

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
Polskiej Akademii Nauk  
Polska Akademia Nauk ZAKŁAD GEOGRAFII ROLNICTWA  
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Kosówkie Przedmieście 30  
00-727 Warszawa

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 115

MARIAN HARASIMIUK

# ROZWÓJ RZEŻBY PAGÓRÓW CHEŁMSKICH W TRZECIORZĘDZIE I CZWARTORZĘDZIE

WROCŁAW • WARSZAWA • KRAKÓW • GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE IG I ZP PAN

70. Pulina M., *Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii*. 1968, s. 94, 34 ilustr., 4 fot., zł 19,—
71. Szupryczyński J., *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*. 1968, s. 127, 15 ilustr., 35 fot., 1 wkładka, zł 34,—
72. Kosiński L., *Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960*. 1968, s. 106, 41 ilustr., zł 28,—
73. Korolec H., *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego*. 1968, s. 67, 16 ilustr., 6 fot., 1 wkładka, zł 24,—
74. Praca zbiorowa. *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*. 1968, s. 216, 12 ilustr., 11 fot., zł 67,—
75. Praca zbiorowa. *Procesy i formy wydmowe w Polsce*. Zbiór prac pod redakcją R. Galona. 1969, s. 386, 69 ilustr., 68 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., *Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce*. 1969, s. 117, 12 ilustr., zł 28,—
77. Praca zbiorowa. *Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych*. 1969, s. 146, 6 ilustr., zł 32,—
78. Korcelli P., *Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii*. 1969, s. 124, 34 ilustr., zł 28,—
79. Koter M., *Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej*. 1969, s. 130, 13 ilustr., 2 wkładki, zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)*  
Nowak W. A., *Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej*. 1970, s. 124, 71 ilustr., 1 załącznik kol., 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., *Próba typologii rolnictwa Pomorza*. 1970, s. 146, 23 ilustr., 7 wkładki, 9 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. *Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa*. 1971, s. 274, 45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*. 1971, s. 95, 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., *Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu ciepłego powierzchni czynnej*. 1970, s. 96, 49 ilustr., 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaczeniu środkowopolskim*. 1970, s. 78, 26 ilustr., 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., *Częstość dni z opadem w Polsce*. 1970, s. 75, 26 ilustr., zł 18,—
87. *Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast*: Dziewoński K., *Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań*; Jerczyński M., *Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru*. 1971, s. 182, 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., *Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu*. 1970, s. 127, 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrijanowska E., *Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich*. 1971, s. 105, 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., *Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast*. 1971, s. 203, 16 ilustr., zł 40,—

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 115

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 115

МАРЯН ГАРАСИМЮК

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ПАГУРОВ ХЕЛМСКИХ  
НА ПРОТЯЖЕНИИ ТРЕТИЧНОГО И ЧЕТВЕРТИЧНОГО  
ПЕРИОДОВ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 115

MARIAN HARASIMIUK

RELIEF EVOLUTION OF THE CHEŁM HILLS  
IN THE TERTIARY AND QUATERNARY

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 115

MARIAN HARASIMIUK

ROZWÓJ RZEŻBY  
PAGÓRÓW CHEŁMSKICH  
W TRZECIORZĘDZIE  
I CZWARTORZĘDZIE

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK  
1975

**Komitet Redakcyjny**

**REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA**  
**ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI**  
**CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL**  
**SEKRETARZ: I. STAŃCZAK**

**Praca doktorska wykonana pod kierunkiem**  
**prof. dra ADAMA MALICKIEGO**

**Redaktor Wydawnictwa Jan Kuźma**  
**Redaktor techniczny Helena Repa**

*Printed in Poland*

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1975.  
Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 8,60, ark. druk. 6,75 + 10 wkl.,  
ark. A1 9. Papier powlek. kl. V, 80 g, 70 × 100. Oddano do składania  
29 IV 1975. Podpisano do druku 11 VIII 1975. Druk ukończono  
w sierpniu 1975. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 2209/75 — A-11.  
Cena zł 26.—

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Cel i metoda pracy . . . . .	7
Zarys historii badań . . . . .	8
Położenie badanego obszaru . . . . .	9
I. Budowa geologiczna . . . . .	12
Tektonika paleozoiku . . . . .	12
Charakterystyka utworów kredowych . . . . .	14
Opoki . . . . .	16
Opoki margliste . . . . .	21
Margle . . . . .	21
Wapień margliste . . . . .	22
Kreda piszcząca . . . . .	22
Piaskowiec glaukonitowy . . . . .	24
Uwagi dotyczące warunków sedimentacji utworów kredowych . . . . .	25
II. Stosunki wodne . . . . .	30
Wody powierzchniowe . . . . .	30
Wody gruntowe . . . . .	30
III. Etapy rozwoju rzeźby . . . . .	34
Dotychczasowy stan wiedzy o rzeźbie Pagórów Chełmskich . . . . .	34
Najstarsze elementy rzeźby . . . . .	35
Elementy rzeźby neogeńskiej i staroczwartorzędowej . . . . .	39
Powierzchnie zrównań . . . . .	41
Wzgórza wyspowe . . . . .	48
Rozwój rzeźby neogeńskiej i staroczwartorzędowej . . . . .	55
Pagóry Chełmskie w okresie zlodowacenia środkowopolskiego . . . . .	63
Interglacja eemski i zlodowacenie północnopolskie . . . . .	72
Powierzchniowe formy krasowe . . . . .	75
Zagadnienie zrównań podstokowych . . . . .	89
Wnioski końcowe . . . . .	92
Literatura . . . . .	95
Развитие рельефа Пагуров Хелмских на протяжении третичного и четвертичного периодов (резюме) . . . . .	101
Relief evolution of the Chełm Hills in the Tertiary and Quaternary (summary) . . . . .	105





## WSTĘP

### CEL I METODA PRACY

Pagóry Chełmskie są najdalej na północny-wschód wysuniętym subregionem Wyżyny Lubelskiej. Łączą one w sobie zarówno elementy rzeźby typowo wyżynnej, jak i nizinnej — poleskiej. Dzięki bogactwu form i osadów, w których została zarejestrowana historia rozwoju rzeźby, region ten stanowi klucz do rozwiązania wielu zagadnień z zakresu geomorfologii i geologii Wyżyny Lubelskiej i Polesia.

Celem pracy jest odtworzenie głównych faz rozwoju rzeźby tego regionu w okresie trzeciorzędu i czwartorzędu oraz charakterystyka najważniejszych procesów rzeźbotwórczych kształtujących jego krajobraz. Tak wyznaczony cel pracy wymagał zastosowania różnorodnych metod badawczych. Pierwszym etapem badań było wykonanie szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego w podziale 1 : 25 000. W trakcie badań terenowych szczególną uwagę zwrócono na zagadnienia dotyczące zjawisk krasowych, jakie powszechnie występują na tym obszarze, oraz na problem genezy wzgórz wyspowych, bardzo charakterystycznych dla badanego regionu. W związku z tym konieczne było wykonanie szczegółowych badań nad litologią skał kredowych, które stanowią główny element budowy geologicznej obszaru. Równoległe z kartowaniem geomorfologicznym wykonano zdjęcie geologiczne obszaru w tej samej podziale. Dokonano również przeglądowych obserwacji geologicznych i geomorfologicznych w obszarach przyległych — Obniżeniu Dubienki, Obniżeniu Dorohuckim oraz we wschodniej części Wyniosłości Giełczewskiej.

Prace terenowe wykonywane były w latach 1965—1970. Około 50% prac terenowych sfinansowane zostało przez Instytut Geografii PAN w ramach kartowania geomorfologicznego Polski w skali 1 : 25 000. W latach 1969—1972 wykonano analizy laboratoryjne oraz opracowanie kartograficzne. Część analiz laboratoryjnych dotyczących właściwości litologicznych skał wieku kredowego wykonano w Instytucie Mineralogii i Żłóż Surowców Skalnych Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie pod kierownictwem Prof. dr. Mariana Kamińskiego i doc. dr. Jacka Rutkowskiego.

Północno-wschodnia część Wyżyny Lubelskiej (międzyrzecze Wieprza i Bugu) od dawna była obiektem zainteresowania badaczy, głównie geologów. W pierwszym okresie badań (druga połowa XIX w.) szczególną uwagę zwrócono na skały kredowe i osady trzeciorzędowe. Pierwsze wiadomości dotyczące geologii tych obszarów podaje J. B. Pusch (1836). Dalejszych danych dostarczył K. Jurkiewicz (1872), który opublikował pierwsze analizy chemiczne skał kredowych, oraz J. Trejdosiewicz (1883), który zaliczył do miocenu piaskowce i zlepy muszlowe występujące w okolicy Chełma. N. Krisztafowicz (1897, 1899) przedstawiając wyniki badań nad utworami kredowymi gubernii lubelskiej i radomskiej zwraca uwagę na wyraźne zróżnicowanie litologiczne utworów kredowych, zwłaszcza w okolicy Chełma. Na marginesie badań geologicznych podkreśla on zależność gór wyspowych w rejonie Chełma od litologii skał kredowych.

Podsumowaniem ówczesnych wiadomości o budowie geologicznej ziem polskich była wydana w roku 1909 *Geologia Ziemi Polskich* J. Siemiradzkiego. W dziele tym autor porusza również zagadnienia dotyczące stratygrafii i litologii kredy okolic Chełma i Rejowca oraz litologii sarmatu tego rejonu.

W okresie międzywojennym omawiany teren nie był obiektem intensywniejszych badań w zakresie geologii i geomorfologii. Spośród prac dotyczących okolic Chełma i Rejowca należy tu wymienić pracę K. Kowalewskiego (1924), w której po raz pierwszy stwierdzono występowanie osadów oligocenu, a także rozdzielono osady sarmatu na sarmat dolny i środkowy. Z. Sujkowski (1931) w swym wielkim studium petrografii kredy Polski jeden z rozdziałów poświęca kredzie powiatu Chełmskiego i Wołynia. Pierwszych danych dotyczących osadów czwartorzędowych w tym regionie dostarczają S. Wołosowicz (1922), B. Zaborski (1927) i J. Lewiński (1932).

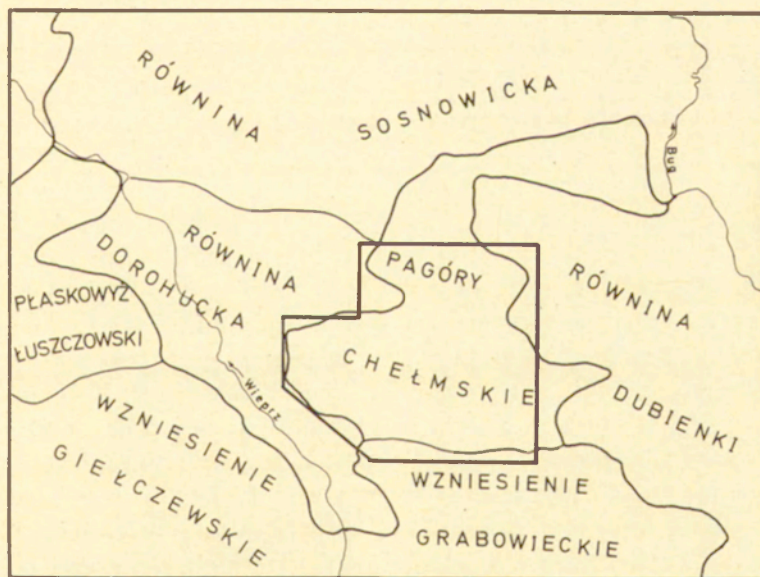
Okres powojenny charakteryzuje się wyraźną intensyfikacją badań geologicznych w interesującym nas regionie. Badania te początkowo skierowane były na ustalenie stratygrafii czwartorzędu (A. Jahn 1946, 1950, 1952, 1956; M. Prószyński 1952) oraz utworów preglacjalnych (A. Jahn, M. Turnau-Morawska 1952), a także bliższe poznanie utworów trzeciorzędowych (M. Turnau-Morawska 1950; Ł. Górecka 1958; K. Kowalewski 1958; J. Morawski 1959). W okresie późniejszym, po roku 1960, na większą uwagę zasługuje praca R. Racinowskiego i J. Rzechowskiego (1960), dotycząca granulometrii osadów czwartorzędowych okolic Chełma, oraz prace J. E. Mojskiego (1961, 1964, 1968), dotyczące utworów pokrywowych i osadów wypełniających dolinę Wieprza.

W związku z odkryciem Lubelskiego Zagłębia Węglowego, w obrębie

którego znalazła się pokaźna część omawianego regionu. daje się zauważyć wyraźna zmiana w profilu badań geologicznych. Zwrócono główną uwagę na głębokie podłoże i jego tektonikę (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski 1970), warunki hydrogeologiczne (A. Rózkowski 1971), a także na utwory kredowe, które stanowią bazę dla rozwijającego się intensywnie przemysłu cementowego (S. Cieśliński, K. Wyrwicka 1970; S. Kozłowski, K. Wyrwicka 1970; K. Wyrwicka 1970; S. Rybicki, J. Rybicki 1973).

#### POŁOŻENIE BADANEGO OBSZARU

Badaniami objęto obszar o powierzchni około 450 km<sup>2</sup> położony w południowej części Pagórów Chełmskich według podziału H. Maruszczaka (1966). Region ten został wyróżniony po raz pierwszy przez A. Chałubińską i T. Wilgata (1954) jako najbardziej na północny-wschód wysunięta część Wyżyny Lubelskiej. Południowa granica tego regionu została przez tych autorów poprowadzona w przybliżeniu na linii dolin: Siennicy na zachodzie i Wełnianki na wschodzie, natomiast północna granica poprowadzona została po północnym skłonie tzw. Łuku Uhruskiego. J. Kondracki wyłącza w swym podziale regionalnym Polski (1961) Pagóry Chełmskie z pasa wyżyn zaliczając je do nizin poleskich. H. Maruszczak (1966)



Ryc. 1. Położenie badanego obszaru (granice regionów wg H. Maruszczaka)  
 Situation of area under investigation (boundaries of regions marked after  
 H. Maruszczak)



Ryc. 2. Sieć rzeczna i położenie miejscowości  
Hydrographical network and position of towns and villages

wydzielając na Wyżynie Lubelskiej regiony geomorfologiczne zmodyfikował nieco południową granicę Pagórów Chełmskich w stosunku do opracowania A. Chałubińskiej i T. Wilgata (1954). Mianowicie przesunął ją ku północy prowadząc po linii: Hruszów—Niedziałowice—Depułtycze—Rożdżałów (ryc. 1, 2). Przesunięcie tej granicy z punktu widzenia geomorfologii jest w pełni uzasadnione ze względu na inny charakter rzeźby południowej części regionu (w ujęciu A. Chałubińskiej i T. Wilgata) w stosunku do części północnej. Tak więc w dalszej części pracy pod określeniem „Pagóry Chełmskie” należy rozumieć region w granicach wyznaczonych przez H. Maruszczaka (1966) — ryc. 1. Region ten bardzo wyraźnie dzieli się na dwie części. Część południowa — w okolicy Rejowca i Chełma — to zasadniczy trzon Pagórów Chełmskich. Od części północnej oddzielony jest on wyraźnym obniżeniem na linii górnej Świnki i dolnej Uherki. Na północ od tego obniżenia pagóry wyspowe mają znacznie mniejsze wysokości bezwzględne, a ostatnie badania geologiczne (T. Uberna 1964) potwierdzają przypuszczenia S. Wołosowicza (1922), że geneza

tw. Łuku Uhruskiego jest dość silnie związana z działalnością akumulacyjną łądolu.

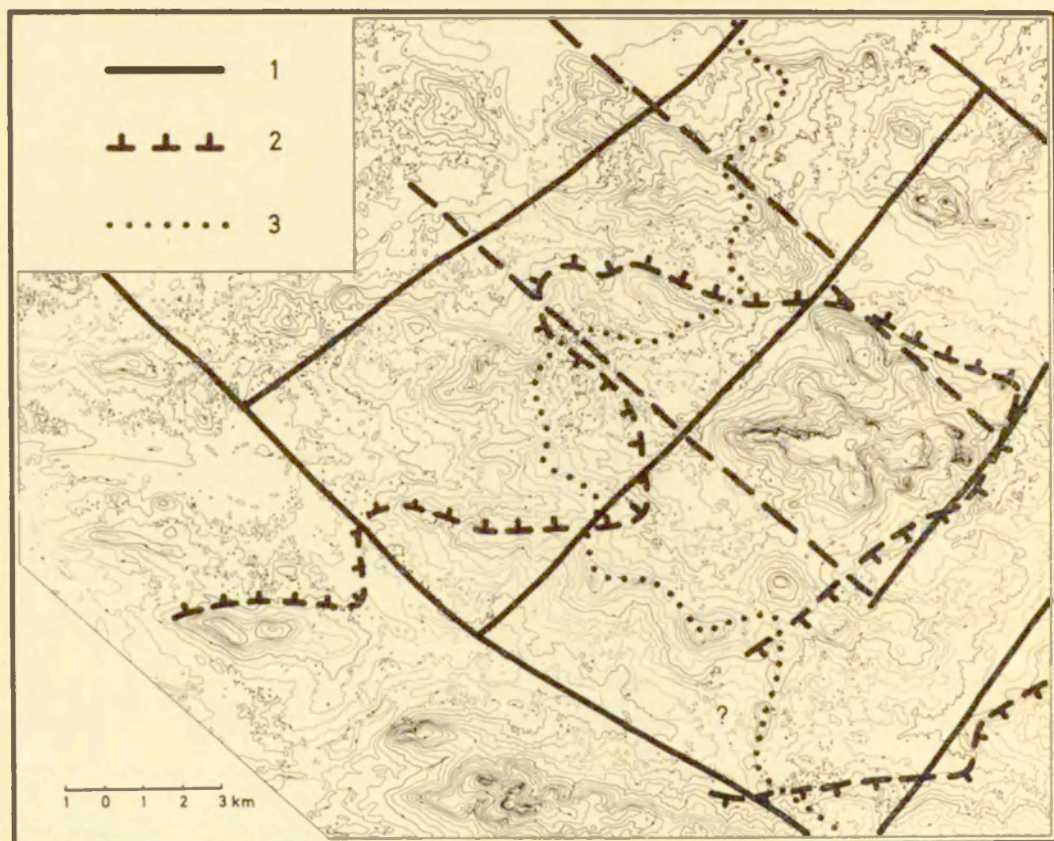
Na zachód od Pagórów Chełmskich znajduje się Obniżenie Dorohuckie, będące częścią Niziny Polesia Zachodniego, natomiast na wschodzie Pagóry Chełmskie graniczą z Obniżeniem Dubienki wchodzącym w skład Niziny Polesia Południowego (H. Maruszczak 1966). Dokładne wyznaczenie granicy wschodniej i zachodniej Pagórów jest praktycznie niemożliwe ze względu na to, że sąsiadujące regiony wnikają w ich obręb szerokimi zatokami. Tak więc granicę obszaru opracowywanego wyznaczono umownie włączając niewielkie części regionów sąsiednich. Na wschodzie poza rejonem opracowywanym znalazły się wzgórza wyspowe, na których położony jest Chełm. Są one jednak dość wyraźnie oddzielone od zasadniczego trzonu Pagórów Chełmskich poprzez rozległą dolinę Uherki.

Na zakończenie pragnę złożyć serdeczne podziękowania promotorowi pracy, prof. dr. A. Malickiemu za cenne uwagi i wskazówki w trakcie opracowywania materiałów. Dziękuję również serdecznie prof. dr. M. Kamińskiemu za umożliwienie mi wykonania analiz właściwości litologicznych skał kredowych w laboratorium Zakładu Złóż Surowców Skalnych AGH, doc. dr. J. Rutkowskiemu za dyskusje na tematy związane z warunkami sedymentacji skał piętrowych kredowego. Dziękuję także prof. dr. A. Jahnowi i prof. dr. H. Maruszczakowi za cenne uwagi zawarte w recenzjach pracy, jak również prof. dr. L. Starkłowi za wiele rad i wskazówek w czasie przygotowywania pracy do druku.

# I. BUDOWA GEOLOGICZNA

## TEKTONIKA PALEOZOIKU

Badany teren leży na pograniczu dwu wielkich jednostek tektonicznych. Część północno-wschodnia należy do zrębowego wyniesienia podlasko—lubelskiego, które wchodzi w skład starej platformy wschodnioeu-

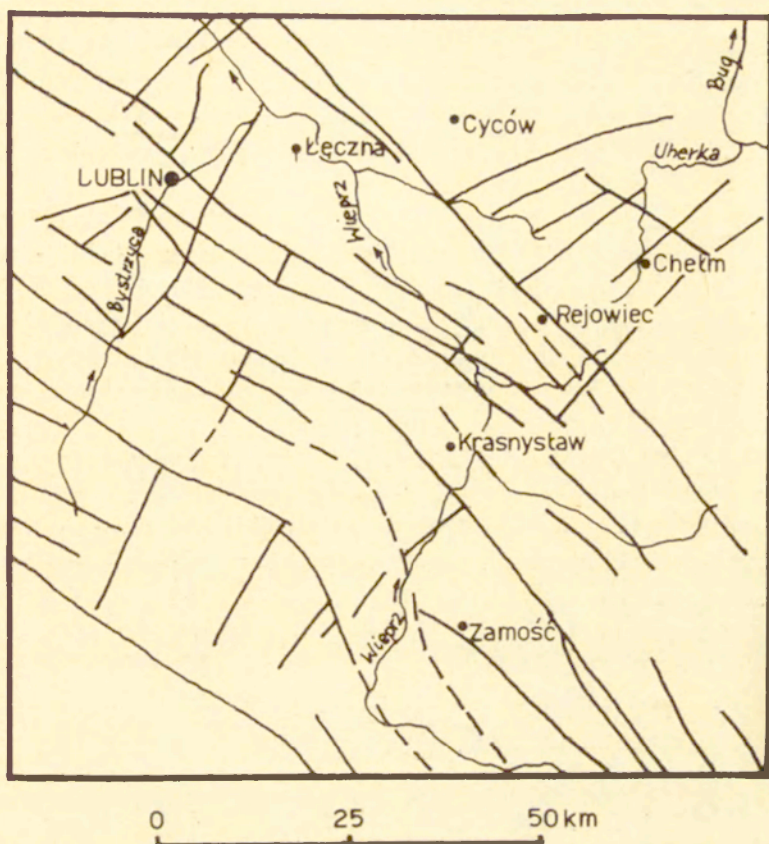


Ryc. 3. Mapa hipsometryczna

1 — główne strefy uskokowe podłoża paleozoicznego (wg A. M. Żelichowskiego); 2 — zasięg zlodowacenia środkowopolskiego (Riss); 3 — dział wodny Wieprz-Bug

### Altitude map

1 — principal fault zones in the Palaeozoic substratum (after A. M. Żelichowski); 2 — extent of Middle Polish Glaciation (Riss); 3 — watershed divide between Wieprz and Bug rivers



Ryc. 4. Tektonika podłoża paleozoicznego Polesia i północno-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (wg A. M. Żelichowskiego 1970)

Tectonics of Palaeozoic substratum in Polesie and in NE part of Lublin Plateau (after A. M. Żelichowski 1970)

ropejskiej, natomiast niewielka część południowo-zachodnia znajduje się w obrębie odcinka lubelskiego synklinorium brzeźnego, będącego częścią rozległego przegłębienia perykratonicznego (W. Pożaryski 1969). Granica między strefą platformową a obszarem synklinorium na odcinku lubelszczyzny prowadzona jest wzdłuż strefy dyslokacji ciągnącej się od Kocka przez Dorohuczę w kierunku Tyszowiec (L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski 1970; A. M. Żelichowski 1972). Strefa ta na badanym obszarze przebiega mniej więcej od Anusina poprzez Rejowiec do Niedziałowic (ryc. 3). Obszar platformowy badanego terenu według L. Miłaczewskiego i A. M. Żelichowskiego (1970) należy do zapadliska włodawskiego oraz do podniesienia chełmsko-hrubieszowskiego zwanego również podniesieniem kumowskim. Jednostki te pocięte są dość licznymi uskokami o kierunkach

zbliżonych do NE—SW oraz mniej wyraźnymi i rzadszymi uskokami o kierunkach zbliżonych do NW—SE (A. M. Żelichowski 1970, 1972). Większość tych uskoków jest wiązana przez tego autora z fazami bretońskimi, chociaż widoczne są wpływy starszych założeń. Tak więc ta część obszaru platformowego charakteryzuje się typową tektoniką blokową (ryc. 4).

W fazie asturyjskiej, według A. M. Żelichowskiego (1970, 1972), został uformowany rów mazowiecko-podlaski, którego częścią składową, na interesującym nas odcinku, jest zapadlisko Stoczka—Dorohuczcy. Fazy późniejsze nie przyczyniły się już do powstania wyraźniejszych kierunków tektonicznych, powodując jedynie odnowienie starych kierunków. Zagadnienie to w ujęciu regionalnym dla całej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza było szeroko omówione przez A. Jahna (1956).

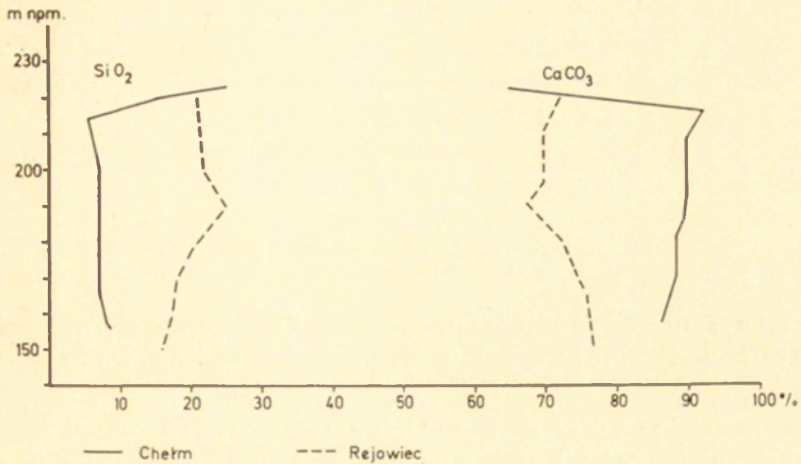
Kompleks skał budujących omawiany teren można podzielić na dwie wyraźnie wyróżniające się części — osady paleozoiku oraz osady mezozoiku. Rola litologii skał należących do paleozoiku jest zupełnie nieistotna dla rzeźby powierzchni ziemi. Osady mezozoiczne składają się z niezbyt miąższej serii skał jurajskich, wykształconych przede wszystkim w facji węglanowej, oraz serii osadów kredowych o miąższości ponad 500 m (S. Cieśliński, K. Wyrwicka 1970).

#### CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW KREDOWYCH

Skały wieku kredowego odgrywają dominującą rolę w budowie geologicznej Lubelszczyzny, a w szczególności jej części wyżynnej. Wypełniają one wielką formę synklinalną położoną na peryferiach platformy wschodnioeuropejskiej (J. Samsonowicz 1925; W. Pożaryski 1960). Okolice Rejowca i Chełma położone są w obrębie wschodniego skrzydła tej rozległej niecki. Seria osadów kredowych o miąższości od 500 do około 800 m w całości składa się ze skał węglanowych o dość zmiennych właściwościach litologicznych (Z. Sujkowski 1931; J. Muller 1960; M. Harapcińska-Depciuch 1960). Zawartość węglanu wapnia jest jednak wysoka w całym profilu i waha się np. w Chełmie od 68 do 87% w kampanie do około 90—96% w turonie. W utworach należących do mastrychtu górnego waha się te mają zakres od 84 do 90% (J. Muller 1960).

Z punktu widzenia badań nad rzeźbą Pagórów Chełmskich najistotniejsza jest jednak charakterystyka cech litologicznych i chemizmu skał tworzących strop utworów kredowych. Na omawianym obszarze są to wyłącznie utwory górnego mastrychtu. Miąższość skał tego piętra, podobnie jak i całego kompleksu kredowego, rośnie w kierunku zachodnim, od około 200 m w okolicy Chełma do około 270 m w okolicy Rejowca (K. Wyrwicka 1970). Cechą charakteryzującą te skały są niewielkie stosunkowo





Ryc. 5. Zawartość SiO<sub>2</sub> i CaCO<sub>3</sub> w pionowym profilu mastrychtu górnego (wg K. Wyrwickiej 1970)

SiO<sub>2</sub> and CaCO<sub>3</sub> content in vertical profile of Upper Maestrichtian (after K. Wyrwicka 1970)

wahania zawartości CaCO<sub>3</sub> w profilu pionowym (ryc. 5) — w okolicach Rejowca 85—90%, w okolicach Chełma 78—95% (K. Wyrwicka 1970). Ta dość wysoka i mało zmienna zawartość węglanu wapnia świadczy o stabilności warunków sedymentacyjnych w basenie morza górnokredowego (Z. Sujkowski 1931; K. Pożaryska 1952).

Nieco większe niż w profilach pionowych wahania zawartości CaCO<sub>3</sub> występują w kierunku poziomym. Wraz ze zmiennością chemizmu skał zmieniają się również ich cechy litologiczne. Wyniki analiz składu chemicznego oraz niektórych cech litologicznych próbek pobranych z wychodni skał kredowych w obrębie Pagórów Chełmskich ilustruje tabela 1. Przy ustalaniu nomenklatury petrograficznej tych skał napotkano na duże trudności wynikające z braku ścisłych definicji pozwalających łatwo wyróżnić poszczególne ich rodzaje. Dotychczasowe definicje Z. Sujkowskiego (1931), W. Pożaryskiego (1948), K. Pożaryskiej (1952), A. Bolewskiego i M. Turnau-Morawskiej (1963) są bądź niezbyt ściśle, bądź niepełne. Zwrócił na to uwagę W. C. Kowalski (1961) proponując równocześnie nową terminologię opartą na procentowej zawartości trzech głównych składników tych skał (węglany, wolna krzemionka, substancja ilasta). Wydaje się jednak, że w odniesieniu do skał górnego mastrychtu okolic Chełma i Rejowca tę precyzyjną i szczegółową klasyfikację należy nieco zmodyfikować. Uwzględniając wszystkie wymienione powyżej klasyfikacje, a także własne wyniki badań nad litologią utworów górnokredowych na

obszarze Pagórów Chełmskich, proponuję następujące definicje skał (dla terenu objętego badaniami):

o p o k a — skała wapienno-krzemionkowa o szkielecie opalowym, nie rozpada się w czasie trawienia  $2n\text{ HCl}$ ;

o p o k a m a r g l i s t a — skała wapienno-krzemionkowa rozpadająca się częściowo w wyniku trawienia  $2n\text{ HCl}$ ;

m a r g i e l — skała wapienno-krzemionkowo ilasta posiadająca ponad 20%  $\text{SiO}_2$  oraz paruprocentową domieszkę tlenków glinu i żelaza, rozpada się całkowicie w  $2n\text{ HCl}$ ;

w a p i e ń m a r g l i s t y — skała wapienno-krzemionkowo-ilasta zawierająca poniżej 20%  $\text{SiO}_2$  oraz kilka procent tlenków glinu i żelaza, rozpadająca się całkowicie w  $2n\text{ HCl}$ ;

k r e d a p i s z ą c a — skała węglanowa z domieszką wolnej krzemionki i substancji ilastej nie przekraczającą łącznie 10%, rozpada się całkowicie w  $2n\text{ HCl}$ ;

p i a s k o w i e c g l a u k o n i t o w y (glaukonityt) — skała złożona głównie z glaukonitu z niewielką domieszką okruchów częściowo odwapnionych opok, lepsze złożone z opalu, miejscami przechodzącego w chalcedon;

g e z a g l a u k o n i t o w a — skała węglanowo-krzemionkowa o spoiwie opalowo-chalcedonowym zawierająca od 20 do 60% ziarn glaukonitu, może występować jako skała pozbawiona wtórnie  $\text{CaCO}_3$  — częściowo lub całkowicie;

o p o k a o d w a p n i o n a — skała krzemionkowo-ilasta zawierająca ponad 80%  $\text{SiO}_2$  i kilkanaście procent tlenków glinu i żelaza, silnie porowata, reaguje bardzo słabo lub nie reaguje wcale z  $2n\text{ HCl}$ .

Spośród wymienionych skał pierwszych pięć to typowe odmiany fałszywe. Piaskowce i gezy występują sporadycznie tylko w kilku punktach i związane są ze stropową partią utworów kredowych. Opoki i gezy odwapnione są związane natomiast ze specyficznym typem wietrzenia tych skał.

Problem klasyfikacji skał kredowych na badanym terenie jest dość istotny z punktu widzenia morfologicznego, ze względu na wyraźną zależność przebiegu szeregu procesów morfogenetycznych i charakteru form rzeźby od niewielkich nawet różnic w wykształceniu litologicznym tych skał.

#### OPOKI

Pod względem składu chemicznego opoki z badanego terenu są zbliżone do opok kredowych z innych obszarów Polski (Z. Sujkowski 1931; W. Pożaryski 1948; K. Pożaryska 1952; W. C. Kowalski 1961; J. Rutkowski 1965).

Jak wynika z wykonanych analiz (tab. 1, poz. 1—11), głównym ich składnikiem jest  $\text{CaCO}_3$ , którego zawartość waha się w granicach 55—69%, przy średniej około 62%. Drugim pod względem ilościowym składnikiem opok jest  $\text{SiO}_2$ , którego zawartość waha się od 22 do 37%. Bardzo duże znaczenie, ze względu na wpływ na właściwości litologiczne, ma ilość wolnej krzemionki — opalu. Właśnie opal stanowi element tworzący, wraz z igłami gąbek, szkielet skały, dzięki czemu skała trawiona w  $\text{HCl}$  nie ulega rozpadowi. Znaczenie opalu w tego typu skałach jest podkreślane przez wielu autorów (L. Cayeux 1929; Z. Sujkowski 1931; K. Pożaryska 1952; J. Rutkowski 1965). Wykonane dla kilku próbek oznaczenia ilości opalu według metody opisanej przez K. Smulikowskiego (K. Pożaryska 1952) wykazały, że badane skały zawierają 5—9% opalu. Są to jednak tylko wartości orientacyjne ze względu na małą dokładność metody oznaczania (J. Rutkowski 1965). Pozostałe oznaczone składniki to tlenki glinu i żelaza. Łączna ich zawartość nie przekracza 6%, przy czym tlenków glinu jest zwykle więcej. Inne składniki, takie jak  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , stanowią domieszkę rzadko przekraczającą 3% (W.C. Kowalski 1961; J. Rutkowski 1965), w związku z czym nie były oznaczane w badanych próbkach. Wahania zawartości tych składników nie mają większego wpływu na cechy litologiczne skał.

Jak już wspomniano powyżej, opoki charakteryzują się występowaniem szkieletu opalowego. Obserwacje drobnych odłamków tych skał, trawionych w 2n  $\text{HCl}$ , wykazały jednak, że część z nich, pochodząca nawet z jednego większego kawałka skały, ulega częściowemu lub całkowitemu rozpadowi, co świadczy o tym, że opal w ogólnej masie skalnej rozmieszczony jest dość nierównomiernie. W związku z tym do analiz chemicznych pobierano średnie próbki z większych zmielonych odłamków skał pochodzących z jednego kamieniołomu, a oznaczenia właściwości litologicznych, takich jak ciężar objętościowy i nasiąkliwość wagowa, wykonywano na przeciętnie 6 odłamkach pochodzących z jednego kamieniołomu. Podane w tabeli 1 wartości są średnimi arytmetycznymi.

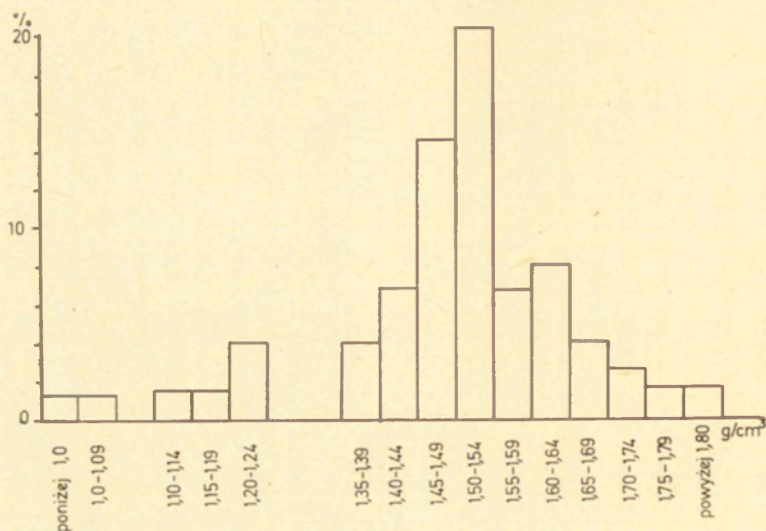
Ciężar objętościowy badanych próbek jest stosunkowo mało zmienny (ryc. 6) i waha się w zakresie 1,45—1,61  $\text{g/cm}^3$ . Wszystkie przebadane próbki wykazują dość wysoką nasiąkliwość wagową wahającą się od 20 do 27% (tab. 1). Pozostaje to w ścisłej zależności od faktu, że omawiane skały są silnie porowate (40—45%). Wysoka porowatość skał tego typu jest zjawiskiem powszechnym, podkreślanym przez wszystkich autorów zajmujących się litologią skał kredowych.

Opoki są najodporniejszą ze wszystkich głównych odmian skał kredowych badanego regionu z wyjątkiem gez i piaskowców glaukonitowych, które odgrywają niewielką rolę ze względu na swe niewielkie rozprzeżnienie. Oznaczone wytrzymałości na ściskanie próbek w stanie po-

Tabela 1. Skład chemiczny i właściwości litologiczne skal kredowych  
 Chemical composition and lithological features of Cretaceous rocks

Miejscowość Locality	Typ skały rock type	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Razem Total	Ciężar objętościowy Volume weight G/cm <sup>3</sup>	Nasiąkli- wość wagowa Water absorbption weight %	Porowatość General porosity %	Zachowanie się próbki w HCL Behaviour of rocks pi- ces in HCl
1. Kanie	opoka	55,61	37,23	2,01	1,98	96,83	1,61	20,52	40,4	Bzm
2. Chojno	„	60,20	31,40	1,71	3,78	97,09	1,45	26,45	41,2	Bzm
3. Elżbiecin	„	58,93	34,10	1,74	3,94	98,71	1,46	27,10	42,1	Bzt
4. Zagrody	„	60,26	33,32	1,37	3,95	98,90	1,47	25,44	43,5	Bzm
5. Nowosiółki	„	57,49	35,82	1,06	3,58	97,95	1,49	24,79	45,1	Bzt
6. Ludwinów	„	61,24	30,98	0,97	3,72	96,91	1,55	25,65	40,1	Bzs
7. Ochoża	„	65,28	27,23	0,75	3,45	96,71	1,54	24,61	40,0	BZm
8. Lechówka	„	61,71	31,92	1,21	3,23	98,07	1,52	26,02	42,0	Bzm
9. Olchowiec 1	„	64,52	26,28	1,28	4,28	96,36	1,50	24,41	44,1	Bzbm
10. Bezek	„	63,97	30,06	1,05	3,08	98,16	1,53	22,45	40,0	Bzm
11. Stawska Góra	„	69,82	22,11	2,00	3,09	97,02	1,59	23,48	40,9	Bzbm
12. Terenin	opoka marglista (marły opoka)	68,02	25,01	1,18	3,89	98,10	1,61	20,92	41,8	Rc
13. Anusin	„	66,85	24,10	1,29	3,96	96,20	1,50	25,58	40,3	Rc
14. Olchowiec 2	„	68,30	23,88	1,19	3,49	96,86	1,53	25,95	43,2	Rc
15. Lipówki	margiel (marl)	66,97	25,90	0,92	3,10	96,89	1,48	27,50	45,2	Rz
16. Adolfin 1	„	68,27	25,74	1,07	1,67	96,75	1,52	26,73	43,9	Rz
17. Krzywowola	„	69,95	24,10	0,91	3,72	98,68	1,55	25,65	42,5	Rz
18. Rejowiec 2	„	68,31	22,61	0,98	4,74	96,64	1,48	28,98	44,9	Rz
19. Gołąb	„	69,20	24,80	0,56	2,97	97,53	1,58	25,58	44,4	Rz
20. Marynin	„	68,30	20,02	0,95	6,72	95,99	1,56	25,20	42,1	Rz
21. Sobowice	„	69,88	19,51	1,79	4,96	96,14	1,54	20,44	42,7	Rz

22. Kolonia Rudka	„	67,95	24,72	0,86	3,79	97,32	1,51	26,63	44,1	Rz
23. Julianów	„	67,38	25,30	1,22	2,98	96,88	1,53	25,16	43,0	Rz
24. Bezek 2	„	72,14	22,03	0,98	1,96	96,11	1,56	25,35	41,4	Rz
25. Bezek 1	wapień marglisty (marly limestone)	78,35	16,23	0,91	1,82	97,31	1,88	13,45	30,4	Rz
26. Adolfin 2	„	74,58	16,26	1,29	2,27	95,40	1,95	11,11	27,8	Rz
27. Siedliszczyki	„	82,21	12,01	0,36	3,90	98,48	1,86	13,80	31,0	Rz
28. Rejowiec 1	„	74,27	18,87	1,06	2,85	97,05	1,83	15,86	30,7	Rz
29. Weremowice	kreda (chalk)	91,85	5,68	0,53	1,02	99,08	1,68	18,89	37,8	Rz
30. Krobonosz	„	90,01	6,02	0,75	1,49	98,27	1,76	17,42	33,9	Rz
31. Chełm	„	90,05	5,05	0,69	2,63	98,42	1,88	13,45	30,4	Rz
32. Lechówka 2	opoka odw. (decalcified opoka)	1,46	80,57	4,95	10,68	97,66	0,88	—	66,0	—
33. Lechówka 3	„	0,95	86,13	3,92	7,23	98,23	0,79	—	69,4	—
34. Leonów 1	„	4,25	76,93	3,29	8,25	92,72	0,98	—	58,6	—
35. Leonów 2	„	13,88	64,93	3,84	12,10	94,75	1,12	—	—	—
Bzt — bez zmian, twarde without changes, hard										
		Bzm — bez zmian, miękkie without changes, soft								
								Bzbm — bez zmian, bardzo miękkie without changes, very soft		
				Rcm — rozpad częściowy partial decomposition						Rz — rozkład zupełny total decomposition



Ryc. 6. Ciężary objętościowe skał kredowych  
Volumetric weights of Cretaceous rocks

wietrzno-suchym wahały się od 110 kG/cm<sup>2</sup> dla próbek ze Stawskiej Góry i Ochoży, 130—150 kG/cm<sup>2</sup> dla próbek z Nowosiółek, Nikodemówki, Zagród do około 170 kG/cm<sup>2</sup> dla próbek z Bezka i Kań. Lokalnie, jak wskazują dane S. Kozłowskiego i K. Wyrwickiej (1970), mogą przekraczać nawet wartość 200 kG/cm<sup>2</sup>. Ogólnie są to jednak wartości znacznie niższe od podawanych dla opok senońskich przez W. C. Kowalskiego (1961), a także J. Rutkowskiego (1965).

W wyniku wietrzenia opok powstaje gruzowa zwietrzelina przechodząca w stropie w zwietrzelinę gruzowo-gliniastą. Miąższość strefy wietrzniowej waha się od 1,5 do 2,5 m.

Na omawianym obszarze opoki nie występują w formie zwartej pokrywy, lecz w postaci izolowanych płatów. Ciągła pokrywa opok występuje dopiero na południe od linii Hruszów—Niedziałowice—Deputytce, a więc już poza obszarem Pagórów. Wielkość płatów opoki na obszarze Pagórów jest bardzo różna. Największe płaty występują w okolicy Janowa i Nowosiółek oraz między Ochożą i Święcicą. W rozmieszczeniu płatów opok dają się zauważyć pewne prawidłowości. Dłuższe osie ułożone są w części północno-wschodniej (platformowej), w kierunku NW—SE. natomiast osie nielicznych wzgórz w części południowo-zachodniej mają kierunki zbliżone do równoleżnikowych. Oprócz tego widoczne jest zgrupowanie płatów opok w trzy równoległe pasy o kierunku NW—SE. Najbardziej południowy pas obejmuje płaty opok od Hruszowa (skąd w kierunku SE rozpoczyna się ciągła ich pokrywa) do Kań. Drugi, wy-

rażnie bardziej zwarty, charakteryzuje się znacznie mniejszym rozbiem na poszczególne płyty i ciągnie się od Ludwinowa—Sobowic do okolic Krowicy. Trzeci natomiast rozciąga się od Kolonii Rudka do Terenina. Na północny-wschód od tego pasa występują już tylko płyty opok w obrębie Stawskiej Góry i Krobonoszy. Miąższość opok w poszczególnych płatach jest zmienna, ale zasadniczo nie przekracza 40 m. Ukierunkowanie płatów opok wykazuje dość wyraźny związek z tektoniką podłoża paleozoicznego. Do zagadnienia tego jeszcze powrócimy.

#### OPOKI MARGLISTE

Skąły tego typu makroskopowo nie odróżniają się od opok. Można je wyróżnić dopiero na podstawie obserwacji zachowania się odłamków w HCl. Opoki margliste ulegają częściowemu rozpadowi. Cząstki pozostałe po trawieniu w HCl mają bardzo różne kształty, co świadczy o nierównomiernym rozłożeniu opalu w skale. Analiza składu chemicznego średnich próbek opok marglistych wykazała w stosunku do opok nieco zwiększoną zawartość  $\text{CaCO}_3$  (ok. 67%) oraz nieco niższą zawartość krzemionki (tab. 1, poz. 12—14).

Pod względem właściwości litologicznych, na podstawie przeprowadzonych analiz kilku próbek opok marglistych, trudno jest stwierdzić istotniejsze różnice w stosunku do opok. Opoki margliste występują jedynie jako cienkie, soczewkowe przewarstwienia wśród innych odmian skał, głównie wśród typowych opok i margli. Obserwowano je w kamieniołomach w okolicy Elźbiecina, Anusina, Terenina, Olchowca i Rejowca, a więc przede wszystkim w zachodniej części badanego obszaru.

#### MARGLE

W obrazie mikroskopowym margle z okolic Rejowca są skałą, której główne tło stanowi pelityczny węgiel wapnia zmieszany z substancją ilastą. Brak jest tutaj wyraźniejszych skupień opalu lub chalcedonu, które wygaszają światło. Szczątki organiczne reprezentowane są przede wszystkim przez otwornice i trudne do rozpoznania fragmenty skorup. Igły gąbek, tak charakterystyczne dla opok, w marglach zdarzają się znacznie rzadziej. Wyraźne zmniejszenie ilości igieł gąbek w skałach typu margli obserwował również J. Rutkowski (1965) w okolicy Miechowa. W stosunku do opisanych powyżej odmian skał margle charakteryzują się wzrostem zawartości  $\text{CaCO}_3$  (66—73%) oraz spadkiem zawartości  $\text{SiO}_2$ , której udział waha się od 19 do 26% (tab. 1 poz. 15—28). Ilość tlenków glinu i żelaza jest w marglach nieco wyższa niż w opokach. Pod względem składu chemicznego można w obrębie margli wyróżnić dwie odmiany róż-

niące się od siebie również i pod względem niektórych właściwości litologicznych. Występują tu margle jasnoszare o zawartości  $\text{CaCO}_3$  powyżej 69% oraz margle nieco ciemniejsze o zwiększonej zawartości substancji ilastej oraz zawartości  $\text{CaCO}_3$  poniżej 69%.

Zróznicowanie zaznacza się również w odporności na ściskanie. Próbki o zwiększonej zawartości węglanów charakteryzują się wytrzymałością rzędu 100—130  $\text{kG/cm}^2$ , podczas gdy inne posiadają wytrzymałość niższą o około 30  $\text{kG/cm}^2$ . Natomiast brak jest zróżnicowania pomiędzy tymi odmianami w pozostałych cechach litologicznych, takich jak: ciężar objętościowy, nasiąkliwość wagowa czy też porowatość. Zaznacza się również wyraźnie mniejsze zróżnicowanie odpowiednich wartości niż w opokach. Ogólnie rzecz biorąc margle mają nieco większą porowatość niż opoki. Margle przy namakaniu wykazują niewielką skłonność do pęcznienia. W przebadanych kilku próbach stwierdzono wzrost objętości rzędu 4—5%. I. M. Gorkowa i inni (1962) podają, że pęcznienie margli górnokredowych z obszaru Białorusi może dochodzić do 6,3% pierwotnej objętości. Zjawisko pęcznienia kredowych skał marglistych obserwował również W. C. Kowalski (1961), wiążąc je z obecnością niewielkich ilości minerałów ilastych z grupy montmorylcnitu.

Margle występują na ogół w strefach obniżen między wzgórzami zbudowanymi z opok. Dlatego też są one zwykle pokryte przez utwory czwartorzędowe.

#### WAPIENIE MARGLISTE

Skały te różnią się zasadniczo od omówionych dotychczas. Przede wszystkim zwraca uwagę wyraźny wzrost zawartości  $\text{CaCO}_3$  do 74—82%, przy równoczesnym spadku ilości krzemionki do 12—18%. Zaznacza się również niewielkie zmniejszenie zawartości tlenków glinu i żelaza. Ciężar objętościowy tych skał jest wyższy — 1,83—1,95  $\text{g/cm}^3$  (tab. 1, poz. 29—31; ryc. 6, 7). Nasiąkliwość wagowa jest niższa od margli prawie dwukrotnie, a porowatość mniejsza o około 10%. Wapienie margliste są wyraźnie bardziej odporne na ściskanie niż margle. Wartości dochodzą tu, a nawet przekraczają 150  $\text{kG/cm}^2$ .

Wapienie margliste występują w kilku niewielkich obszarach grupujących się w okolicy Siedliszczek i Rejowca Fabrycznego oraz między Bezkiem i Adolfinem. Występują one zasadniczo w kompleksie margli. Zasięg pionowy tych skał jest raczej niewielki.

#### KREDA PISZĄCA

Kreda pisząca składa się głównie z cząstek kokkolitów i foraminiferów oraz ze skorup inoceramów (Z. Sujkowski 1931; M. Harapcińska-Depciuch 1960; I. M. Gorkowa 1962). Oprócz cząstek pochodzenia organicz-





stwierdzono, że wzrost objętości może dochodzić do 90%. Badania eksperymentalne I. M. Gorkowej (1962) wykazały, że skały typu kredy piszącej charakteryzują się dość wysoką podatnością na rozpuszczanie. Jednak niszczenie mechaniczne powierzchni kredy jest szybsze od rozpuszczania. Jak wykazały obserwacje próbek kredy z kamieniołomu w Chełmie, poddanych działalności strumienia wody w warunkach laboratoryjnych, kreda jest skałą łatwo rozmywalną.

W wyniku wietrzenia kredy piszącej powstaje materiał ilasty z niewielką domieszką zaokrąglonych okruchów. Zwietrzelinę o podobnym charakterze dają również margle. Ten typ zwietrzeliny jest wyjątkowo podatny na procesy soliflukcyjne i zmywy powierzchniowe, a równocześnie słabo przepuszczalny (H. Maruszczak 1963).

Występowanie typowej kredy piszącej stwierdzono jedynie we wschodniej części badanego obszaru w okolicach Weremowic i Stawu.

Wszystkie wymienione dotychczas odmiany skał są silnie i głęboko spękane. Szczególnie sieć spękań przypowierzchniowych jest bardzo gęsta. Według J. Rzechowskiego (1964) może dochodzić nawet do 80 m/m<sup>2</sup>. Wyraźnie mniejsze wartości podają dla kredy z Chełma S. Rybicki i J. Rybicki (1973). Według tych autorów sieć spękań dochodzi do 13,6 m/m<sup>2</sup> w strefie do 10 m głębokości. Wartość ta spada do około 4 m/m<sup>2</sup> w strefie głębokości 20—30 m. Główne kierunki spękań określają azymuty 40—50° i 280—290°. Cechą charakterystyczną kierunków spękań jest ich zgodność z kierunkami głównych stref uskokowych w podłożu paleozoicznym (A. M. Żelichowski 1970).

#### PIASKOWIEC GLAUKONITOWY

W stropowych partiach utworów kredowych, w obrębie wzgórz zbudowanych z opok, w kilku punktach (Lechówka, Elźbiecin, Zawadówka, Chełm) występują przewarstwienia skał zawierających glaukonit w dużych ilościach bądź też składających się głównie z glaukonitu. Na obecność tych skał zwrócili uwagę N. Krisztafowicz (1899) i M. Prószyński (1952).

Są to skały złożone przede wszystkim z ziarn glaukonitu, wśród których tkwią nieregularne okruchy i niewielkie otoczaki opok, które są odwapnione (fot. 1). Spotykane są również sporadycznie skrzemionkowane, nieoznaczalne odłamki muszli oraz kongrecje pirytu. Znacznie częstsze są soczewki chalcedonu.

Kontakt tych skał z położoną niżej opoką ma charakter erozyjny. Na powierzchni opoki widoczne są ślady rozmyć, a także być może kanały skałotoczy. W niektórych partiach dolnej części piaskowca widoczne są wyraźne ślady warstwowania podkreślone smugami żazelazienia. Ku górze ilość ziarn opoki maleje a skała przechodzi w czysty glaukonityt.

Mięszość tych skał może dochodzić do kilku metrów. Posiadają one bardzo dużą odporność na ściskanie, dochodzącą do 1000 kG/cm<sup>2</sup>. Lepiszczem jest opał przechodzący w chalcedon. Najbardziej znane, dzięki licznym wierceniom, miejsce występowania tych skał znajduje się na górze Sobornej w Chełmie. Podobny typ skał występuje na północ od Zawadówki.

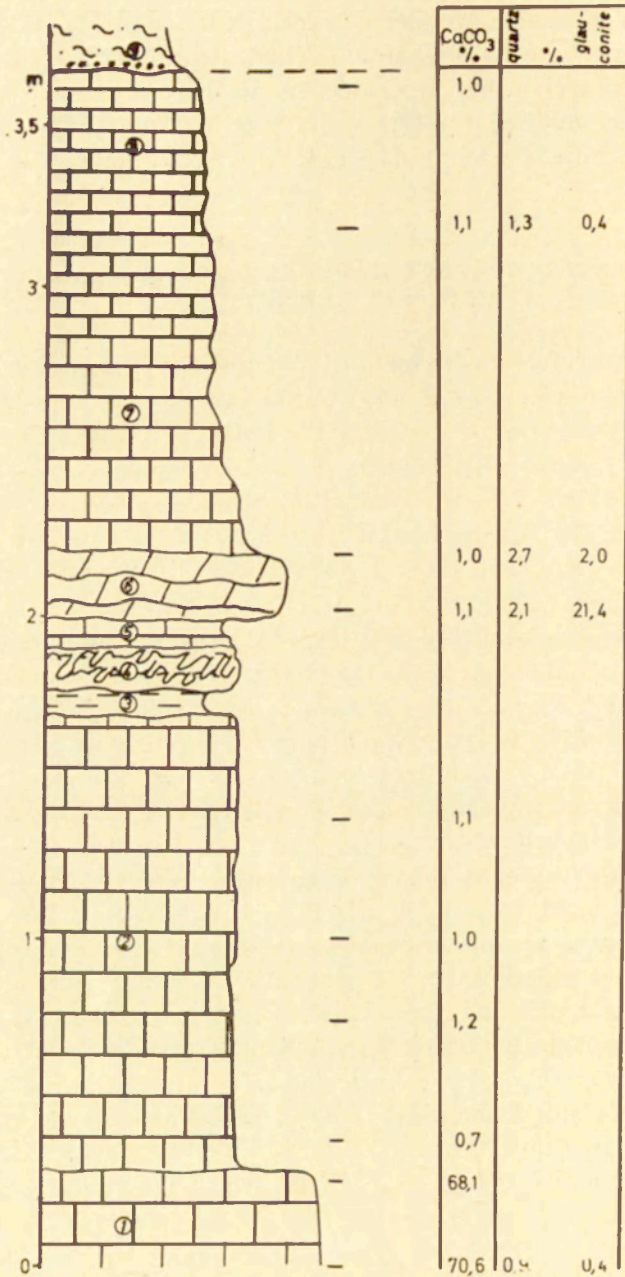
#### UWAGI DOTYCZĄCE WARUNKÓW SEDYMENTACJI UTWORÓW KREDOWYCH

Problemem warunków sedymentacji kompleksu skał wieku kredowego zajmował się jako pierwszy Z. Sujkowski (1931), a następnie K. Pożaryska (1952). Interesujących danych na ten temat dostarczają również prace W. Pożaryskiego (1948, 1956), J. Rutkowskiego (1965), J. Uberny (1967), S. Cieślińskiego i K. Wyrwickiej (1970).

Jak wynika z danych pochodzących z wierceń w Chełmie i Rejowcu (M. Harapcińska-Depciuch 1960; K. Wyrwicka 1970), cechą charakteryzującą profile pionowe górnego mastrychtu w tym regionie jest bardzo niewielka zmienność chemizmu skał (ryc. 5), co wskazuje na ciągłość dość jednorodnych warunków sedymentacyjnych. Podobne wnioski wysunął znacznie wcześniej, na podstawie wyników wiercenia w Lublinie, Z. Sujkowski (1931). Dopiero w stropowych partiach mastrychtu górnego obserwuje się pewne zmiany chemizmu skał (głównie w zawartości węglanów i krzemionki). Są one wskaźnikiem zmieniających się warunków sedymentacyjnych zachodzących w wycofującym się morzu górnokredowym.

Cechą charakterystyczną omawianego regionu jest jego położenie na pograniczu dwu stref facjalnych morza górnokredowego (W. Pożaryski 1962). Dno ówczesnego morza stanowiło biotop zamieszkały przez biocenozę z głównym składnikiem — gąbkami. Drugim typem biocenotycznym była biocenoza planktoniczna, z której najlepiej zachowały się otwornice (W. C. Kowalski 1961). Oprócz substancji organicznej w skład tworzącego się osadu wchodziły substancje mineralne, głównie substancja ilasta (przeważnie illit i montmorylonit) i w bardzo niewielkim stopniu ziarna kwarcu i pirytu (K. Pożaryska 1952; W. C. Kowalski 1961).

Obecnie panują dość zgodne poglądy na warunki sedymentacji osadów, z których powstawały opoki, margle czy kreda piszcząca. Z. Sujkowski (1931) i K. Pożaryska (1952) przyjmują, że osady, z których powstawały margle, tworzyły się w środowisku słabo redukcyjnym, źle przewietrzonym, przy braku prądów i w warunkach spokojnej sedymentacji. Dzięki temu mogła się tu osadzać nieco większa ilość substancji ilastej. Natomiast osady, z których powstawały opoki, osadzały się według tych autorów w strefach lepiej przewietrzanych, przy słabych prądach dennych.



Ryc. 8. Profil litologiczny odsłonięcia kredy w Lechówce

1 — opoki; 2 — opoki odwapnione; 3 — ily bentonitowe; 4 — opoki odwapnione z kanałami skalotoczy; 5 — opoki odwapnione; 6 — gezy odwapnione; 7 — opoki odwapnione, silnie spękane; 8 — opoki odwapnione, bardzo silnie spękane; 9 — piaski glaukonitowe w spągu ze żwirkami (oligocen)

Lithological profile of Cretaceous outcrop at Lechówka

1 — opokas; 2 — decalcified opokas; 3 — bentonitic clays; 4 — decalcified opokas containing lithophag burrows; 5 — decalcified opokas; 6 — decalcified gaizes; 7 — strongly jointed decalcified opokas; 8 — very strongly jointed decalcified opokas

które powodowały zmniejszanie się substancji ilastej w czasie sedymentogenezy. Z. Sujkowski (1931) przyjmuje, że osady tego typu tworzyły się w morzach o głębokości przekraczającej 500 m. Zupełnie inne warunki musiały panować w morzu w czasie osadzania się utworów zawierających glaukonit. Według K. Smulikowskiego (1953) minerał ten wytrąca się w morzach stosunkowo płytkich (ok. 200 m), prawdopodobnie na garbach podmorskich, gdzie występują na tyle silne prądy denne, by powodować nawet okresową erozję dna. Obserwacje K. Pożaryskiej (1952) z okolic Puław również wskazują, że osad z którego tworzyły się gezy powstawał w pobliżu dolnej granicy szelfu, a więc na głębokości około 200 m. W okolicy Puław gezy związane są z serią tzw. twardego dna zaobserwowanego na przełomie mastrychtu i danu. Warstwa stwardniała jest wiązana przez K. Pożaryską (1952) z gwałtowną zmianą warunków sedymentacyjnych. Wydaje się, że zarówno pozycja stratygraficzna jak i wykształcenie litologiczne skał z Lechówki (ryc. 8) są zbliżone do serii twardego dna z Puław.

Na podstawie danych z literatury oraz własnych obserwacji wydaje się, że kolejność zmian warunków sedymentacyjnych w morzu górnokredowym okolic Rejowca i Chełma była następująca: w ciągu dolnej i środkowej części mastrychtu górnego przebieg sedymentacji był spokojny. Można jedynie stwierdzić, że we wschodniej części terenu przeważała facja kredy piszącej, natomiast w części zachodniej ilość substancji ilastej była nieco większa, nieco inne były też warunki biocenotyczne. W górnej części mastrychtu górnego rozpoczęły się zmiany, które wyraźniejsze były w części zachodniej. Wyspowo pojawiły się kolonie gąbek, a w pewnym momencie, w konsekwencji zachodzących zmian, nastąpiła przerwa w sedymentacji, stwardnienie dna, następnie jego erozja i równocześnie osadzenie się glaukonitu. Epizod ten wydaje się nie długotrwały, ponieważ seria osadów glaukonitowych jest stosunkowo cienka. Ponownie wyspowo tworzyły się osady, z których powstawały opoki. Fakt występowania piaskowca glaukonitowego na Górze Sobornej wydaje się świadczyć, że zakończenie sedymentacji odbywało się w warunkach zbliżonych do tych, w jakich powstawały gezy. Sprawa wieku stropowego kompleksu osadów jest otwarta. Być może na podstawie analogii można przyjąć, że mamy tu do czynienia z przejściem od mastrychtu do dano-montu (K. Pożaryska 1952, 1967; S. Cieśliński, K. Wyrwicka 1970).

Pozostaje do wyjaśnienia, co było przyczyną zmian facjalnych w morzu górnokredowym. J. Rutkowski (1965) uważa, że jedną z przyczyn powstawania poziomów piaszczysto-glaukonitowych były ruchy podłoża. A. M. Żelichowski (1970, 1972) przyjmuje, że regresja morza górnomastrychckiego związana była z fazą laramijską. Autor ten na podstawie danych geofizycznych i głębokich wierceń wysuwa sugestię, że zarówno w jurze jak

i kredzie odnawiały się uskoki starszego podłoża. Być może, że właśnie odnawianie się starych uskoków i niewielkie ruchy dna morskiego w czasie sedymentacji przyczyniły się do zmian facjalnych osadów. Na lekko dźwiganych zrębach istniały warunki do rozwoju kolonii gąbek, natomiast w strefie obniżeń związanych z liniami dyslokacyjnymi osadzały się w nieco większej ilości materiały ilaste, w związku z tym, że strefy te mogły stanowić obszary słabiej przewietrzane i pozbawione prądów. Na takie właśnie związki przebiegu sedymentacji z tektoniką podłoża wskazuje choćby dość wyraźne ukierunkowanie występowania płatów opok wspomniane powyżej.

Na zależność zmienności facji skał górnokredowych od ruchów podłoża zwraca uwagę w ujęciu regionalnym W. Pożaryski (1960). Określa on równocześnie cykl zmian facjalnych osadów w czasie transgresji morza i w czasie regresji. Dla regresji, na podstawie badań nad kredą Polski, podaje cykl następujący: margle, opoki, gezy, piaski glaukonitowe. Ten cykl osadów jest właśnie typowy dla Pagórów Chełmskich, z tym że po fazie osadzania się utworów typu gezy osadziły się ponownie opoki.

Złożony na dnie morza osad ulegał przemianom diagenetycznym i epi-genetycznym w okresach późniejszych. Na podstawie badań chemizmu skał, składu mineralogicznego oraz charakteru zachowania się szczątków organicznych powszechnie przyjmuje się, że skały górnokredowe ulegały stosunkowo niewielkim przemianom diagenetycznym (L. Cayeux 1929; Z. Sujkowski 1931; K. Pożaryska 1952; W. C. Kowalski 1960, J. Rutkowski 1965). Głównie były to zmiany w ilości węglanu wapnia, a więc kalcyfikacja i dekalcyfikacja, oraz zmiany w ilości krzemionki, a także jej zmiany postaciowe.

Zarówno Z. Sujkowski (1931) jak i K. Pożaryska (1952) zwracają uwagę na fakt, że najmniejszej diagenecie podlegały utwory typu margli i kredy piszącej. Świadczy o tym, według tych autorów, obecność w marglach nielicznych igieł gąbek zachowanych w materiale pierwotnym — opalu, oraz fakt zachowania się ziaren minerału nietrwałego — pirytu. Prawdopodobnie lokalnie na dnie morza wśród osadów marglistych wytrącały się osady nieco bogatsze w  $\text{CaCO}_3$ , które dały początek późniejszym przerostom wapiennym, powstałym w wyniku słabo zaznaczonej krystalizacji kalcytu w osadzie.

Wyraźnie większym przemianom w czasie diagenetyki podlegały osady typu opoki. W związku ze znacznie większą ilością igieł gąbek w tych osadach były one początkowo znacznie bardziej porowate, dzięki czemu podatniejsze na diagenetę, a głównie na procesy sylyfikacji.

Według L. Cayeux (1929) i Z. Sujkowskiego (1931) proces sylyfikacji polegał na tym, że krzemionka igieł gąbek została zastąpiona węglanem wapnia. Rozpuszczona krzemionka przechodziła do lepszycza dzięki dużej

porowatości skały i koncentrowała się wokół innych krzemionkowych szczątków organicznych. Prawdopodobnie wędrówka krzemionki w konsolidującym się osadzie, a także być może już w częściowo skonsolidowanym, odbywała się na nieznaczne odległości. Tym można chyba tłumaczyć dość nierównomierną cementację, a także obecność wśród opok niewielkich soczewek czy gniazd pozbawionych szkieletu krzemionkowego. Połączone opalem spikule gąbek utworzyły szkielet skały, który został usztywniony w końcowym okresie diagenety w wyniku dehydratacji krzemionki. Proces ten nie jest jednak zakończony, o czym świadczą pewne zmiany właściwości opok po wydobyciu ich na powierzchnię. Zwiększają one wówczas nieco swój ciężar objętościowy, twardnieją i nieco kurczą się, a w czasie nasycania wodą pęcznieją (W. C. Kowalski 1961).

## II. STOSUNKI WODNE

### WODY POWIERZCHNIOWE

Zachodnia część badanego obszaru należy do dorzecza Wieprza i jest odwadniana przez Mogielnicę, Potok Pawłowski i Rejkę (ryc. 2). Wszystkie te niewielkie rzeki wypływają z obszarów torfowych. Brak tu wyraźnych źródeł. Jedynie w górnej części doliny Mogielnicy występowało niewielkie źródło o wydajności około 2 l/s, które zanikło po przeprowadzeniu melioracji. Koryta wymienionych wyżej rzeczek na skutek działalności człowieka utraciły swój pierwotny charakter. Głównym przejawem tej działalności są liczne rowy melioracyjne oraz kompleksy stawów, spośród których największy znajduje się na wschód od wsi Kanie. Przy budowie niektórych stawów wykorzystano również szereg wertebów krasowych, położonych w sąsiedztwie den dolin rzecznych. W okolicach Marynina i Józefowa występuje kilka jeziorzek o powierzchni nie przekraczającej 0,5 ha. W okresach wilgotniejszych ilość małych, okresowych jeziorzek znacznie wzrasta. Wszystkie one są związane genetycznie ze zjawiskami krasowymi.

Część wschodnia terenu należy do dorzecza Bugu i jest odwadniana przez Garkę i Uherkę. Rzeki te również wypływają z obszarów torfowych. Jedynie w dolinie Garki występują trzy większe źródła, dla których obszary alimentacyjne stanowią pagóry w okolicy Janowa i Ochoży zbudowane z uszczelinionych opok.

### WODY GRUNTOWE

Charakter wód gruntowych i sposób ich występowania zmienia się w zależności od litologii utworów stanowiących warstwę wodonośną. Z tego względu na badanym terenie wyróżnić można wody w utworach kredowych, trzeciorzędowych, czwartorzędowych oraz w utworach holocen-skich wypełniających doliny rzeczne. Na temat występowania wód gruntowych w skałach kredowych na Wyżynie Lubelskiej istnieją dwa poglądy.



T. Wilgat (1959, 1970) i B. Szalkiewiczówna (1965) reprezentują pogląd o występowaniu tu wód o charakterze warstwowo-szczelinowym z powszechną wielopoziomowością. Górny poziom jest współkształtny z powierzchnią topograficzną, natomiast poziomy niższe związane są na ogół z litologią skał, i nie stwierdza się ich zależności od sytuacji topograficznej (B. Szalkiewiczówna 1965). Natomiast S. Krajewski (1965, 1970) i B. Paczyński i inni (1965) reprezentują pogląd o wodach szczelinowych występujących w zasadniczym jednym poziomie (nie wykluczając występowania lokalnych, o niewielkim znaczeniu poziomów położonych ponad głównym zwierciadłem).

Na podstawie licznych danych pochodzących ze studni wierconych i kopanych można stwierdzić, że na badanym terenie występuje jeden poziom wód gruntowych o zwierciadle swobodnym lub lekko napiętym. Współczynniki przepuszczalności, obliczone na podstawie próbnych pompowań, wykazują wahania rzędu  $0,2-1,5 \times 10^{-5}$  m/s (tab. 2).

Tabela 2. Współczynnik przepuszczalności skał górnokredowych obliczony na podstawie próbnych pompowań w studniach wierconych  
Filtration coefficient in drilled wells

Miejscowość Locality	Typ skały Rocktype	Współczynnik przepuszczalności Filtration coefficient m/sec	Twardość wody w stopniach nie- mieckich Degree of hardness (German scale)
Krasne	margle — marls	$0,5 \times 10^{-5}$	17,6°
Wólka Kańska	margle — marls	$1,0 \times 10^{-5}$	13,8°
Rejowiec	margle — marls	$0,7 \times 10^{-5}$	13,1°
Rejowiec	wapienie margliste	$1,0 \times 10^{-5}$	—
Kamionka	marly limestones	$1,5 \times 10^{-5}$	18,5°
Krupce	kreda — chalk	$0,2 \times 10^{-5}$	17,0°
Chełm	kreda — chalk	$0,3 \times 10^{-5}$	12,5°
Deputycze	kreda — chalk	$0,3 \times 10^{-5}$	20,0°

Wszystkie studnie ujmują wody z margli, kredy piszącej lub wapieni marglistych. Przytoczone w tabeli dane dotyczące współczynnika filtracji mieszczą się w granicach współczynników wyliczonych dla całego obszaru południowej części synkliny brzeźnej (J. Krajewska-Pinińska 1963). Autorka ta zwraca uwagę na rysującą się zależność współczynnika przepuszczalności od litologii skał. Podobne wnioski, z zastrzeżeniem, że oparte na niewielkiej liczbie danych, można wyciągnąć z materiałów dotyczących badanego terenu (tab. 2). Wynika z nich, że utwory typu kredy piszącej

mają najmniejsze współczynniki przepuszczalności. Niskie współczynniki dla kredy związane są z jej podatnością na pęcznienie w czasie nawilżania i związane z tym zaciskanie szczelin. Należy tu podkreślić, że przepuszczalność wodna omawianych skał związana jest wyłącznie z ich uszczelnieniem (J. Krajewska-Pinińska 1963). Skały typu margli i kredy są w stanie nie spękany praktycznie rzecz biorąc nieprzepuszczalne. W celu określenia jaka jest przepuszczalność nie spękanej kredy piszącej wykonano pomiary przepuszczalności próbki z kamieniołomu w Chełmie na głębokości 4 m. Przepuszczalność na powietrze dla próby powietrznie suchej wyniosła  $2,0 \times 10^{-8}$  m/s. Zbliżoną wartość uzyskali S. Rybicki i J. Rybicki (1973).

Jak wynika z badań hydrogeologicznych prowadzonych dla potrzeb Lubelskiego Zagłębia Węglowego (A. Rózkowski 1971), utwory kredowe charakteryzują się wyraźnym spadkiem przepuszczalności na głębokości rzędu 100—130 m od powierzchni terenu, a poniżej są to już utwory praktycznie nieprzepuszczalne. Związane to jest prawdopodobnie z zaciskaniem szczelin na skutek ciśnienia warstw nadległych. Podobne obserwacje dotyczące wód gruntowych w utworach kredowych przytacza również G. A. Maksymowicz (1969) dla obszaru Wołynia, gdzie seria skał nieprzepuszczalnych występuje przeciętnie na głębokości około 100 m. Jest to więc zjawisko związane z litologią skał tego typu, a nie z innymi czynnikami o charakterze lokalnym.

Tak więc w skałach kredowych można wyróżnić trzy strefy pionowe o zróżnicowanych warunkach wodnych:

a) Strefa przypowierzchniowa, w której skały są tylko lekko zawilgocone, dość silnie spękane, a duża ilość szczelin wypełniona jest ıłem. Mięszość też strefy jest zależna od rzeźby terenu, ale nie przekracza 20 m. Występuje tu powolny, grawitacyjny ruch wody.

b) Strefa saturacji z występującym bardzo powolnym ruchem wody w szczelinach. Drożność tych szczelin może się zwiększać w miarę intensywnej eksploatacji. Zasięg tej strefy do 100—130 m.

c) Strefa nieprzepuszczalna, gdzie nie stwierdzono dopływu wód w otworach wiertniczych, sięgająca do spągu utworów kredowych.

Wody w utworach trzeciorzędowych występują lokalnie i związane są na ogół z residualnymi ıłami eoceńskimi stanowiącymi warstwę nieprzepuszczalną. Interesujące jest występowanie w okolicy Rejowca wód gruntowych w dużych lejach krasowych wypełnionych utworami plioceńskimi. Wody te są niezależne od wód kredowych i zawieszane w stosunku do nich.

Wody w utworach czwartorzędowych występują zasadniczo tylko w rejonie Majdan Stajne—Aleksandrówka—Krzywowola, a więc na ob-

szarze występowania miąższych pokryw tych utworów. Stwierdzono występowanie dwu, a nawet trzech poziomów związanych z przewarstwieniami ilastymi czy gliniastymi w profilu czwartorzędu.

W dolinach rzecznych i kotlinach wody występują na niewielkiej głębokości nawiązującej do poziomu wody w rzekach. Są to przeważnie wody w utworach organogenicznych lub piaszczystych kontaktujące się w strefie zboczy z wodami kredowymi.

### III. ETAPY ROZWOJU RZEŻBY

#### DOTYCHCZASOWY STAN WIEDZY O RZEŻBIE PAGÓRÓW CHEŁMSKICH

Do roku 1956 nie ukazała się żadna praca dotycząca rzeźby omawianego regionu. Tym niemniej w kilku pracach geologicznych znajdują się wzmianki dotyczące różnych elementów rzeźby. K. Jurkiewicz (1872) i N. Krisztafowicz (1897, 1899) zwracają uwagę na charakterystyczny krajobraz izolowanych wzgórz w okolicach Chełma podkreślając, że wzgórza te są zbudowane z różnych materiałów, jak również, że kreda w obrębie wzgórz nie jest jednorodna. S. Wołosowicz (1922) zwraca uwagę na formy związane z działalnością lądolodu w tym regionie, wysuwając koncepcję, że Łuk Uhruski, będący północną częścią Pagórów Chełmskich, jest moreną czołową.

Znacznie większe zainteresowanie geomorfologów w okresie międzywojennym budziły obszary położone na północ lub na wschód od Pagórów. Ukazało się wówczas cały szereg prac dotyczących rzeźby Polesia, spośród których należy wymienić prace: B. Zaborskiego (1927), E. Ruhle (1933), S. Pawłowskiego (1930). Również w okresie powojennym Polesiem interesowano się w większym stopniu niż położonymi bezpośrednio na południe Pagórami Chełmskimi (T. Wilgat 1957, 1963). O ile w okresie przedwojennym głównym przedmiotem badań była rzeźba związana z działalnością lądolodu, to w ostatnich 20 latach większą uwagę zwrócono na elementy rzeźby przedczwartorzędowej lub na formy związane ściśle z występowaniem w podłożu skał węglanowych (T. Wilgat 1950; J. Rzechowski 1962; M. Harasimiuk 1965; H. Maruszczak 1966). Najważniejszą jednak pracą poświęconą w całości rzeźbie Pagórów Chełmskich jest rozdział w *Wyżynie Lubelskiej* A. Jahna (1956) zatytułowany „Pagóry Chełmskie i Kotlina Dubienki”. Jest to jak dotychczas najpełniejsze opracowanie morfologii tego regionu.

Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich będzie rozpatrywany w poszczególnych okresach geologicznych — od regresji morza górnokredowego aż po okres współczesny. W tym czasie nastąpiło szereg ważnych zdarzeń geologicznych kształtujących czy warunkujących rozwój i przeobrażanie form rzeźby.

## NAJSTARSZE ELEMENTY RZEŻBY

Regresja morza kredowego z obszaru Wyżyny Lubelskiej następowała na przełomie kredy i trzeciorzędu. Zapoczątkowana została w górnym mastrychcie, ale północno-zachodnia część Wyżyny wynurzyła się dopiero w dano-moncie (K. Pożaryska 1952, 1967). Na podstawie analogii litologicznych można przypuszczać, że skały stanowiące strop utworów kredowych w okolicach Chełma i Lechówki są wiekowymi odpowiednikami skał z rejonu Puław, które są datowane przez K. Pożaryską (1952) właśnie na dano-mont. Od tego czasu rozpoczął się okres rozwoju rzeźby Pagórów Chełmskich.

Cały pas wyżyn środkowopolskich był w okresie paleogenu łądem, który podlegał silnej degradacji. W jej wyniku powstała w różnych regionach — począwszy od Sudetów poprzez Wyżynę Śląsko-Krakowską. Góry Świętokrzyskie wraz z przyległymi wyżynami po Wyżynę Lubelską — rozległa powierzchnia zrównania (S. Lencewicz 1934; M. Klimaszewski 1958). Powierzchnia ta została określona przez L. Sawickiego (1925) jako „paleogeńska powierzchnia zrównania”. Ścina ona różne elementy budowy geologicznej, różne też jest jej obecne położenie hipsometryczne.

Cały szereg danych wskazuje, że warunki, w jakich ta powierzchnia była kształtowana, były zbliżone w całym pasie wyżynnym. We wszystkich regionach z powierzchnią tą związane jest występowanie utworów lub form świadczących o intensywnym wietrzeniu chemicznym zachodzącym w warunkach klimatu gorącego i wilgotnego (M. Klimaszewski 1958). Tam, gdzie w podłożu występowały skały węglanowe, następował intensywny rozwój procesów krasowych, o czym świadczy obecność licznych form kopalnych (S. Gilewska 1963; C. Radłowska 1963; D. Kosmowska-Suffczyńska 1966), natomiast w rejonach występowania innych rodzajów skał powstawały głębokie pokrywy wietrzeniowe. Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w obszarach występowania opok kredowych, w wyniku intensywnego wietrzenia chemicznego następowało głębokie odwapnianie tych skał (M. Kamiński, Z. Sokalski 1951; W. Pożaryski 1951, 1956; M. Kamiński 1953).

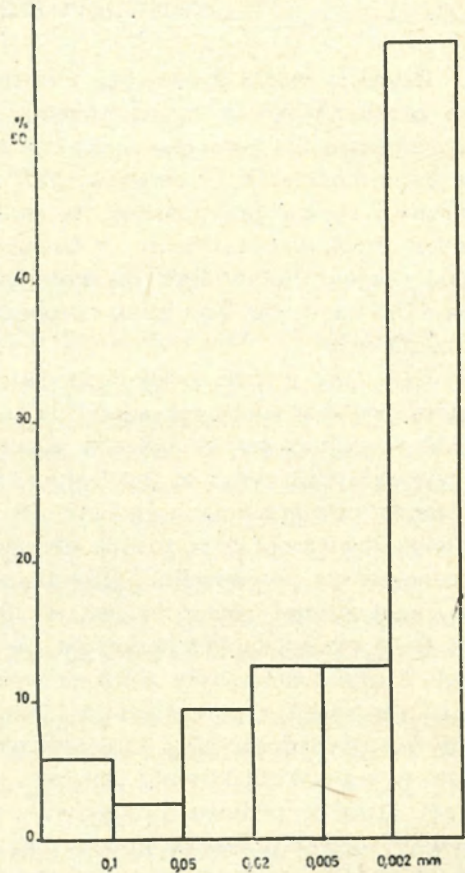
Podobnym procesom degradacyjnym i wietrzeniowym poddana była w okresie paleogenu również i Wyżyna Lubelska wraz z Rostoczem (A. Jahn 1956). Słaba odporność skał, późniejsze transgresje morskie obejmujące część tego obszaru oraz intensywna działalność degradacyjna w pliocenie i czwartorzędzie przyczyniły się do tego, że powierzchnia paleogeńska na obszarze Wyżyny Lubelskiej jest zachowana przede wszystkim w postaci kopalnej, pod utworami oligocenu i miocenu. Region Pagórów Chełmskich jest wraz z okolicami Piotrkowa na Wyniosłości Giełczewskiej i Rostoczem obszarem, gdzie utwory oligoceńskie zachowały

się w kilku izolowanych płatach. Podłożem dla tych utworów są ropy o charakterze zwietrzelinowym.

Na obszarze Pagórów Chełmskich ropy występują w okolicach Lechówki, Ariańskiej Góry, Kadzinka, Osowicy i Dziewiczej Góry. Są one na ogół barwy czarnej, zielonkawobrunatnej, rzadziej rdzawobrunatnej. Uważane są za produkt wietrzenia skał kredowych w eocenie (M. Prószyński 1952; J. Morawski 1959). Należy podkreślić, że ten typ utworów w identycznej sytuacji geologicznej, to znaczy na utworach kredowych a pod oligocenem, jest bardzo powszechny w Europie Wschodniej (E. Rühle 1948; I. M. Gorkowa 1962). Interesujący jest fakt, że na dość dużych obszarach i w dodatku odległych od siebie, miąższość tych utworów jest podobna (do ok. 1,0 m). Lokalnie tylko może być większa (3—4 m), ale wówczas, jak wskazują obserwacje z Lechówki i Kolonii Rudka, ropy te znajdują się w niewielkich formach krasowych. Genezę zwietrzelinową tych utworów wydaje się podkreślać zbieżność wyników analiz granulometrycznych dla ropy i dla pozostałości po rozpuszczeniu opok w słabym roztworze NaOH (ryc. 9).

W wyniku wietrzenia skał kredowych na Wyżynie Lubelskiej powstawały nie tylko te stosunkowo cienkie pokrywy ilaste, ale następowało głębokie odwapnianie opok. Znane są obecnie liczne stanowiska tych skał, zarówno w części wschodniej — w okolicy Chełma i Rejowca (W. Tarnas 1963; M. Harasimiuk 1965), jak i w części zachodniej Wyżyny (E. Szlągowska-Skrzypczak 1969). Miąższość odwapnionych opok i gez może dochodzić nawet do 30 m, co wskazuje zarówno na intensywność procesu jak i na jego długotrwałość.

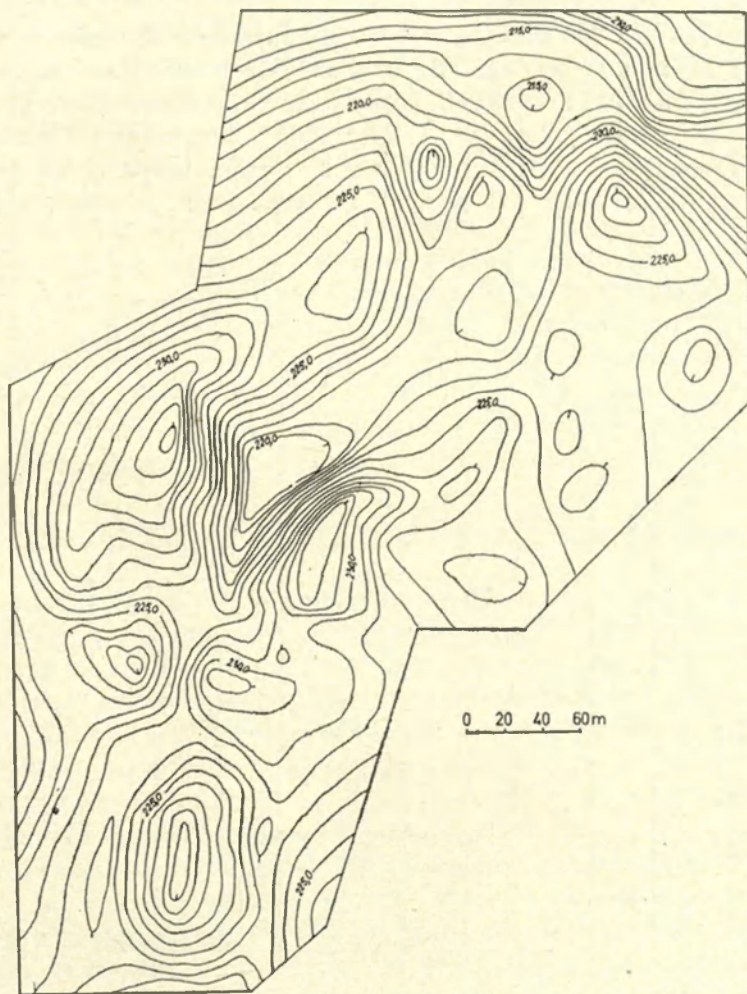
Na obszarze Pagórów Chełmskich opoki odwapnione występują zawsze



Ryc. 9. Granulometria ropy eoceńskich  
Grain size composition of Eocene clays

w obrębie wzgórz tworząc stropowe partie utworów kredowych. Ich miąższość jest bardzo zmienna. W Lechówce, w obrębie wzgórza, waha się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 10 m (ryc. 8). Spąg opoki odwapnionej jest położony na różnych wysokościach, od 214 m do 230 m npm. (M. Harasimiuk 1965; M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1970).

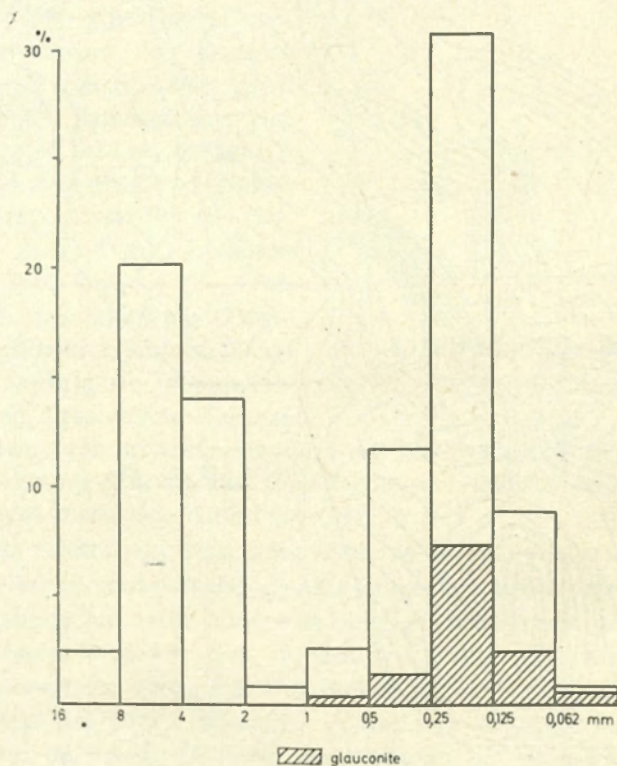
Jak pokazuje mapa stropu kredy, wykonana na podstawie licznych wierceń w okolicach Lechówki (ryc. 10), powierzchnia utworów odwapnionych jest bardzo nierówna. Występują tu bezodpływowe zagłębienia o cha-



Ryc. 10. Mapa stropu kredy w Lechówce  
Map showing top surface of Cretaceous, at Lechówka

rakterze krasowym wypełnione osadami oligocenu. Ł. Górecka (1958) również stwierdza występowanie w okolicach Czulczyc — na pograniczu Pagórów i Obniżenia Dubienki — zagłębień krasowych o podobnych wymiarach wypełnionych utworami oligoceńskimi. Niewielkie formy krasowe wypełnione piaskami oligoceńskimi stwierdzono również w okolicach Zawadówki. Tak więc wydaje się, że mamy do czynienia z przejawami intensywnego wietrzenia chemicznego, które doprowadzało w strefach występowania skał typu opok ze szkieletem opalowym do głębokiego odwapniania, natomiast w strefach występowania skał krasowiejących do powstawania form krasowych.

Spąg utworów oligoceńskich wykazuje deniwelacje dochodzące do 50 m (218—262 m npm.). Wydaje się, że deniwelacje związane są głównie z kopalnymi formami krasowymi, aczkolwiek nie można wykluczyć istnienia zasypanych form dolinnych. A. Jahn (1956) stwierdził w okolicy Krowicy, w nieistniejącym dzisiaj odsłonięciu, występowanie utworów oligocenu na wysokości około 190 m npm., co wraz z odsłonięciami oligocenu



Ryc. 11. Granulometria i zawartość glaukonitu w oligocenie Lechówki  
Grain size composition and glauconitic content in the Oligocene, at Lechówka



w okolicach Łęcznej i Zakrzewia pozwoliło mu na wysunięcie tezy o paleogeńskich założeniach Kotliny Dorohuckiej. H. Maruszczak (1964) wniosek A. Jahna rozciąga również na mniejsze kotliny położone we wnętrzu Pagórów Chełmskich, np. Kotliną Pawłowa. Nie można wykluczyć, że większe formy kotlinowe w tym regionie mają tak stare założenia, jednak taka interpretacja pojedynczych punktów występowania osadów oligoceńskich w przypadku rzeźby krasowej jest trudna i niepewna.

W świetle istniejących danych wydaje się, że powierzchnia paleogeńska na interesującym nas obszarze miała charakter falistej równiny urozmaiconej licznymi formami krasowymi, grupującymi się głównie w strefach wychodni miękkich skał typu margli i kredy piszącej. Dzięki temu strefy te były predysponowane do tworzenia się większych obniżen o charakterze kotlinowym. Wyraźny udział procesów krasowych w kształtowaniu powierzchni zrównania paleogeńskiego na wszystkich obszarach wapiennych Europy podkreśla S. Gilewska (1971).

Dalszy rozwój rzeźby na obszarze Pagórów został przerwany transgresją morza oligoceńskiego (K. Kowalewski 1958). Osady tego morza są charakterystyczne dla strefy litoralnej (J. Morawski 1959); wykształcone głównie jako piaski drobno- i średnioziarniste, słabo wysortowane, nieco ilaste. W spągu zawierają miejscami żwirki kwarcowo-lidytowe (fot. 1). Miąższość osadów oligoceńskich dochodzi do 7 m. Mają one bardzo charakterystyczne, zielone zabarwienie od dużej ilości glaukonitu (ryc. 11). Osady te zaliczone zostały do oligocenu przez K. Kowalewskiego (1924) na podstawie ubogiej i mało charakterystycznej fauny.

#### ELEMENTY RZEŻBY NEOGEŃSKIEJ I STAROCZWARTORZĘDOWEJ

O okresie, jaki nastąpił po wycofaniu się morza oligoceńskiego z interesującego nas obszaru, a przed następną transgresją morską, jaka miała miejsce w dolnym sarmacie, posiadamy bardzo mało danych. Musiała w tym czasie następować dość intensywna degradacja powierzchni. Świadczy o tym zarówno słabe zachowanie się osadów oligoceńskich, jak i bardzo urozmaicona rzeźba podłoża sarmatu (kredowego i oligoceńskiego). Utwory sarmackie leżą częściowo w bezodpływowych zagłębieniach, których genezę należałoby wiązać z procesami krasowymi.

D. Kosmowska-Suffczyńska (1966) z rejonu Ostrowca Świętokrzyskiego opisuje zarówno formy dolinne jak i krasowe powstałe po paleogenie, a przed transgresją górnioceńską. Cechą charakterystyczną tego okresu jest fakt, że nie jest z nim wiązana w Polsce żadna powierzchnia zrównania (M. Klimaszewski 1958). Przeważało wówczas na terenie pasa wyżyn raczej rozcinanie wiązane przez wielu autorów (patrz M. Klimaszewski 1958; A. Jahn 1956) z ruchami podnoszącymi, jakie panowały w dolnym

miocenie. Również na rozległych obszarach Równiny Rosyjskiej był to okres zdecydowanej przewagi procesów erozyjnych (J. A. Mieszczeriakow 1965).

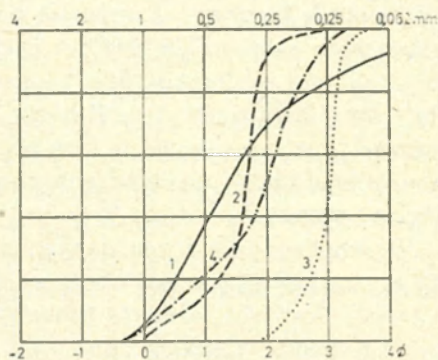
W sarmacie dolnym miała miejsce ostatnia już na tym obszarze transgresja morska (K. Kowalewski 1924). Rozprzestrzenienie utworów sarmackich na obszarze Pagórów Chełmskich i Wyniosłości Giełczewskiej (A. Jahn 1956; J. Morawski 1959) wskazuje, że były one osadzone w dość wąskiej zatoce lub cieśninie.

Pod względem stratygraficznym reprezentują one według K. Kowalewskiego (1958) dolny sarmat (poziom wołyński). Ostatnio wykonane przez W. Kracha oznaczenia wskazują, że osady te reprezentują górną część sarmatu dolnego (M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1972).

W obrębie osadów sarmatu, w oparciu o różnice granulometryczne i charakter struktur sedymentacyjnych, wydzielone zostały dwa wyraźnie odrębne kompleksy. Dolny kompleks wykształcony jest jako drobne i średnioziarniste piaski (ryc. 12), w górnej partii warstwowane przekątnie (fot. 2). Pomierzone kierunki transportu wskazują na prądy ku wschodowi (średnio  $100^\circ$  — ryc. 13). M. Harasimiuk i J. Rutkowski (1972) uznali jednak, że kierunek ten jest raczej wynikiem lokalnych prądów uwarunkowanych nierównościami podłoża. Wydaje się, że główna masa materiału piaszczystego mogła pochodzić ze wschodu (masyw ukraiński) względnie z północnego wschodu (Polesie), gdzie w okresie sarmatu istniał obszar wyniesiony, intensywnie erodowany (A. M. Marynicz 1963).

Piaski kompleksu dolnego, zwłaszcza w części stropowej, są dość silnie zaburzone (fot. 3). Charakter warstwowań i synsedymentacyjne ich zaburzenia oraz ścięcia jednostek sedymentacyjnych świadczą o splycaniu się morza (M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1972).

Kompleks górny osadzony został na ściętych erozyjnie piaskach kompleksu dolnego w warunkach zupełnie odmiennych. Tworzy go trzymetrowa seria piasków, przeważnie gruboziarnistych, o niewyraźnym warstwowaniu. W górnej części kompleksu górnego występują nieregularne ławice lub skupienia piaskowców powstałych na skutek nierównomiernej, kon-

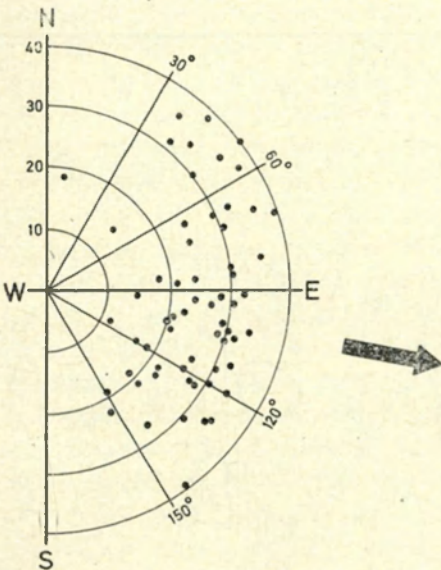


Ryc. 12. Granulometria utworów sarmackich

1 — kompleks górny; 2 — kompleks dolny, część górna; 3 — część środkowa; 4 — część dolna

Grain size composition of the Sarmatian sediments

1 — upper complex; 2 — lower complex, upper part; 3 — middle part; 4 — lower part



Ryc. 13. Kierunki transportu materiału w sarmacie Kolonii Rudka (wg M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1972)

Directions of material transport in the Sarmatian, at Kolonia Rudka (after M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1972)

od Bożego Daru na Wyniosłości Giełczewskiej do Ariańskiej Góry wynosi około 0,4‰, natomiast na odcinku Ariańska Góra—Janów 1,1‰.

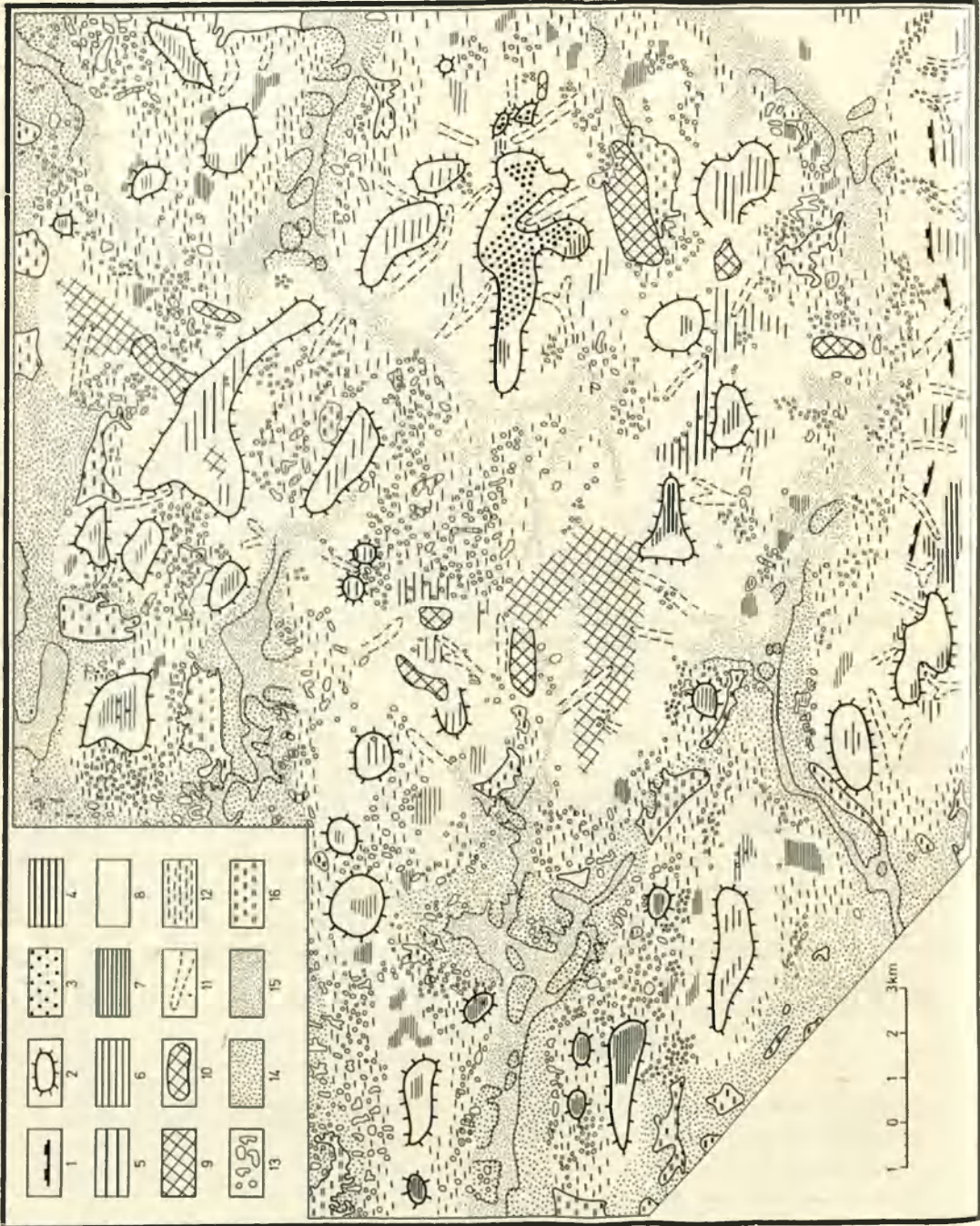
Po ustąpieniu morza sarmackiego rozpoczął się okres lądowy, który według A. Jahna (1956) miał decydujące znaczenie dla ukształtowania zasadniczych elementów rzeźby całej Wyżyny Lubelskiej. Również i w pozostałych częściach pasa wyżyn środkowopolskich okres ten był bardzo ważny i przyczynił się do powstania zasadniczych zrębów rzeźby dzisiejszej (M. Klimaszewski 1958; S. Gilewska 1958, 1963; C. Radłowska 1963; D. Kosmowska-Suffczyńska 1966).

#### POWIERZCHNIE ZRÓWNAŃ

W wyniku prowadzonych badań, na obszarze Pagórów Chełmskich wyróżniono pięć poziomów zrównań. Najwyższą powierzchnię tworzą płaskie szczyty wzgórz z utworami sarmackimi. W rejonie Ariańskiej Góry wysokość tej powierzchni wynosi 275—285 m npm., a w obrębie Pagóra Janowskiego 270—285 m npm. Poziom ten dla uproszczenia w dal-

krecyjnej cementacji osadu przez krzemionkę (M. Turnau-Morawska 1950). Proces sylikacji rozpoczął się według tej autorki już w schyłkowej fazie sedimentacji, która odbywała się w wysychających jeziorach. Wniosek ten potwierdzają obserwacje dotyczące charakteru zmian środowiska sedimentacyjnego górnej części kompleksu dolnego oraz kompleksu górnego.

Tak więc mamy tu do czynienia z zarejestrowaną w osadach fazą recesji morza — tworzeniem się niewielkich zbiorników jeziernych, okresowo wysychających w warunkach klimatu suchego. A. Jahn (1956) bardzo wyraźnie podkreśla, że powierzchnię szczytową większych wzgórz wyspowych z utworami sarmackimi w stopie należy uważać za pierwotną powierzchnię sedimentacyjną w minimalnym stopniu przeobrażoną w okresie późniejszym. Spadek tej powierzchni na odcinku



szej części pracy będzie określany jako poziom A. Jest on zbudowany z piasków sarmackich z piaskowcami i zlepieńcami tworzącymi wyraźne łańcuchy. M. Turnau-Morawska (1950) a także A. Jahn (1956) uważają, że jest to w niewielkim stopniu zmieniona powierzchnia sedymentacyjna. Cechą niezwykle charakterystyczną jest zupełny brak utworów młodszych, czwartorzędowych na tych dość rozległych powierzchniach. Występują tu tylko bardzo nieliczne głaziki krystaliczne o średnicy do kilkunastu centymetrów noszące wyraźne ślady działalności eolicznej.

Poniżej tej powierzchni występuje szereg wyraźnie zaznaczających się spłaszczeń czy też rozleglejszych poziomów oddzielonych od siebie wyraźnymi załomami — krawędziami. Wysokość pierwszego z tych spłaszczeń wynosi 250—260 m n.p.m. (poziom B). Najwyraźniej jest on widoczny na wschód od Ariańskiej Góry, gdzie u podnóża stromych stoków wzniesień zbudowanych z piasków sarmackich występuje płaska powierzchnia lekko opadająca w kierunku wschodnim. Ścina ona zarówno piaski oligocenu jak i dość twarde opoki kredowe. W kierunku południowo-wschodnim wiąże się wyraźnie z rozległymi powierzchniami północnej części Działów Grabowieckich wznoszącymi się również na wysokość 250—260 m n.p.m. Ku północy, w obrębie Pagórów Chełmskich powierzchnie o tej wysokości wyznaczają płaskie powierzchnie szczytowe wzgórz: Kadzinek, Osowica, Wronia Góra (ryc. 14). Spłaszczenia o wysokości 250—255 m n.p.m. występują na południowych i wschodnich stokach Pagóra Janowskiego.

Znacznie powszechniejszy i lepiej zachowany jest kolejny poziom (C)

#### Ryc. 14. Szkic geomorfologiczny

1 — północna krawędź Działów Grabowieckich; 2 — wzgórze wyspowe; 3 — powierzchnia poziomu A (sedymentacyjna powierzchnia sarmacka); 4 — powierzchnia zrównania denudacyjnego górnosarmackiego (poziom B); 5 — powierzchnia zrównania dolnoplioceniowego (C); 6 — powierzchnia zrównania górnoplioceniowego (D); 7 — powierzchnia zrównania denudacyjnego dolnoczwartorzędowego (E); 8 — stoki; 9 — powierzchnie akumulacji związanej ze strefą czołowomorenową zlodowacenia środkowopolskiego (Riss); 10 — wzgórza typu kemów i teras kemowych związane z deglacją zlodowacenia środkowopolskiego; 11 — dolinki denudacyjne; 12 — zrównania podstokowe; 13 — formy krasu powierzchniowego: wertepy, uwały, dolinki krasowe, częściowo wypełnione utworami organiczno-mineralnymi; 14 — powierzchnia akumulacji jezierno-rzecznej z okresu zlodowacenia północnopolskiego (Würm); 15 — współczesne dna dolin rzecznych; 16 — powierzchnie akumulacji organogenicznej

#### Rough geomorphological map

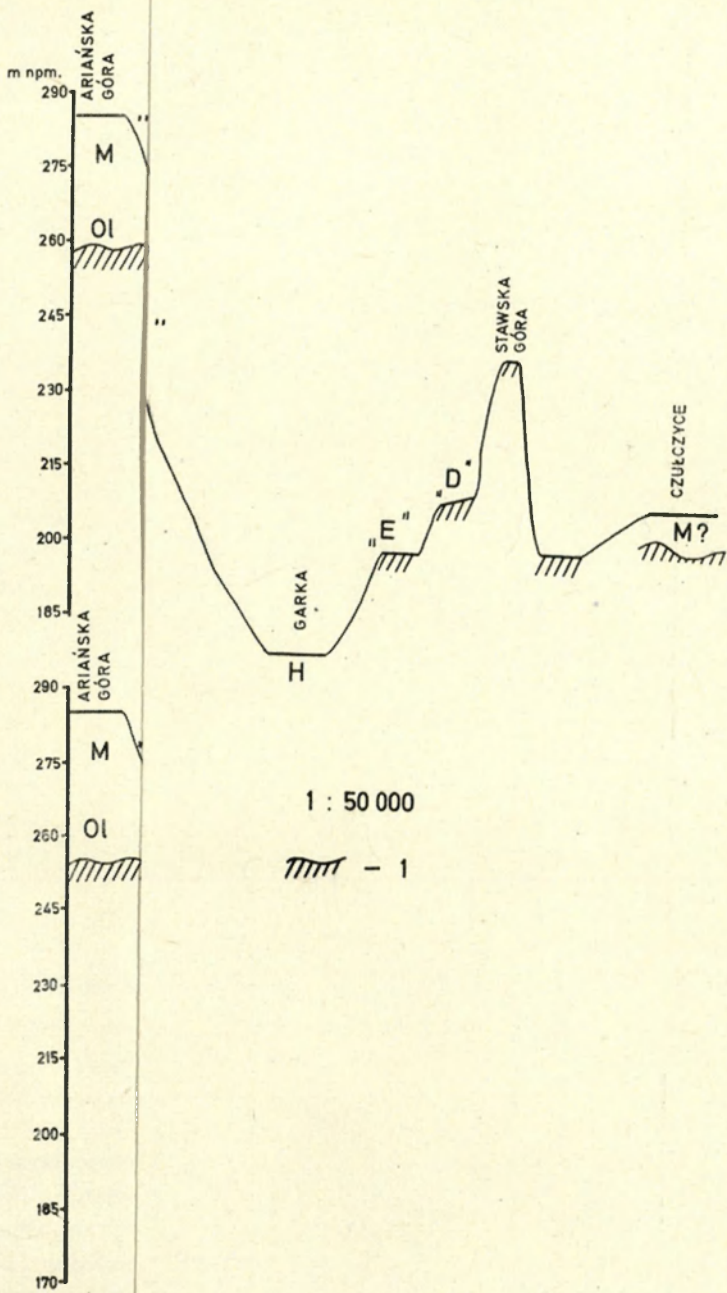
1 — northern margin of Działy Grabowieckie; 2 — inselbergs; 3 — surface of Horizon A (Sarmation sedimentation surface); 4 — surface of Upper Sarmatian denudation plain (horizon B); 5 — surface of Lower Pliocene planation (horizon C); 6 — surface of Upper Pliocene planation (horizon D); 7 — surface of Lower Quaternary denudation plain (horizon E); 8 — scarps; 9 — accumulation surfaces, linked with end moraine zone of Middle Polish Glaciation (Riss); 10 — hillocks of kame and kame-terrace types, linked with the deglaciation period of the Middle Polish Glaciation; 11 — small denudation valleys; 12 — pediplanation surfaces; 13 — forms of surface karst: sinkholes, uvalas, small karst valleys, partly filled-in by organic-mineral deposits; 14 — surface of lacustrine and fluvial accumulation from the period of the Baltic Glaciation (Würm); 15 — present-day floors of river valleys; 16 — surfaces of organogenic accumulation

położony na wysokościach 225—240 m npm. Wszędzie tam gdzie występuje on w bezpośrednim sąsiedztwie poziomu B oddzielony jest od niego wyraźną 20 metrową krawędzią. Poziom C najwyraźniej widoczny jest w kompleksie Wzgórz Janowskich oraz Kadzinka i Lechówki. Opada on konsekwentnie od wszystkich wzgórz z sarmatem, gdzie osiąga wysokość około 240 m npm., ku strefom obniżeń, gdzie ma wysokość około 225 m npm. Wyraźne listwy spłaszczeń o wysokości 230—240 m ciągną się wzdłuż północnej krawędzi Działów Grabowieckich i na obrzeżeniu Góry Ariańskiej przechodząc ku zachodowi w szczytowe powierzchnie wzgórz w Zagrodach (240 m) i w okolicy Elźbiecina — 235 i 230 m npm. Na północ od Pagóra Janowskiego wznosi się samotnie Stawska Góra, której szczyt również nawiązuje swą wysokością do tej powierzchni. W okolicach Krzywowoli i Biedakowa poziom C przykryty jest miększymi utworami czwartorzędowymi. Jego rozprzestrzenienie odtworzono w oparciu o wiercenia i wywiady studienne.

Opadające od poszczególnych kompleksów wzgórz z utworami sarmackimi powierzchnie tworzące poziom C (ryc. 15) pozwalają na wyznaczenie trzech stref obniżeń, jakie zarysowały się w czasie tworzenia tego poziomu. Najbardziej południowe z tych obniżeń to strefa dzisiejszych dolin Potoku Pawłowskiego, górnej Rejki i górnej Uherki, druga strefa to przedłużenie ku SE dzisiejszej doliny Mogielnicy, trzecia strefa rysuje się na linii Ochoża—Staw. Strefy tych obniżeń nawiązują swym przebiegiem do obszarów występowania skał typu margli, a także do jednego z głównych kierunków tektonicznych w podłożu paleozoicznym.

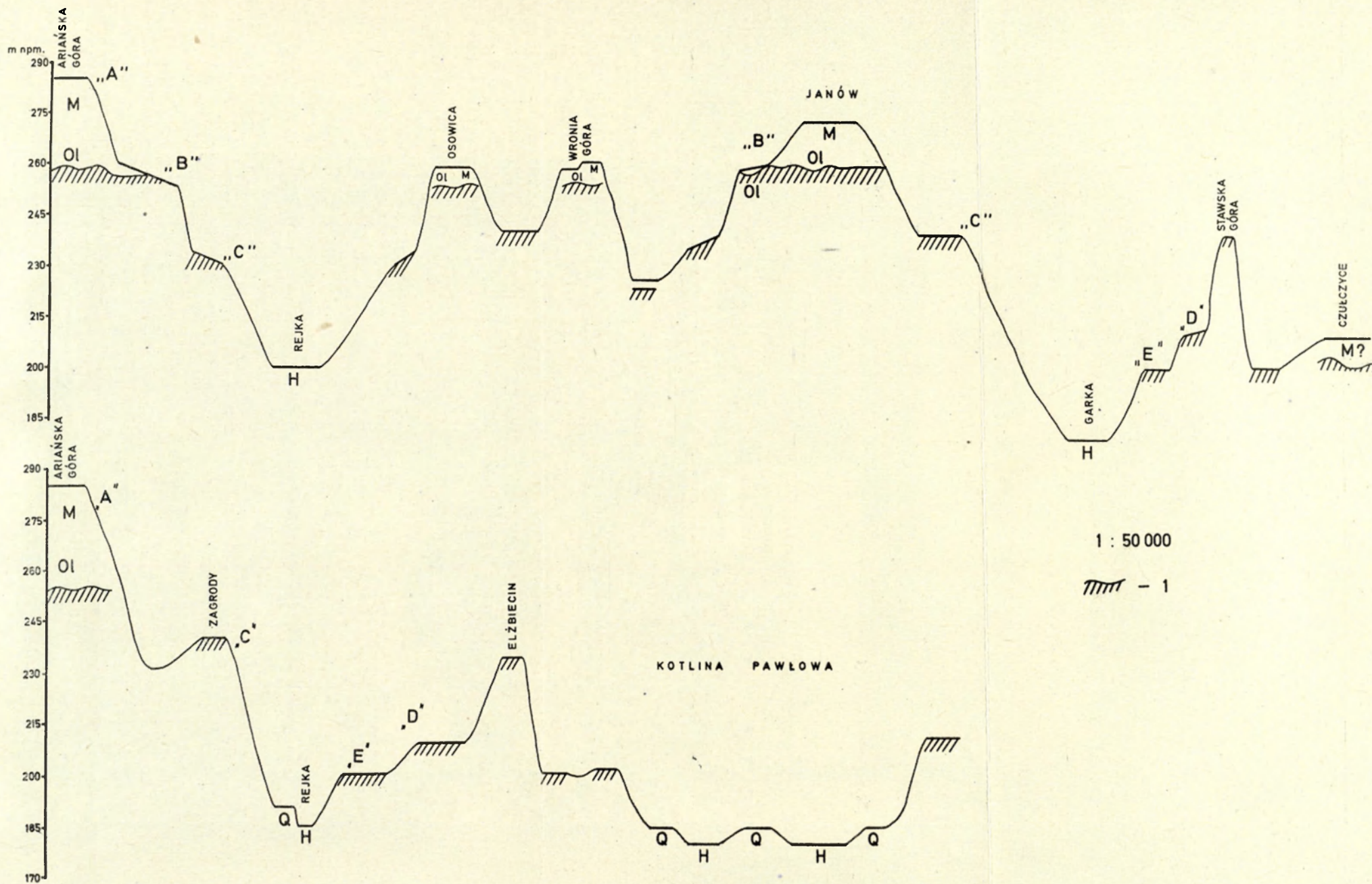
W okolicach Rejowca Fabrycznego, Krzywowoli, Biedakowa stwierdzono wierceniami na powierzchni poziomu C występowanie szeregu kopalnych form krasowych. Najlepiej rozpoznano je dzięki licznym wierceniom i odsłonięciom w okolicy Rejowca. Występują tu trzy wertepy o głębokości ponad 20 m i średnicy do 400 m. Wypełnione są one całkowicie różnorodnymi osadami o charakterze piaszczysto-mułkowym, piaszczystym i częściowo ilastym (ryc. 16, 17).

Zagłębienie położone najbliżej Rejowca Fabrycznego jest wypełnione zaburzonymi piaskami i pyłami kwarcowymi, przykrytymi osadami czwartorzędowymi (ryc. 16, otwory 21, 23, 25). Przeważają tu zdecydowanie piaski drobnoziarniste lub nawet pylaste, aczkolwiek widoczne są również ławice piasków gruboziarnistych oraz pyłów. Piaski te w górnej odsłoniętej części są warstwowane poziomo i niezbyt wyraźnie. Lokalnie widoczne są warstwowania przekątne. Pomierzone kierunki wskazują na transport ku NE i NW, chociaż rozrzut pomiarów jest dość duży. Wśród piasków białych i jasnoszarych występują przewarstwienia piasków brunatnych z wkładkami i soczewkami substancji organicznej (fot. 4). Obserwacje odsłoneń wskazują, że przewarstwienia te można uznać za gleby



te; H — utwory holoceni

s, H — Holocene sediments



Ryc. 15. Schemat układu powierzchni zrównań A—E

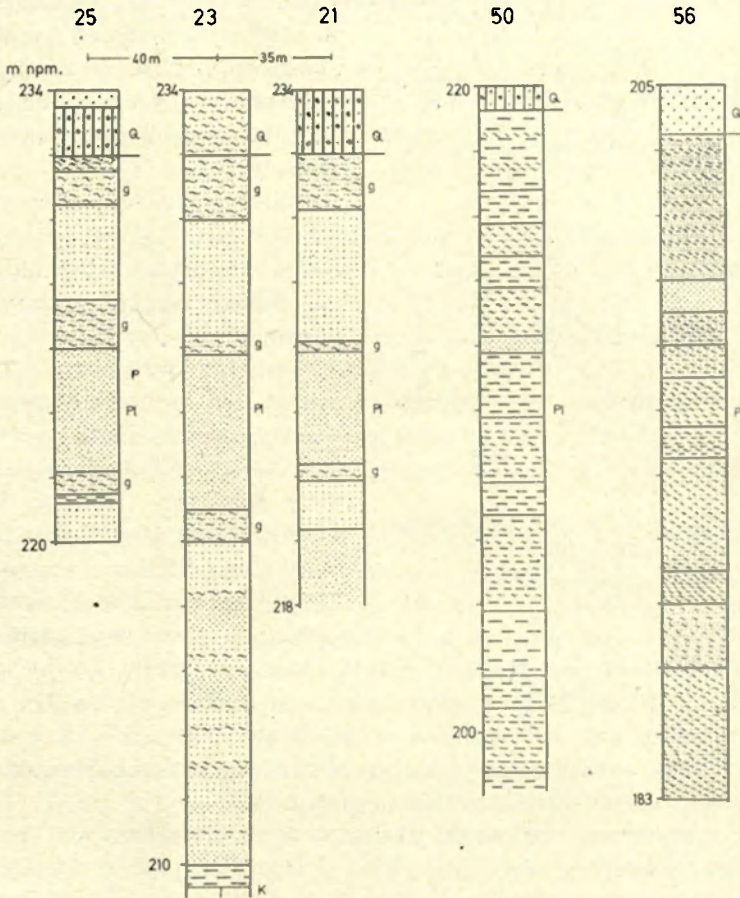
I — strop utworów kredowych; Ol — utwory oligocenyckie; M — utwory miocenyckie; Q — utwory plejstocenyckie; H — utwory holocenyckie

Scheme of planation surface A—E

I — top of Cretaceous rocks; Ol — Oligocene sediments; M — Miocene sediments; Q — Quaternary sediments; H — Holocene sediments







Ryc. 16. Profile utworów plioceńskich okolic Rejewca

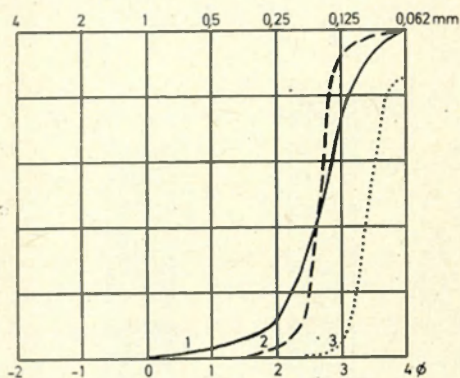
K — kreda; Pl — pliocen; Q — czwartorzęd; g — poziomy gleb kopalnych

Profiles of Pliocene sediments, near Rejewiec

K — Cretaceous; Pl — Pliocene; Q — Quaternary; g — layers of fossil soil

powstałe w środowisku bagiennym. Zawartość substancji organicznej dochodzi do 0,8%. Poziomy glebowe noszą ślady rozmyć i niewielkich zaburzeń o charakterze splayowym i są zachowane w bardzo różnym stopniu (fot. 5). Pod najniższą serią piasków brunatnych, na głębokości od 13 do 24 m zalegają piaski szare. Leżą one na ciemnoszarym ile z okruskami margla, przechodzącym w jego gruzową zwietrzelinę (też gleba?).

W zagłębieniach położonych bardziej na zachód charakter utworów wypełniających jest inny. Przeważają tu mułki ilaste z przewarstwieniami piasków. Przeważnie są to utwory zabarwione szaro, ciemnoszaro, zielon-



Ryc. 17. Granulometria utworów pliocen-  
ceńskich

1 — Rejowiec; 2 — Chelm (CPN); 3 —  
Pawłów

Grain size composition of the Pliocene  
sediments

1 — Rejowiec; 2 — Chelm (CPN); 3 —  
Pawłów

kawo lub beżowo (ryc. 16, otwory 50, 56). Zasadnicze cechy tych utworów wskazują, że były one osadzone w niewielkich zbiornikach jeziernych okresowo wysychających.

Następną powierzchnię o wysokości 210—215 m npm. (poziom D) wyznaczają listwy spłaszczeń na stokach wzgórz wyższych oraz powierzchnie szczytowe szeregu niewielkich wzniesień. Najlepiej poziom ten zachowany jest w północnej części Kotliny Pawłowa (ryc. 14, 15). W strefie działu wodnego pomiędzy Kotliną Pawłowa a obniżeniem Mogielnicy powierzchnia tego poziomu wznosi się do 216 m, natomiast w obniżeniu Mogielnicy znów występują spłaszczenia

o wysokości 210 m npm. I tutaj znów w strefie działu wodnego między Mogielnicą i Świnką powierzchnia ta podnosi się do 215 m npm. W dorzeczu Świnki spłaszczenia o tej samej wysokości przykryte są czwartorzędem, natomiast dalej ku wschodowi, na stokach Stawskiej Góry spłaszczenia te są doskonale widoczne (fot. 6).

Bardzo wyraźna, doskonale zachowana powierzchnia o wysokości 210 m npm. występuje również na SW od Dziewiczej Góry (fot. 7). W kierunku południowym chowa się ona pod powierzchnię dość rozległego stożka, którego podstawą położona jest u podnóża wzgórz z pokrywą utworów sarmackich. Stożek ten w części brzeżnej zbudowany jest z piasków, glin i ilów o miąższości do 6 m. Utwory te nie zawierają w ogóle materiału czwartorzędowego (A. Jahn, M. Turnau-Morawska 1952). Występują tu natomiast okruchy opoki odwapnionej oraz grudki i toczne ilaste, co wskazywałoby, że procesy erozyjne docierały do podłoża kredowego. Centralna część stożka zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych z przewarstwieniami piasków lekko gliniastych. Piaski warstwowane są poziomo lub też warstewki nachylone są lekko w kierunku wschodnim. Warstwowanie podkreślone jest przez kolor piasków. Występują tu naprzemianległe warstwy piasków jasnoszarych, szarych, beżowych i brunatnych. Miąższość tych utworów dochodzi do 8 m. W piaskach tych nie stwierdzono również materiału czwartorzędowego. Głównym źródłem tych utworów musiały być położone w pobliżu osady sarmackie. Charakter sedymentacyjny opisanych powyżej pias-

ków wskazuje na duże podobieństwo do utworów typu „en nappe” (A. Cailleux 1950).

Wyraźne fragmenty spłaszczeń w poziomie około 210 m npm. widoczne są również w środkowej części doliny Rejki. Nie stwierdzono natomiast odpowiedników tego poziomu w dolinach górnej Rejki, górnej Uherki i górnej Garki. Prawdopodobnie doliny te nie funkcjonowały jeszcze w czasie rozwoju tego poziomu.

Poniżej poziomu *D* występuje jeszcze jedna wyraźnie zaznaczająca się powierzchnia o wysokości 195—200 m npm. (poziom *E*) z nielicznymi wzniesieniami sięgającymi do wysokości 205 m npm. Najlepiej poziom ten wykształcony jest w Kotlinie Pawłowa, gdzie można go prześledzić wokół całej kotliny. Są to bądź większe powierzchnie, jak w okolicy Kań, ponad które wznosi się wyraźne wzgórze o charakterze twardestwa (207 m npm.), stanowiące prawdopodobnie obniżony poziom *D*, bądź też izolowane wzniesienia z powierzchnią szczytową o wysokości 195—200 m npm.

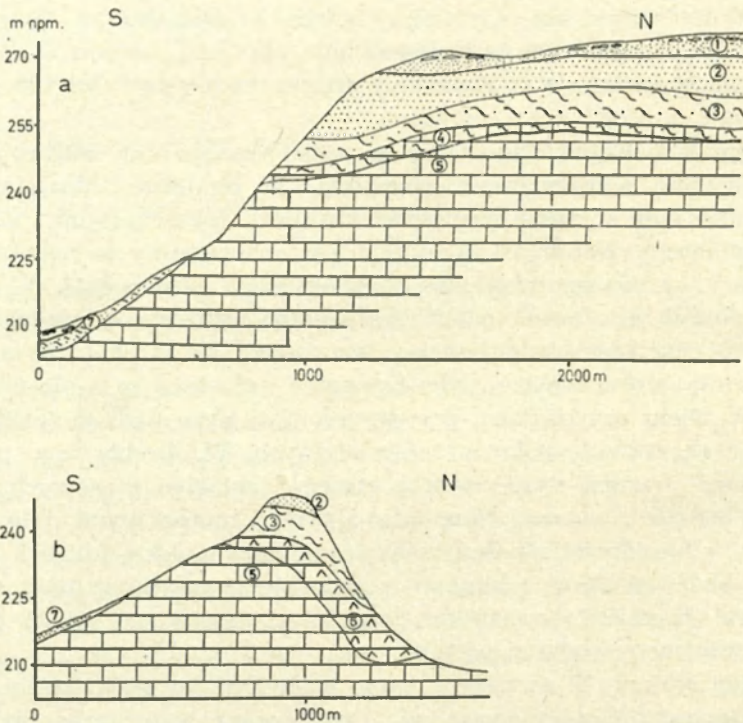
Poziom *E* w Kotlinie Pawłowa od współczesnego dna kotliny oddzielony jest dość wyraźnymi krawędziami. W obniżeniu Mogielnicy, ze względu na dość wysokie zasypanie utworami piaszczystymi, poziom *E* jest niewidoczny. Natomiast doskonale jest on widoczny w rejonie Stawskiej Góry, stanowiąc właściwie podstawę tego wzniesienia. W dolinie Uherki poziom ten można prześledzić wzdłuż całej górnej części doliny. Ma on tu charakter skalnej terasy wznoszącej się o około 5 m ponad listwy terasy plejstoceniowej. Nie występuje natomiast w ogóle w dolinie Garki. W wielu przypadkach poziom ten jest nieco nadbudowany przez utwory o charakterze pokryw soliflukcyjnych. W obrębie tego poziomu stwierdzono również występowanie szeregu zagłębień krasowych wypełnionych bądź to utworami fluwioglacjalnymi i morenowymi datowanymi przez A. Jahna (1956) na zlodowacenie środkowopolskie (okolice Kolonii Rudka), bądź też ilami i glinami o charakterze soliflukcyjnym (okolice Hruszowa, Krowicy), wiązanych przez J. E. Mojskiego (1968) również ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Poniżej poziomu *E* występują lekko nachylone ku dnom kotlin i dolin zrównania podstokowe niewątpliwie kształtowane w ostatniej fazie plejstocenu i w holocenie, toteż bardziej szczegółowo opisane zostaną w dalszej części.

Natomiast z systemem zrównań opisanych powyżej w wyraźny sposób wiąże się głęboko wcięta w podłoże kredowe dolina Wieprza. Wcięcie to sięgające do poziomu 120 m npm. (J. E. Mojski 1964) kończy cykl następujących po sobie faz erozji i planacji. Wypada tu jeszcze wspomnieć o wyraźnej listwie skalnej terasy wznoszącej się 20—25 m ponad kredowe dno, stwierdzonej w dolinie Wieprza pod utworami czwartorzędowymi (A. Jahn 1956; J. E. Mojski 1964).

## WZGÓRZA WYSPOWE

Wzgórza wyspowe są jednym z najbardziej charakterystycznych elementów rzeźby badanego regionu. Od dawna zwracano uwagę, że skały kredowe stanowiące trzon olbrzymiej większości wzgórz są zróżnicowane pod względem litologicznym (K. Jurkiewicz 1872; N. Krisztafowicz 1897). A. Chałubińska i T. Wilgat (1954) wysunęli tezę, że przyczyną powstania wzgórz było zróżnicowanie litologiczne skał kredowych, a także być może zjawiska tektoniczne. A. Jahn (1956) uważał natomiast, że litologia skał kredowych nie jest przyczyną powstania tych form. Są one według tego autora „typowymi ostańcami denudacyjnymi, wyciętymi w podłożu skał

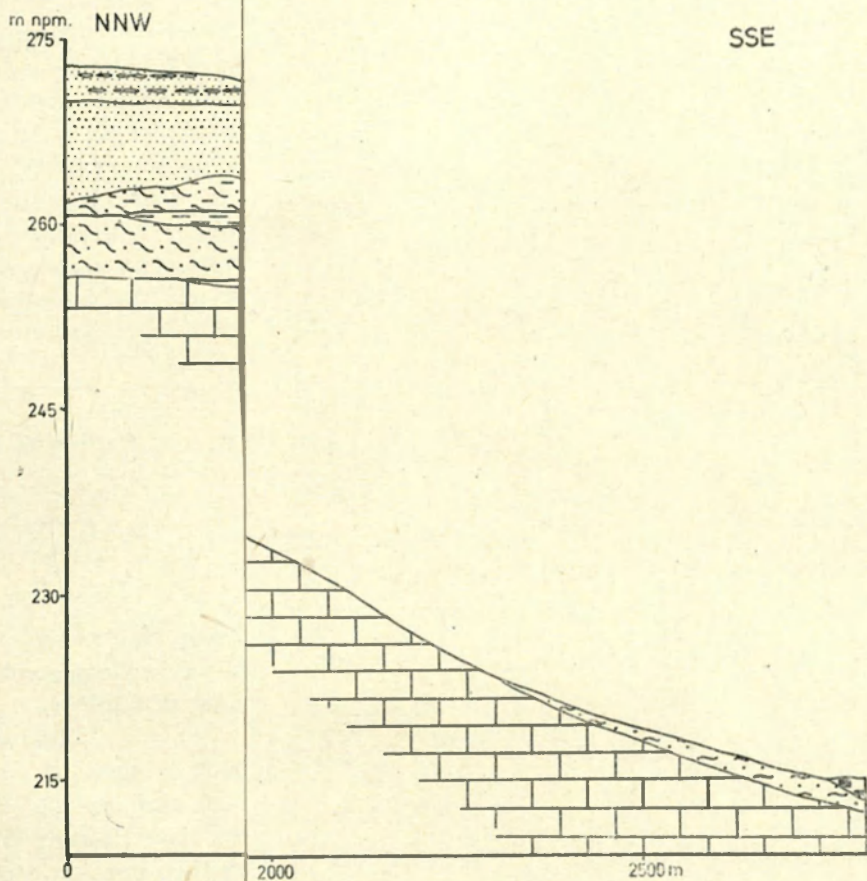


Ryc. 18. Przekroje przez wzgórze w okolicy Janowa (a — część centralna, b — część zachodnia wzgórze)

1 — piaski ze zlepami muszlowymi i piaskowcami; 2 — piaski drobno- i średnioziarniste (sarmat); 3 — piaski glaukonitowe (oligocen); 4 — glaukonity; 5 — opoki (mastrycht); 6 — opoki odwapnione; 7 — piaski pokrywowe

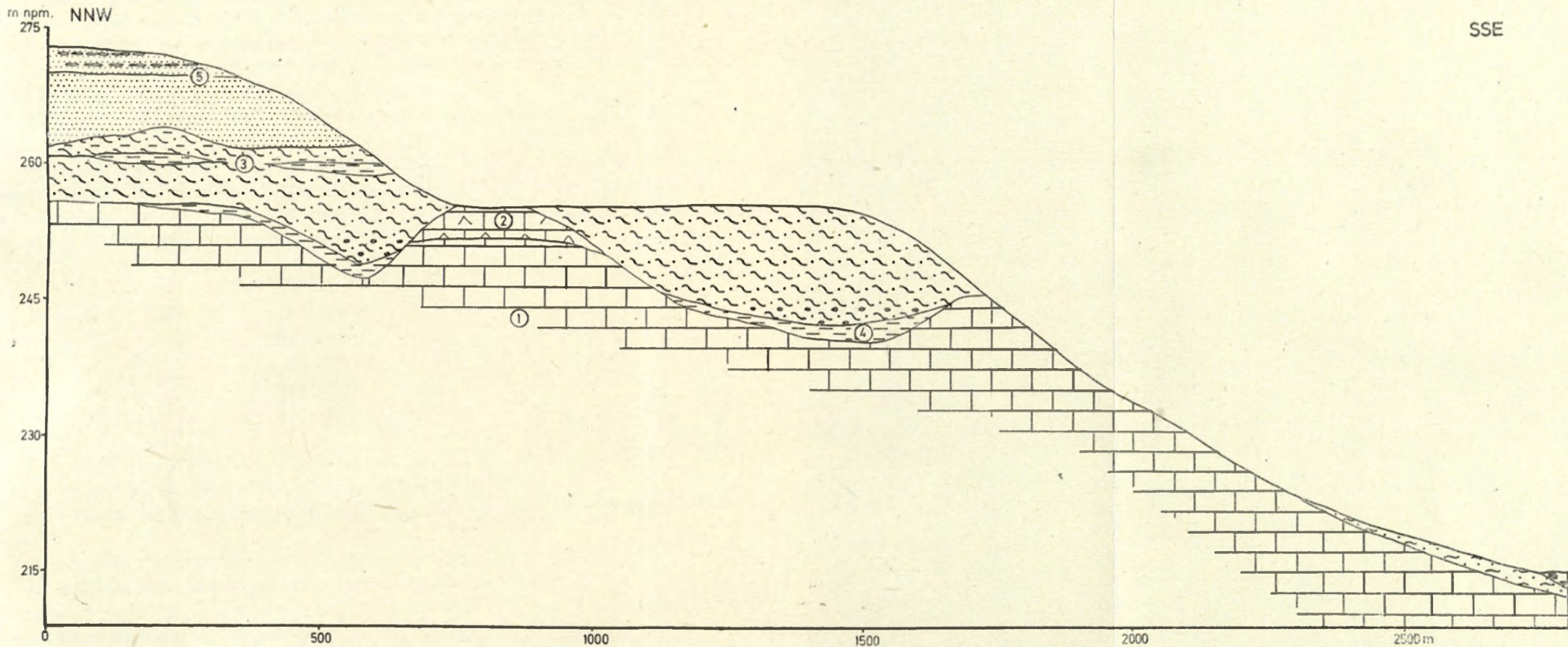
Sections across elevations near Janów (a — central part, b — western part)

1 — sands with shell conglomerates and sandstones; 2 — fine- and mediumgrained sands (Sarmatian); 3 — glauconitic sands (Oligocene); 4 — glauconites; 5 — opokas (Maestrichtian); 6 — decalcified opokas; 7 — mantle sands



1 — skały w stropie ze zlepami piaskowcowymi (sarmat)

1 — sands with sandstone lumachels (Sarmatian)



Ryc. 19. Przekrój południowego stoku wzgórza w okolicy Janowa

1 — skały kredowe; 2 — opoki odwapnione; 3 — piaski glaukonitowe (oligocen); 4 — łyły (eocen — oligocen ?); 5 — piaski kwarcowe w stropie ze zlepami piaskowcowymi (sarmat)

Section across southern slope of hillock near Janów

1 — Cretaceous rocks; 2 — decalcified opokas; 3 — glauconitic sands (Oligocene); 4 — clays (Eocene — Oligocene ?); 5 — quartz sands with sandstone lumachels (Sarmatian)

kredowych, trzeciorzędowych i plejstocenijskich, niezależnie od ich odporności na działanie czynników niszczących”.

W świetle licznych analiz chemicznych skał budujących poszczególne wzgórza i wykonanych przekrojów przez wiele wzniesień o zróżnicowanej budowie geologicznej wydaje się, że pogląd ten jest niesłuszny, zwłaszcza w odniesieniu do wzgórz zbudowanych wyłącznie ze skał kredowych, a także pokrytych utworami czwartorzędowymi.

Wzgórza wyspowe na obszarze południowej części Pagórów można pogrupować bądź to w oparciu o ich wysokości bezwzględne, bądź też w oparciu o różnice w budowie geologicznej. Powierzchnie szczytowe wzgórz (z wyjątkiem wzgórz z pokrywą czwartorzędową) nawiązują swymi wysokościami do wyróżnionych poziomów zrównań, muszą być więc w dużym stopniu związane z nimi genetycznie i wiekowo:

	przedział wysokościowy	ilość wzgórz
poziom A	270—285 m npm.	4
B	250—260	3
C	225—240	11
D	210—215	12
E	195—205	6

Natomiast jeżeli chodzi o klasyfikację wzgórz w oparciu o ich budowę geologiczną A. Jahn (1956) wydzielił trzy grupy:

1) wzgórza ze skał kredowych nadbudowane utworami trzeciorzędowymi,

2) wzgórza zbudowane wyłącznie ze skał kredowych,

3) wzgórza zbudowane z osadów plejstocenijskich.

W ramach tych trzech głównych grup wzgórz można w oparciu o przeprowadzone badania wyodrębnić wyraźnie zaznaczające się podgrupy:

1) wzgórza z pokrywą osadów trzeciorzędowych leżących na cokole zbudowanym ze skał kredowych z:

a) zachowanymi ławicami piaskowców sarmackich w stropie,

b) częściowo lub całkowicie zniszczonym sarmatem;

2) wzgórza zbudowane wyłącznie ze skał kredowych;

3) wzgórza z pokrywą osadów czwartorzędowych — fluwioglacjalnych i morenowych — leżących na zredukowanej serii osadów sarmatu i oligocenu bądź też bezpośrednio na skałach kredowych

W takim ujęciu można obydwie klasyfikacje, tzn. wysokościową i geologiczną, zestawić ze sobą. Okazuje się, że wszystkie wzgórza w przedziale wysokościowym 270—285 m npm. posiadają w swej stropowej części niezniszczoną ławicę piaskowców sarmackich (typ 1a). W przedziale wysokościowym 250—260 m npm. występują wyłącznie wzgórza z silnie



zniszczonej pokrywą utworów trzeciorzędowych (typ 1b). W przedziale wysokościowym 225—240 m npm. zdecydowanie przeważają wzgórza zbudowane ze skał kredowych (typ 2). Wzgórza o wysokościach 210—215 m npm. zbudowane są również ze skał kredowych z wyjątkiem jednego z pokrywą utworów trzeciorzędowych (Czułczyce). Ostatnia grupa wzgórz (195—205 m npm.) zbudowana jest wyłącznie ze skał kredowych.

W zestawieniu tym celowo pominięto wzgórza z osadami czwartorzędowymi jako nie mieszczące się zasadniczo w klasyfikacji wysokościowej. Wzgórz takich na przebadanym obszarze stwierdzono 12: w tym jedno o wysokości 255 m npm., z osadami czwartorzędowymi o miąższości do 10 m (leżącymi na oligocenie); 6 wzgórz o wysokościach 240—249 m npm., gdzie miąższość osadów czwartorzędowych waha się od 10 m do 20 m (osady te leżą bezpośrednio na utworach kredowych lub na trzeciorzędzie); 2 wzgórza o wysokości około 235 m npm. (brak danych o miąższości czwartorzędu); 1 wzgórze o wysokości 220 m npm. (6 m czwartorzędu) i 1 wzgórze o wysokości 207 m npm. (miąższość utworów czwartorzędowych około 7—8 m).

Tak więc we wszystkich przypadkach wzgórza te kryją w sobie bądź to spłaszczenia, bądź też wyraźne wzgórza zbudowane ze skał kredowych lub trzeciorzędowych. Wysokości tych kopalnych powierzchni nawiązują przede wszystkim do głównego poziomu 225—240 m npm. i do poziomu bezpośrednio niższego (*D*). Zagadnienie genezy i charakterystyka tych wzgórz omówione zostaną w rozdziale poświęconym formom z okresu zlodowacenia środkowopolskiego.

W oparciu o wykonane przekroje geologiczne przez poszczególne wzgórze możliwe jest przedstawienie ich charakterystyki.

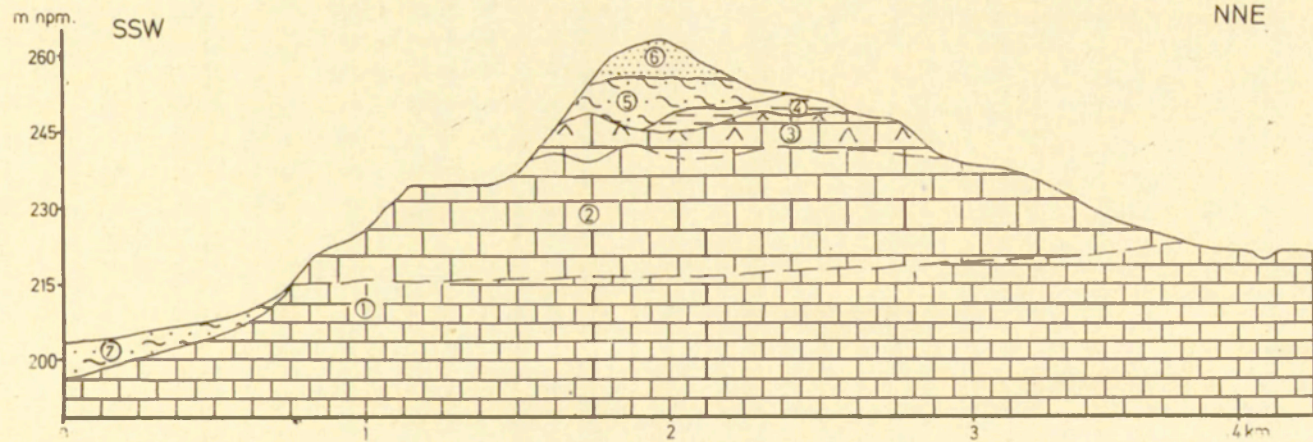
Typ 1a reprezentowany jest przez kompleksy wzgórz Ariańskiej Góry i Pagóra Janowskiego. Na cokole zbudowanym z opok. w stropie zwykle odwapnionych do głębokości średnio 3—5 m. a wznoszącym się maksymalnie do wysokości 250—260 m npm., leży cienka pokrywa utworów ilastych przykryta piaskami oligocenijskimi o zmiennej miąższości. Górna część wzgórz zbudowana jest z piasków sarmackich z ławicą zlepów piaskowcowych i muszlowych (ryc. 18a). Górne części stoków mają nachylenia powyżej 20°, środkowe 12—15°. W dolnych partiach stoków nachylenie maleje do około 5° i na utworach kredowych pojawiają się gliny piaszczyste o charakterze pokryw peryglacialnych. W sposób zdecydowany przeważa w nich materiał lokalny — gruzowo-ilasta zwietrzelina skał kredowych, odłamki a nawet większe bloki piaskowców sarmackich. pakiet piasków glaukonitowych. Natomiast materiał pochodzenia północnego występuje stosunkowo rzadko. Miąższość tych pokryw może maksymalnie dochodzić do 4—6 m.

Na stoku zarówno Ariańskiej Góry jak i Pagóra Janowskiego widoczne

są spłaszczenia na wysokości 255—260 m npm. (ryc. 19). Ścinają one zarówno utwory oligoceńskie, jak i kredowe. Krawędź oddzielająca powierzchnię szczytową wzgórza od spłaszczenia jest dobrze zachowana. Góra Ariańska jest jak gdyby nałożona na krawędź Działów Grabowieckich (ryc. 14). W dolnych partiach jej stoków widoczne są również i kolejne niższe spłaszczenia w poziomie około 235—240 m npm. Natomiast Pagór Janowski wyrasta ponad rozległą powierzchnię poziomu C. Na zachód od Pagóra Janowskiego, oddzielone od niego przełęczą o wysokości 252 m npm. (w poziomie B), znajdują się dwa niewielkie wzgórza, gdzie strop sarmatu również nie został zniszczony.

Typ 1b reprezentowany jest przez wzgórza Osowica, Kadzinek. Wronia Góra, Dziewicza Góra, wzgórze koło Czulczyc. Od poprzedniego typu różnią się tym, że seria osadów sarmackich jest bardzo silnie zredukowana. Wzgórza te są dużo mniejszych rozmiarów od poprzednich. Ich powierzchnia szczytowa zajmuje obszar w granicach kilku hektarów, podczas gdy powierzchnia szczytowa Pagóra Janowskiego przekracza 3 km<sup>2</sup>. Typowym przekrojem dla tej grupy wzgórz jest przekrój wzgórza Osowica (ryc. 20). Również i ta grupa wzgórz wyrasta ponad otaczającą je powierzchnię poziomu C. Dolne partie stoków tych wzgórz wyścielone są cienką pokrywą utworów piaszczysto-ilastych, na powierzchni których spotyka się bloki piaskowców sarmackich dochodzących do ponad 0,5 m średnicy. Ilość materiału północnego natomiast jest znikoma.

Typ 2. Kolejną grupę stanowią wzgórza zbudowane ze skał kredowych. Jest to zdecydowanie najliczniejsza grupa. Cechą wspólną wszystkich wzgórz tego typu jest to, że żadne z nich nie przekracza wysokości 240—242 m npm. Wzgórza te występują na całym badanym obszarze i w większości przypadków charakteryzują się kopulastymi kształtami. Wielkość tych wzgórz i ich wysokości — względna i bezwzględna — są bardzo różne: od masywnych wzniesień o wysokości 235—242 m npm. i długości rzędu 4 km (ryc. 21a) do niewielkich pagórków o kilkusetmetrowej średnicy i wysokości względnej kilku czy kilkunastu metrów. Wszystkie wzgórza należące do tego typu zbudowane są w całości bądź tylko w swej górnej części ze skał typu opok lub opok marglistych (ryc. 21). Na żadnym ze zbadanych wzgórz nie stwierdzono w partiach szczytowych skał typu margli czy kredy piszącej. Bardzo wyraźna jest tu zależność nachylenia stoków od właściwości litologicznych skał. Stoki zbudowane z opok mają nachylenia rzędu 12—15°, a z margli tylko około 6° (ryc. 22). Lokalnie, w dolnych częściach stoków mogą występować słabo widoczne spłaszczenia zbudowane z utworów czwartorzędowych. Dolne części stoków wzniesień tego typu przechodzą na ogół łagodnie w rozległe, faliste powierzchnie, na których liczne są powierzchniowe formy krasowe.

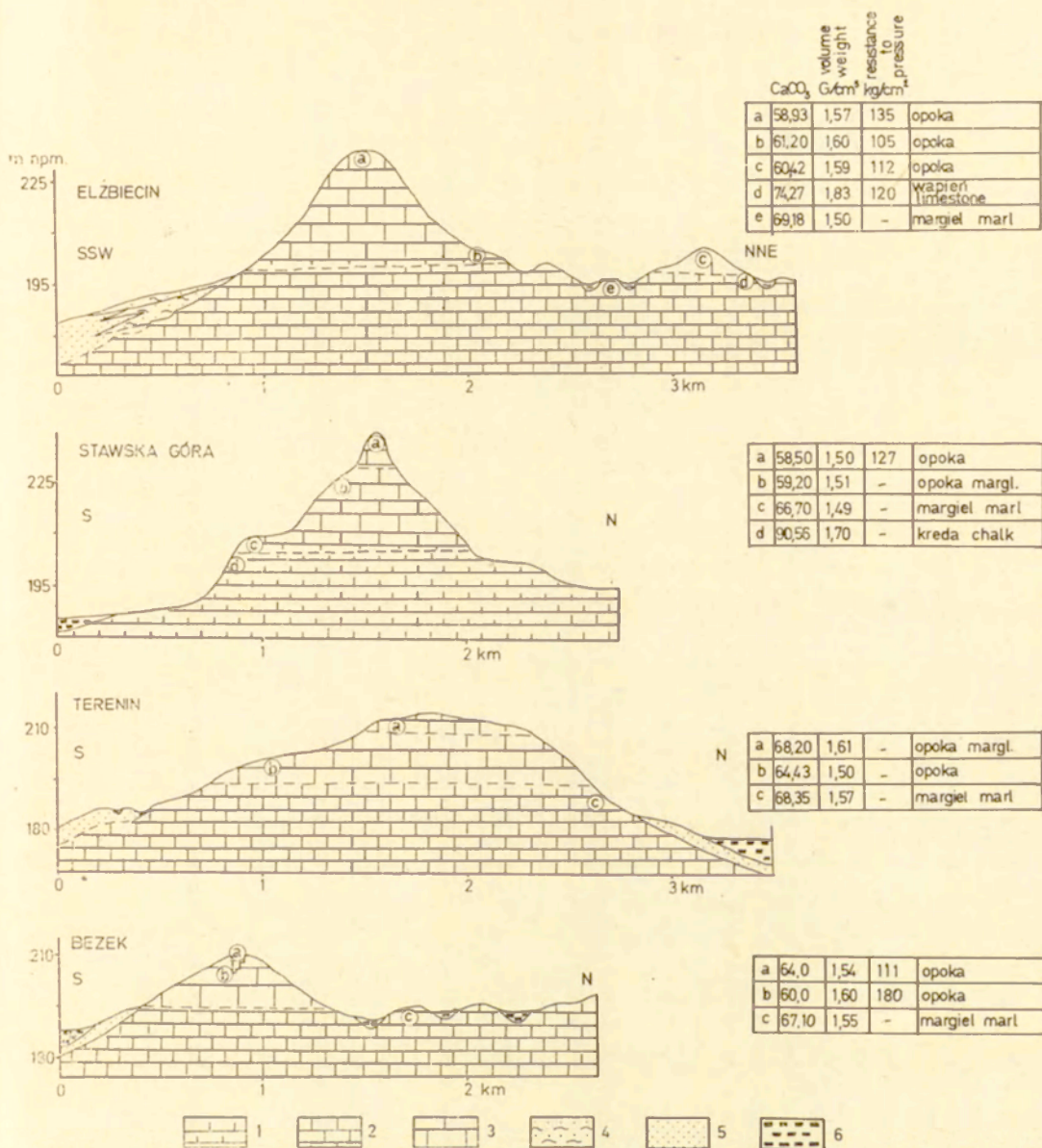


Ryc. 20. Przekrój przez wzgórze Osowica

Kreda: 1 — margle, 2 — opoki, 3 — opoki odwapnione; 4 — ily eoceńskie; 5 — piaski glaukonitowe, oligoceńskie; 6 — piaski sarmackie;  
7 — utwory pokrywowe

Section across Osowica hill

Cretaceous: 1 — marls, 2 — opokas, 3 — decalcified opokas; 4 — Eocene clays; 5 — glauconitic sands (Oligocene); 6 — sands (Sarmatian); 7 — mantle deposits

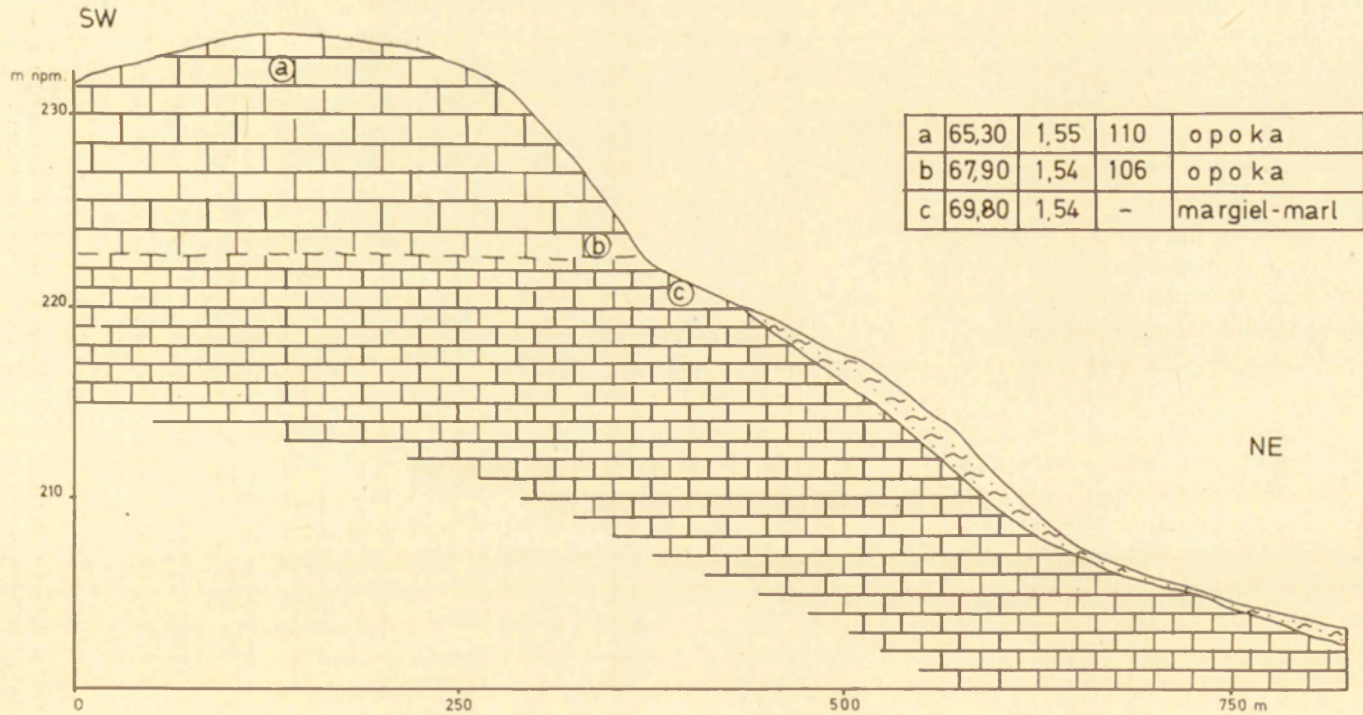


Ryc. 21. Przekroje przez wzgórza zbudowane ze skał kredowych

1 — kreda pizająca; 2 — margle; 3 — opoki; 4 — utwory pokrywowe; 5 — piaski rzeczne;  
6 — torfy; a-e — miejsca pobrania próbek do analiz

Sections across hills built of Cretaceous rocks

1 — chalk; 2 — marls; 3 — opokas; 4 — mantle deposits; 5 — fluvial sands; 6 — peats;  
a-e — localities where samples for analyses were collected



Ryc. 22. Przekrój północnego stoku wzgórza koło Ochoży. Objaśnienia jak na ryc. 21

Section across northern scarp of hill near Ochoża. For explanations see Fig. 21

## ROZWÓJ RZEŻBY NEOGEŃSKIEJ I STAROCZWARTORZĘDOWEJ

Zagadnienie określenia warunków, w jakich powstawał ten system zrównań i wzgórz wyspowych, związanych z poszczególnymi zrównaniami, a także czasu tworzenia się kolejnych elementów rzeźby jest bardzo trudne. Trudności wynikają z braku datowanych osadów korelatywnych, z którymi w sposób nie budzący wątpliwości można by powiązać poszczególne fazy planacji i erozji. Poważne trudności rysują się również przy próbach korelacji zrównań z innymi obszarami w pasie wyżyn o podobnym charakterze rzeźby. O ile o powierzchni zrównań paleogeńskich jest w literaturze dużo danych (S. Lencewicz 1934; M. Klimaszewski 1958; S. Gilewska 1963 i szereg innych), to dane dotyczące zrównań młodszych, powstałych po sarmacie, są znacznie rzadsze i fragmentaryczne.

Można, tak jak tego dokonuje M. Klimaszewski (1958), szukać odpowiedników poziomów zrównań wyżynnych w Karpatach, gdzie zostały one lepiej poznane. Datowanie niektórych poziomów karpaccich opiera się na danych paleobotanicznych. Bliższe dane dotyczące tych zagadnień przedstawiają A. Henkiel (1969) i L. Starkel (1972). W ostatnich latach zwrócono również uwagę na poziomy żwirowe i kopalne spłaszczenia o charakterze teras w Kotlinie Sandomierskiej (S. Dżułyński i inni 1968; W. Laskowska-Wysoczańska 1971) wiążąc je z fazami erozji i planacji w Karpatach. Pewne analogie rysują się również przy porównaniu z wyróżnionymi przez J. A. Mieszczeriakowa (1965) na Równinie Rosyjskiej neogeńskimi cyklami morfologicznymi, wyrażonymi powstawaniem powierzchni zrównań.

Tak więc w oparciu o przedstawione powyżej materiały geologiczne i morfologiczne, w nawiązaniu do literatury dotyczącej przebiegu kształtowania rzeźby w różnych regionach Polski południowej w okresie pliocenu i najniższego czwartorzędu, a także literatury dotyczącej teorii rozwoju rzeźby w warunkach klimatów suchych i półsuchych, można dokonać próby rekonstrukcji warunków, w jakich rozwijały się poszczególne elementy rzeźby Pagórów Chełmskich.

Wiek i genezę najwyższej powierzchni (270—285 m n.p.m.) wyznaczają dobrze datowane osady morskie dolnego sarmatu (K. Kowalewski 1958; M. Harasimiuk, J. Rutkowski 1972). Po ustąpieniu morza dolnosarmackiego nastąpiła według A. Jahna (1956) krótkotrwała faza erozji. Rozcinanie omijało prawdopodobnie strefy występowania piaskowców wyznaczając w ten sposób inicjalne formy wzgórz wyspowych. Po okresie erozji nastąpiła faza procesów degradacyjnych, dzięki którym powstało na Wyżynie Lubelskiej zrównanie, które — jak to szeroko dokumentuje A. Jahn (1956) — miało charakter pedyplanacyjny.

Właśnie z tym okresem należałoby wiązać powstanie w rejonie Pa-

górow Chełmskich zrównania B. Jak już podkreślano, poziom ten ścina zarówno utwory kredowe, jak i oligoceńskie, a także sarmackie o bardzo zróżnicowanej litologii. Potwierdza to tezę A. Jahna o jego pedyplanacyjnym charakterze. Ponad powierzchnię tego poziomu wznoszą się szczytowe części wzgórz wyspowych okolic Janowa i Ariańskiej Góry. Mają one charakter typowych ostańców denudacyjnych nierozzerwalnie związanych z procesem pedyplanacji (L. C. King 1953; C. A. Cotton 1961; J. Büdel 1970). Od Pagórów Chełmskich w kierunku WWS wysokość poziomu B (250—260 m npm.) rośnie do około 280—290 m npm. w rejonie Gielczwi i Piotrkowa na Wyniosłości Gielczewskiej. Powierzchnia ta wykazuje więc nieco większy spadek niż powierzchnia sedymentacyjna sarmatu. Mamy tutaj do czynienia z postępującym od północy rozcinaniem powierzchni dolnosarmackiej i równocześnie z kształtującym się w wyniku cofania się stoków i łączenia poszczególnych pedymentów zrównaniem pedyplanacyjnym.

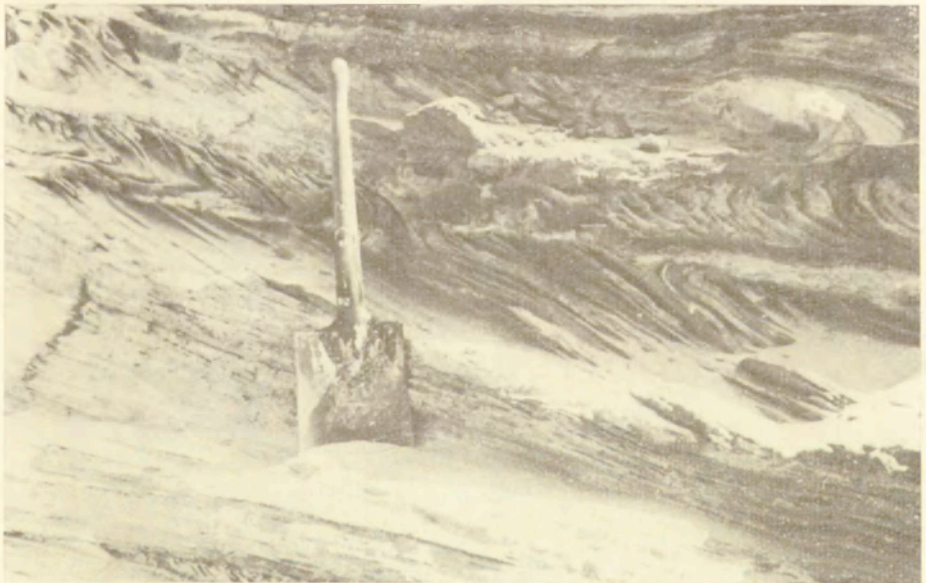
Rozcięcie miało nieco większą wartość na północy, w rejonie Pagórów, niż na południowym zachodzie, na Wyniosłości Gielczewskiej. W wyniku takich procesów powstał system dwu powierzchni — sedymentacyjnej sarmatu dolnego i denudacyjnej młodszej. System ten został określony przez A. Jahna (1956) jako wysoki poziom wierzchowinowy. Tak więc na terenie Pagórów Chełmskich znajdujemy pełne analogie do stwierdzeń tego autora, jeżeli chodzi o wzajemny stosunek tych dwu powierzchni. Zastrzeżenia budzi jednak przyjęcie przez A. Jahna wniosku, że rozwój tego poziomu został przerwany dopiero przez ruchy fazy rodańskiej, a więc trwał aż do środkowego pliocenu.

Na możliwość innego datowania tego poziomu wskazywali H. Maruszczak i T. Wilgat (1956) uważając, że poziom bezpośrednio niższy na Rostoczu powstał w pliocenie dolnym. Wydaje się, że poziom B mógł się tworzyć w sarmacie środkowym, a także górnym. Być może osadami korelatywnymi dla tworzenia się tego poziomu są piaski i mulki gónomiocieńskie występujące na przedpolu Wyżyny (J. Morawski 1959).

Proces pedyplanacji w poziomie 250—260 m npm. został zahamowany w wyniku ożywienia procesów erozji, co może być związane z ruchami fazy attyckiej, jaka miała miejsce na przelomie sarmatu i pliocenu. Rozcięcie to nie było duże (20—25 m), o czym świadczy różnica wysokości między poziomem B a kolejnym niższym C, położonym na wysokości 225—240 m npm. Charakter poziomu C na obszarze Pagórów Chełmskich w pełni odpowiada głównym cechom poziomu średniego (II) A. Jahna (1956). Nie jest to jednolity poziom zrównania, ale raczej szereg powierzchni o podobnych wysokościach otaczających ostańce poziomów A i B. Jest to więc typowa powierzchnia wielowklęsła charakterystyczna dla procesu pedyplanacji (L. C. King 1953; 1967). Tak też poziom ten został określony przez



Fot. 1. Spągowa część osadów oligoceńskich w Lechówce. Widoczne liczne żwirki kwarcowo-litytowe  
Bottom part of Oligocene sediments at Lechówka. Visible are numerous fine quartz-litic gravels



Fot. 2. Przekątne warstwowanie i zaburzenia utworów sarmatu w piaskowni w Kolonii Rudka  
Oblique stratification and disturbances of Sarmatian sediments in sand pit at Kolonia Rudka





**Fot. 3. Zaburzenia piasków sarmackich w piaskowni Kolonii Rudka**  
**Disturbances of Sarmatian sands, in sand pit at Kolonia Rudka**



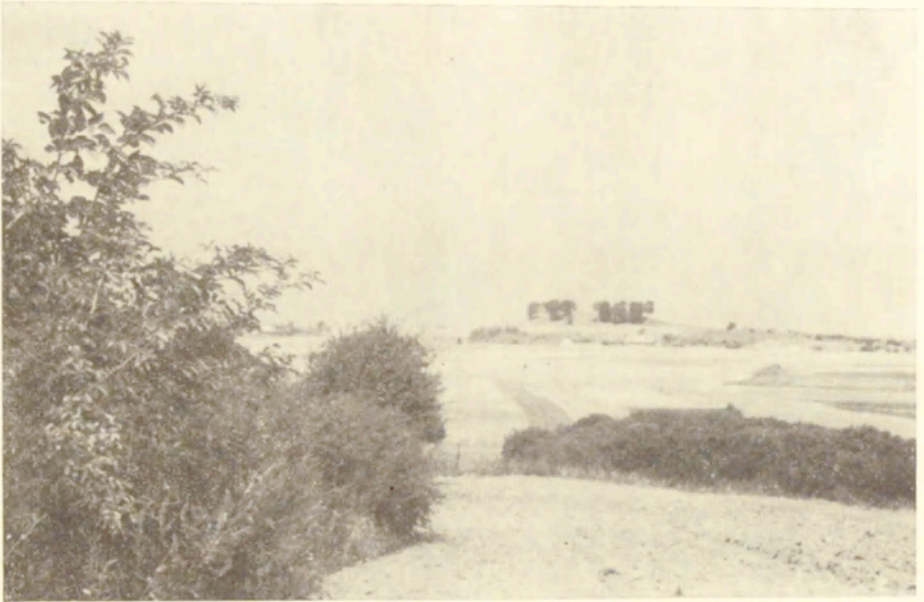
**Fot. 4. Mulkwate przewarstwienia organogeniczne w piaskach plioceńskich w Rejowcu Fabrycznym**  
**Silty organic intercalations in Pliocene sands at Rejowiec Fabryczny**



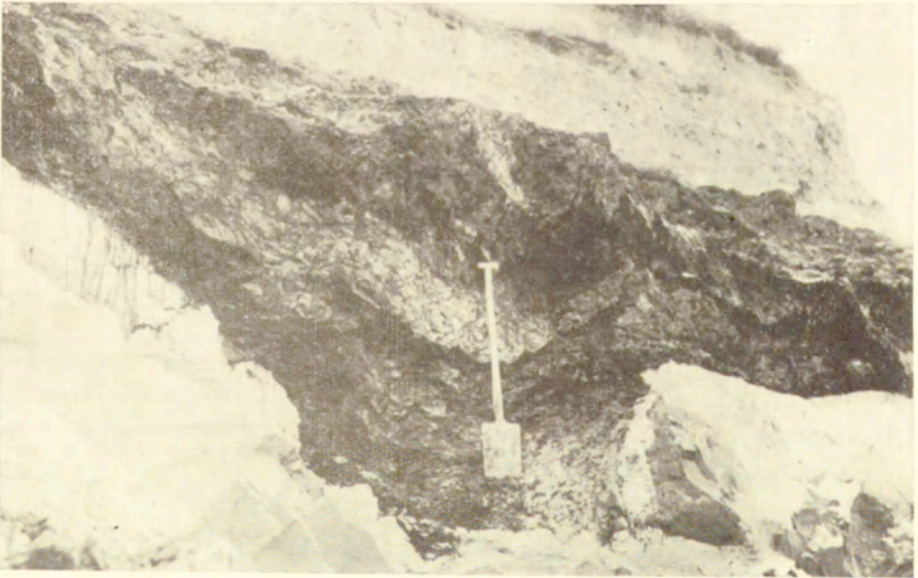
Fot. 5. Zaburzenia utworów plioceńskich w Rejowcu Fabrycznym  
Disturbances of Pliocene sediments at Rejowiec Fabryczny



Fot. 6. Spłaszczenia w poziomie *D* na stoku Stawskiej Góry  
Flattening in horizon *D* in scarp of Stawska Góra



Fot. 7. Dziewicza Góra. Widok od strony południowej  
Dziewicza Góra, seen from S



Fot. 8. Kontakt utworów zwałowych z piaskami plioceńskimi. Kopalnia piasków  
technicznych w Rejowcu Fabrycznym

Kontakt between glacial till and Pliocene sands. Pit of sand mined for technical  
purposes at Rejowiec Fabryczny

A. Jahna. Genetycznie poziom C jest więc taki sam jak poziom B. Ścina on różne typy litologiczne skał, zarówno twardsze opoki jak i miękkie margle.

Cechą charakterystyczną dla tego poziomu na obszarze Pagórów Chełmskich jest powszechne odsłonięcie skał kredowych w czasie jego powstawania. Istotne jest również występowanie na tym poziomie kopalnych form krasowych. Nachylenie poszczególnych powierzchni składających się na poziom C, od wzgórz ostańcowych poziomów wyższych, wyznacza inicjalne formy obniżeń, które częściowo znajdują swe odbicie w układzie dzisiejszych dolin.

Z tworzeniem się poziomu C związane jest powstawanie grupy wzgórz o wysokości 250—260 m npm. i dalszy rozwój wzgórz wyższych. Cechą charakterystyczną obydwu grup wzgórz, podkreśloną przez A. Jahna (1956), jest występowanie spągu utworów trzeciorzędowych kilkanaście metrów powyżej podstawy tych wzgórz, a więc poziomu C. Według A. Jahna fakt ten świadczy o tym, że wzgórza te powstały w czasie tworzenia się właśnie tego poziomu. Jest to niewątpliwie pogląd słuszny, ale tylko w odniesieniu do grupy wzgórz 250—260 m npm. Wzgórza wyższe, jak to już wspomniano, musiały w swych głównych zarysach powstać wcześniej, o czym świadczy występowanie na stokach tych wzgórz spłaszczeń w poziomie B. Oczywiście podlegały one dalszemu rozwojowi w czasie tworzenia się poziomu C (ryc. 15).

Pozostaje do wyjaśnienia, w jakich warunkach i w jakim czasie powstawał ten zespół form. Cały pliocen na obszarze Polski południowej i środkowej charakteryzował się powtarzającą się zmiennością klimatyczną. Występowały wówczas naprzemian okresy suche o klimacie półpustynnym, okresy klimatu stepowego, a także okresy wyraźnie wilgotniejsze. Zarówno w pliocenie dolnym jak i górnym przeważały zasadniczo okresy suche, natomiast pliocen środkowy charakteryzował się klimatem wyraźnie wilgotniejszym, ale nadal ciepłym (S. Z. Różycki 1972). W takich warunkach klimatycznych w całym pasie wyżynnym zachodziły procesy degradacyjne prowadzące do powstawania powierzchni zrównań. Powszechnie przyjmuje się obecnie, że główna powierzchnia powstała w pliocenie dolnym (S. Gilewska 1963; C. Radłowska 1963; Z. Mycielska-Dowgiałło 1965). Również na Równinie Rosyjskiej według J. A. Mieszczeriakowa (1965) w dolnym pliocenie powstała powierzchnia mająca charakter pedypleny.

Na przedpolu wyżyn środkowopolskich w dolnym pliocenie następowała sedymentacja pstrych, bezwapiennych ilów uznanych przez J. Lewińskiego (1929) za osad przyniesiony z wyżyn. Wniosek ten został potwierdzony przez S. Z. Różyckiego (1972) przyjmującego, że był on osadzany w rozległych bagniskach. Autor ten uważa, że: „materiał ten (tzn.,

ily) był znoszony w ogromnych ilościach przez potoki powstające po gwałtownych ulewach w warunkach klimatu o cechach stepowych, dosyć ciepłego i jednocześnie suchego, który charakteryzuje się występowaniem względnie rzadkich, ale nadzwyczaj gwałtownych opadów. Stan ten co pewien czas przerywany był powtarzającymi się okresami o obfitym i bardziej równomiernym rozkładzie opadów w ciągu roku, w czasie których słabnie intensywność erozji i transportu” (str. 70).

Równocześnie S. Z. Różycki przytacza w oparciu o bogatą literaturę cały szereg danych świadczących o powszechności zjawisk krasowych w pasie wyżynnym w okresie pliocenu. Najstarsze formy krasowe datowane paleontologicznie pochodzą z pliocenu środkowego. Również M. Klimaszewski (1958) uważa, że środkowy pliocen był okresem ożywienia procesów krasowych. Podobnie główną fazę rozwoju krasu na Roztoczu datują M. Harasimiuk i inni (1969) na podstawie badań mineralogicznych i sytuacji morfologicznej kopalnych form krasowych.

W świetle tych danych wydaje się w pełni uzasadnione przyjęcie, że poziom C w rejonie Pagórów Chełmskich powstawał w dolnym pliocenie. Na możliwość takiego datowania wskazuje również H. Maruszczak (1972). W pierwszym okresie tworzenia się tego poziomu decydującym procesem była zachodząca na szeroką skalę pedyplanacja. Proces ten miał ułatwione zadanie ze względu na małą odporność skał kredowych. Wydaje się, że zróżnicowanie litologiczne skał kredowych, występujących w tym regionie w warunkach klimatu suchego czy półsuchego, nie miało żadnego znaczenia. Wprawdzie P. Birot (1949; 1954), J. Corbel (1959), J. Tricart (1965) zwracają uwagę, że wapienie w warunkach klimatu suchego i gorącego są skałą bardzo odporną, ale stwierdzenia te odnoszą się do typowych wapieni, od których opoki i margle bardzo się różnią litologicznie. Wydaje się, że właśnie w zróżnicowaniu litologicznym skał węglanowych tkwi zupełny brak lub bardzo słabe wykształcenie poziomu dolnopliocenińskiego na twardych wapieniach (S. Gilewska 1963; D. Kosmowska-Suffczyńska 1966) i jego szerokie rozprzestrzenienie w strefach miękkich skał węglanowych, typu opok i margli (Z. Mycielska-Dowgiałło 1965; S. Gilewska 1958).

W wyniku zwilgotnienia klimatu na przełomie pliocenu dolnego i środkowego (S. Z. Różycki 1972) proces pedyplanacji został zahamowany, a w miejscach występowania skał krasowiejących — margli i kredy piśzącej — zaczęły się tworzyć formy krasowe opisane powyżej.

Rozwój głębokich form krasowych musiał być związany nie tylko z fazą zwilgotnienia klimatu, ale także z obniżaniem się poziomu wód gruntowych w wyniku ożywienia procesów erozyjnych. Zjawisko to można połączyć z rodąńską fazą ruchów. H. Maruszczak (1972) przypisuje tej fazie

ruchów bardzo duże znaczenie na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Uważa on, że ruchy te spowodowały w konsekwencji przebudowę neogeńskiej rzeźby denudacyjnej.

Poniżej poziomu zrównania C w rejonie Pagórów Chełmskich stwierdzono występowanie spłaszczeń w dwu poziomach ponad współczesnymi dnami dolin rzecznych oraz wyraźną listwę skalnej terasy w dolinie Wieprza. W części świętokrzyskiej pasa wyżyn nie stwierdzono dotychczas wyraźnego systemu spłaszczeń niższych od zrównania dolnopliocenińskiego. Być może wyższemu z tych spłaszczeń w rejonie Chełma (poziom D) odpowiadałaby terasa 40 metrowa w dolinie Wisły (L. Sawicki 1925). C. Radłowska (1963) stwierdziła występowanie na północo-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich fragmentów tzw. górnoplioceniških den dolinnych. S. Gilewska (1972) wymienia kilka stanowisk spłaszczeń wyciętych w skałach podłoża, określając je jako górnoplioceniške — preplejstoceniške dna dolin.

Korelacja tych fragmentarycznych danych z poziomami wyróżnionymi w okolicach Chełma jest bardzo trudna. Pewne analogie rysują się natomiast z wyróżnionymi przez S. Dżułyńskiego i innych (1966) terasami skalnymi w dolinkach podkrakowskich. Autorzy ci wyróżnili trzy wyraźne skalne terasy sugerując, że najwyższy poziom terasowy „utworzył się co najmniej w środkowym pliocenie”. Poziomy niższe uważają za młodsze — górnoplioceniške. Pewne analogie istnieją również z wyróżnionymi przez J. A. Mieszczeriakowa (1965) okresami planacji górnoplioceniškej na Równinie Rosyjskiej. Planacja ta była wyraźnie dwufazowa. Powstanie dwu powierzchni autor ten umieszcza w jednym cyklu morfologicznym równorzędnym z cyklem mioceniško-plioceniškim.

Na podstawie przytoczonych danych z literatury i materiałów geologicznych przedstawionych powyżej, a także wzajemnego stosunku spłaszczeń do siebie można dokonać próby ustalenia chronologii wydarzeń, które miały miejsce we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej po okresie erozji środkowoplioceniškej.

Po fazie rodańskiej nastąpił ponownie zastój ruchów, a klimat po okresie zwilgotnienia uległ znów osuszeniu (S. Z. Różycki 1972), aczkolwiek ilość okresów wilgotniejszych była większa niż w pliocenie dolnym. W tym czasie tworzyły się występujące już tylko w obrębie dolin rzecznych spłaszczenia w poziomie 210—215 m n.p.m. Lokalnie poziom ten ścina skały o różnej odporności na procesy denudacyjne, co wskazywałoby na wyraźny jeszcze udział procesów o charakterze pedyplanacyjnym w jego kształtowaniu. Poziom ten można by uznać za odpowiednik poziomu dolinnego w Karpatach (A. Henkiel 1969; L. Starkel 1972) i poziomu środkowej terasy w dolinkach podkrakowskich (S. Dżułyński i inni 1966). W cza-

się tworzenia się tego poziomu, w poziomie wyższym (C) następowały procesy wypełniania form krasowych, zapoczątkowane zapewne jeszcze w pliocenie środkowym.

Jak wskazują podane wyżej obserwacje nad charakterem osadów wypełniających te formy, proces wypełniania ich nie był jednoczesny i jednorazowy. Świadczy o tym zróżnicowanie litologiczne osadów wypełniających formy położone blisko siebie, a także przerwy w sedymentacji osadów zaznaczone powstawaniem gleb o charakterze bagiennym. Zapewne w okresach wilgotniejszych, w formach krasowych były jeziorka zasypywane różnorodnym materiałem, natomiast w okresach suchszych jeziorka wysychały, a tworzyły się bagniska. Analiza paleobotaniczna wkładek organiczno-mineralnych wykazała niestety bardzo słabe zachowanie się sporoforum, wśród których stwierdzono jedynie gatunki *Pinus* i *Betula*.

Cofająca się krawędź poziomu C była rozcinana przez krótkie, dość szerokie dolinki. Pozostałościami po tych formach są obniżenia Józefina, źródłowego odcinka Mogielnicy, górnej części doliny Potoku Pawłowskiego. Z tym też okresem należy łączyć początki tworzenia się górnego odcinka doliny Rejki, a także obniżenia na wschód do Zawadówki. Do takiego przypuszczenia upoważnia występowanie słabo zaznaczonych (częściowo kopalnych) spłaszczeń w dolnych odcinkach tych form. Szerokie, dość krótkie formy dolinne nacinające cofającą się krawędź są bardzo charakterystyczne dla rozwijających się pedymetów (H. Folster 1964; J. Büdel 1970).

Tworzenie się poziomu D mogło mieć miejsce w górnym pliocenie. Ze środkowopliocenijskim rozcinaniem poziomu C oraz z tworzeniem się poziomu D w sposób nierozdzielny związane jest powstanie licznych wzgórz o wysokościach 225—240 m n.p.m. zbudowanych prawie wyłącznie ze skał kredowych. O ile w czasie tworzenia się poziomu C, w warunkach półsuchych, stosunkowo niewielkie zróżnicowanie litologiczne skał kredowych nie miało znaczenia, to w okresach późniejszych musiało odegrać poważną rolę, wyznaczając kierunki dalszego rozwoju rzeźby.

Rozwój form dolinnych musiał dopasowywać się w warunkach klimatu wilgotniejszego bądź to do wychodni skał bardziej miękkich, podatniejszych na procesy erozyjne, bądź też do stref silniej spękanych. W przypadku Pagórów Chełmskich strefy te pokrywają się ze sobą. W takich warunkach powstawanie kolejnych wzgórz musiało być związane z odpornością skał. Tak więc wzgórz zbudowane z utworów kredowych nie są typowymi ostańcami denudacyjnymi związanymi wyłącznie z procesem pediplanacji, tak jak je określił wraz z grupą wzgórz z utworami trzeciorzędowymi na szczycie A. Jahn (1956), ale są typowymi twardzielcami. Są po prostu wypreparowanymi przez procesy erozyjne i krasowe soczewami opok. Tak więc geneza wzgórz kredowych jest związana nie tylko z warunkami denudacyjno-erozyjnymi, rozumianymi w szerokim

sensie, ale przede wszystkim z warunkami sedymentacji w schyłkowym okresie morza górnokredowego i z późniejszymi procesami diagenety tych skał (patrz odpowiednie rozdziały w części geologicznej).

Proces rozwoju poziomu *D* został zahamowany w wyniku rozcięcia (10—15 metrowego). Wydaje się, że można tę fazę erozji wiązać z ruchami fazy walachijskiej, jaka miała miejsce na przelomie pliocenu i plejstocenu dolnego, rozumianego w bardzo szerokim sensie (dawniej preglacjału — okres tegelen). Z tą fazą rozcinania a także być może i z następnym okresem, w czasie którego powstawał poziom *E*, można powiązać akumulację tzw. preglacjału w okolicach Chelma (A. Jahn, M. Turnau-Morawska 1952). Utwory określone przez tych autorów jako preglacjalne leżą u podnóża stromych stoków wzgórz z pokrywą sarmacką. Utwory te leżą na skałach kredowych pokrytych ilami (zwietrzelina?), budując formę, która jeszcze i obecnie ma zarys stożka. Ponieważ wypełniają również niewielkie zakłębłości podłoża kredowego można przypuszczać, że w kształtowaniu poziomu *D* pewną rolę odegrały również procesy krasowe.

Po okresie erozji nastąpił ponowny okres tworzenia się spłaszczeń skalnych w dolinach rzecznych i dalszy rozwój tych dolin. W tym czasie prawdopodobnie powstała dolina górnej Uherki, gdyż pojawia się w niej spłaszczenie w poziomie 200—205 m npm., podczas gdy poziom *D* w tej dolinie nie stwierdzono. Wyraźnie zarysowała się również dolina górnej Rejki, gdyż i tu wkracza już poziom 200 m npm. Ponieważ udział procesów fluwialnych w kształtowaniu się poziomów *D* i *E* jest dość wyraźny, mają one charakter form typu *glacis d'erosion* (H. Mensching 1958).

Poziom *E* należałoby wiązać z falą ochłodzenia klimatycznego w dolnym czwartorzędzie, będącą być może odpowiednikiem alpejskiego zlodowacenia Donau.

Wydaje się, że istnieją podstawy do stwierdzenia, iż osadami korelatywnymi dwu cykli rozwoju niższych spłaszczeń rozdzielonych fazą erozji są dwudzielne osady preplejstocenu (głównie piaski i żwiry) przedzielone w wielu przypadkach warstwami organiczno-mineralnymi. Liczne stanowiska tego typu osadów przytacza z przedpoła pasa wyżyn S. Z. Różycki (1972). Bardzo prawdopodobne jest również, że z fazami tworzenia się tych spłaszczeń są związane liczne stanowiska tzw. preglacjału na Wyżynie Lubelskiej (A. Jahn, M. Turnau-Morawska 1952; A. Jahn 1956). Jak wynika z tabelarycznego zestawienia tych stanowisk przez A. Jahna (1956, s. 296—297) większość z nich położona jest na wysokościach rzędu 15—30 m ponad dna współczesnych dolin. Wysokości te zasadniczo odpowiadają wysokościami względnym omawianych poziomów w rejonie Pagórów Chelmskich. Cechą charakterystyczną utworów tego typu, podkreślaną zarówno przez A. Jahna (1956), jak i przez S. Z. Różyckiego (1972) jest brak tych utworów w głęboko wciętych dolinach, co zdaniem tych auto-



rów jest podstawą do wysunięcia wniosku o powstawaniu głębokich dolin rozcinających wyżyny już po fazie akumulacji tzw. preglacjału.

Tak więc spośród czterech wyróżnionych poziomów poniżej powierzchni sedymentacyjnej sarmackiej dwa wyższe (*B* i *C*) można określić jako typowe pedypłeny, powstałe w wyniku łączenia się pedymentów (L. C. King 1953), natomiast dwa poziomy niższe (*D* i *E*) to już formy związane z obniżeniami dolinnymi odpowiadające zasadniczo definicji *glacis d'erosion* (H. Mensching 1958).

Po fazach powstawania systemu spłaszczeń nastąpił okres, który można by określić jako przełomowy, to znaczy powstanie głębokiej — 80 m poniżej poziomu *E* — doliny Wieprza. Powszechnie znaną sprawą jest występowanie w pasie wyżyn środkowopolskich licznych głębokich dolin, których dna znajdują się na głębokościach 30—60 m poniżej den współczesnych (S. Gilewska 1972). A. Jahn (1956) uważa, że głębokie rozcięcie miało miejsce przed zlodowaceniem południowopolskim. W świetle przedstawionych powyżej danych, a także w świetle materiałów J. E. Mojskiego (1964) i J. Rzechowskiego (1965), którzy piszą o utworach wypełniających dolne części głęboko wciętej doliny Wieprza wiążąc je ze zlodowaceniem podlaskim (Gunz), wydaje się uzasadnione przyjęcie wniosku, że główna faza erozji (przynajmniej w dolinie Wieprza) związana jest z okresem przed tym glacjałem (interglacjał Donau/Gunz?).

Prawdopodobnie z tym okresem intensywnego wcinania należałoby powiązać powstanie doliny górnej Garki, gdzie nie zostały stwierdzone poziomy *D* i *E*. Mogło nastąpić wówczas wsteczne przecięcie garbu ciągnącego się od Nowosiołek po Ochozę i kaptaż niewielkich dolinek należących pierwotnie do dorzecza Mogielnicy.

W głęboko wciętej dolinie Wieprza nastąpiła faza akumulacji utworów piaszczysto-żwirowych bez materiału północnego, wiązana przez J. E. Mojskiego (1964) ze zlodowaceniem najstarszym (przed interglacjałem kromerskim). Byłby to więc odpowiednik zlodowacenia podlaskiego w ujęciu S. Z. Różyckiego (1972). Bardzo ściśle z tymi utworami jest związana półka skalna na prawym zboczu doliny Wieprza. Można ją chyba określić jako skalną terasę powstałą w wyniku bocznego rozwoju doliny Wieprza już po osadzeniu się serii uznanej przez J. E. Mojskiego za preglacjałną. Mamy tu więc do czynienia prawdopodobnie z dnem doliny Wieprza z okresu interglacjału kromerskiego (J. E. Mojski 1964).

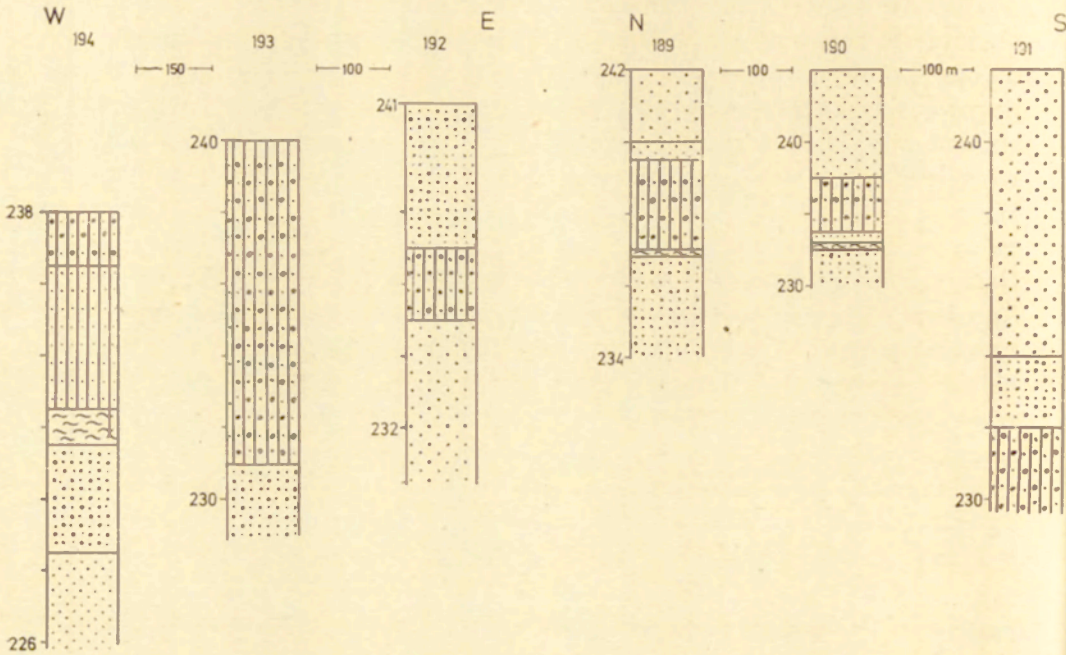
Niestety brak jest obecnie bliższych danych, które by mówiły o wydarzeniach w tym samym czasie na obszarze międzydolinnym. Ponieważ skalne dna dolin we wnętrzu Pagórów położone są na głębokości maksymalnie kilkunastu metrów, można wnioskować, że proces wcinania się dolin nie osiągnął tak wielkich rozmiarów jak w dolinie Wieprza. Jedynie dolina Uherki w samym Chełmie dorównuje głębokością dolinie Wieprza.

Jak jednak wskazuje stan zachowania starszych elementów rzeźby, na obszarze Pagórów Chełmskich przeobrażenia rzeźby przed transgresją lądolodu południowopolskiego nie były duże. Brak jest również danych dotyczących zmian w rzeźbie związanych z tym zlodowaceniem. Nie stwierdzono także nigdzie utworów, które bez wątplenia można wiązać właśnie z tym glacialem. Utworów tego wieku nie ma także i w dolinie Wieprza (J. E. Mojski 1964). Trudnym do wytłumaczenia jest również zupełny brak osadów tego wieku nawet na rozległej powierzchni szczytowej Pagóra Janowskiego. H. Maruszczak podkreśla, że w rzeźbie Wyżyny Lubelskiej nie ma wyraźnych elementów związanych z lądolodem południowopolskim. Uważa on, że osady tego glaciału „zostały dość radykalnie i szybko uprzątnięte w fazie silnej erozji już w pierwszej części wielkiego interglacjalu” (1972, s. 378). Druga faza tego interglacjalu charakteryzowała się w dolinie Wieprza, a także i w dolinie Wisły, akumulacją miększej serii osadów rzecznych przechodzących ku stropowi w osady glacialimiczne, związane z nasuwającym się od północy lądolodem środkowopolskim (A. Jahn 1956; J. E. Mojski 1964; S. Z. Różycki 1972).

#### PAGÓRY CHEŁMSKIE W OKRESIE ZLADOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO

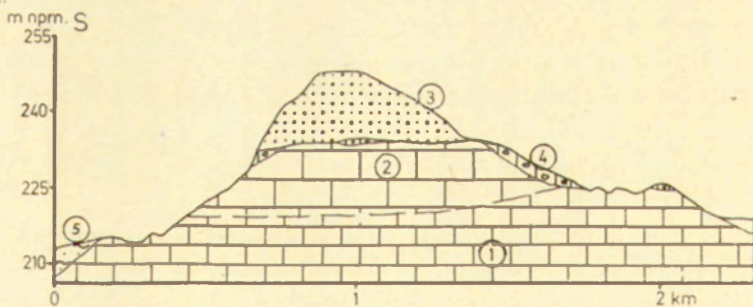
Pagóry Chełmskie znalazły się w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu z okresu zlodowacenia środkowopolskiego (A. Jahn 1956). Według tego autora lądolód nie przekroczył północnej krawędzi Działów Grabowieckich, sięgając dalej na południe tylko w obrębie Obniżenia Dorohuckiego i Dubienki. A. Jahn uważa, że zlodowacenie to na interesującym nas obszarze składało się z dwu faz „starszej, o większym zasięgu, zakończonej obfitą sedymentacją fluwioglacjalną, oraz młodszej, znamiennej przez oscylacje brzegu lodowca, co dało w efekcie piękne struktury glacitektoniczne”. Autor ten przyjmuje bardzo wysokie zasypanie fluwioglacjalne związane ze starszą fazą, a sięgające do wysokości 230—240 m npm. O tak grubej pokrywie fluwioglacjalnej mają świadczyć, według A. Jahna, zachowane w kilku miejscach na szczytach wzgórz utwory piaszczysto-żwirowe. W okresie maksymalnej transgresji, a także w pierwszej fazie regresji lądolodu wody roztopowe (A. Jahn 1956) odpływały ku wschodowi tzw. pradoliną chełmsko-rejowiecką, a także obniżeniem koło Zawadówki, gdzie M. Prószyński (1952) stwierdził w jednym wierceniu miększą serię utworów piaszczysto-żwirowych.

W świetle nowszych badań nad transgresją lądolodu środkowopolskiego w pasie wyżyn (K. Klimek 1964, 1966; Z. Lamparski 1972) i na obszarze niziny Polesia (A. M. Marynicz 1963), a także w świetle materiałów terenowych autora wydaje się, że niektóre zagadnienia mogą być interpretowane inaczej niż to uczynił A. Jahn (1956).



Ryc. 23. Profile utworów czwartorzędowych ze wschodniego obrzeżenia Kotliny Pawłowa

Profiles of Quaternary deposits from eastern rim of Pawłów Basin

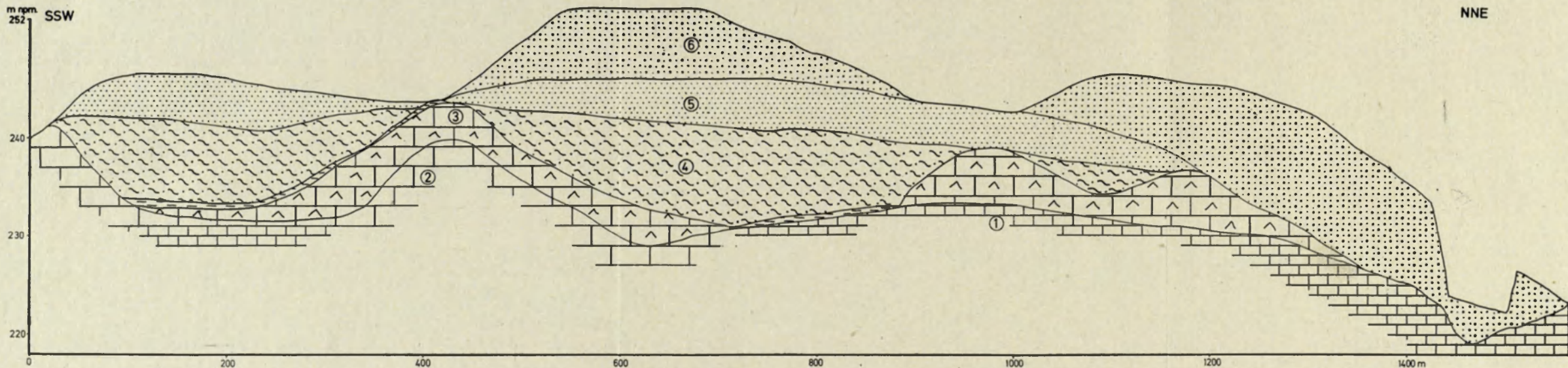


Ryc. 24. Przekrój przez wzgórze koło Ludwinowa

1 — margle; 2 — opokas; 3 — piaski fluwioglacjalne; 4 — gliny zwalowe; 5 — utwory pokrywowe

Section across hills near Ludwinow

1 — marls; 2 — opokas; 3 — fluvioglacial sands; 4 — glacial till; 5 — mantle deposits



Ryc. 25. Przekroje przez wznórza typu kemów w okolicy Lechówki

1 — margle; 2 — opoki; 3 — opoki odwapnione; 4 — piaski gliniaste, oligoceńskie; 5 — piaski sarmackie; 6 — piaski fluwioglacjalne ze żwirami

Sections across kame-type hillocks near Lechówka

1 — marls; 2 — opokas; 3 — decalcified opokas; 4 — clayey sands (Oligocene); 5 — sands (Sarmatian); 6 — fluvioglacial sands with gravels

Obecnie przyjmuje się, że pokrywa lodowa w czołowej strefie lądolodu środkowopolskiego nie była gruba. W związku z tym kierunki transgresji oraz sposób deglacjacji były silnie uzależnione od lokalnych warunków ukształtowania podłoża, a lądolód był stosunkowo mało aktywny (K. Klimek 1966; S. Z. Różycki 1972). K. Klimek (1966) uważa, że urozmaicone podłoże w sposób wyraźny wpływało na szybkość poszczególnych partii transgredującego lądolodu, co oprócz nierówności podłoża było przyczyną powstawania szczelin. Te czynniki warunkowały sposób deglacjacji w obszarach o urozmaiconej rzeźbie podłoża. Podstawowym jej typem była deglacjacja arealna, chociaż lokalnie występowały również odcinki, gdzie przeważała deglacjacja frontalna (S. Z. Różycki 1972).

Rzeźba Pagórów Chełmskich w swych zasadniczych zarysach była gotowa jeszcze przed transgresją zlodowacenia południowopolskiego. Charakteryzowała się ona podobnie jak i obecnie występowaniem różnej wielkości wzgórz i obniżen, mających wyraźne połączenia z sąsiadującymi od wschodu i zachodu rozległymi kotlinami. Takie ukształtowanie rzeźby warunkowało przebieg transgresji lądolodu, a także określało sposób późniejszej deglacjacji. Na podstawie rozmieszczenia osadów fluwioglacjalnych i morenowych, związanych z tym zlodowaceniem, wydaje się, że główna masa lodu na obszarze Pagórów była związana z lobem Obniżenia Dorohuckiego, a centralna część Pagórów — z kotliną górnej Garki i Pagórem Janowskim — nie była pokryta lądolodem (ryc. 3).

Czytelne obecnie formy rzeźby strefy marginalnej związane są zasadniczo z okresem deglacjacji. Jedyne w okolicach wsi Majdan Stajne, Koloni Rudka i Biedaków można wyróżnić pojedyncze niewielkie wzgórza, które na podstawie ich budowy można uznać za bardzo zniszczone formy czołowomorenowe. Zbudowane są one głównie z glin zwałowych i piasków ze żwirami o charakterze zwałowym. Wzgórza między Majdanem Stajne a Krzywowolą (ryc. 14) nałożone są na łagodnie opadającą w kierunku Kotliny Pawłowa krawędź poziomu C. Akumulacja utworów fluwioglacjalnych i zwałowych budujących te wzgórza (ryc. 23) była więc tu wymuszona rzeźbą podłoża. Interesujące jest masywne wzgórze położone między Pawłowem i Rejowcem (ryc. 14). Północne stoki tego wzgórza wyścielone są utworami morenowymi. W górnych partiach stoku widoczne jest nawet niewielkie, drugorzędne wzniesienie zbudowane ze zwałowych piasków ze żwirami. Natomiast szczytowa część wzgórza zbudowana jest z przekątnie warstwowanych utworów fluwioglacjalnych, ścinających zarówno utwory kredowe, trzeciorzędowe jak i gliny morenowe. Upady warstw wskazują na transport w kierunkach południowych. Pokrywą tą można powiązać z pierwszą fazą wytapiania się lodu zalegającego Kotlinę Pawłowa. Północny stok tego wzgórza jest według A. Jahna (1956) obszarem występowania typowych struktur glacitektonicznych.

Nie można całkowicie negować tego typu struktur. jednak fakt, że stwierdzono tu szereg różnowiekowych, kopalnych form krasowych zmusza do daleko posuniętej ostrożności przy interpretacji zaburzeń. H. Maruszczak (1964) sugerował, że część z tych struktur może być interpretowana jako struktury obciążeniowe związane ściśle z formami krasowymi. Zaburzenia te powstały prawdopodobnie na skutek tonięcia płytów morenowych w silnie nawodnionych piaskach i pyłach plioceńskich. Deformacje musiały mieć miejsce przed osadzeniem się utworów fluwioglacjalnych tworzących stropową część odsłonięcia, gdyż utwory te ścinają niektóre struktury deformacyjne, nie biorą udziału w zaburzeniach.

Wśród zaburzonych utworów morenowych częste są, na ogół drobne porwaki skał kredowych (fot. 8) a także trzeciorzędowych (fot. 9). Formą o charakterze czołowomorenowym jest wzgórze na południe od Biedakowa (ryc. 3). I tutaj mamy do czynienia z nałożeniem utworów zwałowych na krawędź poziomu C.

Zupełnie inny charakter ma rozległe, płaskie wzniesienie na południe od Pniówna. Miąższość utworów morenowych jest tu dość zmienna, ale lokalnie przekracza nawet 10 m. Również i tutaj w materiale morenowym duży jest udział skał kredowych i piasków trzeciorzędowych. Wzgórze to bardzo ostro zarysowaną krawędzią opada ku północy, do rozległego, równoleżnikowego obniżenia wykorzystanego częściowo przez górną Świnkę (pradolina?). Natomiast stok zachodni i wschodni są bardzo łagodne i przechodzą bez wyraźnego załamania w powierzchnię zbudowaną z utworów kredowych. Od południa wzniesienie to graniczy z wznoszącym się 10 m wyżej pagórkem zbudowanym z piasków i żwirów fluwioglacjalnych, przylegającym do stoku kredowego. Rozległe wzgórze zbudowane z glin morenowych można uznać za zachowany dzięki rzeźbie podłoża kredowego fragment równiny moreny dennej, ponad który wznosi się terasa kemowa.

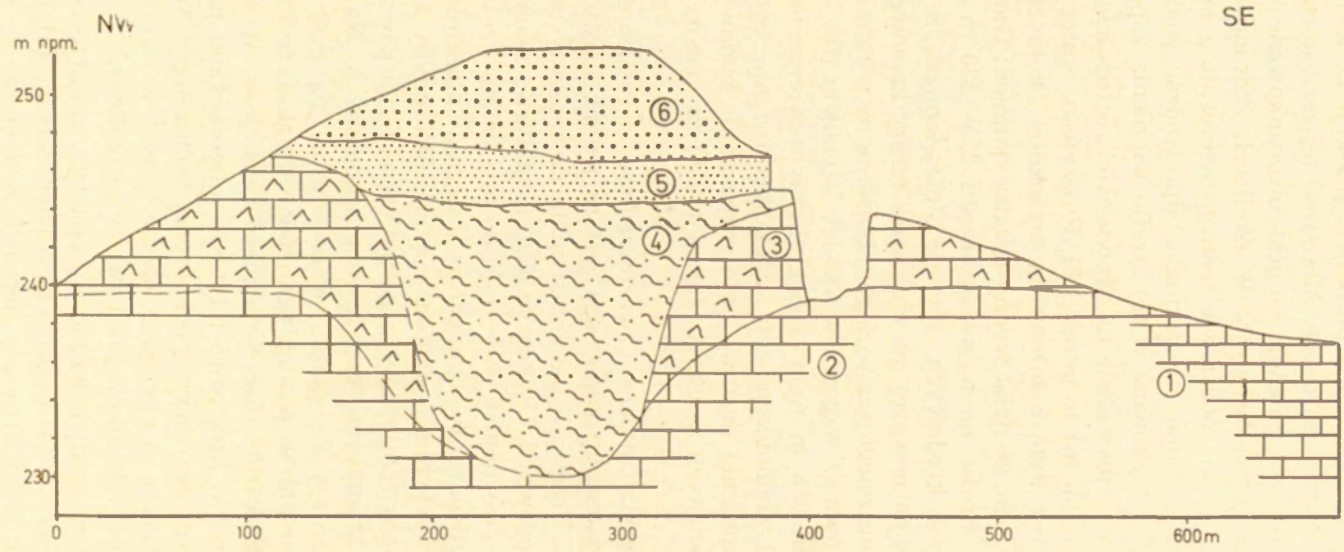
Zupełnie inny charakter mają wzgórza położone w okolicy Ludwinowa i Majdanu Rybie (ryc. 14), które A. Jahn (1956) uważał za resztkę wysokiej powierzchni zasypania z okresu transgresji lądolodu. Wzgórze w okolicy Ludwinowa, o wysokości 248 m n.p.m. (ryc. 24) ma prawie płaską powierzchnię szczytową. Załom między tą powierzchnią a stokami jest bardzo wyraźny dzięki czemu wzgórze to sprawia wrażenie formy dość młodej. Stoki tego wzgórza są dość strome (16—25°). Głównym elementem jego budowy geologicznej jest miąższa (do ok. 13 m) seria przekątnie warstwowanych piasków ze żwirami. Wśród żwirów bardzo liczny jest udział materiału lokalnego (opok) o bardzo różnym stopniu obtoczenia, co wskazuje na dość krótki transport. Poniżej tej serii stwierdzono w kilku punktach cienkie płyty przemytych glin morenowych. Gliny tego typu występują również w dolnej części północnego stoku wzgórza.

Między Kolonią Rudka a Zawadówką rozpościera się dość rozległa płaska powierzchnia, zbudowana z piasków i piasków ze żwirami z wyraźną przewagą materiału północnego. Miąższość tej serii dochodzi do ponad 20 m, ale jest bardzo zmienna, co jest uwarunkowane występowaniem kopalnych zagłębień krasowych. W okolicach Zawadówki M. Prószyński (1952) wyznaczał na podstawie jednego wiercenia z miąższą serią fluwioglacjalną formę dolinną, która miała odprowadzać wody z topniejącego lodowca. Dalsze wykonane w tej strefie wiercenia zaprzeczyły tej hipotezie. Jeżeli nawet odbywał się tu odpływ wód roztopowych, to w poziomie znacznie wyższym niż to określił M. Prószyński. Autor ten podaje, że dno kopalnej rynny było położone na wysokości około 200 m n.p.m., podczas gdy stwierdzono, że dział wodny między dolinami Garki i Uherki położony jest w tej strefie na wysokości rzędu 225—230 m n.p.m. i jest zbudowany z utworów kredowych. Wydaje się natomiast, że płaska powierzchnia wspomniana powyżej ma charakter terasy kemowej związanej z bryłą martwego lodu zalegającą rozległe obniżenie na południe od Rudki.

Interesujące są również wzgórza w okolicy Lechówki (fot. 10) o wysokości dochodzącej do 255 m n.p.m. Dzięki licznym wierceniom wykonanym przez Instytut Geologiczny dla udokumentowania występującego tu złoża opoki odwapnionej możliwe było rozpoznanie budowy geologicznej tych wzgórz, uznanych przez A. Jahna (1956) za pagóry trzeciorzędowe.

Strop wzgórz tworzą utwory czwartorzędowe o miąższości do 6 m (ryc. 25, 26). Ilość materiału północnego jest tu jednak bardzo niewielka, aczkolwiek wyraźna. Przeważa natomiast materiał piaszczysty z przemycia osadów trzeciorzędowych. Utwory te leżą na białych i szarych piaskach kwarcowych, które prawdopodobnie reprezentują dolną część serii sarmackiej. Lokalnie utwory czwartorzędowe osiągają miąższość do 12 m. W części północno-wschodniej wzgórz są one jak gdyby nałożone na łagodnie opadający stok zbudowany w górnej części z piasków sarmackich, a w dolnej z opok kredowych, częściowo odwapnionych. Na północnym stoku wzgórz odsłaniają się piaski, warstwowane na ogół przekątnie, z drobnymi zaburzeniami w postaci uskoków i zafalowań. Pomiarów kierunków transportu wykazały dużą zmienność kierunków. W spągu odsłonięcia liczne były żwirki kwarcowo-lidytowe (oligocieńskie) przemieszane z drobnym materiałem żwirowym pochodzenia północnego. Natomiast na zachodnim stoku wzgórz stwierdzono obecność płatów morenowych zawierających duże ilości odłamków piaskowców sarmackich.

Pod względem genetycznym wzgórz z pokrywą czwartorzędową można podzielić na trzy grupy: 1) pagórki czołowomorenowe (Majdan Stajne, Biedaków, Kolonia Rudka), 2) terasy kemowe zewnętrzne — według klasyfikacji form kemowych M. D. Baranieckiej (1969) — występujące w oko-



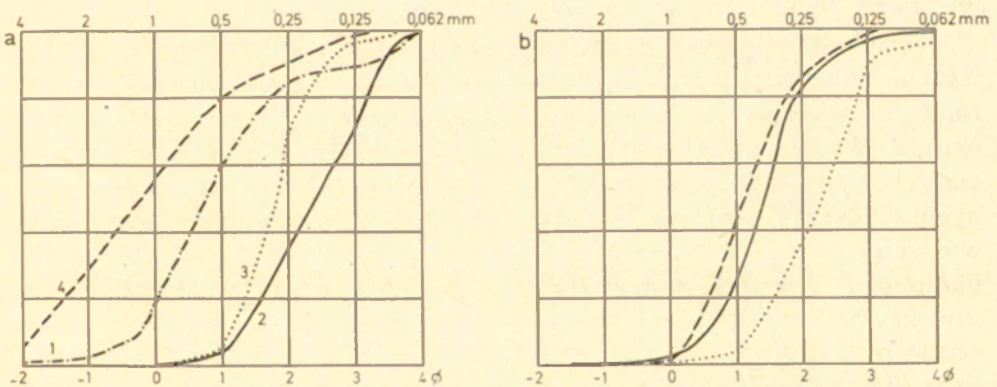
Ryc. 26. Przekrój poprzeczny przez centralną część wzgórza w okolicy Lechówki. Objaśnienia jak na ryc. 25  
Cross-section of central part of hill near Lechówka. For explanation see Fig. 25



licach Kamiennej Góry—Ochoży i Zawadówki, 3) wzngrza kemowe (Lechówka, Ludwinów, Majdan Rybie).

Warunki dla powstania form kemowych na tym obszarze były wyjątkowo sprzyjające. Urozmaicona rzeźba podłoża warunkowała powstawanie szczelin w lodzie nad wyniosłościami i w konsekwencji nierównomierne topienie się pokrywy lodowej. Pod tym względem badany obszar przypomina północną część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (K. Klimek 1964, 1966). Natomiast w przypadku gdy bryły lodu zalegały kotłino-wate obniżenia, tworzyły się na ich obrzeżeniu terasy kemowe, które są formą typową dla strefy granicznej Obniżenia Dubienki i Pagórów Chełmskich (M. D. Baraniecka 1969).

Również wykształcenie litologiczne utworów budujących wzngrza z pokrywą czwartorzędową wskazuje, że utwory piaszczysto-żwirowe osadzały się w niewielkich przetainach w pokrywie lodowej. Według M. D. Baranieckiej (1969) cechą charakterystyczną osadów budujących formy kemowe jest obecność frakcji grubszych (żwirowych) w spągowych częściach i zmniejszanie się wielkości ziarn ku stropowi. Takie właśnie cechy są typowe dla osadów budujących wzngrza w okolicy Ludwinowa i Lechówki (ryc. 27). Tak więc wzngrza omawiane nie są resztkami zwartej pokrywy fluwioglacjalnej, tak jak to sugerował A. Jahn (1956), rozciętej w okresach późniejszych, lecz są to formy typowo akumulacyjne przekształcone tylko przez późniejsze procesy, głównie związane z klimatem peryglacjalnym schyłku zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego. Na obszarze



Ryc. 27. Granulometria utworów fluwioglacjalnych

a: 1 — Majdan Stajne (spąg), 2 — Majdan Stajne (strop), 3 — Ludwinów (strop), 4 — Ludwinów (spąg); b: Lechówka

#### Grain size composition of fluvioglacial deposits

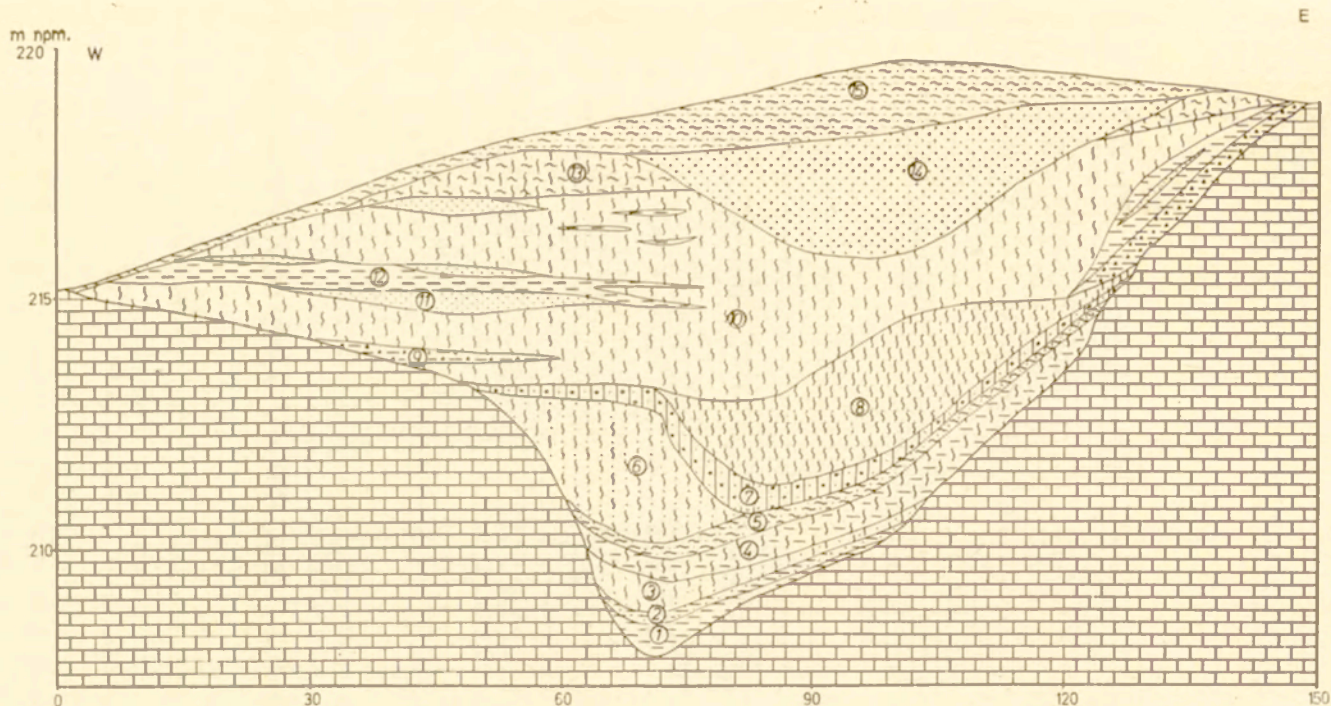
a: 1 — Majdan Stajne (bottom of layer), 2 — Majdan Stajne (top of layer), 3 — Ludwinów (top of layer), 4 — Ludwinów (bottom of layer); b: Lechówka

Pagórów Chełmskich tylko w obrębie Kotliny Pawłowa istniały warunki do intensywniejszej akumulacji fluwioglacjalnej w fazie transgresji lądolodu. Kotlina ta została zamknięta przez nasuwający się lodowiec i w jej górnej części osadziły się miąższe utwory piaszczysto-żwirowe okolic Majdanu i Krzywowoli, na które w okresie późniejszym nasunął się lodowiec pozostawiając kilkumetrowej miąższości utwory zwałowe (ryc. 23).

Gdyby, tak jak to sugeruje A. Jahn (1956), istniała zwarta pokrywa utworów fluwioglacjalnych sięgająca w dodatku do wysokości rzędu 240 m n.p.m., to w strefie kotlin, na stokach licznych wzgórz, czy na lokalnych działach wodnych musiałyby się zachować znacznie rozleglejsze powierzchnie zbudowane z utworów o charakterze fluwioglacjalnym. Erozja na obszarze Pagórów Chełmskich nie odgrywała zbyt wielkiej roli, co jest zresztą zjawiskiem typowym dla regionów z żywymi procesami krasowymi.

Jak już kilkakrotnie wspomiano, na obszarze Pagórów Chełmskich stwierdzono wiele kopalnych form krasowych wypełnionych różnorodnymi osadami z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Formy takie występują w okolicach wsi Ochoża—Pniaki, Kolonia Rudka, Rybie, Zawadówka. Kilka kopalnych wertebów stwierdzono dzięki licznym wierceniom i odsłonięciom na wzgórzu między Pawłowem a Rejowcem. Większość ze stwierdzonych form kopalnych wypełniona jest utworami morenowymi lub fluwioglacjalnymi, co świadczy o tym, że powstały one przed transgresją lądolodu, prawdopodobnie w schyłkowej fazie interglacjału wielkiego. Niektóre z form są jednak starsze.

Werteb występujący na południowym stoku wzgórza między Pawłowem a Rejowcem (ryc. 28) wypełniony jest utworami pylastymi zawierającymi wkładki i przewarstwienia piaszczyste i ilaste z okruchami margla. W spagu występuje przewarstwienie glin morenowych ciemnoszarych z silnie zwietrzalymi, rozsypującymi się blokami skał krystalicznych. Gliny te charakteryzują się strukturą soliflukcyjną. Nad nimi występuje seria utworów pylastych ścięta warstwowanymi przekątnie piaskami fluwioglacjalnymi z dużą ilością zupełnie nie zwietrziałych żwirów krystalicznych. Strop utworów wypełniających tworzą gliny piaszczysto-pylaste z nielicznymi glazikami krystalicznymi. Gliny te ścinają serię fluwioglacjalną. Mają one charakter typowych deluwiów zboczowych i można je datować na zlodowacenie północnopolskie. Tak więc charakter wypełnienia formy pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia z formą starszą od wymienionych poprzednio. Środkowopolskie utwory fluwioglacjalne ścinają strop utworów wypełniających werteb, a więc forma była już całkowicie wypełniona przed transgresją lądolodu środkowopolskiego. Przewarstwienia glin morenowych na wtórnym złożu można



Ryc. 28. Przekrój przez kopalną formę krasową w okolicy Rejowca

1 — ily ciemnoszare bezwęglanowe; 2 — ily piaszczyste; 3 — pyły piaszczyste szarżółtawe; 4 — pyły ilaste z okruchami margla; 5 — gliny piaszczyste rdzawe; 6 — pyły piaszczyste szarżółtawe węglanowe; 7 — gliny ciemnoszare z silnie zwietrzalymi głazami granitowymi; 8 — pyły o strukturze lupkowej; 9 — ily z okruchami margla; 10 — pyły szarżółtawe; 11 — piaski; 12 — ily węglanowe; 13 — gliny pylaste; 14 — piaski gruboziarniste i żwiry warstwowane przekątnie (fluwioglacjal); 15 — gliny piaszczyste (utwory pokrywowe)

Section across karst fossil form near Rejowiec

1 — dark-grey non-carbonate clays; 2 — sandy clays; 3 — greyish-yellow sandy silts; 4 — clayey silts with marl fragments; 5 — rust-coloured sandy clays; 6 — greyish-yellow carbonate sandy silts; 7 — dark-grey clays with strongly weathered granite boulders; 8 — shale-structure silts; 9 — clays with marl fragments; 10 — greyish-yellow silts; 11 — sands; 12 — carbonate clays; 13 — silty clays; 14 — coarsegrained sands and gravels obliquely stratified (fluvioglacjal); 15 — sandy clays (mantle deposits)

interpretować jako świadectwo niszczenia utworów morenowych zlodowacenia południowopolskiego.

Cechą wspólną wszystkich kopalnych czwartorzędowych form krasowych jest to, że ich rozmiary zasadniczo nie odbiegają od wielkości współczesnych, powierzchniowych form krasowych, natomiast są wyraźnie mniejsze od kopalnych form datowanych na pliocen środkowy.

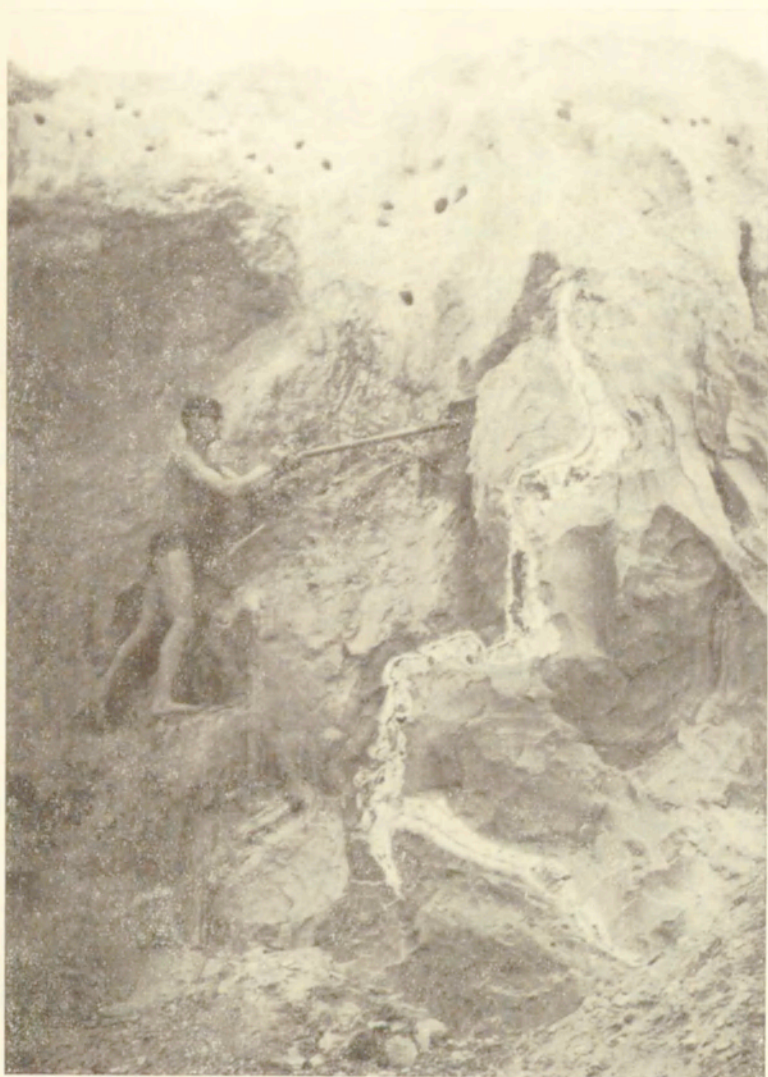
#### INTERGLACJAŁ EEMSKI I ZLADOWACENIE PÓŁNOCNOPSKE

Rozcinanie utworów fluwioglacjalnych i morenowych zlodowacenia środkowopolskiego rozpoczęte według A. Jahna (1956) i H. Maruszczaka (1972) jeszcze w młodszych fazach tego zlodowacenia było kontynuowane w pierwszej fazie interglacjału eemskiego.

Według H. Maruszczaka dna głównych dolin na Wyżynie osiągnęły w tym czasie poziom kilkanaście metrów niższy od obecnego. W małych dolinach odwadniających Pagóry Chełmskie ożywione zostały procesy erozyjne, o czym świadczy rozcięcie pokryw soliflukcyjnych ze zlodowacenia środkowopolskiego (J. E. Mojski 1961, 1968), które wypełniały w dużej mierze doliny (ryc. 29, 30). W związku z obniżaniem się poziomu wód gruntowych wraz z postępującym wcinaniem się rzek musiało nastąpić ożywienie procesów krasowych.

Druga, schyłkowa część interglacjału eemskiego charakteryzowała się według H. Maruszczaka (1968, 1972) agradacją, która osiągnęła najwyższy poziom w pełni ostatniego glaciału, kiedy to dna dolin rzecznych położone były znacznie wyżej niż obecnie. Z tym okresem w rejonie Pagórów związana jest faza akumulacji jezierno-rzecznej (J. E. Mojski 1968). W obrębie obniżen, takich jak Kotlina Pawłowa, obniżenie Mogielnicy, kotlina górnej Rejki, Kotlina górnej Uherki powstały powierzchnie zbudowane z utworów głównie piaszczystych i mułkowatych. Maksymalnie akumulacja utworów tego typu sięgnęła do wysokości około 190—195 m n.p.m. W tym okresie nie istniał dział wodny między Kotliną Pawłowa i kotliną górnej Rejki. Jak wskazują badania granulometryczne (ryc. 31), sedimentacja początkowo piasków średnio- i gruboziarnistych była ograniczona w pierwszej fazie do dolin rzecznych (ryc. 29, 30), a w okresie późniejszym, wraz z podniesieniem się poziomu wód, nastąpiła powszechna akumulacja pyłów, piasków pylastych i mułków w rozległych rozlewiskach typu jezierskiego (R. Racinowski, J. Rzechowski 1960). Poważny udział w zasypywaniu tych rozlewisk ma materiał pochodzący ze stoków, zazębiający się z utworami osadzonymi w zbiornikach wodnych (ryc. 30). Stoki wzgórz były wówczas modelowane w warunkach klimatu peryglacjalnego. Zjawisko to było powszechne w całym pasie wyżyn (J. Dylík 1957, 1969).

Z obszaru Pagórów Chełmskich i Kotliny Dorohuckiej przebieg proce-



Fot. 9. Zaburzona soczewka kredy piszącej wśród utworów morenowych w kopalni piasków technicznych w Rejowcu Fabrycznym

Disturbed chalk lense in moraine deposits, in pit of sand mined for technical purposes at Rejowiec Fabryczny



Fot. 10. Wzgórze typu kemu w okolicach Lechówki  
Kame-type ridge near Lechówka



Fot. 11. Kopalne formy krasowe wypełnione piaskami pokrywowymi w okolicy  
Rejowca Fabrycznego  
Fossil karst forms filled with mantle sands near Rejowiec Fabryczny



**Fot. 12. Zagłębienie krasowe w okolicy Julianowa**  
**Karst depression near Julianów**



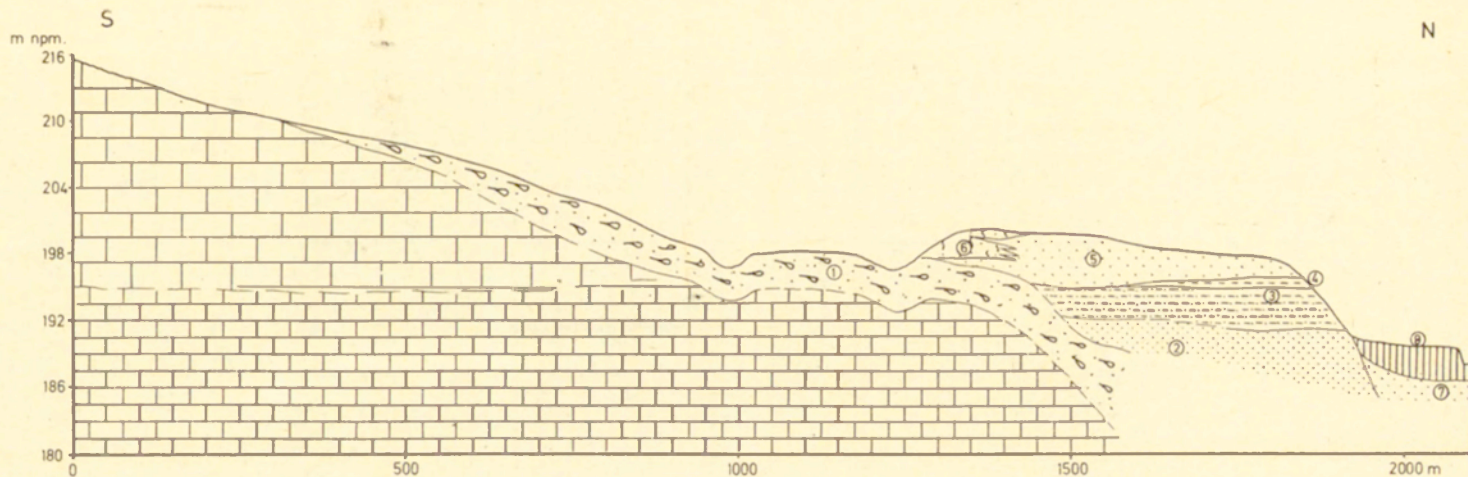
**Fot. 13. Formy krasowe w okolicy Bezka. Widoczna intensywna erozja rędzin na garbach oddzielających poszczególne wertebry**  
**Karst form near Bezek. Visible is an intensive erosion of fertile soil (rędzina) on hummocks spearating particular sinkholes**



**Fot. 14. Zagłębienia krasowe wypełnione stale wodą w okolicy Krzywowoli**  
**Karst depression permanently filled with water near Krzywowola**

*Wszystkie fotografie wykonał autor pracy*



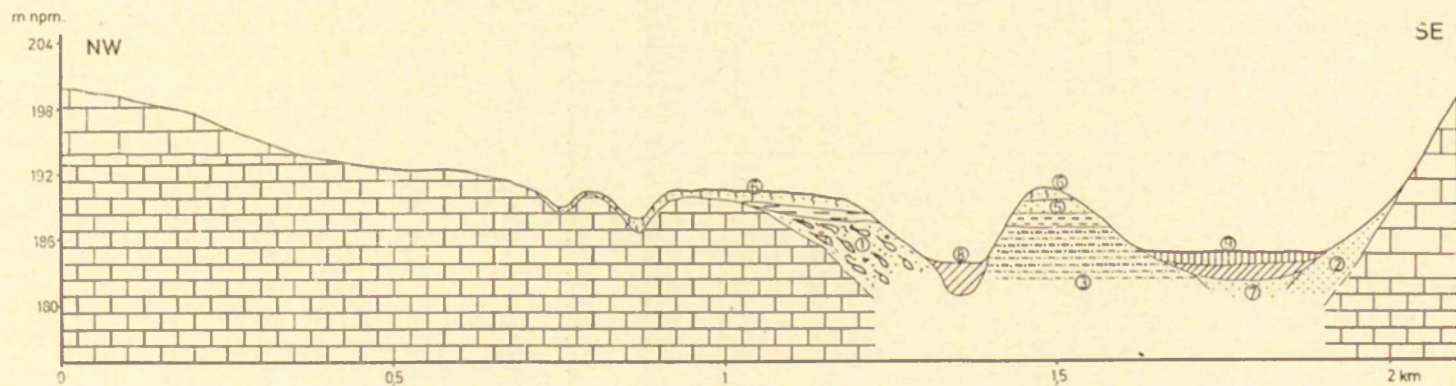


Ryc. 29. Przekrój lewego zbocza doliny Rejki w okolicy Wólki Rejowieckiej

1 — piaski i gliny soliflukcyjne (złodowacenie środkowopolskie — Riss); 2 — piaski rzeczne; 3 — mulki piaszczyste; 4 — mulki warstwowane poziomo; 5 — piaski rzeczne średnioziarniste; 6 — piaski pylaste z nielicznym materiałem grubszym (utwory pokrywowe — złodowacenie bałtyckie); 7 — piaski z częściami organicznymi (holocen); 8 — namuly mineralno-organiczne

Section across left scarp of Rejka valley, near Wólka Rejowiecka

1 — solifluction sands and clays (Middle Polish Glaciation — Riss); 2 — fluvial sands; 3 — sandy silts; 4 — horizontally stratified silts; 5 — mediumgrained fluvial sands; 6 — silty sands with sparse coarse material — (mantle deposits of Baltic Glaciation (Wurm)); 7 — sands containing organic material (Holocene); 8 — mineral-organic mire



Ryc. 30. Przekrój przez dolinę Rejki w okolicy miejscowości Czechów Kąt. Objaśnienia jak na ryc. 29

Section across Rejka valley, near Czechów Kąt. For explanation see Fig. 29

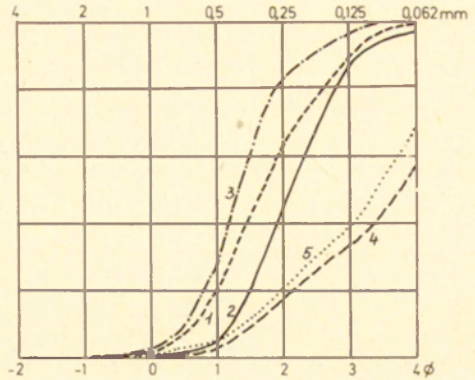
sów zachodzących w tym czasie szeroko scharakteryzował J. E. Mojski (1961, 1967). Procesy modelujące stoki i powierzchnie podstokowe powodowały zasypywanie istniejących wówczas form krasowych (J. E. Mojski, J. Rzechowski 1969). Na obszarze Pagórów znane są liczne kopalne formy krasowe wypełnione przez utwory ilaste bądź też pylaste (ryc. 32—34 i fot. 11). Być może, że wypełnianie tych form odbywało się w okresie, gdy w sąsiednich regionach miała miejsce powszechna akumulacja lessów. Tym można chyba tłumaczyć duży udział materiału pylastego wśród osadów wypełniających formy krasowe.

Druga część głajcału północnopolskiego charakteryzowała się procesami erozyjnymi, które w dolinie Wieprza spowodowały obniżenie dna do około 10 m w stosunku do poziomu dna współczesnego (H. Maruszczak 1968). W małych dolinach rzecznych Pagórów wcięcie miało mniejsze rozmiary, od około 8 m w dolnych odcinkach do około 6 m w środkowych i 2—3 m w górnych odcinkach dolin (ryc. 30).

#### POWIERZCHNIOWE FORMY KRASOWE

Jedną z zasadniczych cech rzeźby Pagórów Chełmskich jest powszechne występowanie powierzchniowych form krasowych rozwijających się na skałach marglistych. Ze względu na bardzo wyraźne różnice w stosunku do krasu pełnego, typowego ten typ krasu został określony jako „kras kredy piszącej” (H. Maruszczak 1966).

Formy krasowe występujące na obszarze Pagórów Chełmskich rozwijają się pod cienką pokrywą zwietrzelinową. Reprezentują więc kras pokryty (A. Malicki 1950) lub też są to formy reprodukowane w pokrywie osadów niekrasowiejących, głównie piaszczystych i piaszczysto-gliniastych. Rozwój form krasowych następuje wyłącznie na drodze korozji chemicznej zachodzącej na powierzchni skał krasowiejących. Nie stwierdzono występowania form podziemnych ani zapadliskowych. Według H. Maruszczaka ten typ krasu charakteryzuje się występowaniem następujących

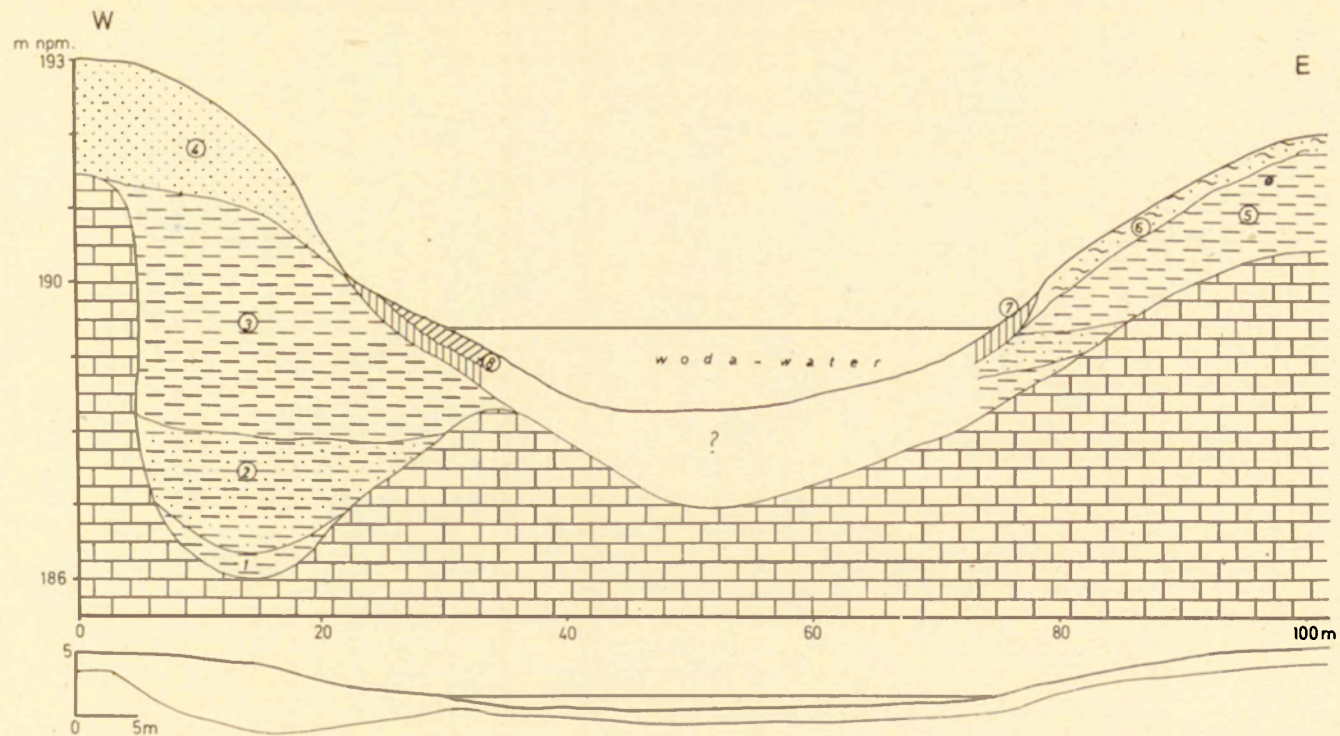


Ryc. 31. Granulometria aluwionów

1 — Wólka Rejowiecka; 2 — Czechów Kąt;  
3 — Hruszów; 4 — Siedliszczki; 5 — Kanie

#### Grain size composition of alluvia

1 — Wólka Rejowiecka; 2 — Czechów Kąt;  
3 — Hruszów; 4 — Siedliszczki; 5 — Kanie

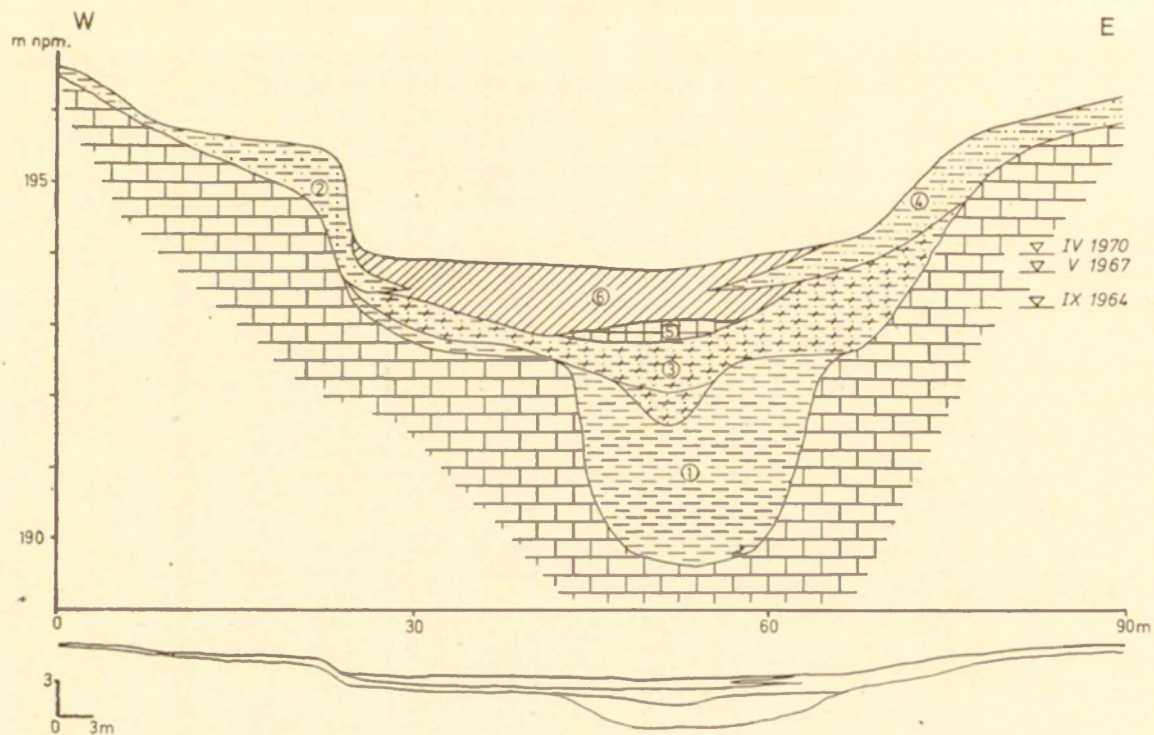


Ryc. 32. Przekrój zagłębienia krasowego w okolicy Hruszowa

1 — ły czarne bezwęglanowe; 2 — ły piaszczyste ciemnoszare; 3 — ły ciemnoszare; 4 — piaski; 5 — ły szare węglanowe; 6 — piaski gliniaste; 7 — namuły mineralno-organiczne; 8 — torfy

Section across karst depression near Hruszow

1 — black non-carbonate clays; 2 — dark-grey sandy clays; 3 — dark-grey clays; 4 — sands; 5 — grey carbonate clays; 6 — clayey sands; 7 — mineral-organic mire; 8 — peats

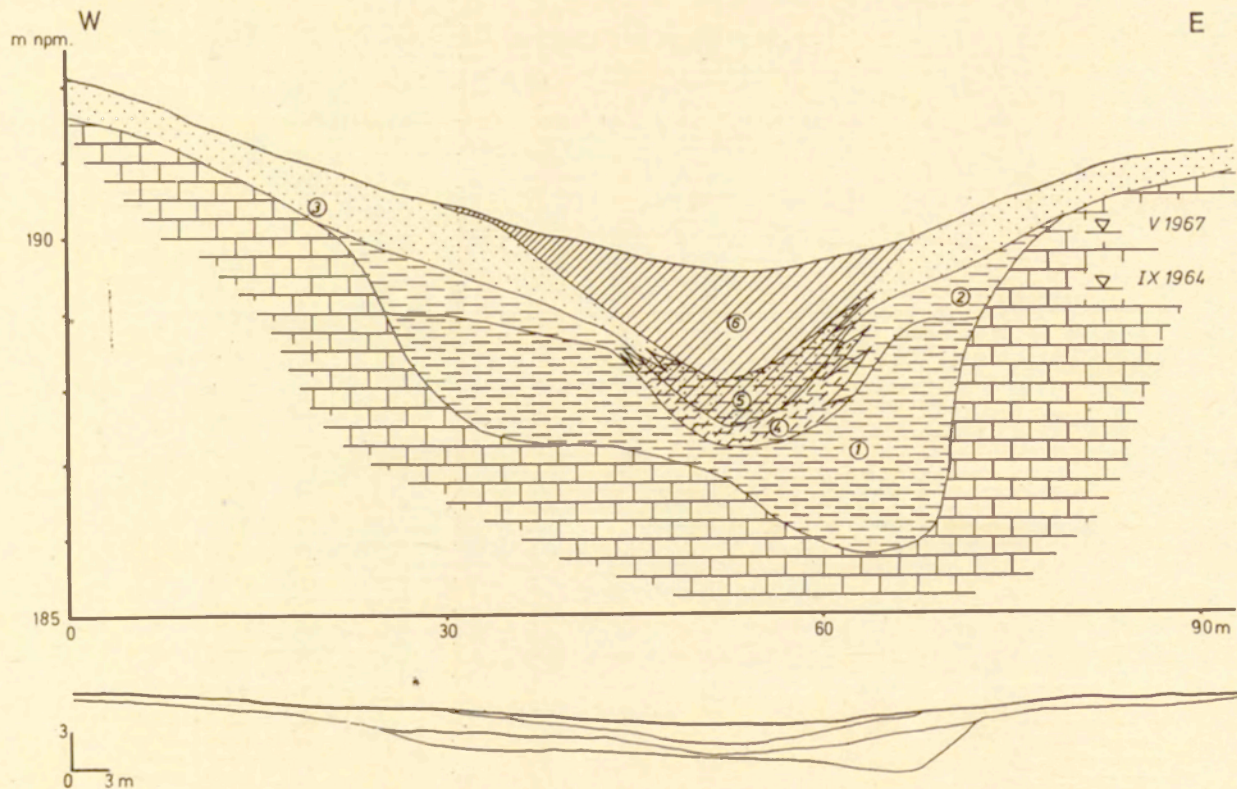


Ryc. 33. Przekrój zagłębienia krasowego koło Anusina

1 - ility zielonkawe wapieniste; 2 - ility piaszczyste; 3 - ility piaszczyste z częściami organicznymi; 4 - piaski ilaste; 5 - gytia; 6 - torf

Section across depression near Anusina

1 - greenish calciferous clays; 2 - sandy clays; 3 - sandy clays with organic material; 4 - clayey sands; 5 - gyttia; 6 - peat



Ryc. 34. Przekrój zagłębienia krasowego w okolicy Krowicy

1 — ility zielonkawe wapniste; 2 — ility szare; 3 — piaski; 4 — torf mszysty zailony; 5 — torf turzycowy zapiaszczony; 6 — torf turzycowy

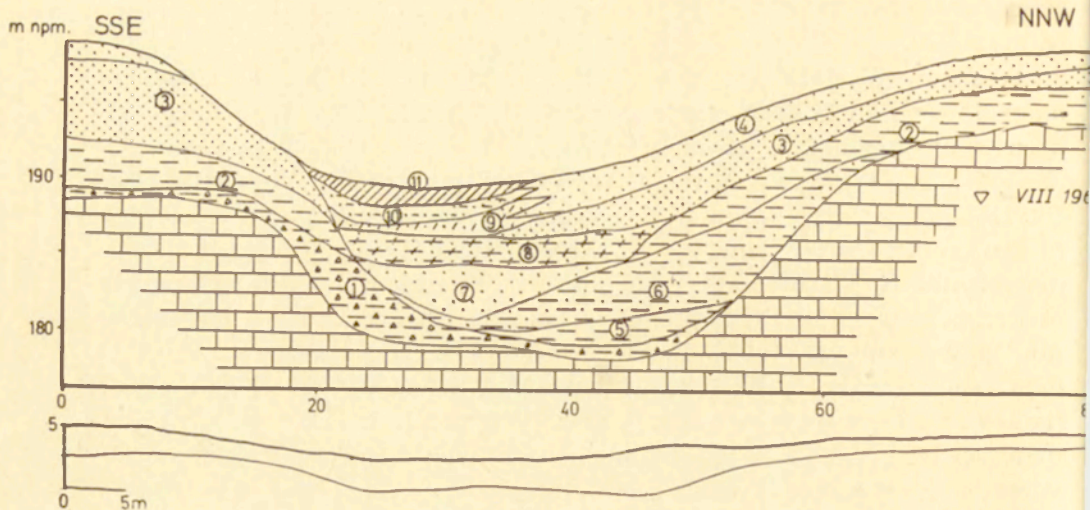
Section across karst depression near Krowica

1 — greenish calciferous clays; 2 — grey clays; 3 — sands; 4 — mossy clayey peat; 5 — sedge-type peat with sand admixture; 6 — sedge peat

form: wertebry, uwały, doliny krasowe, kotliny, zrównania krasowe i jeziora krasowe.

Podstawową formą są wertebry — koliste lub owalne zagłębienia o średnicach od kilkudziesięciu do około 200 m i głębokościach dochodzących maksymalnie do 15 m. Nachylenia zboczy wertebów są niewielkie (5—15°), co jest typowe dla tego typu krasu (J. Rzechowski 1964; A. Kęsik 1965). Kształty i wymiary wertebów są dość wyraźnie zróżnicowane, na co po raz pierwszy zwrócił uwagę T. Wilgat (1950). Różnice te usystematyzował H. Maruszczak (1966) wyróżniając trzy typy form: lejkowate, miseczkowate i talerzykowate. Przy analizie przestrzennego rozmieszczenia poszczególnych typów wertebów na obszarze Pagórów Chełmskich daje się zauważyć pewna prawidłowość. Wertebry płaskodenne (talerzykowate) występują najczęściej w niskich położeniach hipsometrycznych, w strefie przejściowej od dolnych odcinków stoków do powierzchni akumulacji plejstocenijskiej lub holocenijskiej (fot. 12). Płaskie dno posiadają również głębsze wertebry położone w środkowych i górnych partiach zrównań podstokowych czy na niewielkich wzniesieniach, ale występują one jednak dość rzadko (ryc. 37). Przeważają wertebry miseczkowate, czyli zakłębienia bez wyraźnego dna, bądź też z dnem wklęsłym. Zbocza takich zagłębień mają niewielkie nachylenia i przechodzą w górnej części bez wyraźnego załamania w garby oddzielające poszczególne formy (ryc. 34—36). Gęstość takich zagłębień jest w niektórych obszarach bardzo duża. Wyróżnia się tu szczególnie obszar na południowy zachód od Rejowca Fabrycznego, a także okolica Bezka i Adolfinia (fot. 13), gdzie na powierzchni 1 km<sup>2</sup> występuje kilkadziesiąt form tego typu. Wertebry lejkowate występują rzadko i zasadniczo tylko w obszarach leśnych.

Jak wykazały liczne wiercenia, zróżnicowanie kształtu wertebów nie ma na ogół charakteru pierwotnego, a jest raczej związane z procesami przeobrażania form wyjściowych — lejkowatych. Przyczyną płaskości dna wertebów talerzykowatych jest akumulacja przede wszystkim utworów organiczno-mineralnych i mineralnych. Najczęściej spotykana miąższość osadów dennych w tym typie wertebów waha się w granicach 3—5 m, a maksymalnie dochodzi do 8 m. Spągowe warstwy utworów wypełniających formy najgłębsze tworzy gytia, na której leżą torfy turzycowo-mszyste lub zielne, przechodzące ku górze w torfy turzycowe niskie (ryc. 42). W formach płytszych gytia występuje sporadycznie. Najczęściej spotyka się torfy trzcinowe przechodzące ku górze w torfy zielne i turzycowo-trzcinowe. Cechą charakterystyczną warstw stropowych jest wyraźne wzbogacenie w substancje mineralne, co wiąże się niewątpliwie ze sztucznym lub naturalnym włączaniem wertebów do odpływu powierzchniowego. Płaskość dna wertebów sporadycznie może być uwarunkowana



Ryc. 36. Przekrój zagłębienia krasowego koło Marysina

1 — il z gruzem margla; 2 — il ciemnoszary (gleba kopalna); 3 — piaski średnioziarniste; 4 — piaski różnoziarniste; 5 — ily szare węglanowe; 6 — ily piaszczyste szare; 7 — piaszki ciemnoszare; 8 — ily piaszczyste ciemnoszare z częściami organicznymi; 9 — piaski pyłaste z częściami organicznymi; 10 — mulki piaszczyste brunatne z częściami roślin; 11 — torf

Section across karst depression near Marysin

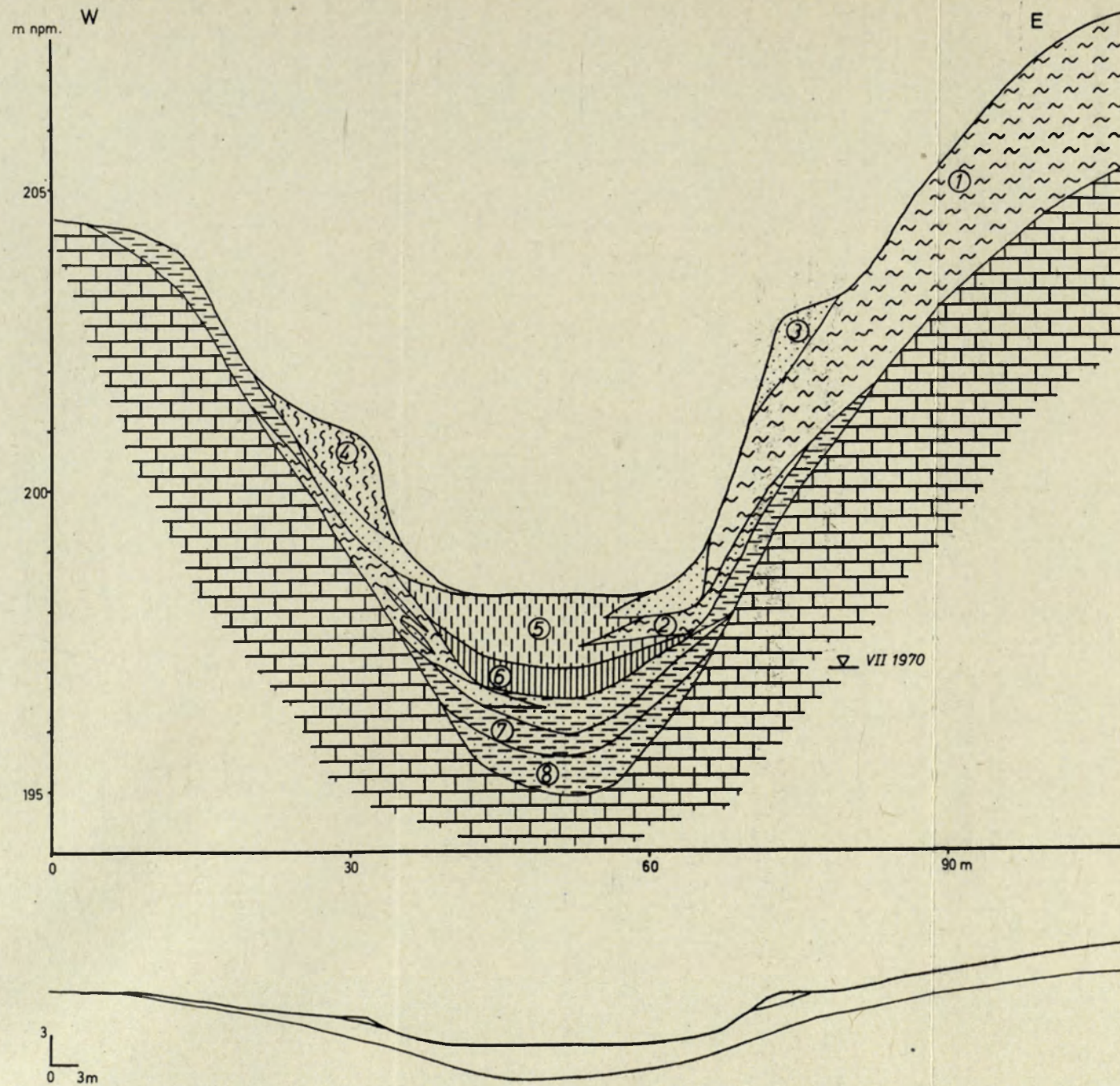
1 — clay with marl debris; 2 — dark-grey clay (fossil soil); 3 — mediumgrained sands; 4 — variousgrained sands; 5 — grey carbonate clays; 6 — grey sandy clays; 7 — dark-grey sands; 8 — dark-grey sandy clays containing organic material; 9 — silty sands containing organic material; 10 — brown silts containing plant remnants; 11 — peat

również rozwojem bocznym wertebu (ryc. 33), tak jak to sugerował T. Wilgat (1950).

Bardzo nieliczne są wertebry płaskodenne, w których płaskość dna jest uwarunkowana akumulacją utworów mineralnych. Akumulacja tego typu utworów kształtuje natomiast głównie dna zagłębień miseczkowatych. W przypadku form reprodukowanych w pokrywie czwartorzędowej, w ich dnach osadzają się piaski, piaski gliniaste i gliny (ryc. 36), a w przypadku form rozwijających się tylko pod pokrywą zwietrzelinową — utwory iltaste. Miąższość utworów w dnach wertebów miseczkowatych jest na ogół niewielka i rzadko przekracza 1,5 m. Większość zagłębień tego typu jest czynna, na co wskazuje chłonięcie wody nawet w czasie większych ulew czy roztopów wiosennych. Niektóre z nich utrzymują jednak wodę przez okres całego roku (ryc. 32; fot. 14).

W czasie prowadzenia wierceń na obszarach występowania form krasowych stwierdzono, że niektóre z form bezodpływowych, położone w strefach kontaktu kopalnych, kredowych zboczy dolin z utworami młodszymi, piaszczystymi nie mają w podłożu kredowym zamknięcia (ryc. 38, 39).



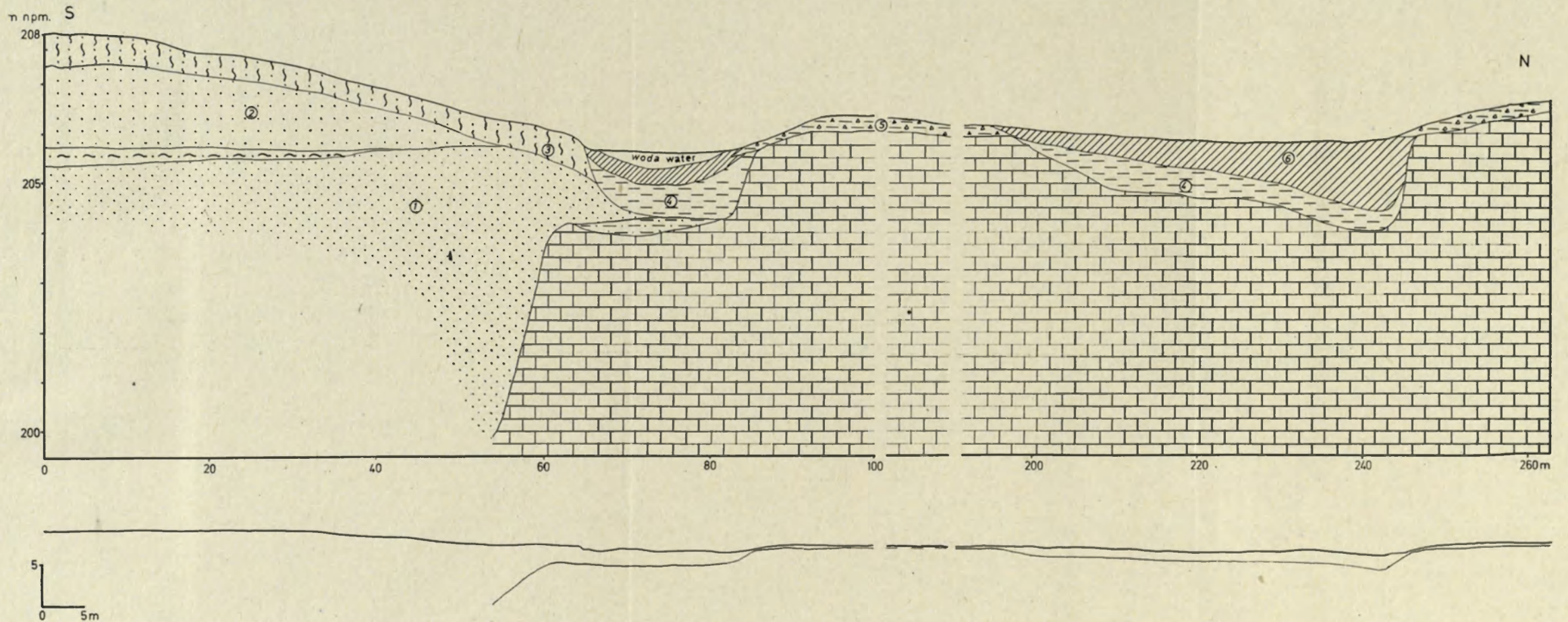


Ryc. 37. Przekrój zagłębienia krasowego w okolicy Bezka

1 — gliny; 2 — gliny piaszczyste; 3 — piaski; 4 — pyły piaszczyste; 5 — namuly pylaste; 6 — utwór organiczno-mineralny; 7 — ily szarozielonkawe z okruchami margla; 8 — ily piaszczyste z okruchami margla

Section across karst depression near Bezka

1 — clays; 2 — sandy clays; 3 — sands; 4 — sandy silts; 5 — silty mire; 6 — organic-mineral deposit; 7 — grey-greenish clays with marl fragments; 8 — sandy clays with marl fragments

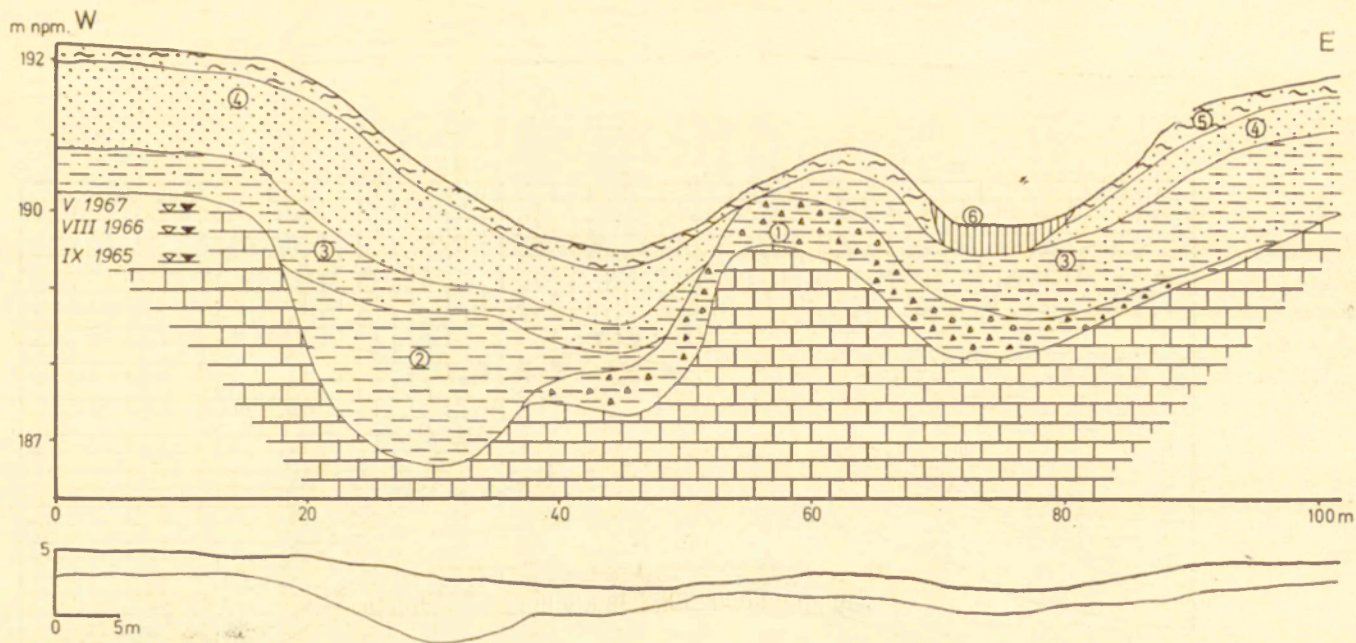


Ryc. 38. Przekrój przez bezodpływowe zagłębienia koło Weremowic

1 — piaski średnioziarniste; 2 — piaski różnoziarniste; 3 — piaski pylaste; 4 — ły czarne bezwęglanowe; 5 — ły z okruchami margla; 6 — torfy

Section across undrained depression near Weremowice

1 — mediumgrained sands; 2 — variousgrained sands; 3 — silty sands; 4 — black non-carbonate clays; 5 — clays with marl fragments; 6 — peats

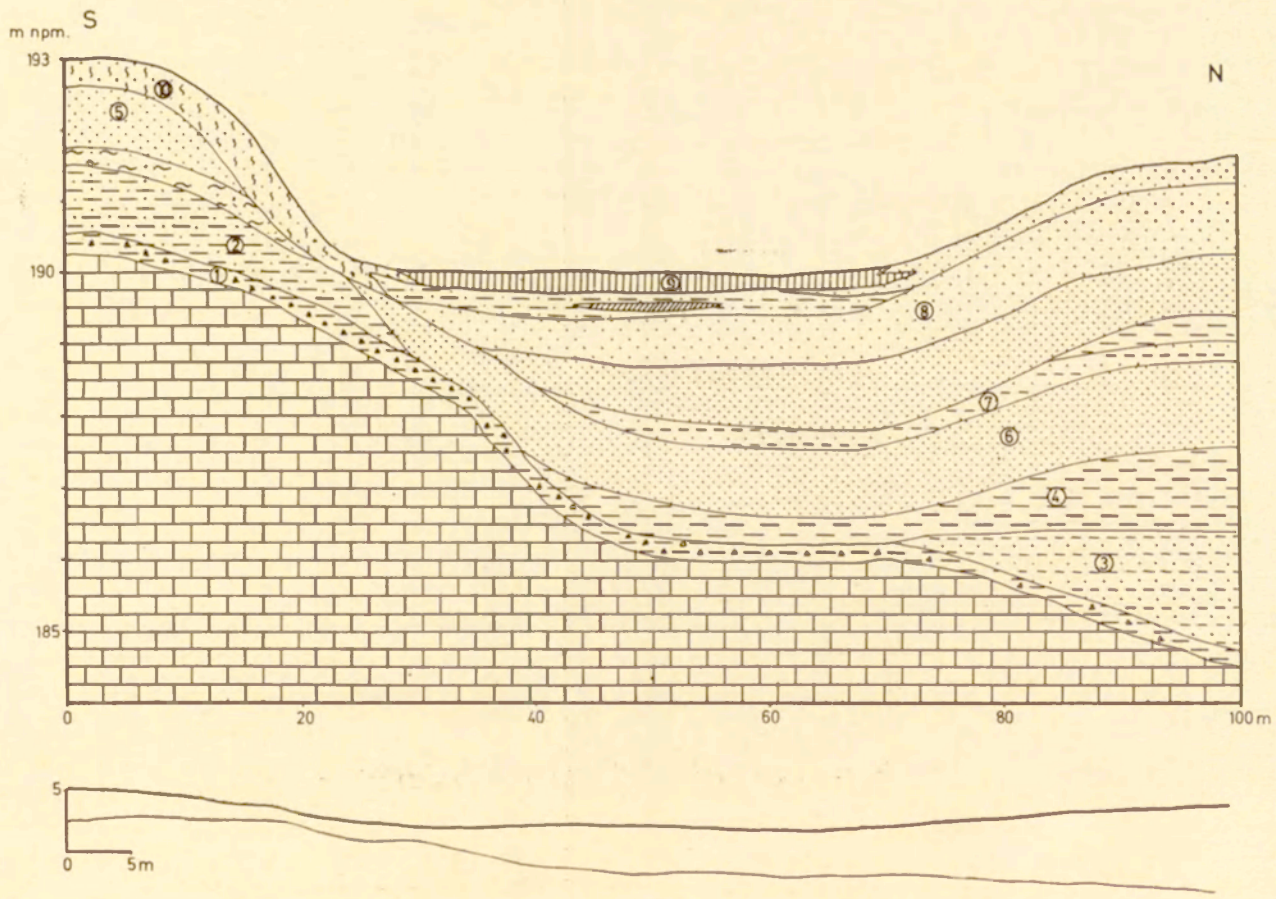


Ryc. 35. Przekrój zagłębień krasowych między Hruszowem a Marysinem

1 — silnie zwiertzały margiel; 2 — ily czarne bezwęglanowe; 3 — ily piaszczyste ciemnoszare; 4 — piaski; 5 — piaski gliniaste; 6 — namuły mineralno-organiczne

Section across karst depressions situated between Hruszów and Marysin

1 — strongly weathered marl; 2 — black non-carbonate clays; 3 — dark-grey sandy clays; 4 — sands; 5 — clayey sands; 6 — mineral-organic mire



Na powierzchni nie różnią się one niczym od typowych form krasowych. Są to prawdopodobnie nieckowate formy tworzące się wskutek wzmożonej lokalnie korozji chemicznej na kopalnych zboczach kredowych. Związane jest to być może ze zmiennością uszczelnienia skał kredowych bądź też ze zmianami w przepuszczalności utworów zalegających nad tymi skałami. Osiadanie luźnych utworów piaszczystych lub piaszczysto-gliniastych nad tworzącą się niecką korozyjną przyczynia się do powstawania zagłębienia, które na powierzchni nie ma odpływu. Formy tego typu nie były dotychczas opisywane w literaturze dotyczącej zjawisk krasowych w skałach kredowych.

W wyniku obniżania się garbów oddzielających poszczególne wertebry położone w pobliżu powstają nieregularne formy złożone — uwały. Akumulacja materiałów organiczno-mineralnych często powoduje płaskość ich dna, a o złożoności form świadczą bardzo nieregularne zarysy brzegów i nierówności stropu skał podłoża krasowiejącego. Rozmiary takich form dochodzą do 2 km i bardzo często są one już włączone do odpływu powierzchniowego (ryc. 40).

Doliny krasowe są to również formy złożone powstające w wyniku rozwoju wertebry położonych na jednej linii. Rzecz charakterystyczna, że na interesującym nas obszarze nie stwierdzono łączenia się linijnie ułożonych wertebry poprzez obniżanie oddzielających je garbów. Łączenie się wertebry następuje tu natomiast w wyniku agradacji torfów i zatapania garbów dzielących poszczególne wertebry (ryc. 41).

Mimo dość bogatego rejestru typologicznego i dużego zagęszczenia form krasowych, kras typu kredy piszącej różni się bardzo wyraźnie od krasu typowego, rozwijającego się na masywnych wapieniach.

Rozwój form krasowych w krasie typowym jest kontrolowany przede wszystkim przez czynniki klimatyczne (L. Sawicki 1908; B. Birot 1954; J. Corbel 1959; M. M. Sweeting 1972). Rozwój krasu na miękkich i porowatych skałach węglanowych jest natomiast zależny przede wszystkim od litologii i chemizmu tych skał (H. Maruszczak 1966; G. A. Maksymowicz 1969; M. Harasimiuk 1974). Stwierdzono, że na badanym obszarze najintensywniej kras rozwija się na marglach i wapieniach marglistych,

Ryc. 39. Przekrój bezodpływowego zagłębienia koło Marysina

1 — il z okruskami margla; 2 — ily piaszczyste ciemnoszare; 3 — mulki piaszczyste; 4 — ily szarozieleonkawe bezwęglanowe; 5 — piaski średnioziarniste; 6 — piaski drobnoziarniste; 7 — piaski mulkowane; 8 — piaski różnoziarniste; 9 — namuly mineralno-organiczne; 10 — piaski pylaste

Section across undrained depression near Marysin

1 — clay with marl fragments; 2 — dark-grey sandy clays; 3 — sandy silts; 4 — greyish-yellow non-carbonate clays; 5 — mediumgrained sands; 6 — finegrained sands; 7 — silty sands; 8 — variousgrained sands; 9 — mineral-organic mire; 10 — silty sands

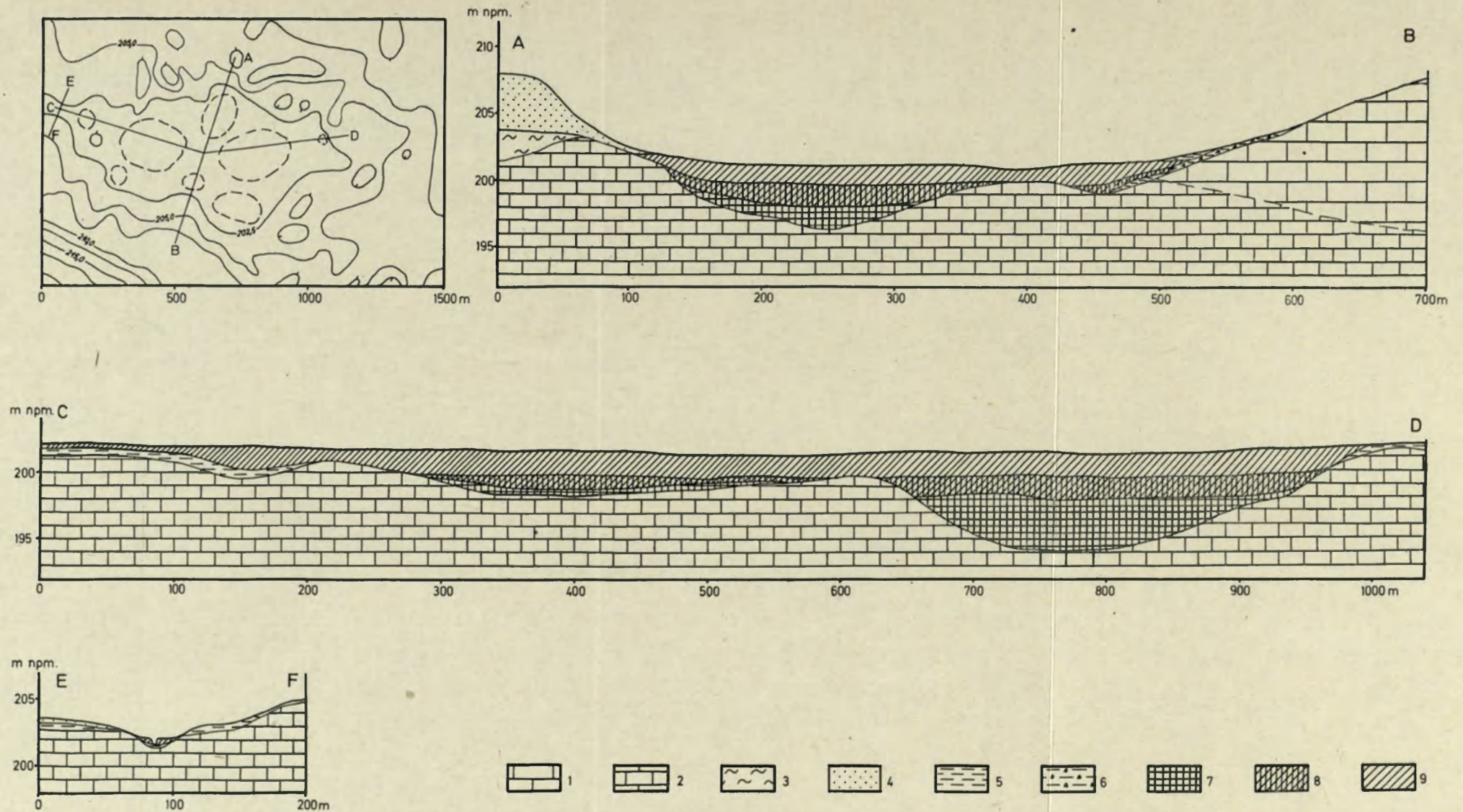
a nie na kredzie piszącej, mimo iż zawiera ona najwięcej  $\text{CaCO}_3$ . Wynika to zapewne głównie z tego, że kreda pisząca jest równocześnie skałą najmniej odporną na działanie pozostałych czynników denudacyjnych. Oprócz tego charakteryzuje się ona najniższym współczynnikiem przepuszczalności (tab. 2).

Być może poważną rolę odgrywa odkryta ostatnio przez A. Kołodziejną (1970) osobliwa właściwość kredy piszącej. Mianowicie w oparciu o eksperymenty autorka ta wskazuje, że przy oddziaływaniu na powierzchnię kredy kwasami humusowymi tworzy się nierozpuszczalny osad typu żelu. W odpowiednich warunkach uszczelinienia kreda jest według tej autorki bardzo podatna na rozpuszczanie.

Kreda okolic Chełma charakteryzuje się jednak bardzo niską drożnością szczelin, co wynika ze skłonności do pęcznienia i tworzenia się ilastej zwietrzliny na powierzchni skały. Zauważono również, że na powierzchniach nachylonych ponad  $3^\circ$  następuje wyraźny spadek ilości form krasowych, a na powierzchniach nachylonych ponad  $5^\circ$  w ogóle formy te nie występują. Wynika to zapewne z tego, że na obszarach nachylonych spływ powierzchniowy przeważa nad infiltracją wód opadowych w głąb skały.

Rozwój zjawisk krasowych na badanym obszarze jest ściśle związany z położeniem zwierciadła wód gruntowych, poniżej którego kras zasadniczo się nie rozwija. Dlatego też wcinanie się rzek i obniżanie poziomu wody gruntowej jest równoznaczne z ożywieniem się procesów krasowych, a podnoszenie się wód gruntowych powoduje zatapianie form i stosunkowo szybkie ich wypełnianie osadami organiczno-mineralnymi (ryc. 42). Ze względu na wysoką podatność zwietrzliny skał typu margli i kredy piszącej na procesy soliflukcyjne i zmywy powierzchniowe (H. Maruszczak 1963) chłodne okresy klimatyczne nie sprzyjają tworzeniu się form krasowych, a także zachowaniu form starszych. Stąd też duża ilość różnowiekowych form kopalnych, które bardzo często towarzyszą formom rozwijającym się współcześnie (ryc. 32, 33, 35).

W świetle powyższych stwierdzeń wiek form krasowych można, z braku danych bezpośrednich — paleobotanicznych — rozpatrywać w nawiązaniu do pokryw akumulacji rzecznej i soliflukcyjnej, a także do faz erozji w dolinach rzecznych. Tak więc początek rozwoju dzisiejszych form powierzchniowych należałoby powiązać z ostatnią wyraźną fazą erozji w dolinach rzecznych. Jak już wspomniano w poprzednim rozdziale, miała ona miejsce w drugiej części glacjału północnopolskiego i trwała z krótkimi przerwami aż do schyłku interstadiału Alleröd (H. Maruszczak 1968). W tym więc okresie panowały najdogodniejsze warunki rozwoju form krasowych. Podobnie datuje formy krasowe Płaskowyżu Świdnickiego J. Rzechowski (1964).

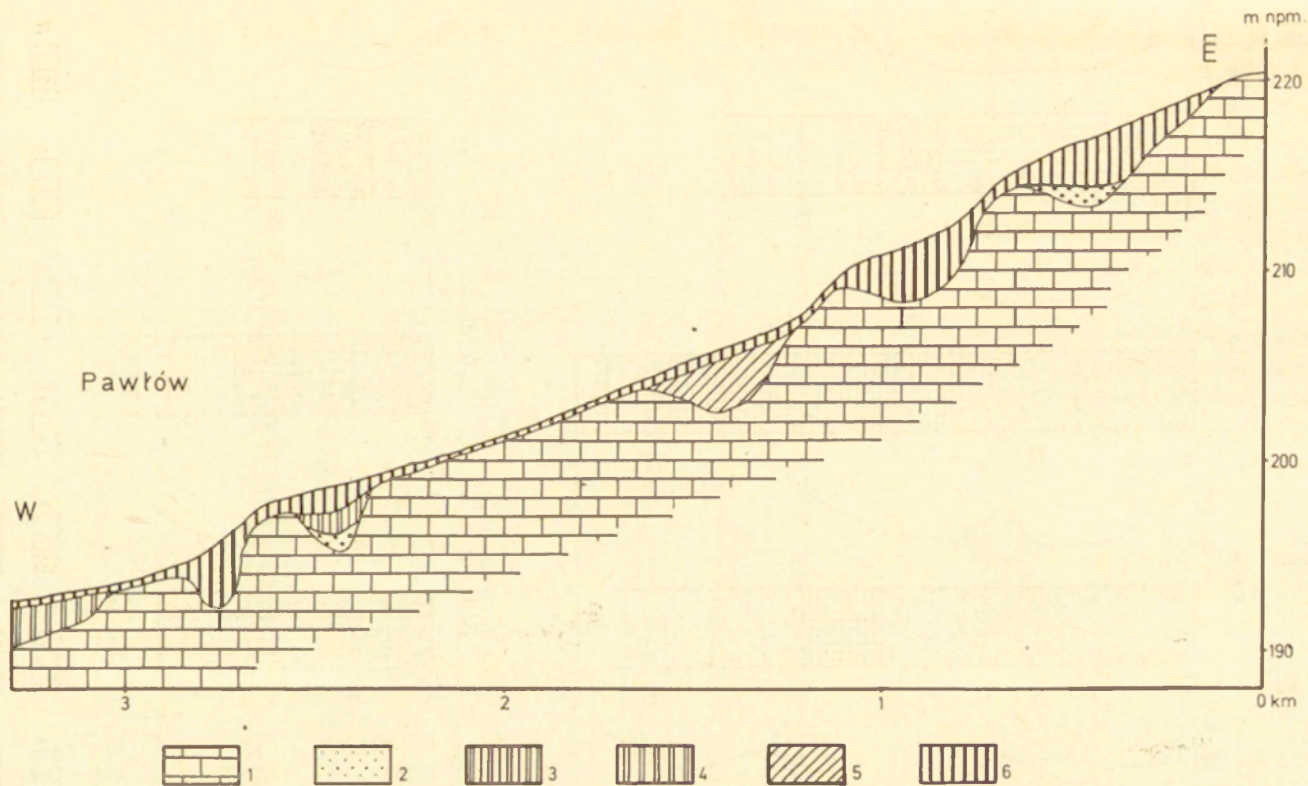


Ryc. 40. Szkic hipsometryczny i przekroje zagłębienia krasowego koło Julianowa

1 — opoki; 2 — margle; 3 — gliny; 4 — piaski; 5 — iły ciemnoszare; 6 — iasto-gruzowa zwietrzelina opok; 7 — gytia; 8 — torf turzycowo-mszysty; 9 — torf turzycowy

Altitude sketch and sections across karst depressions near Julianów

1 — opokas; 2 — marls; 3 — clays; 4 — sands; 5 — dark-grey clays; 6 — clayey debris of weathered opokas; 7 — gyttia; 8 — sedgy-mossy peat; 9 — sedgy peat



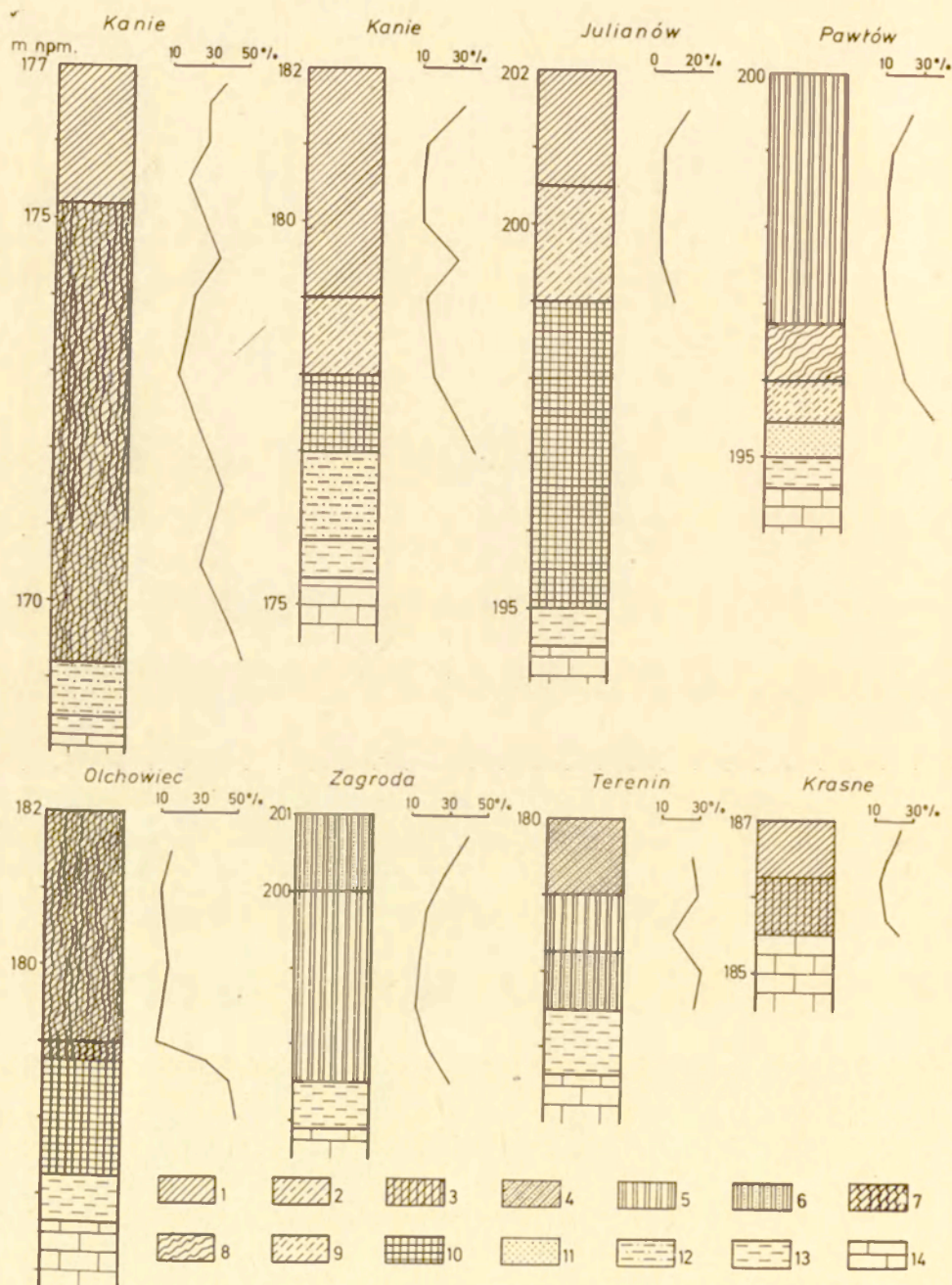
Ryc. 41. Profil podłużny i przekrój górnej części doliny potoku na wschód od Pawłowa

1 — margle; 2 — piaski; 3 — torf drzewno-trzciniowy; 4 — torf trzciniowy; 5 — torf turzycowy; 6 — torfy silnie zamulone

Longitudinal profile and cross-section of upper part of brook valley E of Pawłów

1 — marls; 2 — sands; 3 — woody-reedy peat; 4 — reedy peat; 5 — sedgy peat; 6 — peat strongly silted-up





W młodszym dryasie, wobec uruchomienia pokryw stokowych (J. E. Mojski 1961, 1967, J. E. Mojski, J. Rzechowski 1969) niewielkie formy krasowe położone w wyższych partiach zrównań podstokowych zostały wypełnione, a w większych i położonych niżej osadzały się w dnach utwory ilaste i piaszczysto-ilaste podścielające serię osadów organiczno-mineralnych. Początek osadzania tej serii w licznych torfowiskach krasowych Polesia, Wołynia, Gór Świętokrzyskich miał miejsce w młodszym dryasie, a główna faza sedymentacji osadów torfowych nastąpiła w okresie atlantyckim (S. Tołpa 1932; W. Tymrakiewicz 1935; K. Szczepanek 1971).

Można przyjąć, że okres atlantycki był głównym okresem wypełniania niżej położonych form krasowych na obszarze Pagórów. Intensywne narastanie torfów w tym okresie spowodowało łączenie się poszczególnych wertebów i tworzenie się form typu kotlinek (uwali), a także włączanie do odwodnienia powierzchniowego niżej położonych części dolin krasowych. Od schyłku okresu atlantyckiego, aż po okres subatlantycki zaznaczyło się powszechne ożywienie procesów krasowych (W. Tymrakiewicz 1935; J. Rzechowski 1964, K. Szczepanek 1971). Zjawisko to związane jest bądź to ze zmianami klimatycznymi (K. Szczepanek 1971), bądź też z wpływem gospodarki człowieka (J. Rzechowski 1964). Wydaje się, że obydwie te czynniki spowodowały krótkotrwałą fazę erozji w dolinach rzecznych w okresie subborealnym, z którą związane było niewielkie ożywienie procesów krasowych i powstanie licznych, ale płytkich zagłębień typu wertebów (ryc. 35, 36).

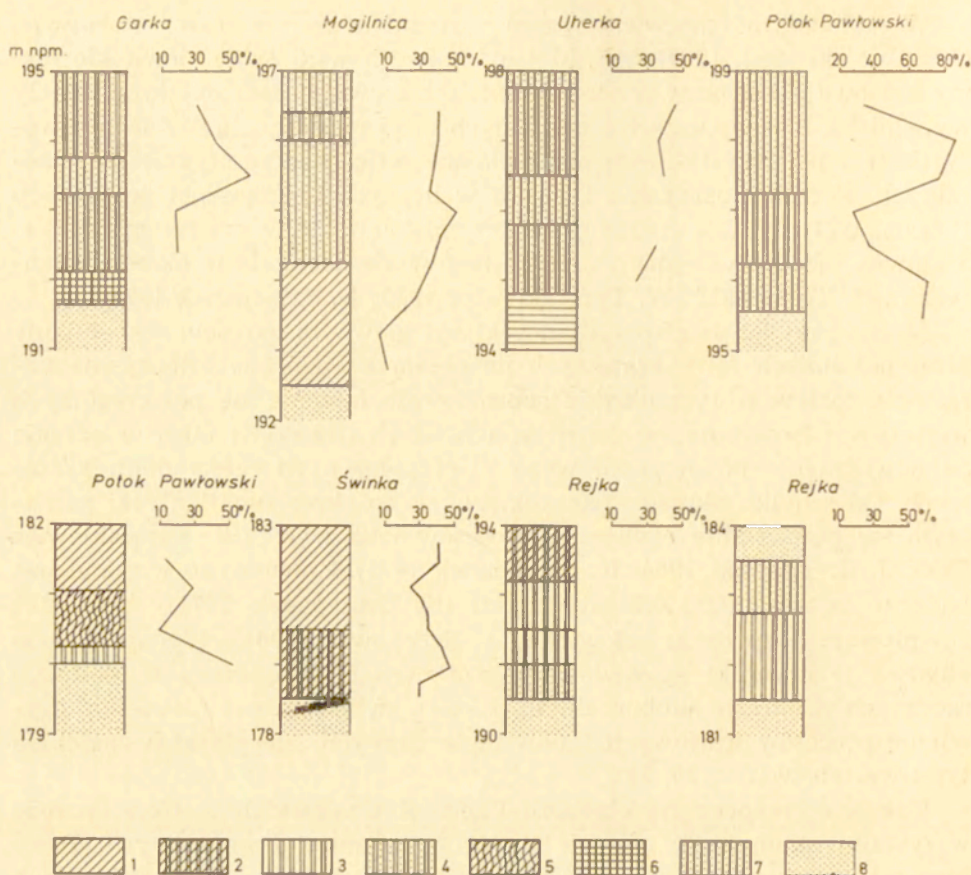
Tak więc holocen na obszarze Pagórów Chelmskich to przede wszystkim akumulacji, głównie utworów organiczno-mineralnych. Przebieg tej sedymentacji był dość wyraźnie zróżnicowany. W zagłębieniach krasowych głównymi gatunkami torfów są: torfy mszyste, mszysto-turzycowe oraz zielne, co świadczy o dość stabilnych warunkach wodnych (ryc. 42). W stropowych partiach osadów wypełniających zagłębienia krasowe stwierdzono wzrost zmienności gatunków torfów oraz wyraźny wzrost zawartości substancji mineralnej, co przejawia się również wzro-

Ryc. 42. Profile osadów organogenicznych w formach krasowych wraz z wykresami popielności

1 — torfy turzycowe; 2 — torfy turzycowo-mszyste; 3 — torfy drzewno-turzycowe; 4 — torfy turzycowe zamulone; 5 — torfy trzcinowe; 6 — torfy trzcinowe zamulone; 7 — torfy zielne; 8 — torfy sfagnowe; 9 — torfy mszyste; 10 — gytia glonowo-wapienna; 11 — piaski; 12 — ily piaszczyste; 13 — ily; 14 — margle

Profiles of organogenic deposits in karst depressions, including charts of ash content

1 — sedgy peats; 2 — sedgy-mossy peats; 3 — woody-sedgy peats; 4 — silted-up sedgy peats; 5 — reedy peats; 6 — silted-up reedy peats; 7 — herbaceous peats; 8 — sphagnum peats; 9 — mossy peats; 10 — algal-calcareous gyttia; 11 — sands; 12 — sandy clays; 13 — clays; 14 — marls



Ryc. 43. Profile osadów organogenicznych w dolinach rzecznych

1 — torfy turzycowe; 2 — torfy trzcinowo-turzycowe; 3 — torfy trzcinowe; 4 — torfy trzcinowe zamulone; 5 — torfy zielne; 6 — gytia; 7 — namuty; 8 — piaski

Profiles of organogenic deposits in fluvial valleys

1 — sedgy peats; 2 — reedy-sedgy peats; 3 — reedy peats; 4 — silted-up reedy peats; 5 — herbaceous peats; 6 — gyttia; 7 — mire; 8 — sands

stem popielności torfów. Wydaje się, że jest to w dużej mierze wynik działalności gospodarczej człowieka, który zmieniał w wielu przypadkach naturalne warunki hydrologiczne określające typ rozwijającego się torfowiska.

Natomiast w dolinach rzecznych miąższość serii organicznej jest wyraźnie mniejsza (2—4,5 m) i zdecydowanie przeważają tu torfy trzcinowe na ogół dość silnie zamulone. Wahania popielności torfów są bardzo duże, lokalnie wśród torfów i na ich powierzchni występują nawet cienkie pokrywy utworów piaszczystych (ryc. 43). Świadczy to o dość dużej zmienności warunków sedymentacyjnych w dolinach rzecznych.

## ZAGADNIENIE ZRÓWNAŃ PODSTOKOWYCH

W przedstawionym materiale dotyczącym rzeźby czwartorzędowej wielokrotnie przewijał się problem z r ó w n a ń p o d s t o k o w y c h. Są to formy będące niejako platformą łączącą stoki wzgórz wyspowych i obszary denne kotlin czy dolin rzecznych. Wyznaczenie granic zrównań podstokowych jest trudne, zwłaszcza z powierzchniami akumulacji organogenicznej. Można raczej mówić o strefie przejściowej, co zostało podkreślone przez H. Maruszczaka (1966). Dolne części zrównań są zatapiane przez holocenijskie osady organiczno-mineralne. Cechą najbardziej charakterystyczną tych zrównań jest powszechne występowanie form krasowych na ich powierzchni. Dlatego też zostały one określone przez H. Maruszczaka (1966) jako „pedymenty krasowe”.

Zagadnienie rozwoju lekko nachylonych powierzchni u podnóża stoków jest często poruszane w literaturze geomorfologicznej. Poglądy różnych autorów na ten problem szeroko omówił J. Dylik (1957, 1972). Dla określenia tej powierzchni najczęściej używa się terminu „waning slope” (L. C. King 1953), a w terminologii polskiej „zrównania stokowe” (J. Dylik 1957).

Głównym procesem modelującym te powierzchnie jest splukiwanie powierzchniowe (J. Budel 1970; J. Dylik 1972), ważna jest również rola procesów o charakterze kongeliflukcji. Równocześnie J. Dylik (1972) podkreśla, że warunkiem rozwoju tej powierzchni jest odgrywanie przez nią roli powierzchni tranzytowej, po której odbywa się transport i odprowadzanie cząstek. Funkcja tranzytowa tych powierzchni jest według tego autora uwarunkowana obecnością rzeki mogącej odprowadzić dostarczany materiał. Z chwilą gdy odprowadzanie jest utrudnione zaznacza się tendencja do zaniku rozwoju zrównania i jego przechodzenie w stadium formy kopalnej. Rozwój takich powierzchni według J. Dylika (1972) może się odbywać w każdych warunkach klimatycznych, ale najbardziej sprzyjające są warunki klimatu peryglacjalnego.

Na obszarze Pagórów Chełmskich rozwój zrównań podstokowych jest bardziej skomplikowany niż to przedstawił J. Dylik (1972). Wynika to z obecności skał krasowiejących jako jednego z głównych elementów budowy geologicznej tych powierzchni. W związku z tym przebieg procesów kształtujących zrównania podstokowe zmieniał się wraz ze zmiennością klimatów w czwartorzędzie. W okresach klimatów peryglacjalnych przeważały procesy wietrzenia mrozowego, spęływania zwietrzliny i splukiwania powierzchniowego. W dolinach rzecznych natomiast następował zastój procesów erozyjnych (H. Maruszczak 1968). W okresach interglacjalnych i interstadialnych natomiast przeważały: w dolinach rzecznych — erozja, na pozostałych obszarach — procesy krasowe i w ograniczonym

zakresie spłukiwanie powierzchniowe. Zrównania podstokowe na obszarze Pagórów Chełmskich są więc wynikiem nakładania się dwu cykli morfo-genetycznych. Mamy tu do czynienia ze ścisłym związkiem czasowo-prze-strzennym powierzchniowych i kopalnych form krasowych oraz różnowie-kowych pokryw peryglacjalnych, aluwialnych i organogenicznych.

Zrównania podstokowe zajmują dość rozległe przestrzenie u podnóża stoków większych wzgórz i północnej krawędzi Działów Grabowieckich. Są to powierzchnie o nachyleniu do około 3°, położone zasadniczo poniżej poziomu *E* (195—200 m n.p.m.), jedynie w obrębie kotliny górnej Garki położone są wyżej. W górnych swych partiach zrównania te często nawią-zują swą wysokością do poziomu *E*. Dolne odcinki zrównań nawiązują bądź to do teras rzecznych i równin akumulacji rzeczno-jeziornej, bądź też bezpośrednio do narastających równin akumulacji organogenicznej.

Przekroje geologiczne wykonane przez fragmenty zrównań podstoko-wych w dorzeczu Rejki ilustrują dwa typy zrównań (ryc. 29, 30). Na ryci-nie 29 widoczne jest zrównanie ze zwartą pokrywą soliflukcyjną o miąż-szości ponad 3 m wchodzącą pod utwory rzeczne. Na powierzchni tego zrównania rozwijają się nieliczne, reprodukowane formy krasowe. W dol-nej swej części zrównanie przechodzi w powierzchnię terasy nadzalewo-wej. Zrównanie widoczne na rycinie 30 charakteryzuje się zasadniczo brakiem pokrywy soliflukcyjnej. Występuje ono jedynie w formie kopal-nej w strefie doliny rzecznej. Natomiast w dolnej części zrównania wystę-pują utwory pokrywowe (piaski o miąższości do 1 m) przykrywające zarówno skały kredowe jak i pokrywę soliflukcyjną. Nawiązują one do terasy nadzalewowej Rejki. Zróznicowanie budowy geologicznej zrównań wynika z położenia u podnóża wzgórz o odmiennej budowie geologicznej i różnym charakterze stoków. Zrównanie na rycinie 29 stanowi przedłu-żenie długiego, jednolitego stoku Ariańskiej Góry, natomiast zrównanie drugie (ryc. 30) leży u podnóża wschodniego stoku wzgórz w okolicy Elźbiecina. Na stoku tego wzgórz występują w dodatku dobrze wykształ-czone spłaszczenia *D* i *E*. Nie było więc w tym przypadku warunków do intensywnej dostawy materiału ze stoku.

Jeżeli chodzi o określenie czasu tworzenia się zrównań podstokowych, to na podstawie datowania utworów soliflukcyjnych (J. E. Mojski 1961, 1968) oraz datowania kopalnych i powierzchniowych form krasowych, a także faktu, że zrównania te występują zasadniczo poniżej poziomu *E*, można stwierdzić, że są one kształtowane prawdopodobnie od zlodowace-nia Günz. Założenie to jest jednak hipotetyczne ze względu na zupełny brak danych dotyczących procesów morfogenetycznych kształtujących rzeźbę poza obszarem doliny Wieprza od zlodowacenia Günz po schyłek zlodowacenia krakowskiego. W okresie interglacjału wielkiego na tej po-wierzchni, podobnie jak i na powierzchni poziomu *E*, rozwijały się formy

krasowe, które w okresie zlodowacenia środkowopolskiego zostały wypełnione osadami morenowymi i fluwioglacjalnymi.

Główna faza rozwoju zrównań podstokowych, która doprowadziła do ich dzisiejszego wyglądu rozpoczęła się jednak po ustąpieniu lądolodu środkowopolskiego. W schyłkowym okresie tego zlodowacenia miały miejsce dość intensywne procesy peryglacjalne, które doprowadziły do osadzenia się pokryw soliflukcyjnych u podnóża stoków i do częściowego wypełnienia mniejszych dolin utworami tego typu.

W interglacjale eemskim na powierzchni tych zrównań rozwinęły się licznie formy krasowe, które w pierwszej części zlodowacenia północnopolskiego zostały wypełnione różnorodnym materiałem. Głównym procesem kształtującym wówczas powierzchnię tych zrównań były zmywy powierzchniowe i w mniejszym stopniu procesy kongeliflukcji. Druga część glacjału północnopolskiego to intensywny rozwój form krasowych i okresowy udział zmywów powierzchniowych (w fazach chłodniejszych).

W holocenie rozwijały się nadal formy krasowe położone w górnych częściach zrównań, natomiast dolne partie zrównań ulegały zatapianiu przez agradujące torfy, które wypełniały również liczne formy krasowe. Współcześnie obserwuje się również na powierzchni zrównań wyraźne ożywienie procesów denudacyjnych (głównie zmywy powierzchniowe), pozostające w ścisłym związku z rolniczym użytkowaniem tych powierzchni.

## WNIOSKI KOŃCOWE

Historia rozwoju rzeźby Pagórów Chełmskich obejmuje bardzo długi okres czasu — od regresji morza górnokredowego po dzień dzisiejszy. Warunki rozwoju rzeźby zostały jednak wyznaczone częściowo jeszcze w końcowej fazie sedymentacji utworów kredowych i w czasie diagenetyki tych osadów, kiedy to nastąpiło wyraźne zróżnicowanie cech litologicznych skał. Na przebieg sedymentacji skał węglanowych wyraźny wpływ miała tektonika podłoża paleozoicznego, co wiąże się z odnowieniem starszych linii uskokowych w fazie ruchów laramijskich.

Pierwsza faza rozwoju rzeźby miała miejsce w dolnym trzeciorzędzie (paleogenie) w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego. Dużą rolę w tym okresie odegrało wietrzenie chemiczne i procesy krasowe. Wszystkie formy rzeźby związane z tym okresem mają obecnie charakter form kopalnych. Na podstawie zebranych materiałów trudno jest określić, w jakiej mierze rzeźba paleogeńska predysponowała przebieg procesów kształtujących morfologię tego obszaru w okresach późniejszych.

Rozwój rzeźby paleogeńskiej został przerwany transgresją oligoceńską, która objęła cały badany teren. O okresie jaki nastąpił po regresji morza oligoceńskiego, a przed kolejną transgresją — dolnosarmacką — brak jest bardziej szczegółowych danych. Pewne obserwacje wskazują jednak, że był to okres o przewadze procesów erozyjnych. Rozwijały się w tym okresie zapewne również formy krasowe. Począwszy od sarmatu środkowego interesujący nas obszar był już nieprzerwanie lądem. W tym czasie zmieniły się w sposób zasadniczy kilkakrotnie warunki klimatyczne. Cały obszar wraz z resztą Wyżyny Lubelskiej podlegał również etapowym ruchom wznoszącym. Na podstawie zachowanych form z różnych okresów kształtowania rzeźby, począwszy od sarmatu środkowego, można wyróżnić dwa cykle morfogenetyczne.

Pierwszym był cykl mioceno—dolnoplioceni. Powstał w tym czasie system dwu zrównań o cechach pedypleny wraz ze wzgórzami ostańcowymi. W skład tego systemu wchodziły powierzchnie zrównań B i C oraz powierzchnia sedymentacyjna z okresu dolnosarmackiego określona jako poziom A.

Drugi cykl — górnoplioceniński — dolnoczwartorzędowy przyczynił się do powstania systemu spłaszczeń typu *glacis d'erosion* w dolinach i na obrzeżeniu kotlin i związanych z nimi wzgórz o charakterze twardzielcowym, a następnie bardzo głębokiego rozcięcia ograniczonego jednak zasadniczo do doliny głównej (dolina Wieprza).

Środkowy i górny czwartorzęd to okres przemodelowywania starszych form rzeźby i powstawania form związanych z tym, że badany teren znalazł się dwukrotnie w zasięgu lądolodu. W czasie zlodowacenia południowopolskiego pokryty został on całkowicie lądolodem, natomiast w czasie zlodowacenia środkowopolskiego znalazł się w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu. Ze zlodowaceniem południowopolskim, podobnie jak i w pozostałych regionach Wyżyny Lubelskiej, nie są związane żadne formy rzeźby.

Kolejne zlodowacenie — środkowopolskie — spowodowało natomiast wyraźne zmiany w rzeźbie. Powstało wówczas szereg wzgórz o charakterze kemów, a lokalnie także pagórki moren czołowych. Sedymentacja utworów fluwioglacjalnych i morenowych przyczyniła się do częściowego zamaskowania form starszych w niektórych rejonach obszaru badanego, względnie do przekształcenia ich pierwotnego wyglądu. Zmiany te nie były jednak duże skoro elementy rzeźby pliocenińskiej są dość wyraźnie czytelne na przeważającej części obszaru badanego.

Po fazie deglacjacji lądolodu środkowopolskiego istotną rolę odegrały procesy soliflukcyjne. W tym czasie formowane były zrównania podstokowe, na które nakładały się piaszczysto-gliniaste pokrywy soliflukcyjne. Wobec słabego tempa procesów erozyjnych mniejsze doliny były całkowicie lub częściowo wypełnione pokrywami tego typu. Pierwsza część interglacjalna eemskiego to kontynuacja procesów erozyjnych zapoczątkowanych jeszcze w schyłkowych fazach zlodowacenia środkowopolskiego. Procesy te ograniczone były jednak tylko do dolin rzecznych. Druga część interglacjalna eemskiego i początek zlodowacenia północnopolskiego to faza akumulacji rzeczno-jeziennej, dzięki której w obrębie dolin rzecznych i den kotlin powstały dość rozległe powierzchnie zbudowane z utworów piaszczysto-mułkowatych. Stoki wzgórz w tym czasie podlegały niewielkiemu przemodelowaniu dzięki procesom soliflukcyjnym. U podnóża stoków osadzały się cienkie (1—2 m) pokrywy utworów pylasto-piaszczystych.

Bardzo ważną rolę w kształtowaniu rzeźby Pagórów Chełmskich odegrały procesy krasowe. Rozwijały się one w różnych okresach. Pierwszym z nich był paleogen, z którym związane są kopalne wertoby wypełnione utworami oligocenijskimi. Kolejnym okresem rozwoju form krasowych był pliocen środkowy, kiedy to dzięki wilgotnemu i ciepłemu klimatowi, a także procesom erozyjnym w dolinach rzecznych powstawały liczne formy



typu wertebrów wypełnione następnie różnorodnym materiałem, co miało miejsce częściowo w pliocenie środkowym i górnym. Formy krasowe tworzyły się również w czwartorzędzie. Z tego okresu znane są przynajmniej trzy generacje form kopalnych oraz powszechnie występujące formy powierzchniowe. Początek rozwoju tych ostatnich powiązano z ostatnią wyraźną fazą erozji w dolinie Wieprza, jaka miała miejsce w schyłkowym okresie glacjału północnopolskiego. Formy krasowe rozwijały się również w holocenie aczkolwiek w tym czasie przeważało raczej wypełnianie form utworami organogenicznymi.

Jedną z głównych cech rzeźby Pagórów Chełmskich jest występowanie licznych wzgórz wyspowych. Wyróżniono trzy typy genetyczne tych wzgórz:

1) grupa typowych ostańców denudacyjnych związana z rozwojem dwu najstarszych poziomów zrównań. Powierzchnie szczytowe tych wzgórz zbudowane są z utworów trzeciorzędowych, a na ich stokach występują spłaszczenia związane z rozwojem młodszych poziomów zrównań denudacyjnych;

2) wzgórze typu twarżelców, związane z powstawaniem dwu kolejnych poziomów zrównań, ale uwarunkowane w dużej mierze litologią skał kredowych. Zmienność charakteru tych wzgórz wynika z wyraźnego zróżnicowania litologicznego budujących je skał. Najwyraźniej wyodrębniają się wzniesienia zbudowane z twardszych odmian opok. Natomiast wzgórze zbudowane z opok marglistych mają nachylenia stoków wyraźnie mniejsze. Żadne z wzniesień tego typu nie przekracza wysokości 242 m n.p.m., są to więc w całości formy młodsze od dolnoplioceneskiego poziomu C;

3) grupa wzgórz, które można określić jako akumulacyjno-denudacyjne, związana z akumulacją osadów fluwioglacjalnych i morenowych. W powstawaniu tej grupy wzgórz bardzo ważną rolę odegrała rzeźba podłoża starszego, która lokalnie wymuszała akumulację osadów morenowych, a także spowodowała, że przeważała tu deglacja arealna.

## LITERATURA

- Baraniecka M. D., 1969, *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacji*, Kwart. Geol., t. 13.
- Birot P., 1949, *Essai sur quelques problemes de morphologie generale*, Centro Estudios Geogr. Lizbona.
- 1954, *Esquisse d'une etude zonale de l'erosion en pays calcaire*, Erdkunde, vol. 7.
- Bolewski A., Turnau-Morawska M., 1963, *Petrografia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Büdel J., 1970, *Pedimente, Rumpfflachen und Ruckland-Steilhänge; deren aktive und passive Ruckverelang in verschiedenen Klimaten*, Ztschr. für Geomorph., Bd. 14, H. 1.
- Cailleux A., 1950, *Ecoulements liquides en nappes et aplanissements*, Rev. Geomorph. Dynam., vol. 6.
- Cayeux L., 1929, *Les roches sedimentaires de France. Roches Siliceuses*, Paris.
- Chałubińska A., Wilgat T., 1954, *Podział fizjograficzny województwa lubelskiego*, [w:] Przewodnik V Zjazdu PTGeol., Lublin.
- Cieśliński S., Wyrwicka K., 1970, *Kreda obszaru lubelskiego*. [w:] Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol., Warszawa.
- Corbel J., 1959, *Erosion en terrain calcaire (Vitesse d'erosion et morphologie)*, Ann. de Geographie, vol. 68, z. 2.
- Cotton C. A., 1961, *The Theory of Savanna Planation*, Geography, vol. 46, z. 2.
- Dylik J., 1957, *Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych*, Biul. Perygl., nr 5.
- 1969, *Slope development under periglacial conditions in the Łódź region*, Biul. Perygl., nr 18.
- 1972, *Doine załamanie stoku i jego znaczenie morfologiczne*. Studia z geogr. fiz., Pr. Komis. Geogr.-Geol. PTPN, t. 13, z. 1, Warszawa—Poznań.
- Dżułyński S. [i inni], 1966, *Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 36.
- Dżułyński S. [i inni], 1968, *O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, t. 2.
- Folster H., 1964, *Morphogenese der sudanischen Pediplene*, Ztschr. für Geomorphologie, Bd. 8, H. 4.
- Gilewska S., 1958, *Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 13.
- 1963, *Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 44.
- 1971, *The paleographic conditions of karst evolution in Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, t. 5.
- 1972, *Wyżyny Śląsko-Malopolskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, Warszawa.

- Gorkowa I. M. [i inni], 1962, *Priroda procznosti i dieformacjonnyje osobienności miela i niekotorych mielopodobnych porod*, Trudy Labor. Hidroge. Prob. im. F. P. Sawarenskogo, vol. 44.
- Górecka L., 1958, *Budowa geologiczna złoża trzeciorzędowych piasków kwarcowych w Czulczycach koło Chełma Lubelskiego*, Przegl. Geol., t. 6, nr 11.
- Harapcińska-Depciuch M., 1960, *Wyniki wiercenia w Chełmie. Kreda — badania petrograficzne*, Inst. Geol., Biul. 165.
- Harasimiuk M., 1965, *Opoka odwapniona w Lechówce koło Rejouca*, Annales UMCS, sec. B, vol. 18.
- 1974, *Powierzchniowe formy krasowe w południowej części Pagórów Chełmskich*, Annales UMCS, sec. B, vol. 26.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K., 1969, *Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie*, Annales UMCS, sec. B, vol. 24.
- Harasimiuk M., Rutkowski J., 1970, *Kreda i trzeciorząd Lechówki*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- 1972, *O strukturach deformacyjnych i sedymentacji sarmatu rejonu Chełma*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 42.
- Henkiel A., 1969, *Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża (Karpaty Wschodnie)*, Annales UMCS, sec. B, vol. 24.
- Jahn A., 1946, *Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 16.
- 1950, *Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy perylacjalnej*, Acta Geol. Pol., vol. 2.
- 1952, *Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość*, Inst. Geol., Biul. 66.
- 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 7.
- Jahn A., Turnau-Morawska M., 1952, *Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej*, Inst. Geol., Biul. 65.
- Jurkiewicz K., 1872, *Mielowaja formacja w lublińskiej guberni*, Warszawa.
- Kamieński M., 1953, *Problem ziemi okrzemkowej i jej surowców zastępczych w Polsce*, Przegl. Geol., t. 1, nr 6.
- Kamieński M., Sokalski Z., 1951, *O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 19, z. 2.
- Kęsik A., 1965, *Kras okolic Radlina*, Annales UMCS, sec. B, vol. 18.
- King L. C., 1953, *Canons of landscape evolution*, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64.
- 1967, *The morphology of the Earth*, Edinburgh—London.
- Klimaszewski M., 1958, *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*, Przegl. Geogr., t. 30.
- Klimek K., 1964, *Efficacy of inland-ice erosion in the Malopolska Upland during the Riss glaciation*, Geogr. Pol., t. 2.
- 1966, *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 53.
- Kołodziejnaja A. A., 1970, *Agressivnost prirodných wod w karstowych rajonach Europejskiej czasti SSSR*, Moskwa.
- Kondracki J., 1961, *W sprawie terminologii i taksonomii jednostek regionalnych w geografii fizycznej Polski*, Przegl. Geogr., t. 33, z. 1.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1966, *Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 54.

- Kowalewski K., 1924, *O utworach trzeciorzędowych w północnej części Wyżyny Lubelskiej*, Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 8, Warszawa.
- 1958, *Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, Kwart. Geol., t. 2, nr 1.
- Kowalski W. C., 1961, *Wytrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przelomowego odcinka Wisły środkowej na tle ich litologii*, Biul. Geol. U. W., t. 1, cz. 2.
- 1971, *Wytrzymałość skał w strefie powietrzno-suchej, strefie kapilarnego podniesienia i w strefie nasycenia wodą*, Przegl. Geol., t. 19.
- Kozłowski S., Wyrwicka K., 1970, *Surowe skałne obszaru lubelskiego*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- Krajewska-Pinińska J., 1963, *Analiza statystyczna głównych parametrów hydrogeologicznych południowej części synkliny brzeźnej*, Przegl. Geol., t. 11, z. 1.
- Krajewski S., 1965, *Hydrogeologiczna charakterystyka doliny Wisły i wyżyn przyległych na odcinku Kaliszany—Kazimierz Dolny*, Geol. Problemy Zagosp. Wisły Środkowej, Katowice.
- 1970, *Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej*, Przegl. Geol., t. 18.
- Krisztafowicz N., 1897, *Kratkij otczet ob issledowanijach mielowych otłożenij w lublinskoj i radomskoj gubernijach*, Materiały dla geologii Rossii, vol. 18, Moskwa.
- 1899, *Litologiczeskij charakter, fauna i stratygrafija i wozrost mielowych otłożenii na teritorii lublinskoj i radomskoj guberni*. Materiały dla geologii Rossii, vol. 19, Moskwa.
- Lamparski Z., 1972, *Wpływ rzeźby podłoża na dynamikę ruchu lodolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północnej i wschodniej części Gór Świętokrzyskich*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 42.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1971, *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego*, Studia Geol. Pol., vol. 34.
- Lenczewicz S., 1934, *Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les mouts Łysogóry*, C. R. Congr. Inter. de Geogr., Varsovie.
- Lewiński J., 1929, *Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą*, Przegl. Geogr., t. 9.
- 1932, *Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chelma*, Kosmos, t. 57, Lwów.
- Maksymowicz G. A., 1969, *Osnowy karstowiedeniya*, vol. II, Perm.
- Marynicz A. M., 1963, *Osnownyje woprosy morfologii jużnego Polesia*, Report of the VI<sup>th</sup> Intern. Congres on Quaternary, Łódź.
- Malicki A., 1950, *Kilka przyczynków do poznania warunków i procesów tworzenia się wertebrów w krasie dynarskim*. Czas. Geogr., t. 20.
- Maruszczak H., 1960, *Utworky pokrywowe plejstoczeńskiej tundry plamistej na obszarze Polski północnej i środkowej*. Annales UMCS, sec. B, vol. 14.
- 1963, *Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego*. Wiad. Inst. Melior. i Użytk. Ziel., t. 3.
- 1964, *Wycieczka do Pagórów Chelmskich*, [w:] *Przewodnik VIII Zjazdu PTGeogr.*, Lublin.
- 1966, *Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu*. Przegl. Geogr., t. 38.

- 1968, *Przebieg zjawisk w strefie peryglacjalnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Prace Geogr. IG PAN, nr 74.
- 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, Warszawa.
- Maruszczak H., Wilgat T., 1956, *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza środkowego*, Annales UMCS, sec. B, vol. 10.
- Mensching H., 1958, *Glacis — Fussfläche — Pediment*, Ztschr. für Geomorph., Bd. 2, H. 3.
- Mieszczeraikow J. A., 1965, *Strukturnaja geomorfologia rawninnych stran*, Moskwa.
- Miłaczewski L., Żelichowski A. M., 1970, *Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- Mojski J. E., 1961, *Stratigraphy of cryoturbate structures in the Würm age deposits in the southern part of Dorohucz Basin*. Biul. Perygl., t. 10.
- 1964, *Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu*, Kwart. Geol., t. 8.
- 1967, *Osady i struktury peryglacjalne w stratygrafii czwartorzędu Polski*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa.
- 1968, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski*, arkusz Pawłów, Warszawa.
- Mojski J. E., Rzechowski J., 1969, *Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim*, Inst. Geol., Biul. 220.
- Morawski J., 1959, *Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej lubelszczyzny*, Annales UMCS, sec. B, vol. 12.
- Müller J., 1960, *Wyniki wiercenia w Chelmie Lubelskim. Utwory kredowe*, Inst. Geol., Biul. 165.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1965, *Rozwój geomorfologiczny południowo-wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej w górnym miocenie i pliocenie*. Przegl. Geogr., t. 37, z. 4.
- Paczyński B. [i inni], 1965, *Wody podziemne regionu kredy lubelskiej*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pawłowski S., 1930, *Zjawiska krasowe na Polesiu*, Czas. Geogr., t. 8.
- Pożaryska K., 1952, *Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław*, Inst. Geol., Biul. 81.
- 1967, *Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej*, Kwart. Geol., t. 11, nr 3.
- Pożaryski W., 1948, *Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem*, Inst. Geol., Biul. 46.
- 1951, *Odwapnione utwory kredowe na północo-wschodnim przedpołu Gór Świętokrzyskich*, Inst. Geol., Biul. 75.
- 1956, *Kreda*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, Warszawa—Kraków.
- 1960, *Zarys stratygrafii i paleografii kredy na Niżu Polskim*, Pr. Inst. Geol., t. XXX.
- 1962, *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne — kreda*, z. 10, Warszawa.
- 1969, *Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne*, Przegl. Geol., t. 17.
- Prószyński H., 1952, *Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu*. Inst. Geol., Biul. 65.
- Pusch J. B., 1836, *Geognostische Beschreibung von Polen*, Bd. 2, Stuttgart—Tübingen.

- Racinowski R., Rzechowski J., 1960, *Z badań nad granulometrią osadów plejstocenijskich koło Chełma*, Annales UMCS, sec. B, vol. 14.
- Radłowska C., 1963, *Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 38.
- Rózkowski A., 1971, *Badania hydrogeologiczno-gazowe Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Kwart. Geol., t. 15, nr 1.
- Różycki S. Z., 1972, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, Warszawa.
- Rühle E., 1933, *Morfologia i geologia wzgórz w dorzeczu górnej Prypeci*, Wiad. Służby Geogr., t. 7, z. 4.
- 1948, *Kreda i trzeciorząd zachodniego Polesia*, Biul. P.I.G., nr 34.
- Rutkowski J., 1965, *Senon okolic Miechowa*, Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 35.
- Rzechowski J., 1962, *Kopalne formy krasowe z kamieniołomu w Rejowcu*, Kwart. Geol., t. 6.
- 1964, *Kras w Krępcu koło Lublina*, Annales UMCS, sec. B, vol. 17.
- Rybiński S., Rybiński J., 1973, *Własności inżyniersko-geologiczne utworów kredowych okolic Chełma Lubelskiego*, Kwart. Geol., t. 17.
- Samsonowicz J., 1925, *Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresja albu i cenomanu w bruździe północnoeuropejskiej*, Spraw. Państw. Inst. Geol., t. 3, Warszawa.
- Sawicki L., 1908, *Szkic krasu słowackiego z poglądem na cykl geograficzny w krasie w ogóle*, Kosmos, t. 33.
- 1925, *Przełom Wisły przez Średniogórza Polskie*, Pr. Inst. Geogr. U. J., z. 4.
- Siemiradzki J., 1909, *Geologia ziem polskich*, t. II, *Formacje młodsze*, Lwów.
- Smulikowski K., 1953, *Rozważania na temat glaukonitu*, Przegl. Geol., t. 1.
- Starkel L., 1972, *Karpaty Zewnętrzne*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, Warszawa.
- Sujkowski Z., 1931, *Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski*, Sprawozdania P.I.G., nr 6.
- Sweeting M. M., 1972, *Karst Landforms*, London.
- Szałkiewiczówna B., 1965, *Zmiany równowagi hydrodynamicznej zwierciadła wód podziemnych w strefie krawędzi morfologicznej*, Annales UMCS, sec. B, vol. 18.
- Szczepanek K., 1971, *Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych*, Acta Paleobotanica, t. 12, z. 2.
- Szelągowska-Skrzypczak E., 1969, *O występowaniu geozowad w rejonie Piotrkowa Lubelskiego*, Przegl. Geol., t. 17.
- Tarnas W., 1963, *Ziemia krzemionkowa w województwie lubelskim*, Przegl. Geol., t. 11.
- Tołpa S., 1932, *Krasowe torfowiska koło Różany na Polesiu*, Acta Soc. Bot. Pol., nr 9.
- Trejdosiewicz J., 1883, *O utworach trzeciorzędowych Gubernii Lubelskiej*, Pam. Fizjogr., t. 3.
- Tricart J., 1965, *Le modele des regions chaudes forets et savannes*, [In:] *Traite de geomorphologie*, t. V, Paris.
- Turnau-Morawska M., 1950, *Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej*, Annales UMCS, sec. B, vol. 4.

- Tymrakiewicz W., 1935, *Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia*, Kosmos, ser. A, t. 60.
- Uberna J., 1967, *Rozwój serii fosforytonośnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na tle zagadnień sedimentologicznych albu i cenomanu*, Inst. Geol., Biul. 205.
- Uberna T., 1964, *Budowa geologiczna tzw. Walu uhruskiego na N od Chełma*, Kwart. Geol., t. 8.
- Wilgat T., 1950, *Kras okolic Cycowa*, Annales UMCS, sec. B, vol. 4.
- 1957, *Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz—Krzna*, Przegł. Geogr., t. 29.
- 1959, *Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej*, Annales UMCS, sec. B, vol. 12.
- 1963, *Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego, Polesie Lubelskie*, Lublin.
- 1970, *Kontrowersja na temat występowania wód w kredzie lubelskiej*, Przegł. Geogr., t. 42.
- Wołosowicz S., 1922, *O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu*, Spraw. P.I.G, t. 1, (1920—1922), Warszawa.
- Wyrwicka K., 1970, *Utwory kredowe okolic Chełma*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- 1970, *Odkrywka w Rejowcu*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- Zaborski B., 1927, *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich*, Przegł. Geogr., t. 7.
- Żelichowski A. M., 1970, *Tektonika północno-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i południowego Podlasia*, [w:] *Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol.*, Warszawa.
- 1972, *Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem*, Inst. Geol., Biul. 263.

## РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ПАГУРОВ ХЕЛМСКИХ НА ПРОТЯЖЕНИИ ТРЕТИЧНОГО И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДОВ

### Резюме

Пагуры Хелмске это наиболее к северу расположенная часть Люблинской Возвышенности. В них соединены типы рельефа характерные как для возвышенности так и для низменности — Полесья. Благодаря обилью форм рельефа и отложений, в которых записана история развития рельефа, рассматриваемый район позволяет решить многие вопросы из области геоморфологии и геологии Люблинской Возвышенности и Полесья.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В тектоническом отношении исследованный район находится в пограничной зоне двух больших единиц. Северовосточная часть находится в пределах горстового подляско-люблинского возвышения являющегося составной частью восточноевропейской платформы. Юго-западная — же расположена в пределах краевого синклинория. Палеозойское основание платформенной часть характеризуется типичной блоковой тектоникой, главные направления сбросов: СВ—ЮЗ и СЗ—ЮВ (В. Пожариски 1969; А. М. Жэлиховски 1970, 1972).

Палеозойские горные породы покрытые мощными отложениями мезозоя, главным образом карбонатными породами мелового возраста мощностью свыше 500 м. Они четко дифференцированы литологически что прежде всего отмечается в кровлевом комплексе образовавшемся во время верхнего мастрихта. Мощность горных пород этого яруса колеблется от 200 до 270 м (К. Вырвица 1970).

На основании лабораторных анализов касающихся химизма и литологических черт выделены следующие типы горных пород: опоки, мергелистые опоки, гезы, мергели, мергелистые известняки, пишущий мел. Три первых типа это известняково-кремневые горные породы с опаловым скелетом. Они характерны значительно большей сопротивляемостью денудационным процессам чем остальные типы. Из-за ополового скелета они также не подвергаются карстовым процессам. Мергели, мергелистые известняки это известково-кремнеземные иловатые горные породы, а пишущий мел является карбонатной горной породой с примесью свободного кремнезема и иловатого субстрата (табл. 1).

Все разновидности горных пород сильно и глубоко трещиноватые. Особенно густа сетка приповерхностных трещин, которая в случае мергелей и известняков может достигать 80 м (И. Жеховски 1962). Мел отчетливо менее трещиноватый.

Литологическая изменчивость кровлевого комплекса отложений верхнего мастрихта связана с обновлением древних сбросов и с небольшими движениями морского дна в конечной фазе седиментации (ларамийские движения — А. М. Желиховски 1972). На легко поднимавшихся горах существовали условия для развития колоний губок и образования отло-



жений, из которых в процессе диагенеза образовались опоки. В то же время в зонах связанных с линиями сбросов отлагались в нечто большем количестве иловатые материалы, которые дали начало породам типа мергелей. Поэтому намечается отчетливая связь между тектоникой палеозойского основания и пространственной фациальной дифференциацией отложений верхнего мастрихта.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Развитие рельефа началось в районе Пагуров Хелмских после регрессии моря между верхним мелом и третичным периодом. Во время палеогена, в теплых и влажных условиях климата особенно энергично проявлялись процессы химического выветривания. С этим временем связано глубокое выщелачивание извести из опок (рис. 8) а также образование иловатых покровов резидуального характера (рис. 9). Палеогеновая поверхность имела, вероятно, характер волнообразной равнины с карстовыми формами. Все элементы палеогенового рельефа имеют ископаемый характер и покрыты олигоценовыми морскими отложениями.

О времени после регресса олигоценового моря а перед последовавшей морской трансгрессией имевшей место во время нижнего сармата (К. Ковалевски 1958) у нас очень мало данных. Вероятно происходила в это время довольно интенсивная деградация поверхности, о чем свидетельствуют слабо сохранившиеся олигоценовые отложения и довольно хорошо развитый рельеф основания сармата.

В нижнем сармате отложились песчаные образования мощностью до 30 м содержащие в кровле слой кремнистых песчаников и раковинных конгломератов (М. Турнау-Моравска 1950; М. Гарасимюк, И. Рутковски 1972). Процесс цементации кровлевых партии начался в конечной фазе седиментации, которая происходила во временно высыхающих прибрежных озерах типа шоттов (А. Яхн 1956).

После регрессии нижнесарматского моря началось материковое время, которое имело огромное значение для образования основных элементов рельефа всей Люблинской Возвышенности (А. Яхн 1956). В это время выделяется два больших морфогенетических цикла. Первый — это миоценово-нижнеплиоценовый цикл. В это время образовалась система двух уровней о чертах педыпланы в месте с останцевыми холмами. В состав этой системы входят уровни высотой в 250—260 м (уровень *Б*) и в 225—240 м в.у.м. (уровень *С*), а также сохранившиеся фрагменты нижнесарматской седиментационной поверхности (270—285 м в.у.м. — уровень *А*).

Уровень *А* представляют вершинные поверхности Арианской горы и Пагура Яновского (рис. 18, 19). Он рассечен во время кратковременной фазы эрозии, которая имела место после регрессии нижнесарматского моря (А. Яхн 1956). После фазы эрозии последовала фаза деградационных процессов, благодаря которой создался уровень о характере педыпланы (уровень *Б*). Этот уровень срезывает как меловые так и олигоценовые а также сарматские образования. Выше этого уровня торчат вершинные части холмов окрестностей Янова и Арианской Горы. Они имеют характер типичных денудационных останцов. Педыплеационный процесс уровня *Б* был остановлен в результате оживления процессов эрозии в связи с движениями аттицкой фазы на границе сармата и плиоцена. В нижнем плиоцене, в условиях сухого и полусухого климата образовался следующий уровень (*С*). Он не имеет характера однородной поверхности выравнивания, но это ряд поверхностей о близких высотах окаймляющих останцы уровней *А* и *Б*. Характерной чертой для этого уровня в пределах Пагуров Хелмских является повсеместное обнажение меловых горных пород во время его образования. На поверхности этого уровня отмечено наличие ряда ископаемых карстовых форм глубиной до 26 м и диаметром до 500 м. Они выполнены песчанисто-супесчаными отложениями озерного типа (рис. 16, 17), среди которых отмечены ископаемые

почвы болотного характера. Образование карстовых форм связано с увлажнением климата и с фазой эрозии в долинах происходившей в среднеплиоценовое время.

Второй цикл — верхнеплиоценовско-нижнечетвертичный — способствовал возникновению системы плоскостей типа „гладись д эрозийон” в долинах и на перифериях котловин (уровень *D* — 210—215 м, а также уровень *E* — 200—205 м в.у.м.). С развитием этих уровней связано образование холмов о характере останцов сложенных опоками и мергелистыми опоками (рис. 21).

Уровень *D* образован в верхнем плиоцене, когда господствовал значительно более влажный климат чем во время нижнего плиоцена (С. З. Ружыцки 1972). Поэтому во время его развития большую роль играла литологическая изменчивость меловых горных пород. Развитие долинных и карстовых форм связано с прослоями мягких пород (мергели и мел) а линзы опок выпрепаровывались создавая останцовые холмы. Процесс развития уровня *D* был остановлен в результате рассечения связанного с поднятиями валяхийской фазы на стыке плиоцен — плейстоцен (время Тегелен). С этой фазой рассечения, а также с временем последовавшим, в котором создал уровень *E* можно связывать отлаживание так называемого прегляциала (А. Яхн, М. Турнау-Моравска 1952). Это песчаные и песчано-гравийные отложения без материала из севера, расположенные на высотах 15—30 м над дном современных долин.

Развитие уровня *E* вероятно происходило во время холодной климатической фазы нижне четвертичного времени, которую вероятно следует сопоставлять с альпийским следением Донау.

После фаз образования системы площадок последовало время интенсивной эрозии, в котором создалась глубокая (80 м ниже уровня *E*) долина реки Вепш. В этой долине во время подляского оледенения (Тюнци) отложилась мощная серия песчано-гравийных отложений лишенных северного материала (И. Е. Мойски 1964).

Южнопольское оледенение (Миндель) не смотря на то, что оно обняло весь исследованный район, не оставило никаких форм, отсутствуют также отложения которые без сомнения можно бы датировать этим временем. Во время же среднепольского оледенения (Рисс) Пагуры Хелмске находились в зоне максимального распространения ледника (рис. 3). Тогда создались немногие холмы моренного характера а также возвышения типа кемов (рис. 24, 25). Условия для образования кемовых форм в исследованном районе были исключительно благополучными. Развитый рельеф основания обуславливал образование над возвышениями трещин и в итоге неравномерное таяние ледяного покрова. Кемы и имеющиеся здесь кемовые террасы сложены песчаным материалом и песками с гравием (рис. 27). В этих отложениях большое участие принимают песчаные материалы из размыва сарматских и олигоценовых покровов.

Очень характерной чертой рельефа Пагуров Хелмских является присутствие на поверхностях уровней многих поверхностных карстовых форм (Г. Марущак 1966; М. Гарасимюк 1974). Основным типом форм являются вертебы, колесообразны либо овальные углубления диаметром до 200 м и глубины до 15 м (рис 32—37). В результате смывания вертебцов создаются сложные формы типа увалей (рис. 40) либо карстовые долины. Развитие карстовых форм связано с мягкими порозными мергелями и пишущим мелом. Из-за литологических свойств того типа горных пород развивавшийся на их поверхности карст отличается основным образом от полного карста. Здесь отсутствуют подземные формы и западные, а поверхностные формы имеют плавные зарисовки. Гидрологические условия не имеют карстовых черт. Карстовые формы в районе Пагуров Хелмских развиваются под маломощной корой выветривания, таким образом представляют покрытый карст (А. Малички 1950), либо это формы репродуцированные в покрове некарстующихся четвертичных отложений.

Главная фаза развития поверхностных карстовых форм была связана с последним,

резко выраженным этапом усиленной эрозии в долине Вепша, который датируется на вторую часть северопольского оледенения (Г. Марущак 1968). Во время голоцена карстовые формы выполнялись главным образом органическими и органо-минеральными отложениями (рис. 42).

Одной из основных черт рельефа Пагуров Хелмских являются в многие куполообразные возвышения островного типа. Можно выделить три основных генетических типа этих возвышений: 1. группа типичных денудационных останцов связанная с развитием двух наиболее древних уровней, 2. группа возвышений обусловленных литологией связанная с образованием двух последующих уровней, 3. группа возвышений, которые можно назвать аккумуляционно-денудационными связана с отложением водноледниковых и моренных образований.

*Перевел Стэфан Наконечныи*

## RELIEF EVOLUTION OF THE CHELM HILLS IN THE TERTIARY AND QUATERNARY

### Summary

The Chelm Hills are that subregion of the Lublin Plateau which reaches farthest northwards. These hills divulge relief elements characteristic of both upland and lowland types — the so-called Polesie type. By its abundance of relief forms and sediments, recording the history of how this relief has been developing, this subregion supplies the explanation for numerous problems which so far have been encountered in the geomorphological and geological features of the Lublin Plateau and of Polesie.

### GEOLOGICAL STRUCTURE

Regarding its tectonics the region under investigation lies in the boundary zone of two large units. Its north-eastern part belongs to the horst-type Podlasie—Lublin emergence, constituting part of the ancient East-European Platform. On the other hand, the south-western part lies within the confines of a marginal synclinorium. Characteristic of the Palaeozoic substratum of this platform area are features of typical block tectonics, with the main fault directions running from NE to SW and NW to SE (W. Pożaryski 1969; A. M. Żelichowski 1970, 1972).

The Palaeozoic rocks are overlain by thick Mesozoic sediments of which the principal component are carbonate rocks of Cretaceous age, more than 500 m thick. In their lithology these rocks vary fairly distinctly, as seen for the most part in their uppermost complex belonging to the Upper Maestrichtian. The thickness of this upper bed varies from 200 to 270 m (K. Wyrwicka 1970).

With analytical examinations of the chemical properties and lithological features of this bed as basis, the author distinguishes here the following rock types: opoka, marly opoka, gaizes, marls, marly limestones, and chalk. The three first-named types are calcium-silicate rocks developed in an opal skeleton. Marked is here a clearly noticeable resistance to denuding agencies, higher than for the remaining rock types; the opal skeleton has also protected these types against karsting processes. The marls and marly limestones are calcareous-clayey, while the chalk is a carbonate rock with a slight admixture of free silica and of a clayey substance (Table 1).

All these rock varieties are strongly and deeply split by joints. Particularly dense is the network of near-surface joints; in the case of marls and limestones, the joints may be as numerous as 80 m per sq m rock (J. Rzechowski 1962). The chalk is definitely less jointy.

The lithological diversity in the top complex of the Upper Maestrichtian rocks has been brought about by a renewal of ancient faults and by some slight movements

of the sea floor during the final stage of sedimentation (the Laramic movements — A. M. Żelichowski 1972). On top of the loosely supported horst, conditions were favourable to the growth of colonies of sponges and the accumulation of deposits, from which by diagenesis opoka rocks have developed. However, in the zones adjoining fault lines somewhat larger quantities of clayey material were deposited, and these deposits have turned later into marl-type rocks. This is why the close relation of the tectonics of the Palaeozoic substratum to the spatial diversity of the facies of the Upper Maestrichtian rocks is clearly visible.

## GEOMORPHOLOGY

The evolution of the present-day land relief started in the Chelm Hills after the sea had receded, at the turn of the Upper Cretaceous to the Tertiary. In the Palaeogene, under conditions of a warm and humid climate, processes of chemical weathering were particularly intensive. In this period a far-reaching decalcification of the opoka rocks set in (Fig. 8), and clayey mantle deposits of a residual nature were laid down (Fig. 9). The Palaeogene surface had probably the appearance of an undulate plain diversified by karst forms. All elements of the Palaeogene relief are of a fossil nature and underlie Oligocene marine deposits.

Few data are on hand about the period following the regression of the Oligocene sea and preceding the subsequent marine transgression during the Lower Sarmatian (K. Kowalewski 1958). A rather intensive surface degradation must have been taking place during this period, as indicated by the sparse survival of Oligocene sediments and the considerably diversified relief of the Sarmatian substratum.

During the Lower Sarmatian sandy deposits were laid down, up to 30 m thick; in their top bed they contain a bank of siliceous sandstones and a shell conglomerate (M. Turnau-Morawska 1950; M. Harasimiuk; J. Rutkowski 1972). A process of cementation of these top parts set in during the declining stage of sedimentation which took place in periodically drying, off-shore lakes of a shott-type nature (A. Jahn 1956).

The recession of the Lower Sarmatian sea was followed by a continental period which became of essential significance for shaping the main relief elements of the entire Lublin Plateau (A. Jahn 1956). For this period two large morphogenetic phases have been identified.

The first of these series was the Miocene—Lower Pliocene phases during which a system of two planation surfaces of pediplain type developed, including inselberg elevations. Parts of this system were erosive plains at altitudes of 250—260 m a.s.l. (horizon B) and of 225—240 m a.s.l. (horizon C), as well as surviving fragments of the Lower Sarmatian sedimentation surface, at 270—285 m a.s.l. (horizon A).

Horizon A is represented by the peak surfaces of Ariańska Góra and Pagór Janowski (Figs. 18, 19). This horizon has been dissected during a short-lived phase of erosion taking place after the regression of the Lower Sarmatian sea (A. Jahn 1956). After this erosion, a stage of degrading processes set in which resulted in a planation of pediplain type (horizon B). This horizon sheared off both the Cretaceous and the Oligocene sediments, as well as those of the Sarmatian. A top of this horizon rise the peak parts of elevations situated near Janów and Ariańska Góra, marked by features typical of denudation inselbergs. The pediplanation proceeding

in horizon B was stopped by the renewal of erosive processes, stimulated by tectonic movements of the Attic phase taking place at the transition from the Sarmatian to the Pliocene. Next, during the Lower Pliocene with its arid and semi-arid climate, the next horizon (horizon C) developed. This horizon lacks the nature of a uniform planation surface; it rather consists of a series of plains showing similar altitudes and surrounding the inselbergs of horizons A and B. In the area of the Chełm Hills a characteristic feature of horizon C is the universally observed exposure of Cretaceous rocks which occurred at the time this area was formed. On the surface of this horizon a number of fossil karst forms were discovered, up to 26 m deep and with diameters of as much as 500 m. These forms are filled by lacustrine-type sandy-silty deposits (Figs. 16, 17), amidst which the occurrence of layers of marsh-type fossil soils have been unearthed. The development of karst forms has been caused by a climate turned more humid, and by a phase of erosion in the valleys taking place in the Middle Pliocene.

The second phase — of Upper Pliocene and Lower Quaternary age — has contributed to the formation of a system of planations of *glacis d'érosion* type in the valleys and on basin rims (horizon D at 210—215 m a.s.l. and horizon E at 200—205 m a.s.l. altitudes). At the same time formed were elevations of hard-rock type built of opoka and marly opoka (Fig. 21).

Horizon D has developed during the Upper Pliocene, with climatic conditions markedly more humid than they were during the Lower Pliocene (S. Z. Różycki 1972). This is why during its formation the lithological variability of the Cretaceous rocks was of high importance. The development of the valley and of karst forms was due to outcrops of soft rocks like marls and chalk; at that time opoka lenses were also uncovered forming hard-rock peaks. The process of the development of horizon D was interrupted by seismic dissection occurring during rising movements of the Walachidy phase, at the decline of the Pliocene and the rise of the Pleistocene (the Tegelen period). To this stage of dissection, as well as to the subsequent stage in which horizon E developed, may be assigned what is called the preglacial accumulation (A. Jahn, M. Turnau-Morawska 1952). This accumulation consists of sandy and sand-gravel deposits containing no northern material, laid down some 15 to 30 m high on top of the floors of the present-day valleys.

The development of horizon E took probably place during the cool climatic period of the Lower Quaternary — this period being perhaps the counterpart to the Alpine glaciation called Donau.

The stage in which planation surface were developing was followed by a period of powerful erosion, and at that time was formed the deep valley of the river Wieprz with its floor at 80 m below horizon E. During the Podlasie glaciation (Günz) a thick series of sand-gravel deposits were laid down in this valley; these deposits contain no northern rock material (J. E. Mojski 1964).

The South-Polish Glaciation (Mindel) has been covering the entire area under investigation, but left no landforms or deposits which indisputably might be dated from this period. On the other hand, during the Middle Polish Glaciation (Riss), the Chełm Hills were still within the zone of the farthest advance of the inland ice (Fig. 5). At that time a few hillocks of end-moraine type were formed, as well as a number of kame-type ridges (Figs. 24, 25). In this region conditions were exceptionally favourable to the formation of kames, because the diversified relief of the substratum furthered the development of fissures in its elevated parts and, due to this, an uneven rate of ice melting. The kames, as well as the kame

terraces also occurring here, consist of sand and sand-gravel mixtures (Fig. 27). The large share of sandy material in these land forms was derived from washing out of mantle deposits of the Sarmatian and the Oligocene.

A most remarkable feature of the relief of the Chełm Hills is that on the surfaces of pediment plains a great number of karst forms can be observed (H. Maruszczak 1966; M. Harasimiuk 1974). The basic types of such forms are sinkholes or circular or oval depressions, up to 200 m in diameter and up to 15 m deep (Figs. 32—37). The merging of adjacent sinkholes led to combined forms of uvala type (Fig. 38) or to the formation of karst valleys. This expansion of karst forms was caused by the occurrence of soft and porous marls and chalk deposits. Due to the particular lithological properties of these rock types, the karst forms developing upon their surfaces differ radically from typical karst relief, lacking underground and subsidence forms, the surface-type karst shows rather gentle contours. The hydrological conditions show no karsting tendencies. The karst forms developed in the region of the Chełm Hills are developing underneath a thin regolith coating, hence they represent what is called a cover karst (A. Malicki 1950), or they are land forms reproduced in the mantle sheet of non-karsting Quaternary deposits.

The principal phase in which cover karst has been developing in the surface of the land relief, coincided with the definitely last period of increased erosion in the Wieprz valley; this period occurred during the latter part of the Baltic Glaciation (Würm) (H. Maruszczak 1968). Later on, during the Holocene, the karst forms were for the most part filled with organic and organic-mineral deposits (Fig. 42).

One of the outstanding features in the relief of the Chełm Hills is the local occurrence of numerous inselbergs. Among these, three genetic types can be distinguished: 1. the group of typical denudation residual hills linked with the development of the two oldest planation surfaces, 2. the group of monadnock hills developed during the two subsequent horizons of planation, but considerably affected by the lithology of the Cretaceous rocks, and 3. the group of hills which might be called of accumulative-denuding origin, resulting from the accumulation of fluvio-glacial and morainic deposits.

*Translated by Karol Jurasz*

91. Ciołkosz A., Miszański J., *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej*. 1972, s. 86, 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., *Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski*. 1971, s. 114, 13 ilustr., 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., *Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne*. 1972, s. 117, 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia)*. 1972, s. 139, 31 ilustr., 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski*. 1972, s. 74, 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*. 1972, s. 116, 24 ilustr., 15 fot., zł 24,—
97. Jerczyński M., Chaves L. F., Siemek Z., *Studia nad strukturą funkcjonalną miast*. 1973, s. 385, 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. *Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie)*. 1973, s. 179, 6 ilustr., zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęśna T., *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*. 1973, s. 119, 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*. 1973, s. 164, 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*. 1973, s. 168, 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, s. 152, 30 ilustr., 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, s. 124, 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*. 1974, s. 139, ilustr., 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, s. 159, 52 ilustr., 10 fot., zł 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach Fliszowych*. 1974, s. 136, 39 ilustr., 16 fot., 3 zał. pod opaską, zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, s. 127, 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, s. 88, 7 ilustr., 4 wkl., zł 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami statycznymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*. 1974, s. 155, 18 ilustr., zł 35,—
110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*. 1975, s. 107, 29 ilustr., 22 fot., 10 zał. pod opaską, zł 30,—
111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods*. 1975, s. 111, zł 35,—
112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach nad procesami urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki)* (w druku).
113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast woj. kieleckiego* (w druku).
114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej* (w druku)





M. HARASIMIUK: ROZWÓJ RZEŹBY PAGÓRÓW CHEŁMSKICH