

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
M-ce 64, ul. Krak. Przedmieście 30

POLSKA AKADEMIA NAUK
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 54

DANUTA KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA

ROZWÓJ RZEŻBY W TRZECIORZĘDZIE
OKOLIC OSTROWCA
ŚWIĘTOKRZYSKIEGO I ĆMIELOWA

W A R S Z A W A 1966
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 54

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 54

ДАНУТА КОСМОВСКА — СУФФЧИНСКА

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ОКРЕСТНОСТЕЙ ОСТРОВЦА
СВЕНТОКШИСКОГО И ЦЬМЕЛЕВА В ТРЕТИЧНОМ ПЕРИОДЕ



GEOGRAPHICAL STUDIES

No 54

DANUTA KOSMOWSKA — SUFFCZYŃSKA

TERTIARY EVOLUTION OF RELIEF
OF REGION OF OSTROWIEC ŚWIĘTOKRZYSKI AND ĆMIELÓW

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 54

DANUTA KOSMOWSKA — SUFFCZYŃSKA

ROZWÓJ RZEŻBY W TRZECIORZĘDZIE
OKOLIC OSTROWCA
ŚWIĘTOKRZYSKIEGO I ĆMIELOWA

WARSZAWA 1966
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny — MARIA KIELCZEWSKA-ZALESKA
Zastępca redaktora naczelnego — KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
Członkowie — RAJMUND GALON, LESZEK STARKEL
Sekretarz — JADWIGA WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, RAJMUND GALON, JERZY GRZESZCZAK, ŁUCJA GÓRECKA
(sekretarz rady), MARIA KIELCZEWSKA-ZALESKA (przewodnicząca rady), MIECZYSLAW
KLIMASZEWSKI, JADWIGA KOBENDZINA, JERZY KOSTROWICKI, STANISŁAW LESZCZYCKI

Redaktor tomu:

J. KONDRACKI

Redaktor techniczny:

A. BIENKOWSKA

Korektor:

B. MODZELEWSKA

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1966

Wydanie I. Nakład 663+137 egz. Ark. wyd. 11. Ark. druk. 7,375. Papier
druk. sat. III kl. 80 g. Bl. Oddano do składania 20.XII.1965 r. Podpi-
sano do druku 26.VII.1966 r. Druk ukończono w sierpniu 1966 r.
Szczecińskie Zakłady Graficzne, Szczecin, Al. Wojska Polskiego 128.
Zam. nr 34. M-16-179

SPIS TREŚCI

Przedmowa	7
Wstęp	8
Stan badań	8
Położenie terenu, charakterystyka współczesnej rzeźby	9
Budowa geologiczna	13
Litologia skał paleozoiku i mezozoiku	13
Dotychczasowe dane o osadach trzeciorzędowych	20
Tektonika	23
Pierwotne zasięgi osadów paleozoicznych i mezozoicznych w Górach Świętokrzyskich	27
Analiza osadów i chronologia zdarzeń na podstawie wybranych odsłoneń trzeciorzędu	30
Zjawiska gradacyjne, erozyjne i akumulacyjne	31
Zjawiska krasowe	42
Inne obserwacje	54
Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie	59
Paleogen	59
Neogen	68
Analiza rzeźby przedglacjalnej	80
Zagadnienie preglacjału	80
Wykształcenie i sposób występowania osadów czwartorzędowych	83
Główne elementy rzeźby przedglacjalnej, wpływ litologii i tektoniki	84
Podsumowanie	88
Literatura	95
Резюме	100
Summary	107

PRZEDMOWA

Teren, który stanowi podstawę rozważań niniejszej pracy, rozciąga się na północ od Pasma Jeleniowskiego. Zawiera on elementy rzeźby typowe zarówno dla centralnej części Gór Świętokrzyskich jak i dla ich mezozoicznego obrzeżenia.

Celem pracy jest odczytanie ewolucji rzeźby omawianego obszaru w poszczególnych okresach trzeciorzędu i stwierdzenie, które z tych dawno przebiegających procesów i starych trzeciorzędowych form zadecydowały o dziś istniejących cechach geomorfologicznych terenu. Na podstawie analizy typu procesu próbowano ustalić również pewne ogólne prawidłowości w rozwoju trzeciorzędowej rzeźby subaerycznej.

Materiały do pracy zbierane były w latach 1956—1958 oraz 1960—1963. W latach 1956—1960 badania prowadzono w ramach prac Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego, a od 1960 w Instytucie Geografii PAN — Warszawa.

Podczas całego okresu badań pracą moją opiekował się i kierował prof. dr J. K o n d r a c k i, któremu składam bardzo serdeczne podziękowanie. Niezmiernie wdzięczna jestem również doc. dr C. R a d ł o w s k i e j i prof. dr S. Z. R ó ż y c k i e m u za przedyskutowanie trudniejszych problemów i cenne uwagi przy ostatecznej redakcji pracy.

Szczere wyrazy wdzięczności należą się studentowi geografii koledze W. K u l i Ń s k i e m u za owocną pomoc w trudach pracy terenowej, jak również koledze dr R. C z a r n e c k i e m u za udostępnienie mi niezwykle sumiennych jego obserwacji z części tego terenu.

Na zakończenie miło mi złożyć podziękowanie tym wszystkim, którzy fachowymi radami i wskazówkami, licznymi dyskusjami jak i bezinteresowną życzliwością pomogli mi w pisaniu tej pracy.

WSTĘP

STAN BADAŃ

Publikacje dotyczące omawianego terenu lub obszarów sąsiednich można podzielić na dwie grupy. Jedną z nich stanowią prace geologiczno-stratygraficzne lub geologiczno-tektoniczne, w których zostały opisane głównie osady paleozoiku i mezozoiku. Druga grupa prac, znacznie mniejsza, to rozprawy zajmujące się rozwojem rzeźby i charakterem procesów rzeźbotwórczych.

Do pierwszej grupy należą przede wszystkim liczne prace J. Samsonowicza [79, 80, 82 — 89], J. Czarnockiego [7, 8, 10, 11, 13 — 18] i W. Pożaryskiego [60, 62, 65], dzięki którym dobrze poznana jest budowa geologiczna podłoża starszego, na którym spoczywają lądowe osady trzeciorzędu. Pewne uwagi co do typu wykształcenia i wieku osadów trzeciorzędowych dają dla badanego terenu: J. Samsonowicz [88, 89], R. Czarniecki [57], M. Franczyk [20], a dla terenów sąsiednich S. Z. Różycki [76, 77] i C. Radłowska [69].

Do drugiej grupy prac zbliżonych tematycznie do opracowywanej należy niestety niewiele publikacji. Na uwagę zasługuje tu głównie ostatnia praca C. Radłowskiej [69] dotycząca północnego przedpola Gór Świętokrzyskich. Autorka dużo uwagi poświęca m. in. zagadnieniu zrównań trzeciorzędowych i ich stosunkowi do młodszych powierzchni gradacyjnych, roli interglacjalów w ewolucji dolin oraz przestrzennemu zróżnicowaniu terenu i dynamiki jego rozwoju. Ze starszych opracowań należy tu wymienić prace S. Lencwicza [47], który zajmował się powierzchniami zrównań trzeciorzędowych i rozwojem sieci rzecznej w centralnej części Gór Świętokrzyskich. Pewne sugestie dotyczące procesów zachodzących w trzeciorzędzie dają również niektóre prace W. Pożaryskiego [61, 64] i S. Z. Różyckiego [72, 77].

Bardzo cenne studium porównawcze dla rozwoju rzeźby Wyżyny Sandomierskiej i Gór Świętokrzyskich stanowi monografia A. Jahna [25] dotycząca Wyżyny Lubelskiej, opracowania S. Z. Różyckiego [75, 76] dla polskiej jury oraz prace S. Gilewskiej [22, 23].

Syntezę rozwoju rzeźby Polski w trzeciorzędzie daje praca M. Klimaszewskiego [34]. Autor ten omawia stosunki paleogeograficzne, procesy i typ rzeźby w poszczególnych okresach trzeciorzędu.

Syntetyczny charakter ma również artykuł M. Tyczyńskiej [102], która zajmuje się m. in. cechami klimatu trzeciorzędowego.

Wiele nowych poglądów wnosi do zagadnień związanych z trzeciorzędem praca S. Z. Różyckiego wydana na VI Kongres INQUA 1961 [77]. Autor rzuca nowe światło na warunki powstawania pliocen-

skich iłów pstrych, na pozycję tzw. preglacjału i charakter procesów zachodzących w tym czasie.

Do zagadnień preglacjału nawiązuje również praca K. Pożaryskiej [59], która stwierdza utwory tego wieku w dolinie dolnej Kamiennej.

Ten krótki przegląd najważniejszych publikacji z terenu badanego i sąsiednich nie wyczerpuje oczywiście całości zagadnień. Poza wymienionymi pozycjami korzystano lub ustosunkowano się do szeregu innych, które cytuję w odpowiednich rozdziałach pracy.

Ogólnie można stwierdzić, że stosunkowo dobrze poznana jest stratygrafia i litologia skał paleozoiku i mezozoiku. Natomiast znikomo opracowane są lądowe osady trzeciorzędowe, oraz procesy rzeźbotwórcze przebiegające w tym okresie. Wyraźna luka zaznacza się również w opracowaniach tektoniki trzeciorzędu.

POŁOŻENIE TERENU, CHARAKTERYSTYKA WSPÓŁCZESNEJ RZEŻBY

Południową granicę opracowanego terenu stanowi Pasma Jeleniowskie Gór Świętokrzyskich, północną — północny zasięg arkuszy Opatów i Bodzentyn. Wzdłuż tej linii teren badany sąsiaduje z obszarem opracowanym przez C. Radłowską [69].

Cechą charakterystyczną omawianego terenu jest jego znaczne zróżnicowanie. Obejmuje on kilka odmiennych typów terenu zarówno pod względem budowy geologicznej przedczwartorzędowej i czwartorzędowej, jak i charakteru rzeźby. Można wyróżnić tu cztery wyraźne jednostki:

- 1) Pasma Jeleniowskie Gór Świętokrzyskich,
- 2) falistą wyżynę lessową (na południe od doliny Kamiennej),
- 3) dolinę Kamiennej (na odcinku Kunów — Ćmielów),
- 4) płaską równinę denudacyjną (na północ od doliny Kamiennej).

Jednostki te stanowią jednocześnie pewną całość o wspólnych okresach rozwoju. Od najstarszych okresów geologicznych aż do holocenu włącznie działały tu złożone i różnorodne procesy morfogenetyczne, które doprowadziły do dzisiejszej rzeźby.

Nad całym omawianym obszarem góruje Pasma Jeleniowskie (fot. 1). Stanowi ono przedłużenie głównego Pasma Łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, w stosunku do którego jest przesunięte na południe wzdłuż uskoku poprzecznego koło Nowej Słupi (wielka dyslokacja świętokrzyska). Zbudowane jest głównie z kwarcytów i łupków kwarcytowych wieku kambryjskiego. Górna powierzchnia pasma wznosi się 450—550 m n.p.m. Jego kolejne kulminacje (od W ku E) to: Góra Jeleniowska (481,4 m), Szczytniak (552,2 m), Witosławska (491,0 m), Wesołówka (465,5 m) i Truskolaska (449,0 m), a następnie wyraźnie za-

znaczące się, chociaż o wiele niższe i nieco przesunięte na południe od wymienionych, wzgórze Bukowiany (360,0 m). Dzięki występowaniu kulminacji Pasma Jeleniowskiego na zbliżonej wysokości, sprawia ono wrażenie wysoko wyniesionego garbu o wyrównanej powierzchni. Podobnie wzgórze Bukowiany przypomina spłaszczony wał.

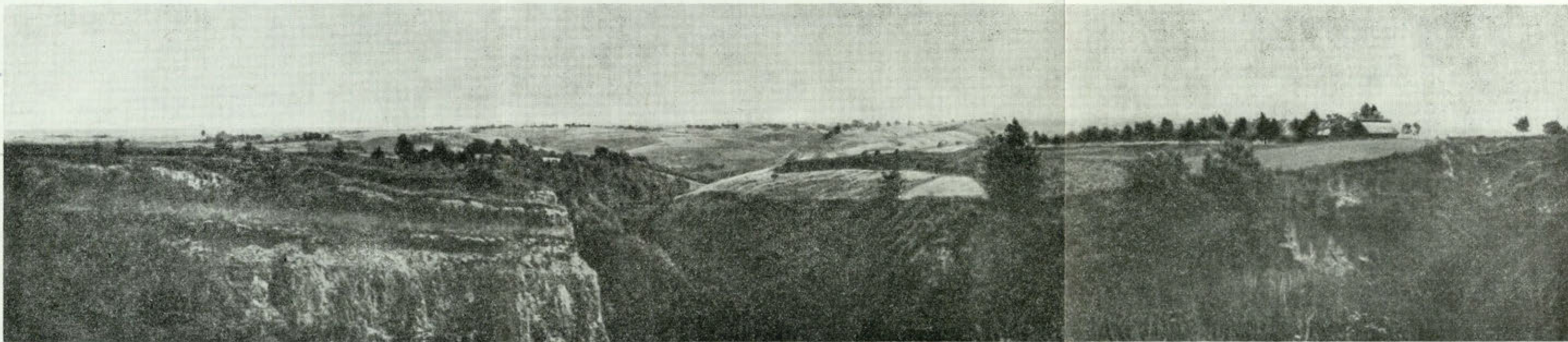
Pasmo Jeleniowskie ma stromy stok o spadkach większych w górnej części, łagodniejszych — w miarę obniżania się wysokości. Zbocza pasma są pokryte zwietrzeliną kambryjską przemieszaną w niższych partiach ze zglinionym lessom. Porasta je bór jodłowy z domieszką buków i modrzewi, co podkreśla jeszcze odrębność tej formy.

Północny, stromy stok skalny Pasma Jeleniowskiego chowa się pod osady czwartorzędowe i aż do doliny Kamiennej odsłania się tylko w zboczach głębokich rozcięć erozyjnych. Mamy tu już drugą jednostkę — wyżynę lessową, która gwałtownie urywa się wzdłuż równoleżnikowego biegu Kamiennej na odcinku Kunów — Ćmielów. Wyżyna ta stanowi część rozległej, lessowej Wyżyny Sandomierskiej. Ma ona płaskie wierzchowiny, które opadają łagodnie ku dolinom prowadzącym strugi wodne. Przeważająca wysokość wierzchowin wynosi 270—290 m n.p.m. Zbocza dolin rozcięte są licznymi formami erozyjno-denudacyjnymi [39, 43], starszymi — nieckowatymi i młodszymi — typu wąwozów (fot. 2). Formy te nieraz dochodzą do odcinków wododziałowych i dają wrażenie ogólnej falistości terenu. W układzie sieci dolinnej uderza pewna kierunkowość. Najwyraźniej zaznaczające się w rzeźbie terenu formy dolinne to — dolina środkowej i dolnej Kamionki, o kierunku SSW-NNE, wpadającej do Kamiennej koło Ostrowca Świętokrzyskiego, oraz prostopadłe do niej doliny pra-Waśniówki i pra-Opatówki, których strugi uchodzą do Kamionki koło wsi Jarugi. Odmienny jest również charakter tych dolin. Dolina Kamionki ma młodą rzeźbę erozyjną i prowadzi „aktywną” strugę wodną; doliny pra-Waśniówki i pra-Opatówki to formy jakby „zamarłe”, w których płynie woda często sztucznie przekopanym rowem. Ożywienie erozji daje się tu zaobserwować jedynie w odcinkach ujściowych do doliny Kamionki.

Na powierzchni wyżyny powszechnie występuje less, który osiąga znaczne miąższości na wierzchowinach. Dochodzą one do 35 m. Pod lessom leżą jeden lub dwa poziomy gliny zwałowej czasem podesłanej brukiem [40]. W dolinach występuje gruba seria warstwowanych piasków i żwirów [38]. Utwory czwartorzędowe spoczywają na podłożu skalnej zbudowanej z coraz to młodszych (z południa na północ) skał wieku paleozoicznego i mezozoicznego. Zróżnicowanie litologiczne tych osadów jest bardzo duże. Przeważnie są to piaskowce, zlepieńce i łupki. Utwory te odsłaniają się jedynie w zboczach dolin. Rozciągłość poszczególnych warstw geologicznych ma kierunek NW-SE, upad ich jest ku NE. Przy



Fot. 1. Pasma Jeleniowskie i Lysogórskie, widok od północy. Na pierwszym planie wyżyna lessowa



Fot. 2. Krajobraz lessowy na południe od Ostrowca Świętokrzyskiego

<http://rcin.org.pl>

porównaniu biegów i upadów z głównymi kierunkami osi dolinnych widoczna jest tu wyraźna zależność. Występują odcinki dolin konsekwentnych, które biegną zgodnie z upadem skał (przede wszystkim dolina Kamionki), oraz odcinki subsekwentne zgodne z rozciągłością warstw. Cecha ta jest typowa dla układu sieci rzecznej w całych Górach Świętokrzyskich i na ich północnym przedpolu i świadczy o wpływie starej rzeźby strukturalnej i litologii podłoża na kształtowanie się głównych kierunków morfologicznych, dobrze czytelnych w dzisiejszej rzeźbie. Jednocześnie fakt ten sygnalizuje, że rzeźba omawianego terenu powstanie swoje zawdzięcza procesom zachodzącym w odległych epokach geologicznych.

Następną jednostką geologiczno-morfologiczną jest dolina Kamienniej. W stosunku do całego biegu doliny omawiany fragment jest odcinkiem środkowym subsekwentnego biegu rzeki, ciągnącego się od Skarżyska-Kamiennej do Ćmielowa. W Ćmielowie Kamienna zmienia gwałtownie kierunek na S-N i tworzy dwa malownicze przełomy, jeden w Podgrodziu, a drugi w Bałtowie. Od Bałtowa znów zmienia bieg na subsekwentny, który zachowuje do ujścia do Wisły.

Zbocza doliny Kamiennej wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie terenu. Zbocze południowe jest wyższe niż północne. Jego wysokość względna wynosi 40 m (liczona od poziomu przyległych do doliny wierzchołków do poziomu dna doliny). Zbudowane jest głównie z lessu, który maskuje wychodnie starszych utworów czwartorzędowych i przedczwartorzędowych — piaskowców liasowych oraz ilów i piasków bajosu i batonu. Piaskowce liasowe odsłaniają się jedynie w okolicy Wodziradza i Chmielowa, a ily bajosu koło Grójca w Górze Zjawinnej. Północne zbocze doliny, niższe o 25 m od południowego (wysokość względna), zbudowane jest głównie z piasków i żwirów czwartorzędowych. W podłożu doliny występują utwory liasu na odcinku Piaski Kunowskie — Kuźnia, utwory batonu-bajosu na odcinku Kuźnia — Wólka Bodzechowska i keloweju między Wólką Bodzechowską a młynem w Ćmielowie.

Szerokość doliny Kamiennej waha się od 0,3 km w obrębie piaskowców liasu (np. pod Chmielowem) do 3,0 km w obrębie ilów i piasków bajosu i batonu. Na omawianym odcinku dno doliny występuje na wysokości 177—162 m. n.p.m. Wyraźnie wykształcony jest taras najniższy, łąkowy, w który Kamienna wcina się do 4,0 m. Zbudowany jest on z aluwialnych mułków lessowych przewarstwionych wkładkami piasków drobnoziarnistych. Miąższość tych mułków osiąga najczęściej 7,0 m, pod nimi występuje 20-metrowa seria warstwowanych piasków i żwirów. Piaski i żwiry spoczywają na podłożu skalnym. Taras drugi rozciąga się na odcinku Przyborów — do skrzyżowania Kamiennej pod Ćmielowem. Wysokość bezwzględna tego poziomu wynosi 170—175 m, a względna

3—4 m nad poziom tarasu niższego. W stosunku do średniego poziomu Kamiennej wznosi się on około 6—7 m. Zbudowany jest z warstwowych, drobno- i średnioziarnistych piasków.

Zupełnie odmienny od wyżyny lessowej typ terenu reprezentuje obszar rozciągający się na północ od doliny Kamiennej. Jest to płaska równina denudacyjna z zaznaczającymi się garbami starszego podłoża. W stosunku do wyżyny lessowej leżącej na południe od Kamiennej, teren ten jest położony znacznie niżej. Wysokości tej równiny wahają się około 190—200 m n.p.m., a wznoszące się nad nią wyniosłości osiągają maksymalną wysokość 235 m n.p.m. Osady czwartorzędowe mają tu nieznaczną miąższość, a składają się na nie głównie resztki gliny zwałowej i produkty jej niszczenia. Wyraźne zróżnicowanie wysokościowe obu tych obszarów nie wynika tylko z większej miąższości utworów czwartorzędowych na terenie południowym. Analiza wysokości stropu utworów przedczwartorzędowych wykazała, że w podłożu obszaru lessowego wznosi się on do 260—280 m n.p.m., a w podłożu równiny denudacyjnej średnio do 190—200 m n.p.m., przy czym na wzniesieniach osiąga 230 m (mapa I). Fakt ten sugeruje, że już w okresie przedczwartorzędowym zróżnicowanie to było silnie zaakcentowane i mogło wpłynąć w sposób decydujący na dalszy rozwój rzeźby tych terenów.

Na powierzchnię równiny denudacyjnej wychodzą często skały jurajskie w postaci piaskowców kelowejskich oraz różnego rodzaju wapieni oksfordu, rauraku i astartu. Poza tym odsłaniają się na powierzchni rumosze, piaski i iły trzeciorzędowe. Równiną rzeźbę urozmaicają wydmy.

Teren ten zbudowany z utworów o znacznej przepuszczalności jest bezwodny. Wyjątek stanowi struga z iłami bajosu i batonu w podłożu, uchodząca do Kamiennej koło Denkowa, oraz krótka struga spod Janikowa, w podłożu której występują piaskowce liasu. Do największych dolin suchych należy rozległa i długa dolina sudolska wycięta w utworach oksfordu, rauraku, astartu i wypełniona osadami lądowymi trzeciorzędu. Dolina ta łączy się z doliną Kamiennej koło Rudy Kościelnej. Do innych bezwodnych dziś dolin należy górny i środkowy odcinek doliny denkowskiej oraz dolina biegnąca od Kątów Denkowskich. Podobnie jak na terenach omówionych poprzednio i tu zaznacza się pewna konsekwencja w układzie głównych kierunków morfologicznych. Doliny: sudolska, bodzechowska i denkowska mają kierunek NW-SE, tj. zachowują kierunek subsekwentny, równoległy do doliny Kamiennej. Zgodnie z tym kierunkiem układają się wychodnie skał starszych: keloweju i oksfordu między wsiami kolonią Miłkowska — Gutwin oraz Kątami Denkowskimi i Ćmielowem, wychodnie rauraku wzdłuż doliny sudolskiej i na garbie Maksymilianowa oraz miocenu między Koszarami i Ką-

tami Denkowskimi. Układanie się wychodni skał jurajskich wzdłuż pewnych stref i charakter występowania utworów miocenских świadczy o istnieniu jakiejś regularnej starej rzeźby jeszcze przedmiocenkiej.

Przy porównywaniu terenu lessowego z równiną denudacyjną uderza różnica w przebiegu dzisiejszych procesów rzeźbotwórczych. Obszar na północ od doliny Kamiennej to teren absolutnie „martwy”. Równinność terenu i znaczna jego przepuszczalność sprawiają, że czynniki rzeźbotwórcze działają tu niesłyszalnie powoli. Jedynie widoczna jest działalność ludzka (kamieniołomy, eksploatacja wydym itp.). Teren ten sprawia wrażenie jakby odziedziczonego z poprzednich epok geologicznych i „zamarłego” w tej starej postaci. Zupełnie odmiennie układają się stoki na terenie południowym — lessowym. Współczesne procesy morfogenetyczne zaznaczają się tu bardzo wyraźnie. Zbocza dolin (szczególnie tych, które biegną z S na N) są silnie rozcięte przez wąwozy, które osiągają głębokość do 30 m i niekiedy wcinają się 12 m w głąb podłoża skalnego, tworząc malownicze progi. Pod wpływem każdego deszczu zmieniają się nie do poznania.

To obecne zróżnicowanie wyglądu terenów oraz tempa ich rozwoju jest dziedzictwem różnie przebiegających tu procesów morfogenetycznych, zachodzących już w okresie przedczwartorzędowym. Wtedy powstały główne rysy rzeźby, które przesądziły o późniejszych zjawiskach rzeźbotwórczych.

BUDOWA GEOLOGICZNA

LITOLOGIA SKAŁ PALEOZOIKU I MEZOZOIKU

Od dawna Góry Świętokrzyskie były przedmiotem zainteresowania wielu geologów. Nowoczesną koncepcję powstania Gór Świętokrzyskich i pełne rozpoznanie skał, które je tworzą, zawdzięczamy przede wszystkim J. Czarnockiemu [7 — 18] i J. Samsonowiczowi [79 — 89]. W zakresie skał jurajskich i kredowych cenne uzupełnienie stanowią powojenne prace W. Pożaryskiego [60 — 66].

Najwięcej danych o budowie geologicznej terenu, który stanowi podstawę niniejszych rozważań, dostarcza mapa geologiczna zakryta Opatów [88] i Objaśnienie arkusza Opatów [89]. Autor podaje bardzo szczegółowo wykształcenie litologiczne poszczególnych pięter każdego okresu geologicznego oraz ich zróżnicowanie pionowe i poziome. Dokładnie opracowana jest fauna.

J. Czarnocki zajmował się przeważnie centralną częścią Gór Świętokrzyskich. Jego badania prowadzone na opisywanym terenie dotyczą głównie paleozoiku i triasu. W dwóch podstawowych dziełach — „Stratigrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich” [17] oraz „Geologia regionu łyso-

górskiego" [16] rozważa on bardzo szczegółowo charakter tektoniki gór, przebieg dyslokacji, układ warstw geologicznych i miejsca ich wychodni.

Bardzo cenne dane dla poznania litologii utworów jurajskich wnosi praca W. Pożaryskiego — „Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem” [60].

Poza wymienionymi pracami, terenem Gór Świętokrzyskich i jego mezozoicznym obrzeżeniem zajmują się I. Jurkiewiczowa [26, 27], W. Karaszewski [29, 30], Z. Kotański [44] i in.

Wiele materiału źródłowego, który służył głównie do wykonania map geologicznych, zaczerpnięto z Archiwum Instytutu Geologicznego w Warszawie i Świętokrzyskiej Stacji Terenowej [51].

Opracowania wyżej cytowane należą w większości przypadków do bardzo szczegółowych, dokładnie omawiających pionową zmienność litologiczną poszczególnych ogniw stratygraficznych. Tu podano jedynie syntezę, zwracając uwagę przede wszystkim na litologię utworów wychodzących na powierzchnię terenu.

Litologia skał poszczególnego wieku zestawiona jest w tabeli 1. Rozmieszczenie skał jak i pewne elementy tektoniki pokazuje rycina 1, natomiast układ warstw ilustruje przekrój geologiczny o przebiegu SW-NE przedstawiony na rycinie 3.

Charakterystyczną cechą budowy geologicznej tego terenu jest występowanie coraz młodszych ogniw stratygraficznych z południa na północ.

W podłożu omawianego terenu występują utwory paleozoiczne reprezentowane przez skały kambru, ordowiku, syluru, dewonu i cechsztynu oraz utwory mezozoiczne w postaci różnych pięter triasu i jury.

Utwory paleozoiczne poza kwarcytami kambryjskimi, z których zbudowane jest wyniosłe Pasma Jeleniowskie Gór Świętokrzyskich, odsłaniają się jedynie w głębszych wcięciach dolinnych i nie wpływają bezpośrednio na charakter rzeźby. Paleozoiczne podłoże utworów czwartorzędowych stanowią głównie różnego typu piaskowce, szarogłazy, łupki i zlepieńce.

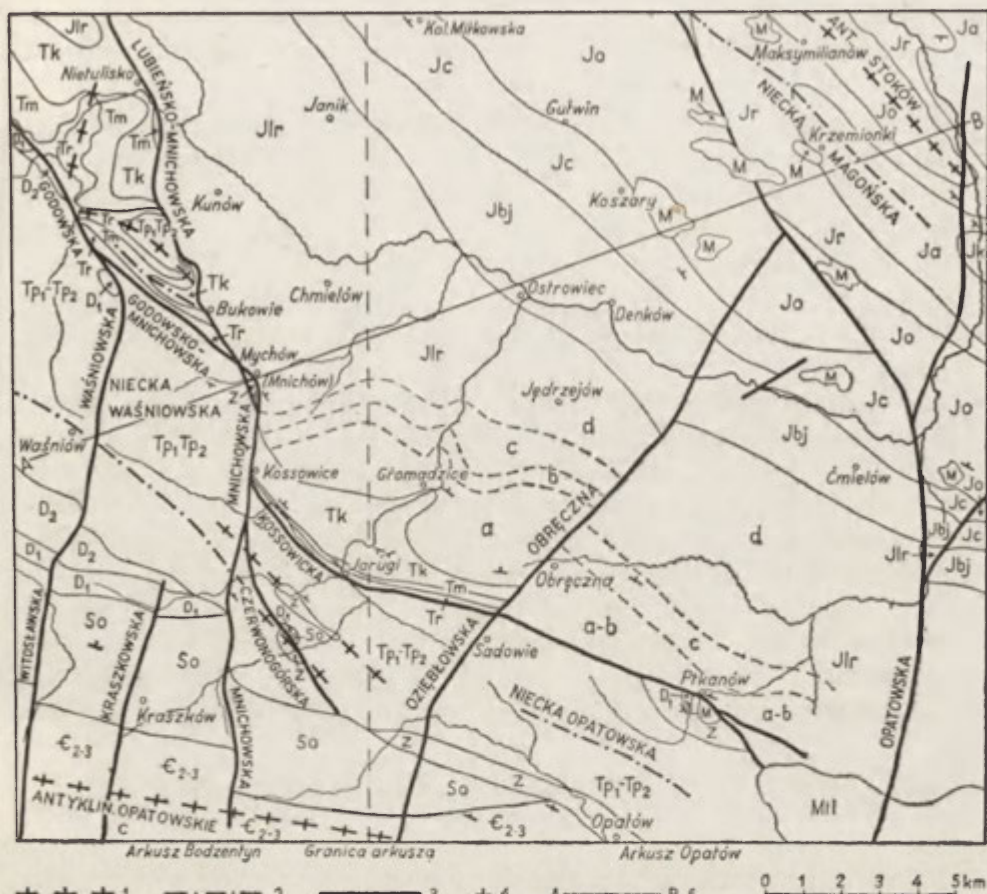
Począwszy od utworów triasu, skały mezozoiczne wychodzą na powierzchnię terenu na znacznie większej przestrzeni niż skały paleozoiczne.

Trias jest reprezentowany przez wszystkie piętra, z czego największy obszar zajmuje pstry piaskowiec, wykorzystany przez doliny Waśniówki i pra-Opatówki. Są to przede wszystkim zlepieńce, piaskowce cienkopłytowe, łupkowe o barwie wiśniowej i żółtej oraz ciemnowiśniowe i zielonawe iły. Utwory pstrego piaskowca odsłaniają się w wielu punktach terenu, szczególnie licznie w zboczach doliny Czerwunki pod Czerwoną Górą, gdzie znajduje się szereg kamieniołomów. Często wśród wiśniowych ilów zjawiają się żwiry (np. wieś Momina). Są to doskonale

Litologia skał, warunki sedimentacji i cykle diastroficzne podczas paleozoiku i mezozoiku
na obszarze okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa

Okres	Litologia	Warunki sedimentacji	Cykle diastroficzne	Kierunek dyslokacji fałdowych
Kambr środkowy i górny	kwarcyty twarde i zwięzłe łupki piaskowce kwarcytowe	spływające się morze, osady przybrzeżne, płytkomorskie	ruchy orogeniczne sandomierskie, gradacja	E—W
Ordowik i sylur	piaskowce łupkowe i łupki	morze o zmiennej głębokości, spływające się	ruchy orogeniczne — kaledońskie, gradacja	E—W
Dewon dolny	piaskowce i kwarcyty z iłami, łupki	zbiorniki śródlądowe		
Dewon środkowy	dolomity i łupki	morze o zmiennej głębokości	ruchy orogeniczne waryscyjskie, hercynidy gradacja	WNW—ESE
Cechsztyń	zlepienie o spoiwie wapnistym	przybrzeżna strefa morza		
Piaskowiec pstry	zlepienie, piaskowce łupkowe, ily	osady rzeczno-kontynentalne		
Ret	piaskowce łupkowe, margle, ily	delta pokrywana czasem przez transgredujące morze		
Wapień muszlowy	wapienie margliste, płytowe i zbite	płytkie morze otwarte		
Kajper	ily, żwiry, piaskowce	osady rzeczno-kontynentalne strefa przybrzeżna ustępującego morza	faza orogeniczna starokime-ryjska, gradacja	NW—SE
Lias seria zagajska	piaskowce zwięzłe, ilaste ily, zlepienie	łąd		

Okres	Litologia	Warunki sedimentacji	Cykle diastroficzne	Kierunek dyslokacji fałdowych
seria gromadzicka	piaskowce masywne	ląd (wydmy nadbrzeżne)		
seria zarzecka	iły i iłołupki, piaskowce łupkowate	ląd		
seria ostrowiecka	piaskowce drobnoziarniste, iłołupki	ląd		
Bajos — baton	iły, piaski, iłołupki	morze, osadzanie materiału terrygenicznego		
Kelowej	piaski żelaziste, piaskowce wapieniste, margle	morze otwarte, osady zoogeniczne i chemiczne		
Oksford	wapienie masywne — margliste (część południowa) wapienie margliste (część północna)	otwarte morze		
Raurak	wapienie koralowe, zwięzłe	plytkie morze		
Astart	wapienie koralowe, oolitowe detrytyczne	plytkie zbiorniki morskie		
Kimeryd	margle i iły margliste, wapienie oolityczne	plytkie zbiorniki morskie	faza orogeniczna młodokimeryjska	NW—SE
Kreda	brak osadów		gradacja orogeneza laramijska	NNW—SSE NW—SE



Ryc. 1. Mapa geologiczna odkryta z uwzględnieniem tektoniki (na podstawie J. Samsonowicza, J. Czarnockiego i W. Pożaryskiego)

1 — elewacje; 2 — depresje; 3 — linie dyslokacyjne; 4 — upady; 5 — linia przekroju geologicznego; C_{2-3} — kambr środkowy i górny; So — ordowik, sylur; D_1 — dewon dolny; D_2 — dewon środkowy; Z — cechsztyń; Tp_1 — Tp_2 — pstry piaskowiec; Tr — ret; Tm — wapień muszlowy; Tk — kajper; Jlr — lias (a — seria zagajska, b — seria gromadzicka, c — seria zarzecka, d — seria ostrowiecka); Jb — bajos; baton; Jc — kelowej; Jo — oksford; Jr — raurak; Ja — astart; Jk — kimeryd; M — miocen lądowy; Mil — miocen morski

ogładzone otoczaki kwarcu i kwarcytu od 2 do 5 cm. Zanotowanie tego faktu jest ważne ze względu na istnienie w terenie, w różnym położeniu stratygraficznym, luźnych żwirów kwarcowych, które mogły być uważane za preglacjał.

Wapień muszlowy reprezentują margliste, zbite i płytowe wapienie. Skały te jako dość odporne na niszczenie dają niekiedy malownicze skałki, jak np. pod Jarugami. Wykształcenie litologiczne kajpru zbliżone jest do pstrego piaskowca, ale zaznacza się tu przewaga ilów

nad piaskowcami. Są to głównie ily plamiste, wiśniowe, żółte i zielonawe. Poza piaskowcami i ilami występują zlepieńce z obfitymi żwirami kwarcowymi (m. in. różowymi) oraz otoczakami lidyków.

Lias zajmuje bardzo dużą przestrzeń od wsi Gromadzice nad Kamionką po Ostrowiec Świętokrzyski nad Kamienną. Powyżej Ostrowca koło Kuźni granica liasu przechodzi na lewe zbocze doliny Kamiennej, powodując jej znaczne zwężenie koło Chmielowa.

Na podstawie badań w dolinie Kamionki i Kamiennej J. Samsonowicz [87, 89] wyróżnił cztery jednostki stratygraficzne o różnym wykształceniu facjalnym. Są to: seria zagajska, gromadzicka, zarzecka i ostrowiecka.

Utwory piętra zagajskiego odsłaniają się najlepiej w prawobrzeżnych wąwozach Kamionki pod Gromadzicami. Są to głównie jasne i szare ily z wkładkami węgla, jasne piaskowce drobnoziarniste i ilaste oraz zlepieńce i żwiry tworzące warstwy do 3,0 m grubości.

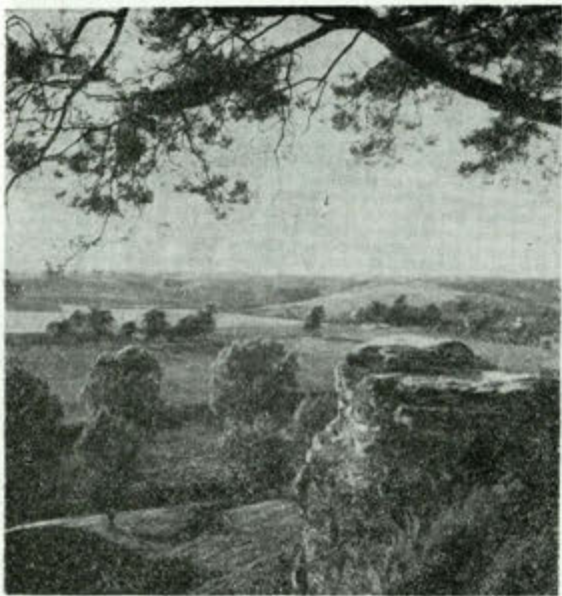
Dobrych odsłonień piętra gromadzickiego dostarczają gospodarskie kamieniołomy w prawym zboczu doliny Kamionki poniżej Gromadzie. Występują tu grubopłytowe piaskowce białe lub szare od pyłu węglowego. Zmiana litologii w porównaniu z piętrzem zagajskim na południu i piętrzem zarzeckim, występującym na północ od omawianego, zaznacza się w charakterze doliny Kamionki, która się zwęża na opisywanym odcinku.

Piętro zarzeckie składa się głównie z ilów i iłupków przekładanych piaskowcami łupkowatymi. W osadach tego wieku występują ilaste rudy żelaza.

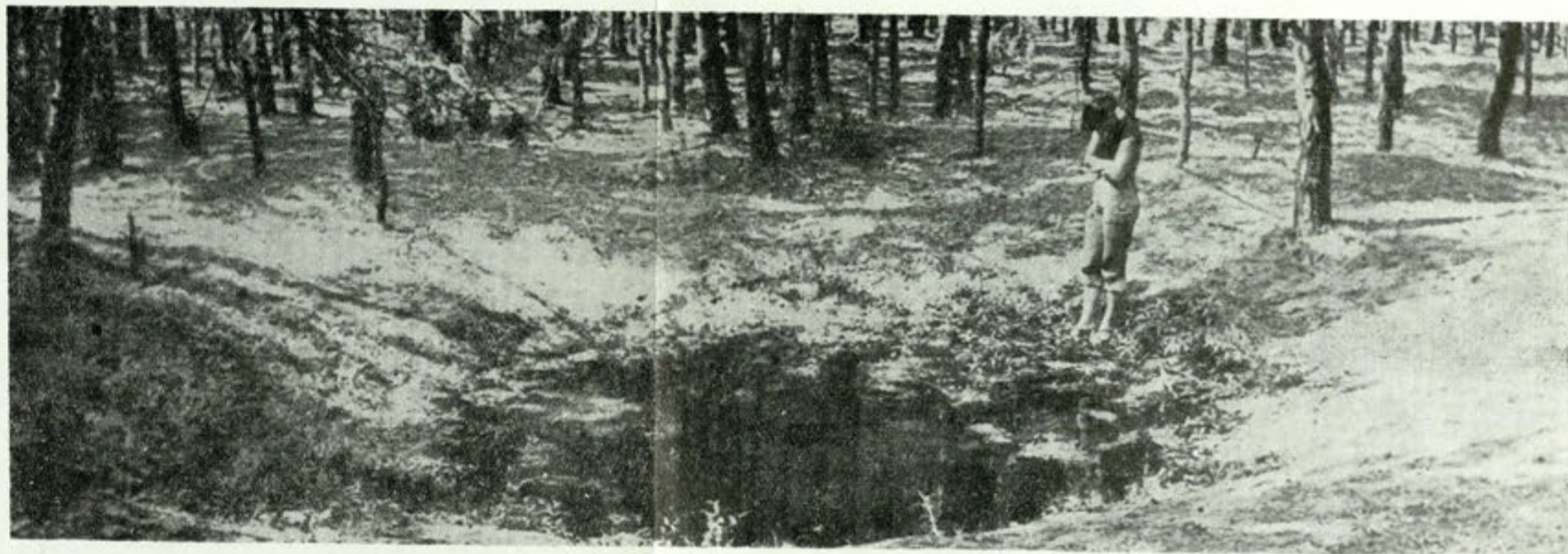
Piętro ostrowieckie w stosunku do innych omawianych pięter liasu zajmuje największy obszar. Występuje szerokim pasem wzdłuż całego południowego zbocza doliny Kamiennej aż do północnego zasięgu liasu. Składa się ono z piaskowców drobno-, średnio- i gruboławicowych. W postaci wkładek występują iłupki i białe glinki ogniotrwałe, które były eksploatowane w okolicy Wodziradza i Chmielowa. Piaskowce serii ostrowieckiej wskutek znacznej odporności dają malownicze, pięknie wypreparowane skałki na wschodnim zboczu doliny Kamionki (fot. 3).

Osady bajosu i batonu ciągną się szerokim pasem, wykorzystanym przez dolinę Kamiennej, na odcinku Ćmielów — Ostrowiec Świętokrzyski. Na zachód od Ostrowca Świętokrzyskiego utwory bajosu i batonu przechodzą na północne zbocze doliny i dochodzą do wsi Janik.

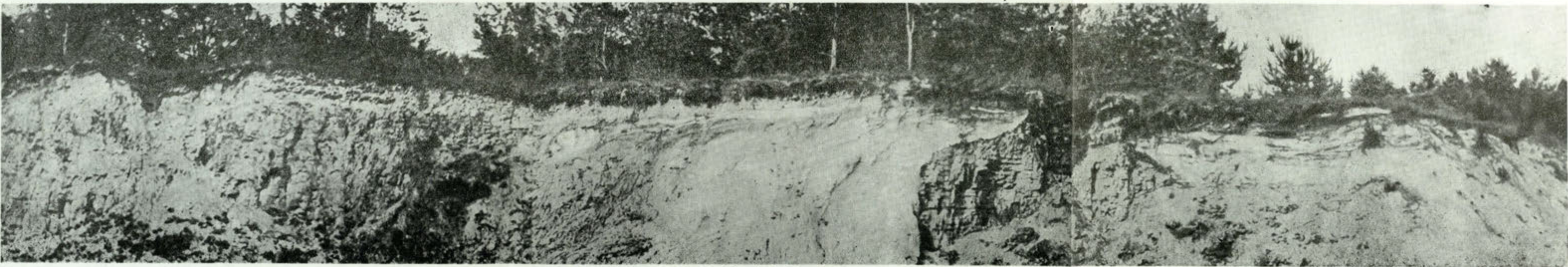
Utwory bajosu znane są głównie z wierceń przeprowadzonych w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego. Na powierzchnię wychodzą jedynie w Górze Zjawinnej koło Grójca, około 10 m nad poziomem aluwialnym dna doliny, a około 30 m nad poziomem ich występowania w podłożu doliny. W Górze Zjawinnej widoczne są iłupki ciemnopopielate z pia-



Fot. 3. Skalka piaskowców liasowych na wschodnim zboczu doliny Kamionki



Fot. 4. Zagłębienie krasowe z wodą. Dolina sudolska



Fot. 5. Kamieniołom bodzechowski, ściana wschodnia

szczystymi smugami. W otworach świdrowych w dnie doliny notowano głównie ily czarne, plastyczne, bezwapienne z obfitą miką, zasobne w pył i konkracje pirytu, spoczywające na piaskowcach ostrowieckich liasu. Podczas badań terenowych stwierdzono występowanie utworów podobnych do opisanych, w nieczynnych i wypełnionych dziś wodą wyrobiskach na W od wsi Denków. Odsłonięcie to usytuowane jest na północnym zboczu doliny Kamiennej, na wysokości około 7 m nad dnem doliny. Czarne ily w podłożu utworów czwartorzędowych stwierdzono również w badanych tu studniach. Strop tych utworów układa się na jednej wysokości i leży około 175 m n.p.m.

Utwory batonu znane są jedynie z wierceń. Składają się na nie ily piaszczyste jasne i ciemne oraz piaski ilaste szare, białe, żółtawe i rdzawe z wkładkami piaskowca żelazistego. Miejscami występują soczewki pirytu i płaskury żelaziaka ilastego. Tego typu utwory spotykano licznie w badanych studniach we wsi Wólka Bodzechowska. Strop tych utworów występuje również na wysokości 175 m n.p.m. Wnioski natury morfologicznej, wyciągnięte z tego faktu, podane zostaną w następnych rozdziałach.

K e l o w e j odsłania się na dużej przestrzeni wzdłuż lewego zbocza suchej dolinki biegnącej spod Kątów Denkowskich oraz wzdłuż północnego zbocza doliny Kamiennej, na odcinku Wólka Bodzechowska—Piaski Ćmielowskie. Tworzą go piaski rdzawe z gniazdami żelaziaka brunatnego oraz piaskowce płytowe, wapniste, eksploatowane na budulec w licznych i rozległych łomach.

Występowanie rud żelaza w obrębie „jury brunatnej” budzi zrozumiałe zainteresowanie ze względu na ich łatwe odkrywkowe wydobycie. Zagadnieniem tym interesowali się Z. S. Różycki [71] i M. K o b y ł e c k i [36].

N a o k s f o r d składają się głównie wapienie masywne, płytowe, margliste lub skaliste, często z krzemieniami. Odsłaniają się one między Koszarami i Kątami Denkowskimi oraz w Gutwinie. Poza wapieniami występują tu w niewielkiej ilości zlepy muszlowe, rdzawożółte, piaszczyste. Widoczne są one między Barańszczyzną a Kolonią Miłkowską.

Utwory r a u r a k u odsłaniają się dość powszechnie wzdłuż południowych i północnych zboczy doliny sudolskiej oraz na północ od wsi Jelenia Góra, gdzie są eksploatowane w licznych kamieniołomach. Są to przeważnie jasne, zwarte, niekiedy płytowe wapienie stromatoporowokoralowe.

A s t a r t występuje na niewielkim obszarze otoczonym od NE i SW utworami rauraku. Są to wapienie koralowe przekładane wapieniami oolitowymi, które z powodu wysokiej zawartości węgla wapnia J. Samsonowicz uważa za najczystsze wapienie jury górnej, na północ-

nym zboczu Gór Świętokrzyskich. Charakterystyczne dla utworów tego piętra jest występowanie w nich dwóch poziomów krzemieni. Dolny poziom zjawia się w postaci wielkich płaskur dochodzących do 1,0 m średnicy. Noszą one nazwę salcesonów lub krzemieni pasiastych ze względu na piękne, współśrodkowe ułożenie jasnych i ciemnych smug. Krzemienie te były przedmiotem zainteresowań górników w czasach przedhistorycznych. Istniała tu w neolicie słynna kopalnia — Krzemionki Opatowskie, którą J. K r u k o w s k i [45] określił jako „pomnik górnictwa pierwotnego, religii neolitycznej i przyrody nieożywionej”. Wydobywany tu krzemień używany był jako surowiec do wyrobu narzędzi, które ze względu na ozdobną i dwubarwną pasiastość były cenione na rynkach zagranicznych i szły głównie na eksport. Górny poziom krzemienia o kolorze woskowoczekoladowym nie występuje na omawianym terenie.

Utwory k i m e r y d u odsłaniają się na prawym zboczu doliny Kamiennej, na południe od kolonii Stoki, w postaci szarych margli i marglistych iłów.

Badany obszar wykazuje dużą różnorodność skał. Ogólnie można stwierdzić, że na południe od równoleżnikowego biegu Kamiennej, na odcinku Kunów — Ćmielów, występują skały o przewodzie piaskowców, łupków i iłów, natomiast na północ od doliny prawie wyłącznie spotykamy wapienie. Fakt ten zaważył na odmiennym przebiegu zjawisk rzeźbotwórczych na tych terenach i wykształceniu różnego typu dzisiejszej rzeźby.

DOTYCHCZASOWE DANE O OSADACH TRZECIORZĘDOWYCH

Osady trzeciorzędowe odsłaniają się w stosunkowo licznych chociaż niewielkich płatach, głównie na północ od doliny Kamiennej w rozległych obniżeniach i kotłach krasowych w skałach jurajskich. Tymi lądowymi osadami zajmowano się stosunkowo mało i nie są one dobrze rozpoziomowane. Najwięcej danych znajdujemy w pracy J. S a m s o n o w i c z a [89], z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie opisała je, poza Samsonowiczem, M. F r a n c z y k [20]; pewne uwagi zawiera również artykuł R. C z a r n e c k i e g o [5].

Wykształcenie osadów trzeciorzędowych jest bardzo różnorodne. Są to piaski kwarcowe, przeważnie białe, niekiedy żółtawe i czerwone, czasem nieco ilaste. Niekiedy spotyka się piaski kwarcowe, zielone, zawierające glaukonit i drobne otoczaki lidyty oraz piaski drobno- i średnioziarniste, bezwapienne, z miką, o barwie białej, żółtej lub zielonawej. Występują poza tym gliny tłuste, plastyczne, różnobarwne: od białych i różowych do jaskrawoczerwonych, typu *terra rossa*. Wśród glin spo-

tyka się soczewki mułków pylastych. Poza piaskami i glinami na serie trzeciorzędową składają się: rumosz krzemienny, ostrokrawędzisty stanowiący *residuum* zwietrzelistkowe wapieni jurajskich, oraz różnego rodzaju ily bardziej i mniej tłuste, o wielu barwach. Wśród wymienionych utworów spotyka się często fragmenty skał pokryte skorupą manganowo-żelazistą.

Gliny, ily, piaski i rumosz mają charakter sedymentacji lądowej. Ich miocenijski wiek został określony przez Samsonowicza na podstawie znalezionych w glinkach ogniotrwałych, koło Kątów Denkowski, ułamków drewna *Glyptostroboxylon tenerum* (oznaczył J. Lilpop).

Zaliczenie całej zróżnicowanej serii osadów przez Samsonowicza [89] do miocenu budzi wątpliwości. W ten sposób wykluczyłoby się istnienie jakichkolwiek śladów długiego okresu paleogenu oraz okresu plioceńskiego. Stwierdza to również w innym miejscu swej pracy sam Samsonowicz, który pisze „nie można jednak twierdzić, że wszystkie opisane osady są tegoż wieku. Nie jest wykluczone, że część ich jest starsza od miocenu, inne mogą być nawet plioceńskie”.

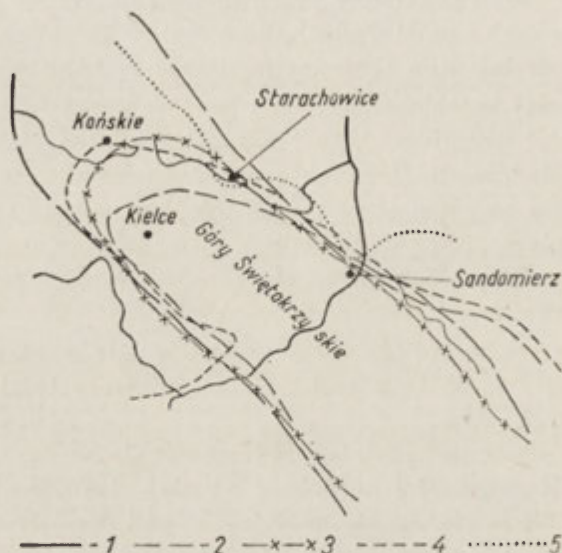
Zastrzeżenia można mieć co do występowania różnego rodzaju rumoszy, z których część leży pod osadami piaszczystymi i gliniastymi, część te osady pokrywa.

Omówienia wymaga również występowanie w szeregu miejscach wzdłuż doliny Kamiennej i na północ od niej piasków glaukonitowych. Samsonowicz [89] stwierdził je w Górach pod Sudołem, w Borowni i w Skale, gdzie przeważnie leżą w lejach krasowych. Napotkano je również w licznych kamieniołomach na północnym zboczu doliny Kamiennej w okolicy wsi Wioski Bodzechowskie, gdzie występują pod serią rumoszu, a nad wapieniami i piaskowcami keloweju.

Zagadnieniem dyskusyjnym jest pochodzenie tych piasków, które ze względu na występowanie glaukonitu powinny być uznane za osad morski. J. Samsonowicz [89] skłonny jest przyznać im wiek oligoceński, pisze on „nie jest wykluczone, że w oligocenie został on (ten obszar) zalany przez morze”. Sprawę dalszego zasięgu morza oligoceńskiego rozważa również C. Radłowska [69], która na podstawie uzyskanych materiałów wiertniczych stwierdza, że zanotowana maksymalna wysokość stropu dolnego oligocenu wynosi 164 m. Na podstawie przykrycia go dopiero osadami plejstocenijskimi uważa Samsonowicz, że należy się liczyć z większą ich wysokością absolutną i znacznie większym pierwotnym zasięgiem. Według Arenia [1] granica zalewu dolnooligoceńskiego nie przekroczyła linii Starachowice — Bałtów — Sandomierz.

Można również rozważać przynależność tych piasków do tortonu, cenomanu, a nawet i albu. Według S. Z. Różyckiego najbardziej prawdopodobny jest ich wiek cenomański (wiadomość ustna). Atlas stratygra-

ficzno-facjalny, zeszyt Kreda [66], pokazuje na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich stosunkowo daleki zasięg morza cenomańskiego, które jako jedyne (poza turonem) przekroczyło linię środkowego biegu doliny Kamiennej (ryc. 2). Jednak według Pożaryskiego osady te, w przeciwieństwie do Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, nie są reprezentowane przez piaski glaukonitowe, lecz przez osady margliste i marglisto-piaszczyste. Autor ten natomiast mówi o piaskach glaukonitowo-kwar-



Ryc. 2. Zasięg mórz górnokredowych i oligocenu w Górach Świętokrzyskich (według W. Pożaryskiego — kreda i B. Arenia — oligocen)

1 — środkowy i górny alb; 2 — cenoman; 3 — koniak, santon; 4 — kampan; 5 — oligocen

cowych wieku albskiego i granicę ich zasięgu wyznacza wzdłuż północnego zbocza doliny Kamiennej m. in. na odcinku Starachowice — Ćmielów. Znane są również glaukonitowe piaski tortońskie opisane przez Samsonowicza z południowo-zachodniej części arkusza 1 : 100 000 Opatów. Najdalszy zasięg tych piasków kreśli autor w okolicy wsi Karwów nad Opatówką, na wysokości około 238 m n.p.m.

Rozstrzygnięcie pochodzenia i wieku piasków glaukonitowych na badanym terenie jest bardzo trudne. Ścisłe datowanie tych osadów umożliwiłoby określenie wieku form krasowych nimi wypełnionych. Wysościowe porównywanie znalezionych fragmentów piasków z datowanymi za pomocą fauny i opisanymi przez innych autorów z terenów sąsiednich jest ryzykowne ze względu na liczne późniejsze zmiany w ich pierwotnym położeniu. Trudno jest poza tym stwierdzić, czy nie występują one przypadkiem na wtórnym złożu.

TEKTONIKA

Tektoniką omawianego terenu zajmowali się głównie: J. Samsonowicz [86, 87, 89], J. Czarnocki [10, 16, 17] i W. Pożaryski [60, 62]. Poza wymienionymi pracami istnieje na ten temat szereg innych publikacji [8, 10, 15, 18, 80, 83, 84, 85]. Pewne dane wnoszą materiały rękopiśmienne Samsonowicza, Czarnockiego i H. Tomczyka znajdujące się w Archiwum Instytutu Geologicznego w Warszawie [51].

Zasadnicze elementy tektoniczne, jak: siodła, niecki oraz przebieg linii dyslokacyjnych, zaznaczono na mapie geologicznej odkrytej (ryc. 1).

W obrębie wschodniej części masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich Samsonowicz wyróżnił cztery główne jednostki tektoniczne:

- 1) pas antyklinalny klimontowski,
- 2) synklina centralna,
- 3) antyklinorium opatowskie,
- 4) synklina północna.

Opracowany teren leży w obrębie antyklinorium opatowskiego, synkliny północnej i młodszych pokryw mezozoicznych.

Antyklinorium opatowskie jest częścią składową fałdu łysogórskiego, który stanowi główny element tektoniczny regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Utwory kambru, syluru i dewonu, z których składa się fałd łysogórski, mają układ monoklinalny z upadem ku N. W okolicy Nowej Słupi następuje gwałtowne obcięcie fałdu łysogórskiego przez wielką poprzeczną dyslokację łysogórską o kierunku N-S. Wzdłuż niej cała masa łysogórska obniżona jest i przesunięta na S. Wielkość tego przesunięcia wynosi 3 km.

Od Nowej Słupi fałd łysogórski nosi nazwę fałdu lub antykliny opatowskiej, która tworzy Pasma Jeleniowskie. Na całym odcinku opatowskim zaznacza się pocięcie jego przez dyslokacje poprzeczne mniejszego rzędu, wzdłuż których utwory paleozoiczne poprzysuwane są na południe. Należy tu przede wszystkim dyslokacja witosławska, przebiegająca między górami Szczytniak i Witosławką, a Wesołówką, i dyslokacja mnichowska odcinająca wzgórze Bukowiany od góry Truskolaski. Do mniejszych należą dyslokacja jeleniowska między górą Jeleniowską a górą Szczytniak oraz kraszkowska, która dzieli górę Wesołówkę od Truskolaski. Wzdłuż tych dyslokacji nie zanotowano przesunięcia paleozoiku na południe. Charakterystyczną jest rzeczą, że linie dyslokacyjne zostały wykorzystane przez źródłowe odcinki strug wpływających z północnych i południowych jego zboczy.

Na północ od antyklinorium łysogórskiego rozciąga się synklina północna wypełniona osadami pstrego piaskowca. Budowa jej jest płytowa, lekko zundulowana, poprzecinana licznymi uskokami. W stosunku do

mas paleozoicznych pokrywa pstrego piaskowca ma budowę spokojniejszą i według Samsonowicza odtwarza ona zasadnicze rysy rozciągającego się pod nim podłoża paleozoicznego.

W środkowej części występowania pstrego piaskowca można wyróżnić nieckę waśniowską, która jest wschodnim przedłużeniem niecki majkowskiej, oraz nieckę opatowską. Upady skrzydeł niecki waśniowskiej są łagodne, rzadko dochodzą do 10° . Rozległą nieckę waśniowską i opatowską wykorzystują doliny Waśniówki i pra-Opatówki, lewo- i prawobrzeżne dopływy Kamionki.

Północna granica zwartego zasięgu pstrego piaskowca ma charakter wybitnie tektoniczny. Stanowi ją strefa dyslokacyjna godowsko-mnichowska oraz dyslokacja Kossowic.

Dyslokacja godowsko-mnichowska i lubieńsko-mnichowska tworzą jedną z największych dyslokacji świętokrzyskich, zwaną dyslokacją brzeżną, rozciągającą się na znacznej przestrzeni na zachód od omawianego terenu. Stanowi ona północne obrzeżenie paleozoicznego masywu świętokrzyskiego, oddzielając go od młodszych mas mezozoicznych począwszy od liasu.

W odróżnieniu od budowy terenów triasowych, ujętych w wyraźne fałdy, budowa liasu ma zupełnie inny charakter. Przedstawia on strefę o budowie monoklinalnej zanurzającej się dość równomiernie ku NE (przekrój A—B, ryc. 3). Upady warstw liasu są niewielkie, np. upad najniższej serii zagajskiej nie przekracza 3° , podczas gdy wapień muszlowy i ret mają upady 20 i 25° . Masy liasowe słabo podlegały ruchom plikatywnym, natomiast potrzaskane są dyslokacjami uskokowymi poprzecznymi i podłużnymi. Gruba pokrywa czwartorzędowa utrudnia odczytanie szczegółów budowy pokrywy liasowej.

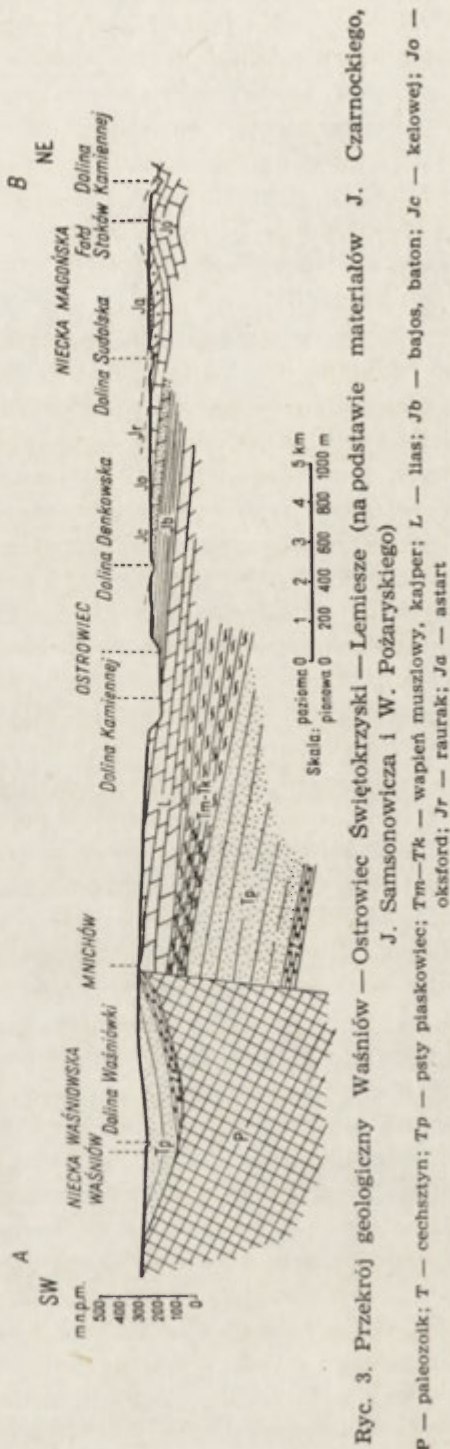
Na północ od występowania liasu w utworach górnajurajskich zaznacza się wyraźnie w budowie geologicznej niecka magońska wypełniona utworami astartu i kimerydu. Skrzydła tej niecki wychodzą na powierzchnię na zachód od wsi Magoń, a od wschodu obcięte są, według J. Samsonowicza, dyslokacją. Równoległe do nich rozciąga się siodło Stoków zbudowane ze skał oksfordu (przekrój A—B, ryc. 3). Oś tego siodła ma kierunek NW-SE, przebiega na linii kolonia Stoki — Maksymilianów. Na północo-wschód od antykliny Stoków rozciąga się synklina (niecka) Lemieszów, ograniczona antykliną bałtowską równoległą do antykliny Stoków. Według W. Pożaryskiego [60] antykliny te są formami bardzo płaskimi, nachylenie ich zboczy nie przekracza kilku stopni.

Podsumowując ten rozdział można stwierdzić, że północno-wschodnie zbocze Gór Świętokrzyskich ma zasadniczo strukturę monoklinalną porośniętą licznymi dyslokacjami uskokowymi, między którymi znajdują się sfałdowania o charakterze niewielkich brachyantyklin i synklin.

W układzie głównych kierunków tektonicznych, jak i w rozciągłości poszczególnych warstw, uderza pewna regularność. Wszystkie warstwy biegną generalnie z NW na SE. Taki też jest przeważający kierunek ewolucji i depresji z lekkim odchyleniem w części południowej, paleozoicznej na zachód. W przebiegu głównych linii dyslokacyjnych można wyróżnić dwa kierunki. Jeden — podłużny o kierunku NW-SE w części bliższej jądra paleozoicznego i NNW-SSE w strefie pokrywy mezozoicznej oraz drugi — poprzeczny o kierunku zbliżonym do południkowego. Taki układ głównych linii dyslokacyjnych świadczy o kilku różnowiekowych ruchach tektonicznych i odmiennym zachowaniu się mas paleozoicznych i mezozoicznych podczas ruchów górotwórczych.

Zagadnieniem wieku poszczególnych dyslokacji zajmował się głównie J. Samsonowicz [83, 86, 89] i W. Pożaryski [60, 62, 64, 65, 67], który podał nową koncepcję tektoniki dorzecza Kamiennej.

Obaj autorzy przypisują główną rolę fałdowaniom herceyńskim, dzięki którym na miejscu obecnych Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Sandomierskiej zaznaczało się wyraźnie istnienie gór fałdowych. Powstały wówczas główne elementy tektoniczne, m. in. antyklinorium opatowskie i synklina północna. Według Samsonowicza [87, 89] i Czarnockiego [10, 16, 17] na obszarze synklinorium północnego ruchu waryscyjskie ujęły masy paleozoiczne w strome, symetryczne fałdy o kierunku osi



Ryc. 3. Przekrój geologiczny Waśniów — Ostrowiec Świętokrzyski — Lemieże (na podstawie materiałów J. Czarnockiego, J. Samsonowicza i W. Pożaryskiego)

P — paleozoik; T — cecharzyn; Tp — psty płaskowiec; Tm-Tk — wapien muszlowy, kajper; L — ilaz; Jb — bajos, baton; Jc — oksford; Jd — raurak; Jo — astart

WNW-ESE. Na omawianym terenie byłby to fałd ptkanowski i godowski, który później przez powtórne sfałdowanie go w mezozoiku wraz z triasem zatracił kierunek paleozoiczny i przyjął młodszy z NW na SE.

Podczas orogenezy starokimeryjskiej w górnym kajprze miały powstać, według Samsonowicza, rozległe niecki i siodła w obrębie synklinorium północnego. Wiek ten przypisuje on m. in. rozległej niecce waśniowskiej. Ruchy te były według J. Samsonowicza intensywne i sięgały do leżących pod triasem utworów paleozoicznych, tworząc w nich jądra sioseł.

Bardzo duże znaczenie przypisuje Samsonowicz ruchom młodokimeryjskim na przełomie jury i kredy. Według niego [89, str. 94] ruchy te „ujęły jurę górną na przedpolu północnym Łysogór w wiązkę sioseł i łęków, a w utworach liasowych i triasowych wywołały powstanie licznych i potężnych dyslokacji uskokowych”. Ruchom młodokimeryjskim zawdzięcza swoje powstanie, według niego, m. in. brachysynklina Magoń — Folwarczysko, do której należy opisana niecka magońska oraz siodło stoków. W obrębie liasu nastąpiło silne jego pocięcie przez liczne dyslokacje. Samsonowicz zalicza tu wielką dyslokację brzezną godowską i lubieńsko-mnichowską (w północno-wschodniej części omawianego terenu), która spowodowała obcięcie utworów triasowych i starszych oraz obniżenie ich o około 200 m. Miały wówczas powstać dyslokacje: ptkanowska i Obręczny — Okrąglicy, na której urywa się ku wschodowi zasięg kajpru, dobrze rozwiniętego nad rzeką Kamionką (ryc. 1).

Inny, bardzo interesujący pogląd na rolę poszczególnych orogenezy w kształtowaniu tego terenu wypowiada W. Pożaryski [60]. Odmienność poglądów Pożaryskiego dotyczy głównie młodszych pokredowych ruchów.

Pożaryski [60] uważa, że ruchy młodokimeryjskie ograniczyły się jedynie do wyniesienia Gór Świętokrzyskich *en bloc*. Wielką rolę przypisuje natomiast ruchom laramijskim na pograniczu kredy i trzeciorzędu, związanym z powstawaniem górotworu alpejskiego. Wówczas dopiero „nastąpiło główne fałdowanie i powstanie nasunięć oraz uskoków zgodnych z kierunkami paleozoicznymi”. Pożaryski osobno rozpatruje zachowanie się mas paleozoicznych i mezozoicznych wobec nacisków górotwórczych. Według niego sztywny już masyw paleozoiczny podczas ruchów laramijskich popękał prostopadle do osi starych fałdów na poszczególne bloki, które zostały przesunięte ku północo-wschodowi. Pokrywa mezozoiczna w dorzeczu Kamiennej uległa silnemu złuskowaniu, w wyniku czego powstały dwa pasy łusek. Jeden występuje na zewnątrz tkwiącego w podłożu górotworu, drugi — wewnętrzny daje się wyraźnie prześledzić na linii Skarżysko-Kamienna, Wierzbnik, Godów, Mnichów. Wiąże się on z wchodzeniem antyklinorium pomorsko-kujawskiego w obręb masywu świętokrzyskiego. Zdaniem Pożaryskiego powstała wówczas dyslo-

kacja godowska i lubieńsko-mnichowska, którą Samsonowicz wiązał z ruchami młodokimeryjskimi. Orogenezie laramijskiej zawdzięcza również ostateczne powstanie niecka magońska i siodło Stoków, uważane przez Samsonowicza za starsze.

Następny akt działalności tektonicznej miał miejsce, według Pożaryskiego, pod koniec miocenu, w tortonie i sarmacie. Stwierdza on istnienie form tektonicznych dolnotortonskich w okolicy Piotrowic. O podniesieniu Gór Świętokrzyskich w miocenie pisał M. Klimaszewski [34] i S. Lenciewicz [47]. O ruchach tektonicznych podolnopliocenijskich pisze C. Radłowska [69]. Według niej spowodowały one zmianę położenia Wyżyny Lubelskiej w stosunku do Wyżyny Sandomierskiej. Wniosek ten opiera autorka na braku korelacji między powierzchniami zrównania obu tych terenów.

Ciekawe uwagi o tektonice Wyżyny Małopolskiej i Gór Świętokrzyskich w końcu kredy i podczas trzeciorzędu wypowiada S. Z. Różycki [77]. Między innymi dużą rangę przypisuje autor ruchom orogenicznym podczas dolnego miocenu, w którym nastąpiło znaczne podniesienie masywu świętokrzyskiego i antyklinorium kujawsko-pomorskiego, a nawet powstanie kilku nowych fałdów w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich.

Mimo wielu ciekawych koncepcji mówiących o udziale trzeciorzędowych ruchów tektonicznych w kształtowaniu rzeźby wyżyn Polski środkowej i południowej stosunkowo mało jeszcze wiemy o charakterze i rozmiarach tych zjawisk oraz ich stosunku do działania czynników egzogenicznych. Wydaje się jednak, że na podstawie położenia na różnych wysokościach jednowiekowych powierzchni zrównań i porównania z nimi zasięgów mórz trzeciorzędowych można sądzić, że ruchy podnoszące i obniżające różne partie Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie, a szczególnie w neogenie, odegrały większą rolę w kształtowaniu dzisiejszej rzeźby, niż dotychczas sądzono.

PIERWOTNE ZASIĘGI UTWORÓW PALEOZOICZNYCH I MEZOZOICZNYCH W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

Powierzchnia podczwartorzędowa ścina różnego wieku ogniwa stratygraficzne od kambru aż do górnej jury, na opracowanym terenie, i do utworów kredowych na jego północnym przedpolu. Powierzchnia ta niszczy stare struktury geologiczne, jak siodła i niecki, których skrzydła wychodzą na powierzchnię. O ogromnych rozmiarach tego procesu, który doprowadził do odsłonięcia najstarszych skał spod młodszych osadów, mówi znajomość pierwotnych zasięgów poszczególnych skał różnego wieku. Ciekawym problemem jest, w jakich okresach geologicznych utwo-ry te były niszczone i wiążące się z nim zagadnienie stosunku powierzch-

ni gradacyjnej trzeciorzędowej do ewentualnie istniejących powierzchni starszych.

Pewne wzmianki o zasięgach dawnych mórz oraz okresach gradacyjnych spotkać można w pracach J. Samsonowicza [81, 87, 89], J. Czarnockiego [7, 9, 16], W. Pożaryskiego [60, 61, 66] i K. Pożaryskiej [58], M. Klimaszewskiego [34], C. Radłowskiej [69] i Z. Kotańskiego [44]. Wiele cennych danych stratygraficzno-facjalnych zawiera Atlas geologiczny Polski [1, 66, 93].

Pierwsze wielkie wynurzenie obszaru Gór Świętokrzyskich nastąpiło podczas ruchów górotwórczych hercyńskich. Na nowo powstałym lądzie zaczęły energicznie działać czynniki denudacyjne, rozwijał się kras [44]. Denudacja permska doprowadziła do odsłonięcia kambryjskiego jądra dzisiejszych Gór Świętokrzyskich. Świadczą o tym potężnej miąższości zlepieńce cechsztyńskie, które zawierają otoczaki kwarcytu kambryjskiego i leżą niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych [16, 87].

Zalew cechsztyński nie objął całych Gór Świętokrzyskich, które stanowiły wyspę o silnie postrzępionych brzegach [44].

O silnej denudacji przedmezozoicznej sądzi się na podstawie niezgodnego ułożenia osadów pstrego piaskowca na podłożu paleozoicznej. Znane są również w Górach Świętokrzyskich kopalne przedtriasowe formy krasowe opisane z Kadzielni koło Kielc [15, 44], które świadczą o intensywnych procesach niszczących starą powierzchnię w tym okresie.

Pierwotnym zasięgiem utworów pstrego piaskowca zajmował się Samsonowicz. Według niego „utwory pstrego piaskowca pokrywały niegdyś cały masyw Łysogór” [87, str. 42]. Autor wnioskuje ten wysuwa na podstawie jednolitego wykształcenia facjalnego osadów tego piętra oraz jego składu.

Całkowite pokrycie Gór Świętokrzyskich osadami pstrego piaskowca przyjmuje również Kotański [44].

Wielu autorów wypowiada się również za znacznie większym niż obecnie zasięgiem wapienia muszlowego. J. Samsonowicz [37, str. 57] wyraża opinię: „zdaje się nie ulegać wątpliwości, że znaczna część Gór Świętokrzyskich albo może nawet cały ich obszar znajdował się podczas wapienia muszlowego pod wodą”. Takiego zdania jest również Pożaryski [62]. Całkowite przykrycie Gór Świętokrzyskich przez później zniszczone osady pstrego piaskowca i wapienia muszlowego pokazuje na mapie zasięgów utworów triasowych H. Senkowicz i A. Szyperko-Śliwczyńska [93]. Natomiast Z. Kotański [44, str. 54] twierdzi, że „morze wapienia muszlowego nie zalewa całego masywu hercyńskiego Gór Świętokrzyskich, który tworzy wyspę lub może półwysp”. Kotański reprezentuje jednak stanowisko raczej odosobnione.

Lias spoczywa na sfałdowanych podczas orogenezy starokimeryjskiej i następnie ściętych utworach triasu.

O zasięgu utworów retyko-liasu pisał Samsonowicz — „Dzisiejszy ich zasięg niezupełnie odpowiada ich rozmieszczeniu pierwotnemu. Niewątpliwie sięgały one dalej na południe w obręb masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, gdzie jednak obecnie nie znajdujemy po nich żadnych śladów” [87, str. 123].

Požaryski [60, s. 103] daje ogólną uwagę — „Transgresja środkowojurajska zalewa całe to zbocze górotworu świętokrzyskiego, pozostawiając z początku osady klastyczne, a następnie zoogeniczne, wapienno-krzemionkowe. W maksymalnej fazie zalewu masyw świętokrzyski jest całkowicie zanurzony”.

Po fazie ruchów młodokimeryjskich ma miejsce niszczenie osadów jurajskich. Kotański [44] sądzi, że zostały one wówczas poddane silnej denudacji i uległy całkowitemu zniszczeniu na terenie paleozoicznym. O dużym zdarciu erozyjnym dolnokredowym pisze Pożaryski [60]. Ślady kopalnego krasu dolnokredowego w utworach malmu opisuje z miejscowości Bleszno, w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, S. Z. Różycki [76].

Co do transgresji górnokredowej istnieją w literaturze dotyczącej tego terenu różne poglądy. Samsonowicz [89] twierdzi, że obszar Gór Świętokrzyskich wznosił się ponad morze górnokredowe. Za poglądem tym przemawiałoby, według niego, występowanie w osadach górnokredowych, w Niecce Nidziańskiej i Lubelsko-Mazowieckiej, materiału pochodzącego z Gór Świętokrzyskich [58]. Pożaryski [60] natomiast uważa, że transgresja ta „przykryła cały teren potężną przeszło półkilometrowej grubości warstwą osadów” (str. 103). Podobnego zdania jest Klimaszewski [34] i Kotański [44], który pisze, że Góry Świętokrzyskie stanowiły jeszcze w albie niewielką wyspę, zalaną jednak całkowicie w turonie. W pewnym sensie kres dyskusjom położyło wydanie w 1962 r. 10 zeszytu Kreda w Atlasie geologicznym Polski (zagadnienia stratygraficzno-facjalne [66]), w którym Pożaryski przedstawia Góry Świętokrzyskie w kredzie dolnej i środkowej jako ład. Transgresja górnokredowa zaczęła się w albie środkowym i w turonie pokryła całkowicie Góry Świętokrzyskie, które już w koniak, santonie i kampanie były obszarem denudowanym. Granicą zalewów górnokredowych (poza turonem), jak: środkowego i górnego albu, cenomanu, koniak, santonu i kampanu, była ogólnie biorąc linia Starachowice — Ćmielów — Sandomierz (ryc. 2). Nie doszła już tu transgresja mastrychtu i danu, której granicę prowadzi Pożaryski wzdłuż linii Skierniewice — Radom — Kraśnik.

Transgresja górnokredowa przerwała na omawianym terenie denu-

dacyjny cykl dolno- i środkowokredowy. Tłumaczy ona brak starszych wietrzeli, które musiały zostać zmyte przez morze górnokredowe [58].

Na przełomie kredy i trzeciorzędu zaznaczyły się na omawianym terenie silne ruchy laramijskie. Od tego czasu aż do przykrycia przez lądolody czwartorzędowe badany obszar prawdopodobnie przedstawiał ląd wystawiony na procesy denudacyjne.

Przyjęty jest pogląd, że trzeciorzędowa transgresja oligoceńska nie doszła do omawianego terenu. Jej granica przebiegała, według B. Arenia [1] na linii Sandomierz — Bałtów — Starachowice (ryc. 2).

Na podstawie przedstawionych w tym rozdziale poglądów o zasięgach mórz i pierwotnym występowaniu osadów paleozoicznych, mezozoicznych i trzeciorzędowych można stwierdzić, że głównym okresem lądowym, w którym zachodziło niszczenie złożonych tu utworów, był okres trzeciorzędowy.

Zachodzi pytanie, jaki jest stosunek procesów gradacyjnych trzeciorzędowych do starszych ścięć?

Procesy denudacyjne permskie zdarły utwory młodszego paleozoiku i sięgnęły do kambru. Gradacja na pograniczu triasu i jury ograniczyła się tylko do częściowego ścięcia utworów kajpru i wapienia muszlowego, ale prawdopodobnie nie doszła do pstrego piaskowca, nie mówiąc o paleozoiku. Utwory dolno-, środkowo- i górnójurajskie były niszczone podczas lądowego okresu dolnej i środkowej kredy; wówczas doszło do odsłonięcia osadów triasowych. Z przedstawionego tu obrazu wynika, że masyw kambryjski Gór Świętokrzyskich zasłonięty był aż do schyłku jury i początku trzeciorzędu przez miększe serie pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i turonu. Mógł być on pokryty również częściowo i innymi utworami, stwierdzone bowiem przez geologów niszczenie np. osadów jurajskich i dotarcie do triasu podczas dolnej i środkowej kredy nie świadczy, że utwory triasowe zostały zdjęte całkowicie, jak to ma miejsce dzisiaj w obrębie paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich.

Należy podkreślić ogromną rolę gradacji trzeciorzędowej, która sięgnęła głębiej niż poprzednie ścięcia pohercyńskie i pomłodokimeryjskie.

Wyciągając wnioski z przedstawionego materiału można stwierdzić, że rola starszych okresów ścięć wyraża się w przygotowaniu gruntu pod wielki, ostatni trzeciorzędowy etap w rozwoju rzeźby przemodelowanej następnie w szczegółach przez sedymentacje i procesy rzeźbotwórcze czwartorzędowe.

ANALIZA OSADÓW I CHRONOLOGIA ZDARZEŃ W TRZECIORZĘDZIE NA PODSTAWIE WYBRANYCH ODSŁONIEŃ

Wybranymi terenami, które dostarczyły szczególnie dużo danych o procesach trzeciorzędowych, są:

- 1) sucha dolina sudolska z nacinającymi jej zbocza kamieniołomem bodzechowskim i kamieniołomem w Lipniku,
- 2) obszar Koszary — Kąty Denkowskie,
- 3) kamieniołomy założone na północnym zboczu doliny Kamiennej (Wioski Bodzechowskie, Wólka Bodzechowska),
- 4) kamieniołomy na południe od doliny Kamiennej w dorzeczu Kamionki (Jarugi).

Poza wyżej wymienionymi obszarami podaję szereg pomocniczych spostrzeżeń z innych punktów terenu (osady pokrywające powierzchnię gradacyjną, wywiady studzienne i in.), uzupełniających tematycznie i przestrzennie uzyskane dane.

ZJAWISKA GRADACYJNE, EROZYJNE, AKUMULACYJNE

Dolina sudolska

Jest największą formą dolinną, rozcinającą równinę denudacyjną na północ od Ostrowca Świętokrzyskiego. Jest ona całkowicie bezwodna. Zaczyna się niewyraźnymi, rozległymi obniżeniami w okolicy gajówki Sadłowizna i Karczma Kunowska, na wysokości 213 m n.p.m. Charakteru doliny nabiera nieco na zachód od miejscowości Góry, skąd ciągnie się ku południo-wschodowi i koło Rudy Kościelnej schodzi do poziomu łąkowego doliny Kamiennej na wysokości 154 m n.p.m.

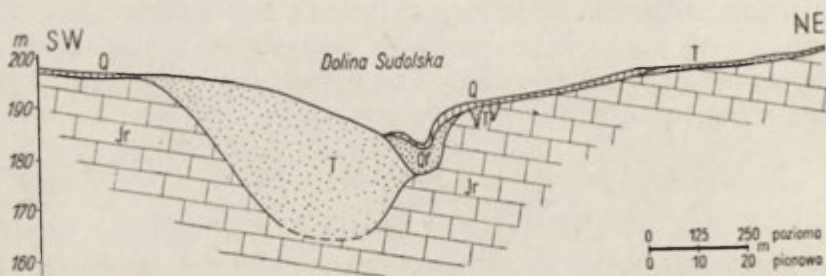
Dolina sudolska założona jest w górnym odcinku w wapieniu płytowym oksfordu, który nie odsłania się nigdzie na powierzchni, w środkowym odcinku w zboczach jej widoczne są wapienie skaliste rauraku, a w dolnym — wapienie oolitowe i koralowe astartu. W okolicy wsi Sudół i Krzemionki, w górnej części zboczy występują piaski trzeciorzędowe (miocen według Samsonowicza [88]), widoczne m. in. dobrze po wschodniej stronie drogi Ostrowiec — Magoń. Powierzchnia wyżyny pokryta jest przeważnie piaskami różnoziarnistymi, wśród których znajdują się fragmenty skał lokalnych i północnych.

Charakter doliny, jej całkowita bezwodność, znaczna głębokość i długość oraz budowa geologiczna (występuje na obszarze prawie pozbawionym czwartorzędu, a zbudowanym z wapieni jurajskich) wskazuje, że funkcjonowała ona w okresie przedczwartorzędom w odmiennych od dzisiejszych warunkach klimatycznych.

Dwa przekroje geologiczne poprowadzone przez dolinę sudolską pozwalają wnikać w jej budowę. Jeden zlokalizowany jest między wsią Sudół (poniżej ostatniego zabudowania) i Góry (wykonał go R. Czarnecki, ryc. 4), drugi poniżej kamieniołomu bodzechowskiego, między wsią Krzemionki a leśniczówką w miejscowości Jezioro, równolegle do drogi łączącej te wsie.

Na podstawie szczegółowych badań terenowych, jak: wkopy, wiercenia i powierzchniowe obserwacje geologiczne, budowa geologiczna doliny sudolskiej w przekroju Sudół — Góry przedstawia się następująco.

W podłożu doliny występują wapień rauraku przykryte rumoszem wietrzeniowym. Wapień ten są rozcięte do znacznej głębokości. Najgłębsze wiercenie 19-metrowe, założone na poziomie 185 m n.p.m., nie dociera do podłoża. Wynika z tego, że dno obniżenia sudolskiego leży



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez dolinę sudolską w okolicy wsi Sudół (na podstawie materiałów R. Czarneckiego i własnych)

Jr — wapień rauraku; T — piaski i ropy trzeciorzędu; Qf — piaski fluwioglacjalne; Q — gliny i piaski lodowcowe

poniżej 166 m n.p.m., wysokość wierzchołiny wynosi około 200 m n.p.m., tak więc głębokość rozcięcia była co najmniej 35-metrowa. Głębokie obniżenie w rauraku wypełnione zostało serią ilasto-piaszczystą. Wśród piasków zaznacza się przewaga piasków drobno- i różnoziarnistych o barwie białej, szarej, szarofioletowej, ciemnożółtej i jasnobrązowej. Iły są na ogół tłuste o różnej barwie z przewagą odcieni ciemnych: ciemnozielonej, ciemnobrązowej, czarnej, fioletowej, szarej, niekiedy białej i żółtej. Całą tę serię R. Czarnecki [5] uważa za miocенską. Występowanie przeważnie materiału drobnoziarnistego i ilastego świadczy o spokojnych warunkach sedymentacji, można się nawet domyślać istnienia zarastających bagnisk w końcowej fazie akumulacji piaszczystej. Świadczy o tym stwierdzona w wierceniach masa torfowa (na głęb. 8 m) oraz ciemne ropy z częściami organicznymi.

Stwierdzone maksymalne wypełnienie doliny serią miocенską sięgnęło do około 200 m n.p.m. Na podstawie profilów topograficznych wykonanych dla doliny sudolskiej można się dopatrywać założenia tej głębokiej formy dolinnej w jeszcze starszym, bardziej rozległym obniżeniu.

Po okresie akumulacji osadów miocенskich miało miejsce ponowne ich rozcięcie (być może w pliocenie) do poziomu prawdopodobnie około 185 m n.p.m. Wtedy zapewne została przerwana ciągłość między dzisiaj występującymi płatami miocenu na zboczach i w dnie doliny (ryc. 4). Nie jest wykluczone, że przed rozcięciem osady miocенskie zostały zni-

szczone na terenach wznoszących się ponad 200 m n.p.m. Dalsza, słabo zresztą czytelna, historia doliny należy do czwartorzędu. Mamy z tego okresu ślady rozcięcia starej formy do poziomu 177 m n.p.m. i zapełnienia jej piaskami fluwioglacjalnymi oraz ponownego rozcięcia młodszego.

Już tu nasuwa się uwaga o wielkiej roli okresu miocénskiego w kształtowaniu obecnie istniejącej rzeźby.

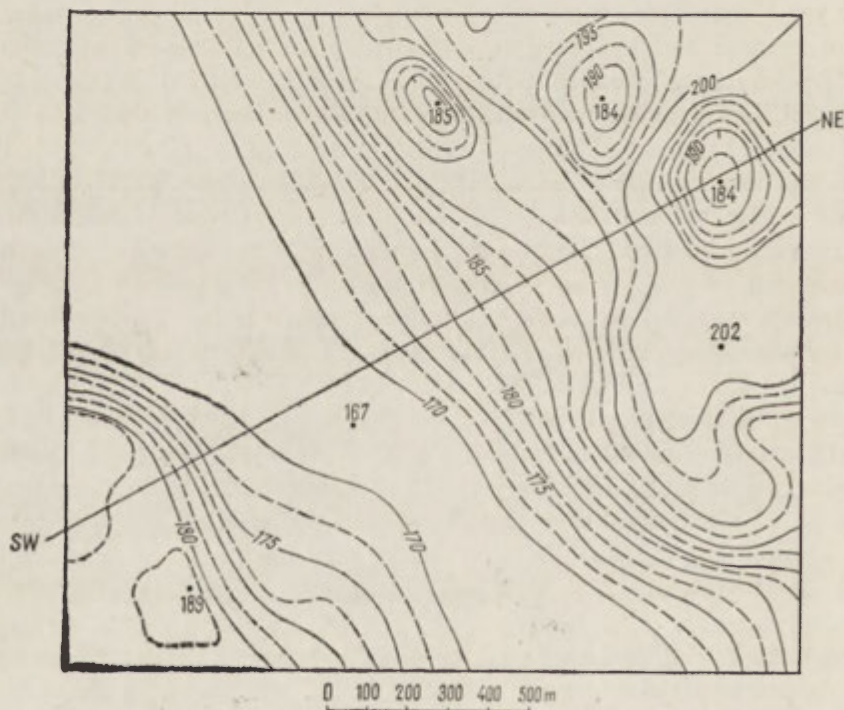
Przekrój drugi, wykonany przez dolinę sudolską w odległości 2 km na południo-wschód od poprzedniego, dostarcza następujących danych o budowie geologicznej doliny. Stwierdzono rozcięcie osadów rauraku i powstanie obniżenia o głębokości co najmniej 16 m (dzisiejsza deniwelacja + znana miąższość zasypania). Najgłębsze wkopy, które sięgnęły do tej głębokości, nie dotarły do skały litej, ale zatrzymały się w rumoszu skalnym. Charakter rumoszu wskazuje, że prawdopodobnie nie leży on *in situ*. Można tak sądzić na podstawie kilku jego cech. Pierwszą jest występowanie tego rumoszu łącznie z piaskiem kwarcowym, który przylega do powierzchni brył wapiennych. Drugą znaczne zaokrąglenie odłamków skalnych mających przeważnie charakter płytek o długości 15—25 cm i szerokości 3—5 cm. Trzecią cechą, która mogłaby wskazywać, że rumosz ten był kiedyś wystawiony na działalność czynników atmosferycznych, a dopiero potem został przeniesiony i przemieszany z piaskami, jest wygląd jego powierzchni, widać bowiem wyraźnie wypreparowanie bardziej odpornych części masy wapiennej. Poza tym odznacza się on ciemnoszarym odcieniem, a na świeżym przełamie jest jasnożółty. Nie stwierdzono, jaką miąższość osiąga wyżej wspomniany utwór, kopanie bowiem jest w nim utrudnione, a niemożliwe wiercenie. W stropie rumoszu wapiennego zaznacza się wyraźnie poziom zglinienia, który interpretuję jako ilasto-gliniastą jego zwietrzelinę. Poziom ten towarzyszy wszędzie rumoszowi i zazębia się z wyżej leżącymi piaskami miocénскими, które z kolei w stropie przemieszane są z piaskami czwartorzędowymi i nimi przykryte.

Historia doliny przedstawiałaby się tu następująco. Po rozcięciu wapieni rauraku do głębokości poniżej 173 m, obniżenie to zostało zasypane rumoszem wapiennym, który został ponownie rozcięty i pokryty piaszczystą akumulacją miocénską. Stwierdzony zasięg piasków miocénских sięgnął do wysokości 200 m n.p.m. Zasypanie piaskami miocénскими osiągnęło miąższość co najmniej 25 m. Potem nastąpiło ponowne rozcięcie serii miocénskiej, być może pliocénskie, które doprowadziło do odsłonięcia na powierzchni terenu wapieni rauraku, rumoszu i piasków miocénских. Prawdopodobnie przed rozcięciem serii miocénskiej miało miejsce jej niszczenie, które doprowadziło do tego, że obecny ich zasięg ogranicza się do 200 m n.p.m.

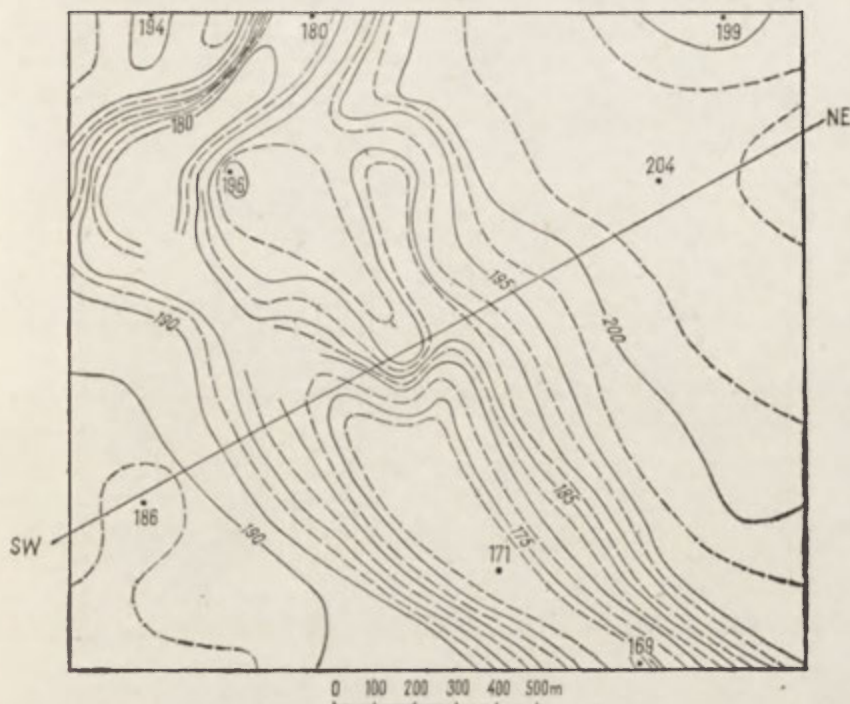
Obszar Koszary — Kąty Denkowskie

Teren zawarty między wsiami Koszary, Pod Koszarami, Nad Koszarami i Kąty Denkowskie dostarcza wiele interesujących danych co do procesów trzeciorzędowych, a szczególnie charakteru i wieku rozcięć dolinnych. Na obszarze tym, o powierzchni około 3 km², szczegółowe badania geologiczne przeprowadził Instytut Geologiczny [20].

Opierając się na materiałach udostępnionych mi w Archiwach Instytutu Geologicznego wykonałam trzy mapki paleomorfologiczne, pokazujące kopalne różnowiekowe fragmenty rzeźby. Pierwsza mapka pokazuje izohipsy stropu jury po zdjęciu utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych — daje nam ona rzeźbę przedtrzeciorzędową (ryc. 5). Na drugiej narysowane zostały izohipsy stropu rumoszu po zdjęciu piasków mioceńskich i czwartorzędowych (ryc. 6). Otrzymana rzeźba przedstawia ciekawe fragmenty przedmioceńskiej rzeźby erozyjnej. Trzecia mapka wykonana została po zdjęciu czwartorzędu. Zawiera ona izohipsy stropu jury, rumoszków i piasków mioceńskich, dające rzeźbę pomioceń-



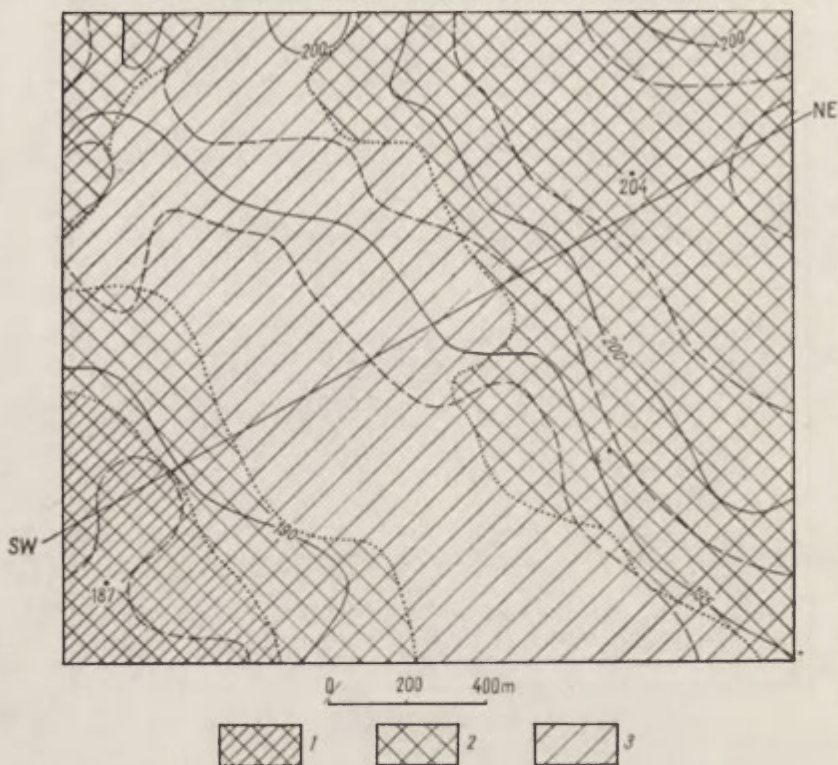
Ryc. 5. Mapka paleomorfologiczna z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie. Rzeźba stropu utworów jurajskich (na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego)



Ryc. 6. Mapka paleomorfologiczna z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie. Rzeźba stropu rumoszy przedmioceńskich (na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego)

ską, a przedczwartorzędową (ryc. 7). Czwarta mapka pokazuje rzeźbę współczesną (ryc. 8). Na omawianym obszarze znajduje się kopalnia odkrywkowa piasków mioceńskich. Dostarczyła ona wiele danych, które opracowano łącznie z materiałami Instytutu Geologicznego.

Zbadany teren położony jest na równinie o nieznacznych deniwelacjach, rozciągającej się na północ od doliny Kamiennej. Leży on między dolinką denkowską i bodzechowską na południo-zachodzie a doliną sudolską na północo-wschodzie i wchodzi na ich grzbiet wododzielny. Grzbiet ten ma charakter łagodnego garbu, rozciągniętego z NW na SE, o maksymalnej wysokości 206 m. Opada łagodnie ku SW do wysokości 192 m. Na powierzchni terenu występują: piasek różnoziarnisty ze żwirem i glina silnie spiaszczona z obfitym rumoszem wapienno-krzemienym. Niekiedy spotyka się piaski przewiane. Miąższość czwartorzędu jest niewielka, na ogół waha się od 2 do 4 m, maksymalna wynosi 7 m. Pod osadami czwartorzędowymi leżą utwory różnowiekowe, ścięte powierzchnią gradacyjną. Są to iły i iłolupki batonu, piaskowce keloweju, wapienie oksfordu oraz rumosze, gliny i piaski trzeciorzędowe.

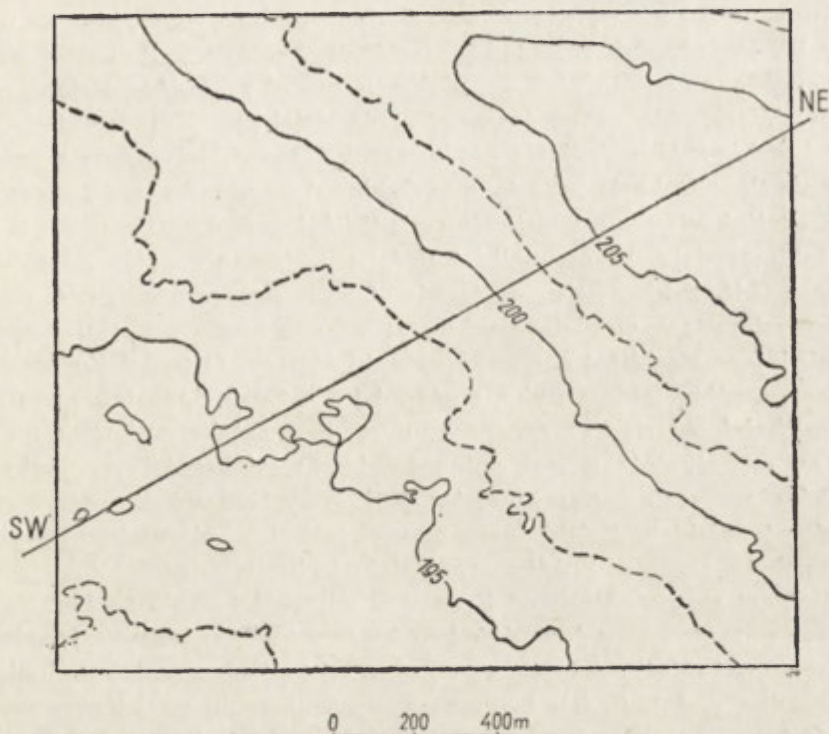


Ryc. 7. Mapa paleomorfologiczna z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie. Rzeźba stropu utworów przedczwartorzędowych (na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego)

1 — jura; 2 — trzeciorzęd starszy; 3 — trzeciorzęd młodszy

Odsłonięcie — kopalnia Koszary. Miąższość czwartorzędu jest tu nieznaczna. Maksymalna jego grubość nie przekracza 2,0 m. Składa się on z piasków różnoziarnistych, zglinionych, gliny zwałowej ciemnordzawo-brązowej, podesłanej niekiedy serią piaszczystą. Granica utworów czwartorzędowych i starszych jest wyraźna, czasem w spągu gliny można spotkać głazy północne o średnicy dochodzącej do 1,0 m, wtopione nieco w osady mioceneskie. Pod utworami czwartorzędownymi w północno-wschodniej ścianie wyrobiska odsłaniają się piaski kwarcowe przeważnie drobnoziarniste i pylaste, niekiedy widoczne jest ich krzyżowe warstwowanie o ławicach do 1,2 m. Barwa ich jest biała lub białoszara. Można spotkać wśród nich wkładki żwirków kwarcowych dobrze obtoczonych, białych lub różowych oraz soczewkowate wkładki ilów białych, szarych i zielonawych. Seria piaszczysta widoczna jest do głębokości 13 m, niestety nie znany jest jej spąg.

W północno-zachodniej ścianie odsłonięcia, pod osadami czwartorzędu



Ryc. 8. Współczesna rzeźba obszaru Koszary — Kąty Denkowskie

leży aż do dna nieczynnego dziś wyrobiska rumowisko zsylikowanych wapieni z obfitą, dobrze wypreparowaną fauną. W większości okruchy skalne przypominają swym charakterem krzemienie, mają strukturę zlewną (przy pocieraniu dają iskry), barwę ziemistoszarą lub mleczno-białą, nie reagują z HCl. Są matowe, nieprzezroczyste, twarde o przełamie muszlowym. Rumosz ten jest przemieszany z białym utworem mułkowo-pylastym. W odsłonięciu Koszary niewidoczny jest kontakt serii rumoszowej z piaszczystą, nie znany jest również jego spąg. W podłożu tych utworów leżą piaskowce keloweju i wapień oksfordu.

Powstaje interesujący problem — co było źródłem materiału rumoszowego i serii piaszczystej, jaki był kierunek i długość ich transportu.

Według M. Franczyk [20] „rumosz krzemienisty powstał wskutek intensywnego wietrzenia wapieni oksfordu zawierających buły i przerosty krzemieni”. Opierając się na tym stwierdzeniu należałoby uznać rumosz ten za występujący *in situ*. Charakter rumoszu, o ściankach niekiedy znacznie obtoczonych i z dobrze wypreparowaną fauną, nasunął przypuszczenie, że jest to utwór przyniesiony z innych terenów. Przypuszczenie to okazało się słuszne dzięki zanalizowaniu gatunków bardzo licz-

nej fauny występującej w rumoszu skalnym. Okazy uprzejmie oznaczył mi dr W. Bednarczyk z Katedry Geologii Historycznej Uniwersytetu Warszawskiego oraz dr W. Szymańska (jeżowce) z Zakładu Paleozoologii PAN w Warszawie za co im serdecznie dziękuję. Najliczniejsze były okazy brachiopodów *Zeilleria* cf. *humeralis* Rom. pochodzące z astartu, następnie *Septaliphoria astieriana* (d'Orbigny) — przewodnia dla rauraku oraz *Septaliphoria pinquis astieriformis* (Wiśniewska) występująca w rauraku i kimerydzie. W niewielkiej ilości znajdowano małże *Alectryonia pulligera* Gdf. z kimerydu, następnie *Lacunosella cracoviensis* (Quenstedt) występujące w piętrze sekwanu na przełomie rauraku i astartu oraz niedające się bliżej oznaczyć gatunki *Pecten*, *Ostrea* i *Zeilleria* pochodzące, według Bednarczyka, z górnej jury. Znalezione jeżowce (*Cidaritis* sp., *Rhabdocidaritis* sp.), oznaczone przez Szymańską, wskazują na górną jurę, ewentualnie nawet dolną kredę. O większości wyróżnionych gatunków wspomina Samsonowicz [89] przy omawianiu stratygrafii utworów jurajskich. Dzięki temu znane jest ich pierwotne położenie i kierunek transportu. Źródłem materiału były tylko piętra jury górnej odsłaniającej się na północ od Koszar w odległości około 20 km. Zachodzi teraz pytanie — co było źródłem kwarcowych piasków mioceńskich o tak znacznej miąższości. Nie są one produktem niszczenia wapieni, pochodzą więc, podobnie jak i rumosze, spoza terenu, na którym występują. Źródłem piasków kwarcowych mogły być piaskowce kelowejskie, liasowe i triasowe, a być może i starsze. Wszystkie te utwory występują na północo-zachodzie, zachodzie i południu od omawianego obszaru. Niekiedy zachowane krzyżowe warstwowanie piasków wskazuje na wodny charakter transportu. Nie stwierdzono wyraźnych śladów obróbki eolicznej ziarn kwarcu z głębiej pobranych próbek.

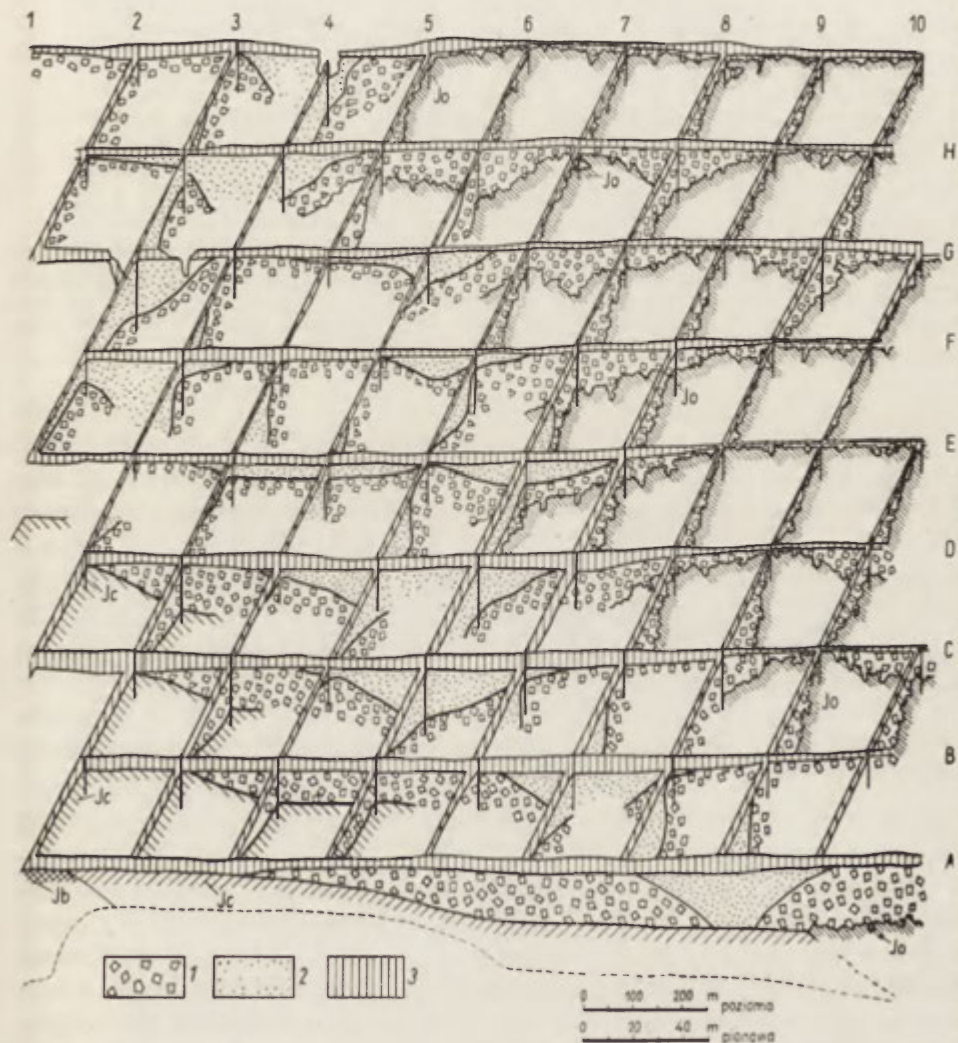
Stosunek rumoszu do warstwowanych piasków i innych utworów trzeciorzędowych oraz ich wiek wyjaśniają w pewnej mierze wiercenia i szybiki, na podstawie których sporządzono przekroje geologiczne i mapki paleomorfologiczne (ryc. 5—8).

Cała seria utworów lądowych spoczywająca na podłożu jurajskim, przewiercona licznymi wierceniami i uznana przez Franczyk za mioceńską, wykształcona jest bardzo różnorodnie. Są to: rumosz krzemienno-wapienny, opisany wyżej, oraz gliny piaszczyste, pylaste i ilaste z krzemieniami. Barwa tych glin jest różna: biała, żółta, brązowa i czarna.

W kompleksie gliniasto-rumoszowym występują w formie soczewek iły, pyły i piaski z krzemieniami. Utwory te mają miąższość około 30 m i wypełniają wyraźnie obniżenie w skale jurajskiej, szerokości do 1,5 km i głębokości co najmniej 30 m. Czytelny jest jej spadek ku SE. Wydaje się, że obniżenie to ma charakter doliny erozyjnej i jest śladem najstarszej rzeźby na omawianym terenie (formę tę nazwano d o l i n ą k o-

s z a r o w s k ą). Górne odcinki zboczy doliny są wyraźnie ścięte przez młodszą od niej powierzchnię gradacyjną. Dolina ta założona jest na kontakcie skrzemieniałych wapieni oksfordu oraz piaskowców i piaszczystych iłupków keloweju.

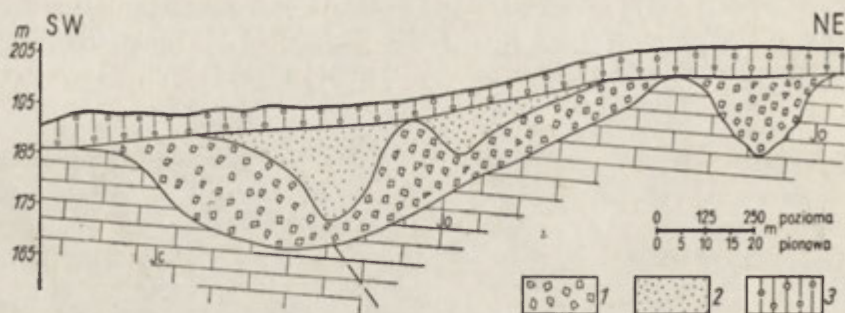
Opisana seria rumoszewo-gliniasta rozcięta jest przez mniejszą formę erozyjną o kierunku NW-SE (ryc. 9, 10). Zgodność kierunku nowej formy ze starą świadczyłaby o niecałkowitym jej zagrzebaniu. Nowa forma



Ryc. 9. Przekroje geologiczne Koszary — Kąty Denkowskie (według materiałów Instytutu Geologicznego)

Jb — baton; Jc — kelowej; Jo — oksford; 1 — rumosze starszego trzeciorzędu z domieszką mułków i glin; 2 — piaski młodszego trzeciorzędu (miocen) z domieszką rumoszków, mułków i glin; 3 — piaski i gliny czwartorzędowe

erozyjna 0,75 km szeroka, o zboczach wyraźnie się zaznaczających, ma czytelny spadek również z NW na SE (mapa paleomorfologiczna ryc. 6). Dno jej układa się na wysokości 180—170 m. Nowa dolina wypełniona jest serią odmienną, niż ta, w której została wycięta.



Ryc. 10. Przekrój geologiczny przez dolinę koszarowską w okolicy wsi Koszary — Kąty Denkowskie (na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego) — Jc — kelowej; Jo — oksford; 1 — rumosze starszego trzeciorzędu z domieszką mułków i glin; 2 — piaski młodszego trzeciorzędu (miocen) z domieszką rumoszków, mułków i glin; 3 — gliny i piaski czwartorzędowe

Seria ta złożona jest głównie z piasków kwarcowych średnio- i drobnoziarnistych oraz z piasków pylastych, pyłów piaszczystych, glin i iłów. Barwa piasków i pyłów jest biała. Gliny i iły mają różną barwę, od białej przez żółtą, różową, czerwoną, brązową, szarą do czarnej. W glinach tych znalazł Samsonowicz [89] szczątki drewna oznaczone przez Lilpopa jako *Glyptostroboxylon tenerum* i na tej podstawie uznano je za osady mioceneskie typu lądowego. Kierunek pochylenia doliny wskazuje, że mogła ona uchodzić do mioceneskiej zatoki Opatówki rozciągającej się na południo-wschód.

Wielkość rozcięcia porumoszowego przewyższała niekiedy rozcięcie przedrumoszowe, ponieważ w niektórych miejscach w osi doliny piaski mioceneskie spoczywają bezpośrednio na podłożu jurajskim. Miąższość serii piaszczystej wynosi obecnie 30 m, zasypianie sięgnęło co najmniej do 200 m n.p.m. Prawdopodobnie pierwotny zasięg piasków był większy. Z przekroju geologicznego i map paleomorfologicznych widać, że po złożeniu piasków mioceneskich a przed okresem plejstoceneskim miało miejsce silne zrównywanie terenu i objęcie różnych ogniw stratygraficznych (baton, kelowej, oksford, miocen) jedną powierzchnią gradacyjną o wysokości około 200 m n.p.m. Na tym skończyłaby się historia doliny głęboko zasypanej przez utwory mioceneskie, o istnieniu której dowiadujemy się jedynie na podstawie materiałów geologicznych.

Chronologia zdarzeń na obszarze Koszary — Kąty Denkowskie przedstawia się następująco:

Tabela zestawcza (procesy gradacyjne, erozyjne, akumulacyjne)

Przebieg zjawisk	Typ procesu	Koszary — Kąty Denkowskie	Dolina sudolska 1	Dolina sudolska 2
Ścięcie starych pokryw i struktur geologicznych (antykliny, synkliny)	gradacja	bardzo wyraźna	bardzo wyraźna	bardzo wyraźna
Powstanie rozległych obniżeń o kierunku NW—SE	erozja	szerokość 1,5 km, głębokość 30 m	szerokość 1,4 km, głębokość 10 m	szerokość 1,5 km, głębokość nieznana
Akumulacja rumoszków	akumulacja	miąższość rumoszu 30 m	nie stwierdzono	stwierdzono, miąższość nieznana
Rozcięcie warstwy rumoszu i podłogi jurajskiej, dolina o kierunku NW—SE ze spadkiem ku SE	erozja	szerokość 0,75 km, głębokość 35 m, dno doliny 167—170 m n.p.m.	szerokość 0,7 km, głębokość 35 m, dno doliny około 165 m n.p.m.	szerokość 0,3 km, głębokość 25 m, dno nieznane
Procesy wietrzeniowe i osuwiskowe	denudacja	osuwiska na zboczach doliny	nie stwierdzono	zwietrzelina ilasta na rumoszu
Akumulacja piasków i ilów miocénskich	akumulacja	akumulacja do co najmniej 200 m n.p.m., miąższość 35 m	akumulacja do co najmniej 200 m n.p.m., miąższość 35 m	akumulacja do co najmniej 200 m n.p.m., miąższość 25 m
Ścinanie różnowiekowych osadów, powstanie podłogi zbudowanej ze skał jurajskich i trzeciorzędowych	gradacja	czytelna	czytelna	czytelna
Rozcinanie osadów miocénskich, oddzielenie płatów zboczowych od dolinnych	erozja	brak rozcięcia	do poziomu około 185 m n.p.m., (głębokość rozcięcia około 15 m)	do poziomu około 185 m n.p.m., (głębokość rozcięcia około 15 m)
Zasypanywanie i odpreparowywanie form w plejstocenie	akumulacja erozja	brak rozcięcia i akumulacji, forma kopalna, nieekshumowana	dolina interglacialna 177 m n.p.m.	dolina interglacialna 176 m n.p.m.
Rzeźba obecna		równina 198 m n.p.m.	sucha dolina — dno 182 m n.p.m.	sucha dolina — dno 177 m n.p.m.

1. Ścięcie starych pokryw i struktur, odsłonięcie skał batonu, bajosu, keloweju, oksfordu, objętych jedną powierzchnią gradacyjną.

2. Rozcięcie tej powierzchni i wypełnienie jej obniżeń materiałem rumoszowym z domieszką materiału gliniastego i piaszczystego.

3. Ponowne rozcięcie doliny. Procesy zboczowe, wypełnienie doliny piaskami z domieszką materiału gliniastego. Piaski zazębiają się rumoszem. Spadek doliny ku SE.

4. Procesy gradacyjne. Powstanie płaskiej podłogi pochylonej z NE na SW (202—190 m) zbudowanej z różnych pięter jury i różnych facji trzeciorzędu.

Za prawdziwością tych wniosków przemawiałaby ich zgodność z danymi uzyskanymi z sąsiedniej doliny sudolskiej. Zestawienie ich pokazuje tabela 2, która jest jednocześnie krótkim podsumowaniem pewnej części materiału.

ZJAWISKA KRASOWE

Obserwacje na temat zjawisk krasowych zebrano głównie z kamieniołomów bodzechowskiego i lipnikowskiego, które rozcinają północne zbocze suchej doliny sudolskiej, z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie oraz z innych punktów terenu.

Dane te rzuciły również światło na stare powierzchnie ścięć i inne procesy trzeciorzędowe.

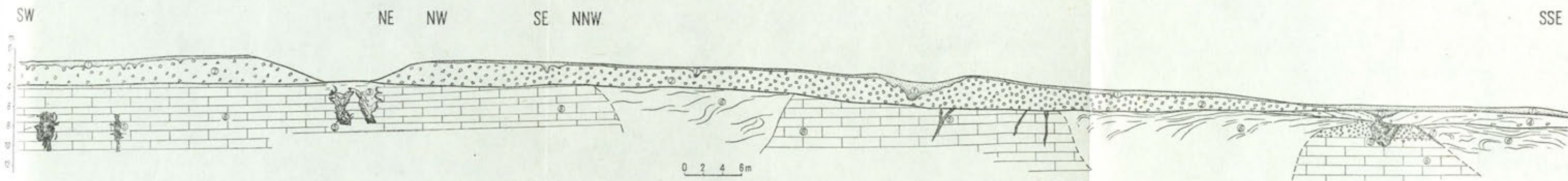
Obszar Koszary — Kąty Denkowskie

Mapa stropu jury (bez trzeciorzędu) pokazuje istnienie zamkniętych zagłębień do 0,5 km średnicy i 16 m głębokości (ryc. 5). Poza tymi rozległymi lejami obserwuje się na całym północno-wschodnim zboczu kopalnej doliny silne jej skrasowienie. Zbocze to zbudowane jest z wapieni oksfordu, które są na ogół zbite, z bułami i przerostami krzemienia, miejscami margliste lub nieco piaszczyste z żyłkami kalcytu. Materiałem wypełniającym leje krasowe są głównie gliny ilasto-piaszczyste, ciemnożółte i brązowordzawe z rumoszem krzemienным i wapiennym, oraz pyły i piaski pylaste.

O wieku form krasowych świadczy ich położenie na zboczu kopalnej doliny koszarowskiej. Jest to kras bardzo stary — paleogeński, który rozwijał się po pierwszej wielkiej fazie gradacyjnej i pierwszej wielkiej fazie erozyjnej, a przed drugim rozcięciem i akumulacją mioceńskiej serii piaszczystej.

Kamieniołomy bodzechowskie

Nacinają one północne zbocze suchej doliny sudolskiej. Ogólny widok całości pokazany jest na rycinie 11 (obraz skrócony).



Ryc. 11. Ogólny widok kamieniołomu bódzechowskiego (ściana wschodnia) na południe od wsi Krzemionki

1 — płaski różnoziarniste, nieco gliniaste, w stropie humusowe; 2 — rumosze wapienne, ostrokrawędziste, luźne; 3 — płaski kwarcowe zielonawe, białe i różowe, na ogół drobnoziarniste; 4 — materiał gliniasto-piaszczysty, brązowy, z odłamekami wapieni; 5 — tłusty ciemnobrązowy il, czasem z domieszką piasku drobnoziarnistego; 6 — różnobarwne mulki (białe, czerwone, wiśniowe, brązowe, zielone) z domieszką piasku drobnoziarnistego; 7 — skorupa limonitu; 8 — wapienie zwarte, płytowe rauraku, w stropie silnie zwiędzale

Wapienie raurackie występujące w kamieniołomie to wapienie stromatorporowo-koralowe, na ogół jasne, zwarte, niewyraźnie płytowe o stosunkowo małej zawartości krzemionki.

Ogólny rzut oka na kamieniołom pozwala stwierdzić kilka najważniejszych faktów, a mianowicie:

1. Prawie całkowity brak materiału czwartorzędowego. Rumosze i miejscami skała lita wychodzą na powierzchnię terenu.

2. Płaska powierzchnia terenu ścina stare struktury geologiczne. Widoczne jest wyraźne ścięcie skrzydeł niecki geologicznej.

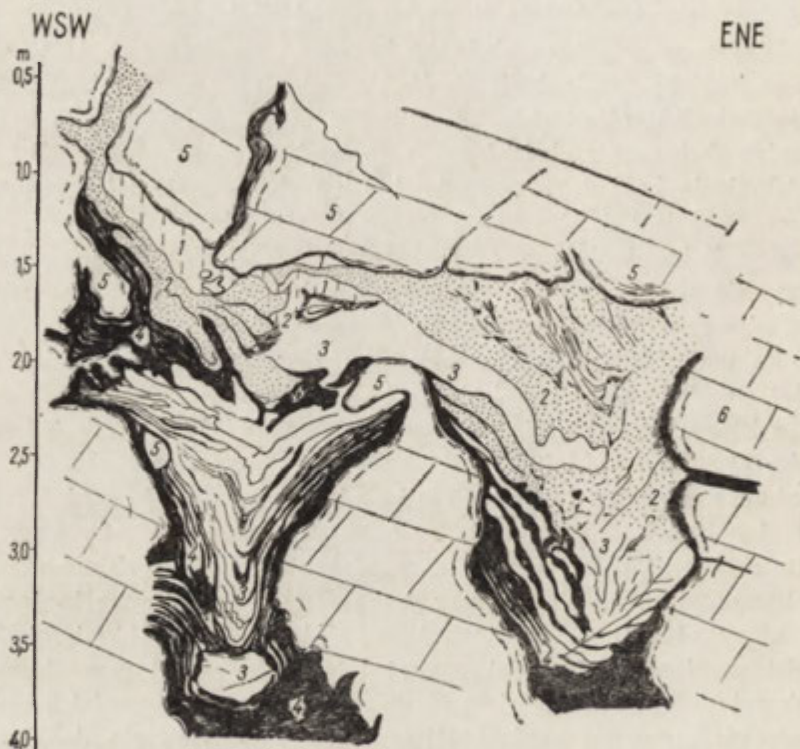
3. Występowanie licznych lejów krasowych o różnej postaci i położeniu oraz istnienie rozległych obniżeń w wapieniu wypełnionych różnokolorowymi glinami, piaskami i mułkami.

Bardzo dużym utrudnieniem w prowadzeniu badań i wielką stratą dla odsłonięcia kryjącego w sobie bardzo dużo materiału jeszcze nie opracowanego jest zasypywanie go zwałami żużlu pochodzącego z huty Ostrowiec. Z kamieniołomu i rozciągającej się poniżej doliny sudolskiej powinno się stworzyć rezerwat przyrody i przyłączyć go do sąsiadującego z nim rezerwatu kopalni neolitycznej w Krzemionkach Opatowskich. Za wnioskiem tym przemawiałby również fakt, że w dolinie sudolskiej znajdują się tzw. „kały”, tj. lejki krasowe (fot. 4) wypełnione wodą, z których czerpali ją neolityczni górnicy [45]. Jest to jedyne stanowisko w swoim rodzaju.

Ściana zachodnia kamieniołomu bodzechowskiego. Rycina 12 pokazuje dwa obok siebie występujące leje krasowe ponad 4,0 m głębokie. Wypełnione są one w odsłoniętych dolnych częściach białymi, kwarcowymi piaskami oraz czekoladowym, kostkowo łupiącym się ilem, który oblepia ścianki wapienne i ku osi zagłębieniami faliście wchodzi w piasek. W części górnej leja białe piaski przemieszane są z piaskami zielonawożółtymi, a te w swojej stropowej części z utworem gliniasto-piaszczystym ceglastożółtym. Nie dokopano się do dna leja, prawdopodobnie ciągnie się on znacznie głębiej i jest wypełniony tłustym, czekoladowym ilem (warstwa 4), analogicznie do sąsiednich form. Na uwagę zasługuje występujący w lewym (zachodnim) leju fragment wapienia otoczonego rdzawoczarną skorupą manganowo-żelazistą.

Rycina 13 pokazuje odmienną formę krasową. Jest nią głęboka studnia wykorzystująca szczelinę w wapieniu. O procesach krasowych świadczy tu znaczne ogładzenie ścianek wapiennych i wypreparowanie bardziej odpornych części skały. W stosunku do poprzednio opisanej, ta forma krasowa występuje o 5 m niżej, tzn. czytelna jest w ścianie na tej głębokości, na której ginie poprzednia. Szerokość tej studni waha się od 12 w najwęższym miejscu do 35 cm w najszerszym, zanotowana jej długość wynosi 3,0 m. Wypełnia ją szczelnie utwór ilasto-gliniasty prze-

mieszany nieco w górnej części z piaskiem i zawierający wkładki ciemnobrązowego bardzo tłustego iłu, który przylega do wapiennych ścianek. Ku dołowi materiał staje się bardziej ilasty. Do dna tej formy nie do tarto. Prawdopodobnie ciągnie się ona znacznie głębiej. Ślady istnienia podobnych studzien obserwowano jeszcze na głębokości 12 m od powierzchni terenu, w poziomie podstawy kamieniołomu. Nie znana jest niestety ich głębokość maksymalna.



Ryc. 12. Leje krasowe w zachodniej ścianie kamieniołomu bodzechowskiego

1 — czerwonożółty mułak gliniasty z domieszką piasku drobnziarnistego; 2 — piaski zielonawożółte, średnioziarniste; 3 — piaski kwarcowe, białe, drobnziarniste, miejscami warstwowane równolegle; 4 — il ciemnobrązowy, bardzo tłusty, kostkowy; 5 — okrusz wapienia otoczony skorupą manganowo-żelazistą; 6 — wapień zwarty, płytowy rauraku

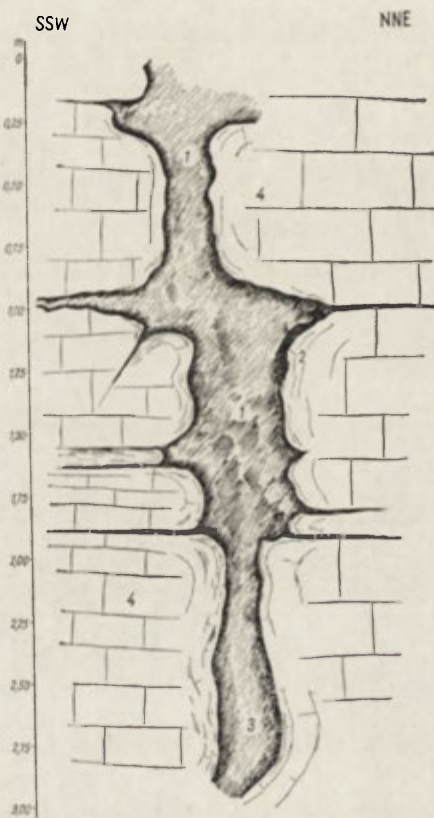
Trzecia forma (ryc. 14) zbliżona jest głębokością i typem wypełnienia do opisanej wyżej. Ma kształt studniowaty, nie wykorzystuje jednak tak wyraźnie, jak poprzednia, szczeliny w wapieniu. Jedynie w dolnej części studni widać, że przechodzi ona w szczelinę około 20 cm szeroką, która biegnie skośnie do ściany odsłonięcia.

Nad tą studnią widoczna jest, ale niestety niedostępna, inna forma krasowa w formie rozległego leja. Występuje ona pod warstwą rumoszu

na głębokości około 1 m od powierzchni i wysokościowo odpowiada opisanym na początku dwu lejom krasowym.

Na podstawie obserwacji poczynionych w kamieniołomie bodzechowskim można postawić pewną hipotezę co do występujących tu form krasowych. Wydaje się, że niewielkie, do 3 m głębokości, leje rozwinęły się na liniach starszych form krasowych, a mianowicie w górnej części wąskich i głębokich form typu studni, wykorzystujących szczeliny w wapieniu. Powyższa hipoteza tłumaczy odmienność materiału, który wypełnia te formy. Leje wypełnione są na ogół piaskami mioceńskimi — materiałem allochtonicznym, studnie głównie iłem — materiałem autochtonicznym będącym produktem niszczenia wapieni i zapewne utworem starszym od piasków mioceńskich. Wniosek ten potwierdzają dane z innych kamieniołomów występujących na omawianym terenie.

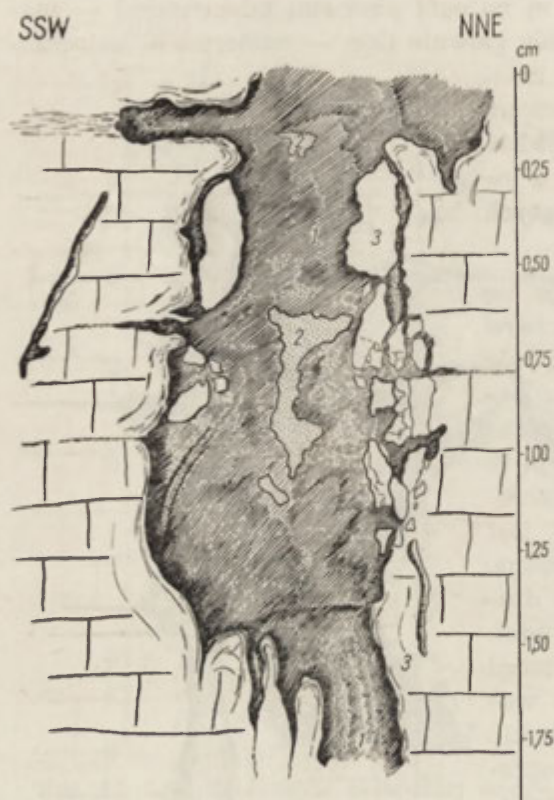
Przedstawiony obraz wydaje się uzasadniony przez istotę procesów krasowych, w których główną rolę czynnika krasotwórczego spełnia penetracja wody w głąb masy wapiennej. W pierwszej fazie penetracja ta jest ułatwiona przez istnienie szczelin w skale wapiennej, która jest skałą w zasadzie nieprzepuszczalną. Faza ta prowadzi do powstania długich i wąskich form typu studni. W drugiej fazie, po zatkaniu studni szczelnie produktem wietrzenia wapieni, wędrówka wody i jej głębokie oddziaływanie jest utrudnione, ogranicza się ona głównie do strefy przypowierzchniowej (górnej części studni), gdzie współdziała z procesami wietrzenia mechanicznego i chemicznego, co doprowadza w rezultacie do powstania formy leja krasowego. Kształt leja — szeroki u góry i zwężający się ku dołowi — świadczy o natężeniu procesów krasowych zachodzących najenergiczniej w strefie powierzchniowej i słabnących ku do-



Ryc. 13. Szczelina w wapieniu raurackim przeobrażona przez procesy krasowe. Zachodnia ściana kamieniołomu bodzechowskiego

1 — wietrzelina ilasto-piaszczysta, ciemnobrązowa; 2 — tłusty il koloru czekoladowego; 3 — tłusty il, ciemnobrązowy prze-mieszany z szarym mulkiem; 4 — wapienie płytowe rauraku

łowi. Być może, iż przy szczegółowych badaniach kształtów lejów, materiału ulegającego krasowieniu, typu klimatu i innych czynników dałoby się ustalić pewne parametry wskazujące na zależność między warunkami tworzenia się tych form, a wielkością i geometrycznym kształtem odwróconego stożka, którym jest lej krasowy (inaczej mówiąc, trójkąta, który otrzymujemy przez przecięcie się płaszczyzny pionowej odsłonięcia ze stożkiem).



Ryc. 14. Lej krasowy rozwinięty na linii szczeliny. Zachodnia ściana kamieniołomu bodzechowskiego

1 — wietrzelnina ilasto-piaszczysta, ciemnobrązowa; 2 — piaski kwarcowe, drobnoziarniste, białe; 3 — wapienie płytowe rauraku

Ściana wschodnia kamieniołomu bodzechowskiego. W najbardziej na wschód wysuniętej części ściany kamieniołomu bodzechowskiego (ryc. 15, fot. 5) wapienie rauraku są rozcięte na przestrzeni około 20 m i wypełnione do co najmniej 6 m (tyle widać w odsłonięciu) mułkami czerwonymi, wiśniowymi, brązowymi, białymi, zielonymi z nieznaczną domieszką piasku pylastego. Granice między piaskiem a mułkiem przebiegają faliście, w stropie bardziej poziomo. Nie zaznacza się tu żaden regularny sposób warstwowania (ryc. 15). Cała ta seria przykryta jest utworem gliniasto-piaszczystym, zawierającym okruchy wapienia. Ciągnie się ona na dość dużej przestrzeni, gdzie jest

rozcięta; włożone w nią są piaski czwartorzędowe (niewidoczne na rycinie).

Na zachodnim zboczu kopalnej formy, wypełnionej opisaną serią mułkową, stwierdzono występowanie bardzo charakterystycznego utworu. Jest nim warstwa limonitu o barwie ciemnordzawej, grubości około 10 cm, łupiąca się warstwowo i przylegająca ściśle do wapieni rauraku.



Ryc. 15. Wschodnia ściana kamieniołomu bodzechowskiego

1 — piaski różnoziarniste, humusowe; 2 — piaski drobnoziarniste, białe i różowe; 3 — materiał gliniasto-piaszczysty, brązowy z okruchami wapieni; 4 — il tłusty, ciemnobrązowy, plamisty z żelazistymi naciekami; 5 — mułki różnobarwne (białe, czerwone, wiśniowe, brązowe, zielone) z domieszką piasku drobnoziarnistego; 6 — twarda skorupa limonitu; 7 — wapienie płytowe rauraku w części stropowej silnie spękane

Kopalne zbocze obniżenia jest jednocześnie zboczem niewielkiego garbu wapiennego, około 10 m długiego. Po zachodniej stronie garbu występuje forma o szerokości około 15 m, analogiczna do opisanej na początku, wypełniona również różnobarwnymi mułkami i piaskami.

Na grzbiecie wapiennym oddzielającym te dwa obniżenia są czytelne procesy krasowe. Dobrze widoczny jest lej krasowy o głębokości 2,5 m, wypełniony w dolnej części ciemno- i jasnobrązowym iłem, pociętym przez żelaziste nacieki. Spotyka się w nim liczne okruchy lokalnego wapienia. Il pokryty jest serią gliniastą z domieszką rumoszu. W środkowej części leja występują w niej drobnoziarniste kwarcowe piaski różowoszare. Oba te utwory mają wyraźnie ścięty strop i przykryte są znów odmienną serią składającą się z rumoszu (ryc. 15). Jest to rumosz wapienny, ostrokrawędzisty. Wydaje się, że pochodzi z bliskiego transportu. Nie znaleziono w nim fauny, która mogłaby oznaczyć jego pochodzenie. Ze względu na różne położenie stratygraficzne rumoszków z Koszar i z Bodzechowa (nad i pod piaskami miocenijskimi), różny wygląd oraz miąższość uważam je za utwory różnowiekowe, będące naturalną konsekwencją poprzedzających je okresów gradacyjnych.

Na podstawie materiału zebranego w kamieniołomie bodzechowskim można pokusić się o ustalenie chronologii zdarzeń, jakie miały tu miejsce:

1. Rozwój zjawisk zaczął się od wielkiego okresu gradacyjnego, który zaznaczył się zniszczeniem młodszych od rauraku osadów i ścięciu starych struktur geologicznych.

2. Po okresie gradacji zachodziły procesy erozyjne i krasowe. W kamieniołomie bodzechowskim są widoczne trzy obniżenia w skale rauraku wypełnione serią różnobarwnych (białych, czerwonych itd.) mułków. Szerokość tych obniżeń wynosi od 15 do 50 m i więcej, a w ich zboczach (analogicznie do doliny koszarowskiej) powstawały głównie głębokie formy typu studni wypełnione tłustym ilem. Wtedy zapewne powstały charakterystyczne rudy limonitowe.

3. Dalszy etap rozwoju rzeźby to ścięcie, którego ślady zachowały się jedynie we fragmencie wschodniej ściany kamieniołomu. Gradacja ta doprowadziła do odsłonięcia na jednej powierzchni wapieni rauraku i różnobarwnych mułków.

4. Następnie zachodziły ponownie procesy krasowe (głównie tworzyły się leje) oraz nastąpiło przykrycie powierzchni ścięcia serią gliniastą z domieszką rumoszu i piaskami mioceńskimi.

5. Bardzo dobrze czytelna jest wyższa powierzchnia ścięcia przykryta jednolitym „płaszczem” rumoszu. Krzyżuje się ona z poprzednim ścięciem i dochodzi do wapieni rauraku, usuwając w ten sposób nadkład piasków, które zachowały się jedynie w lejach krasowych. Wysokość tej powierzchni w kamieniołomie bodzechowskim wynosi 180—190 m.

6. Następny etap to zasypanie tej powierzchni rumoszem wapienym, którego maksymalna miąższość dochodzi do 4,0 m. Nad rumoszem w kamieniołomie bodzechowskim leżą utwory czwartorzędowe w postaci piasków lub piasków gliniastych nie przekraczających 0,5 m grubości. W stropie rumoszu widoczne są kieszenie krasowe wypełnione gliniasto-piaszczystym materiałem zawierającym skały północne.

7. Miąższość rumoszków zapewne była większa niż obecnie i uległa zmniejszeniu przez następne ścięcie, które doprowadziło do odsłonięcia na powierzchni serii gliniastej i piaszczystej.

Mówiąc o krzyżowaniu się różnowiekowych linii ścięć autorka rozumie wzajemne ścinanie się nowo powstających fragmentów rzeźby trzeciorzędowej. Pojęcia tego nie przenosi na różne pochylenia wielkich trzeciorzędowych powierzchni zrównań, których przebieg można śledzić na szerszym terenie.

Kopalne przedczwartorzędowe formy krasowe stwierdzono również w wapieniach raurackich w kamieniołomie Lipnik na południowym zboczu doliny sudolskiej, następnie w wapnistych skałach keloweju na pół-

nocnym zbocz doliny Kamiennej w miejscowości Wioski Bodzechowskie i Wólka Bodzechowska oraz w znacznej odległości od omawianych w utworach wapienia muszlowego, we wsi Jarugi.

W odsłonięciach kamieniołomu Lipnik warte zanotowania są dwa fakty. Jeden — to ścięcie górnej części leja przez powierzchnię terenu. Drugi — to występowanie lejów ponad wyraźnymi szczelinami w wapieniu, które wypełnione są materiałem odmiennym od występującego w leju. Mamy tu analogiczną sytuację jak w kamieniołomie bodzechowskim.

Liczne kieszenie, leje i studnie krasowe obserwowano na północnym zbocz doliny Kamiennej w utworach keloweju, które są tu reprezentowane przez płytowe wapniste piaskowce i grubopłytowe wapienie. Utwory te odsłaniają się w kamieniołomie znajdującym się powyżej wsi Wioski Bodzechowskie około 120 m na zachód od drogi Brzustowa — Czarna Gлина i w łomach około 3,5 km na zachód od tego odsłonięcia, powyżej wsi Wólka Bodzechowska, około 100 m na północ-zachód od punktu triangulacyjnego położonego na wysokości 192,5 m n.p.m. Łomy te nacinają północne zbocze suchej dolinki uchodzącej do Kamiennej we wsi Przyborów.

Większość zanalizowanych tu form jest młodsza od poprzednio omówionych, gdyż znajdowane są w nich fragmenty skał północnych. Ze starszych zanotowano formy typu studni wypełnione brunatnymi glinami wietrzeliskowymi oraz leje krasowe zaakumulowane serią gliniasto-piaszczystą. Trudno ustalić wiek tych form. Przez analogię z podobnymi utworami z rejonu Częstochowy, których wiek jest dobrze dokumentowany fauną, jak np. w Kamyku [77], być może należy je uznać za eoplejstocieńskie lub górnopliocieńskie.

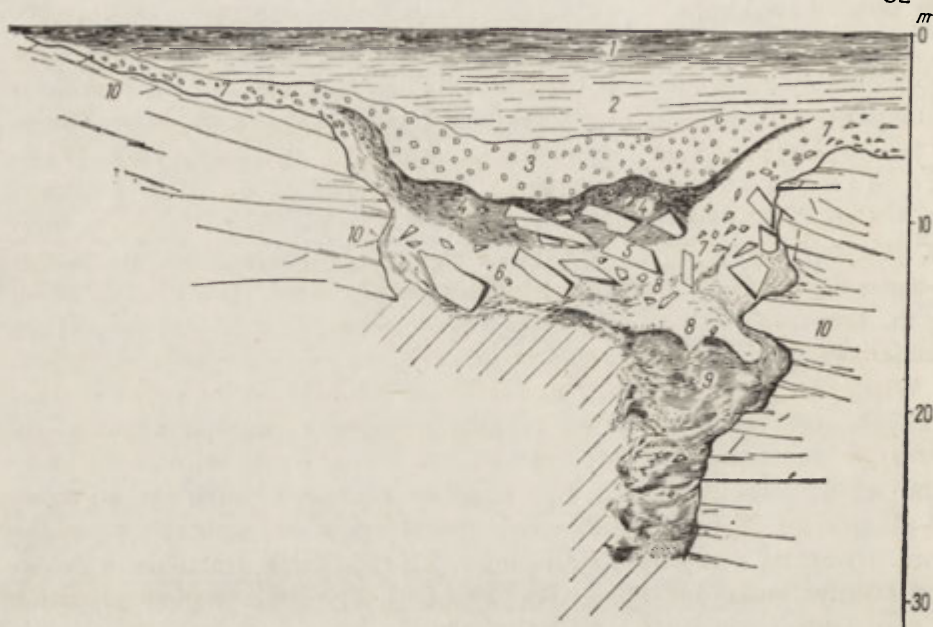
W odsłonięciu w Wólce Bodzechowskiej uderza ograniczenie głębokości występowania różniących się od siebie form. Zanotowano trzy wyraźne poziomy, do których formy te schodzą. W najwyższym poziomie znajdują się płytkie zagłębienia typu nieregularnych kieszeni w wapnistych piaskach lub rumoszu wapiennym; wypełnione są one piaskami różnoziarnistymi, zglinionymi, zawierającymi fragmenty skał północnych. Formy te sięgają do 1,5 m głębokości. W poziomie środkowym założone są leje krasowe wypełnione piaskami średnioziarnistymi, silnie zglinionymi (głównie w dolnej części leja), z licznymi naciekami żelazistymi. Formy lejów dochodzą do głębokości 3,5 m. Przechodzą one przez piaski wapniste, drobnoziarniste i mułkowe, zbite, zielonawożółte, w dolnej części wchodzi w wapniste piaskowce keloweju. W poziomie najniższym występują formy krasowe typu długich i wąskich studzien, wypełnionych ciemnobrązowym, tłustym iłem z niewielką domieszką piasku. Studnie te przekraczają głębokość 8 m od powierzchni. Obserwacja powyższa po-

twierdzałyby dane uzyskane z kamieniołomu bodzechowskiego co do najgłębiej występujących form krasowych typu studni, powyżej których rozwijają się leje.

Formy krasowe zaobserwowano również w wapieniach płytowych piętra wapienia muszlowego odsłaniających się we wsi Jarugi na północnym zboczu dolinki kossowickiej (ryc. 16); występują one na wysokości 218 m n.p.m.

NW

SE



Ryc. 16. Lej krasowy w starym kamieniołomie we wsi Jarugi na południe od Ostrowca Świętokrzyskiego

1 — less szarożółty, humusowy; 2 — less żółty, zgliniony; 3 — utwór pylasty, biały z drobnymi okruskami wapienia $HCl+$; 4 — utwór gliniasto-piaszczysty, rdzawy z materiałem północnym i lokalnym, $HCl+$; 5 — ostrokrawędziste bloki wapieni płytowych o długości do 40 cm; 6 — gliniasto-ilasty utwór szarożółty; 7 — zwietrzałe okruszy wapieni płytowych, lokalnych; 8 — il zbity, zielonawoszary, $HCl+$; 9 — il zbity, zielonawy, brązowy, fioletowy, plamisty z naciekami żelazistymi, $HCl+$; 10 — wapienie płytowe triasu

Ze względu na znaczne rozmiary tych form i trudny do kopania materiał nie dotarto do ich spągu. Jeden lej przekopano do głębokości 3,0 m, drugi do 5,0 m od powierzchni. Stwierdzono w nich występowanie rdzawych i szarych ilów. Są one nieregularnie, smugowo warstwowane.

W stropowej części ilów znajdują się ostrokrawędziste okruszy lokalnych wapieni, dochodzące do 40 cm średnicy, które wypełniają całkowicie górną część leja. Od osi zagłębienia krasowego ku powierzchni rumosz ten staje się coraz drobniejszy. W stropie serii rumoszowej występuje utwór gliniasto-piaszczysty, pokrywający tę serię zarówno w leju,

jak i na wapieniach. Taki układ warstw stwierdzono w innych odsłonięciach tego kamieniołomu. Można więc sądzić, że po okresie zapełnienia zagłębienia krasowego przez ily, które autorka uważa za produkt niszczenia wapieni, miała miejsce faza zasypiania jego rumoszem — materiałem powstałym w odmiennym klimacie niż zwietrzelina ilasta.

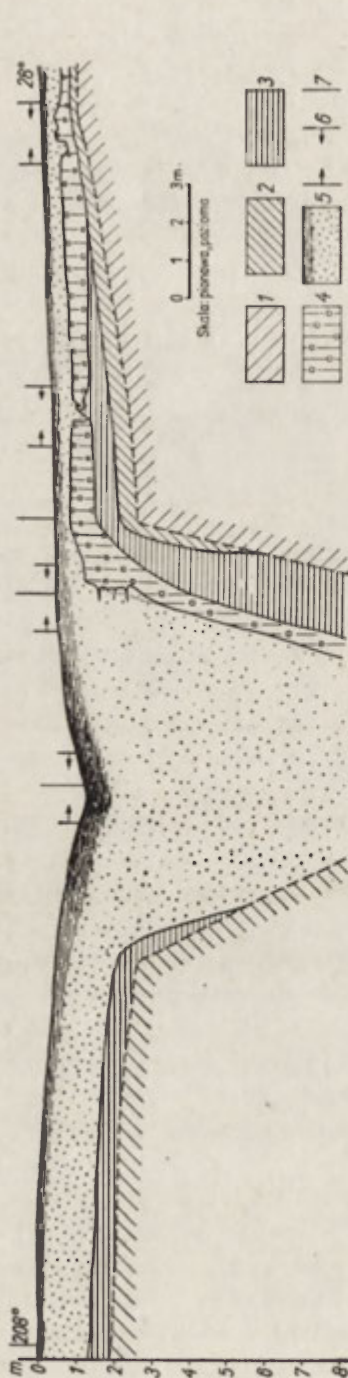
Odsłonięcie to dostarcza jeszcze materiału, który wyjaśnia stosunek procesów krasowych do powierzchni gradacyjnej. Omówione formy krasowe występują na powierzchni ścięcia; upady warstw pokazują istnienie synkliny. Przyjmując stwierdzone przez geologów pokrycie całego górotworu świętokrzyskiego przez transgresję środkowojurajską i górnokredową, należy sądzić o bardzo intensywnym procesie niszczenia tych osadów. Poprzedzał on rozwój procesów krasowych.

L e j k i k r a s o w e

Do form krasowych zaznaczających się na powierzchni terenu należą miseczkowate zagłębienia różnej wielkości i głębokości. Spotykane są one stosunkowo licznie. Towarzyszą głównie suchej dolinie sudolskiej w jej środkowym biegu. Występują nad zboczem doliny i ich cechą charakterystyczną jest to, że układają się na jednej wysokości, a mianowicie powyżej 188 m n.p.m., ale nie przekraczają poziomicy 192. Dno doliny sudolskiej, na omawianym odcinku, układa się na wysokości 178—175 m n.p.m. Wysokość względna lejków wynosi 13—15 m. Założone są one w wapieniach wieku raurackiego.

Głębokość lejków waha się przeważnie od 2 do 3 m. Największa zanotowana głębokość wynosi 7,8 m. W stosunku do swej głębokości są dość rozległe. Średnica leja w jego górnej części osiąga najczęściej około 20 m, najszerszy spotkany lej miał 30 m szerokości. Dna lejków są na ogół płaskie, rzadziej wklęsłe, czasem na dnie lejka stoi woda. Często na ich zboczach można obserwować występowanie małych, nieckowatych miseczek, jakby lejków drugiego rzędu.

Przez lejki krasowe wykonano dwa przekroje geologiczne. Pierwszy przekrój poprowadzony został przez R. Czarneckiego przez niewielkie zagłębienie położone na północnym zboczu suchej doliny sudolskiej, około 40 m na zachód od drogi Krzemionki — leśniczówka Jeziorko. Zagłębienie to położone jest na wysokości 188 m n.p.m. Teren jest nieporośnięty lasem. Głębokość lejka mierzona w kierunku północnym, tj. przeciwnie do spadku zbocza, wynosi 1,42 m, w kierunku południowym 0,52 m, wschodnim — 1,02 m. Średnica zagłębienia wynosi 25 m. Jest to forma wklęsła o miseczkowatym dnie, porośniętym trawą i paprociami. Zbocza są bardzo łagodne, nieco wypukłe, o przeważającym spadku 7°. Opisaney formie towarzyszą dwa mniejsze lejki o średnicy 15 m i głębokości nieprzekraczającej 1 m.



Ryc. 17. Przekrój geologiczny przez lejek krasowy we wsi Sudół (na podstawie materiałów R. Czarneckiego)

1 — wapień rauracki, rumosz; 2 — ilasta wietrzelnina wapienna przemieszana z piaskiem; 3 — ilasty i piaszczysty piasek; 4 — gлина silnie piaszczysta z materiałem północnym i lokalnym; 5 — piasek średnioziarnisty; 6 — wkop; 7 — wiercenia

Drugi przekrój został wykonany przez lejek na południowym zboczu doliny sudolskiej, około 250 m na wschód od leśniczówki Jeziorko. Forma ta jest odmienna od poprzedniej. Głębokość jego wynosi 5 m, średnica górnej powierzchni — 38 m, średnica dna — 6,5 m. Kształt ma owalny, zbocza bardzo strome, o spadku dochodzącym do 28° . Na dnie lejka znajduje się woda. Inne lejki położone powyżej omawianego są znacznie mniejsze, zaznaczają się w postaci niewielkich miseczek o maksymalnej głębokości 1 m, średnicy 2—4 m. Dna lejków są na ogół wilgotne, co się zaznacza zmianą typu i koloru roślinności. Cały teren porośnięty jest starym lasem mieszanym, z dużym udziałem dębu. Między formami wklęsłymi, na powierzchni terenu występuje wapień rauracki.

Na podstawie wykonanych przekrojów budowa geologiczna i historia tych form wyglądałaby następująco. W początkowej fazie rozwoju były to zagłębienia bardzo wyraźne o stromych zboczach w odcinku dolnym, załamaniu spadku i łagodnych zboczach powyżej załamania (ryc. 17). Głębokość ich przekracza 8 m. Zbocza lejka zbudowane z wapieni raurackich pokryte są w ich górnych częściach przez zwietrzelinę w postaci ostrokrawędzistych rumoszków przemieszanych w stropie i brązo-wożółtym piaskiem „kaszkowatym”, którego kwarcowe ziarenka otoczone są cieniutką powłoką ilastą. Lej wypełniony jest ilasto-piaszczystą serią

miocenu. W przekroju pierwszym, w siedmiometrowym wierceniu pod utworami czwartorzędowymi, o miąższości 3,5 m, seria ta jest reprezentowana przez następujące osady: ił tłusty, ciemnożółty 3,5—3,9 m, piasek średnioziarnisty, kwarcowy, żółty 3,9—4,65 m, ił tłusty ciemno-żółty 4,65—5,15 m, piaski bardzo drobnoziarniste, różowe 5,15—5,70 m, a pod nimi ił żółty z wkładkami iłu czerwonego do głębokości ponad 7 m. W przekroju drugim osady mioceńskie są wykształcone w postaci

Tabela 3

Tabela zestawcza (procesy krasowe, gradacyjne i in.)

Kamieniołom bodzechowski	Koszary	Lipnik	Wólka Bodzechowska	Jarugi
Wielka gradacja	wielka gradacja	gradacja	gradacja	gradacja do triasu
Erozja, kras studni- owaty	erozja, głębo- ki kras na zbo- czu			
Mułki w dolinie, ruda li- monitowa na zboczu, iły w studniach kraso- wych	akumulacja ru- moszów w ob- niżeniach kra- sowych	zjawiska kraso- we, wypełnienie iłem studni kra- sowych	zjawiska kraso- we, wypełnienie iłem studni kra- sowych	zjawiska krasowe, wy- pełnienie iłem zagłę- bień (zwie- trzelina)
Słaba gradacja				
Zjawiska krasowe płyt- kie leje	zjawiska krasowe	zjawiska krasowe (leje)	zjawiska krasowe (leje)	
Akumulacja piasków i glin mioceńskich	akumulacja piasków	akumulacja piasków i glin		
Gradacja	gradacja	gradacja, zjawi- ska krasowe		gradacja
Przykrycie podłogi juraj- skiej trzeciorzędowy.m rumoszem ostro-krawę- dzistym				rumosz
Gradacja				
Kras w rumoszu				

siwych, stosunkowo mało tłustych ilów, z drobnymi okruchami wapienymi. Niekiedy ily te przewarstwione są z ilara białoszarymi i białymi oraz trafiają się w nich soczewki drobnoziarnistych, białych piasków.

W badanych przypadkach akumulacja mioceńska sięgnęła prawie do powierzchni lejka, co musiało doprowadzić do częściowego lub całkowitego zatarcia formy. Niektóre z nich odżyły w czwartorzędzie, a być może i w pliocenie. Świadczy o tym m. in. fakt, że nie stwierdzono osadów mioceńskich w osi badanego leja, który do głębokości 6,5 m od powierzchni wypełniony jest piaskiem różnoziarnistym, żółtym, z dużą domieszką części pylastych i pewną ilością głazików północnych o średnicy do 5 cm.

Obecnie formy te są martwe, ewentualnie tempo ich rozwoju jest tak powolne, że na przestrzeni ostatnich pokoleń przekazujących sobie wiedzę o najbliższym terenie jest ono niezauważalne. Poza jedynym przypadkiem, nie stwierdzono pochylenia lub zwalenia się drzew do zagłębień krasowych.

Ożywienie procesów krasowych w pliocenie lub interglacjalach wiązało się, być może, z odpreparowywaniem doliny sudolskiej, która stanowiła dla nich lokalną podstawę erozji. Myśl tę potwierdzałoby obecne zachowanie się lejków. Sucha dziś i nie pogłębiana dolina zatrzymuje dalszy rozwój tych form i sprawia, że są one nieczynne.

Porównując omówione formy lejków krasowych z krasem starachowickim i opoczyńskim, opisanym przez S. Z. Różyckiego [72, 74], trudno znaleźć jakieś analogie. Przede wszystkim uderza różnica w ich lokalizacji i dzisiejszym wyglądzie.

Na podstawie zebranego materiału dotyczącego procesów krasowych z terenu Koszary — Kąty Denkowskie, kamieniołomu bodzechowskiego, lipnikowskiego i in., jak i wszystkich innych danych omówionych na poprzednich stronach, została sporządzona tabela 3, która podobnie jak tabela 2 jest krótkim podsumowaniem drugiej części tego rozdziału.

INNE OBSERWACJE

Przedstawione materiały dotyczą głównie terenu rozciągającego się na północ od równoleżnikowego biegu Kamiennej. Na terenie położonym na południe od doliny nie mamy zachowanych pewnych śladów akumulacji trzeciorzędowej. O osadach mioceńskich, które miały występować w zboczach rzek Obręcznej i Kamionki, na południe od Ostrowca, pisał w 1957 r. R. Czarnecki [5]. Pogląd ten, oparty jednak na mylnie rozpoznanych utworach, autor skorygował w ustnej dyskusji (1964 r.). Niezachowanie się osadów trzeciorzędowych wynika prawdopodobnie ze znacznego wyniesienia tego terenu, wysokość stropu skał przedczwarto-

rzędowych wynosi tu 290—260 m (mapa I). Jedynie w trzech miejscach znaleziono osady nie będące pochodzenia czwartorzędowego i nie należące do paleozoiku lub mezozoiku. Ustalenie wieku tych utworów jest hipotetyczne i trudne do korelacji z utworami już poznanymi z północnego przedpola tego terenu. Kolejno omówię miejsca i charakter ich występowania.

1. Wieś Michałów. Odsłonięcie w postaci niewielkiego wkopu znajduje się poniżej skalnego stoku Góry Truskolaskiej w strefie, gdzie przechodzi on w Wyżynę Sandomierską, a kambr chowa się pod utwory czwartorzędowe. Wysokość terenu wynosi 307 m n.p.m. Pod warstwą zsuniętego ze zbocza lessu występuje seria ilasto-piaszczysta. Iły są bardzo tłuste, w stanie suchym zachowują zwartość. Przeważają barwy wiśniowe, różowe i ceglaste, w soczewkach i wkładkach — seledynowe. Iły występują w postaci ławic przedzielonych piaskami kwarcowymi słabo obtoczonymi, miejscami scementowanymi związkami żelaza. Ił ma wyraźne zafalowania i miejscami czytelne warstewki różniące się barwą. Pod 1,2-metrową serią iłu leżą drobnoziarniste, wyraźnie segregowane luźne piaski kwarcowe o odcieniu różowawym, nie wykazujące warstwowania. Miąższość odsłoniętych we wkopie piasków wynosi 0,4 m. Piaski podścielające iły i występujące między ławicami iłu wykazują podobny skład i morfologię ziarna. Jest to materiał czysto kwarcowy, a ziarna są źle obtoczone. W tłustym kolorowym iłu występują całe gniazda ziaren kwarcowych. Fakt ten świadczy, że cała seria ilasta wraz z piaskami, które ją podścielają, jest genetycznie jednorodna.

Znalezione iły i piaski zdają się być utworem zwietrzelinowym łupków i piaszczystych kwarcytowych kambryjskich, z których zbudowany jest stok Góry Truskolaskiej, przemierzonym i złożonym w miejscu malejących spadków.

Na podstawie zaburzeń, które obejmują serię ilastą, oraz ich rytmicznego warstwowania, w pracy z 1958 r. [37] wyraziłam pogląd, że utwory te mają charakter sedimentacji peryglacialnej. Dziś wydaje się to nie całkiem udowodnione. Niezależnie od wieku i charakteru zaburzeń oraz warunków złożenia go na wtórnym złożu, utwór ten można uznać za trzeciorzędowy, powstały dzięki niszczeniu utworów kambryjskich. Bardziej dokładne datowanie tego osadu jest bardzo trudne. Przeprowadzone badania petrograficzne niewiele tu wniosły.

Wyniki ekspertyzy petrograficznej tych iłów, wykonanej przez mgr A. Teofilak z Instytutu Geologicznego, są następujące: „Ił pod mikroskopem wykazuje strukturę pelitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem wszystkich składników. Teksturę podkreślają także cienkie laminki, wzbogacone w wodorotlenki żelaza.

Głównymi składnikami skały są minerały ilaste. Dominują tu hydro-miki z grupy illitu, w niewielkich ilościach obecny jest kaolinit. Opisywany il zawiera także kwarc, na ogół z frakcji aleurytowej (przeciętnie 0,03 mm średnicy), sporadycznie z psamitowej (do 0,3 mm). Ziarna kwarcu, z wyjątkiem najgrubszych, są zawsze ostrokrawędziste, wykazują normalne znikanie światła.

Skała jest bardzo gęsto laminowana brunatnymi wodorotlenkami żelaza (getyt), a także zawiera pewien udział substancji organicznej”.

Wykonana analiza nie daje konkretnych podstaw do wnioskowania o warunkach, w jakich tworzył się ten osad, oraz do określenia jego wieku. Pewnym wskaźnikiem jest jedynie jego czerwone zabarwienie. Występowanie w dużych ilościach getytu — nisko uwodnionego tlenku żelaza świadczy o wysokim niedoborze wilgotności w okresie tworzenia się osadu.

O utworach podobnych do opisanego wspomina J. Czarnocki [9]. Opisuje on gliny, tzw. „ciąglice”, uwarstwione, występujące głównie na podłożu dolomitowym i wapiennym. Według autora „... okres powstawania tych utworów nie jest bliżej znany. Są to osady typu kontynentalnego, które reprezentują znaczny okres czasu, poprzedzający zlodowacenie Gór Świętokrzyskich”. O różnobarwnych glinach wietrzeniowych występujących na świętokrzyskich dolomitach dewońskich pisze również W. B o b r o w s k i [3].

Pewne światło na utwory tego typu rzuca odsłonięcie w Płuczkach koło Łagowa opisane również przez J. C z a r n o c k i e g o [12]. Występują tam siwe iły i pstre gliny o charakterze *terra rossa* z porwakami białych, kwarcowych piasków oraz z otoczkami kwarcowymi i porwakami lignitu. Seria ta wykazuje cechy przemieszczenia stokowego i jest, według Czarnockiego, zwietrzeliną wapieni paleozoicznych, powstałą w wyniku intensywnego wietrzenia chemicznego. Ich wiek określa autor na prehelwecki. Podobne położenie i charakter utworów z Łagowa i Michałowa daje pewne podstawy do ewentualnego przyjęcia wieku tych ostatnich również za prehelwecki. Oznaczenie to traktuje jednak autorka jako tymczasowe.

Na podstawie położenia tych utworów można by sądzić, że poziom, na którym one leżą, to poziom zrównania nie młodszy niż paleogeński.

2. Drugim punktem, gdzie stwierdzono występowanie osadów, którym można przypisać wiek trzeciorzędowy, jest studnia we wsi Bukowiany na wysokości 299 m n.p.m. Przy jej kopaniu (1955 r.) natrafiono pod 7,7-metrowej grubości osadami czwartorzędownymi (od góry less 0—4,0 m, mułek lessowy 4,0—6,0 m i żwir z piaskiem 6,0—7,7 m) na ciemnosiwie i średnio tłuste iły o miąższości 1 m, podlane szarobiałym, drobnoziarnistym bezskaleniovym piaskiem. Ścisłe podobieństwo do

utworów występujących na wschód od omawianego terenu (odległość 17 km), a opisanych i oznaczonych przez Samsonowicza [89] jako trzeciorzędowe (helwet), skłania do ewentualnego przyjęcia, że mogą one być tego samego wieku. Dane z literatury wskazują, że maksymalnie stwierdzony śródlądowy zbiornik helwecki sięgał do wsi Męczennice, do wysokości około 210 m n.p.m., tj. 89 m poniżej opisanego stanowiska.

Przyjmując te utwory za helweckie, można by wyciągnąć z tego faktu dalsze wnioski. Jeden — to wiek powierzchni, na której spoczywają. Na podstawie występowania tych ilów na podłożu paleozoicznej należy sądzić, że w dorzeczu górnej Opatówki mamy do czynienia z paleogeńską powierzchnią zrównania. Drugi wniosek mówiłby o zróżnicowanej amplitudzie wypiętrzania podczas ruchów pohelweckich.

3. Trzecie odsłonięcie występuje w miejscowości Szczegło wzdłuż drogi Janowiec — Duklany, w zboczu doliny czerwonogórskiej, na wysokości 280 m n.p.m. Na znacznej przestrzeni ciągnie się tu warstwa białoszarych, drobnoziarnistych piasków bezwapiennych, nieco ilastych, z domieszką białej miki. Leżą one pod 1,5-metrową warstwą czerwonej gliny i pod 2-metrową warstwą lessu zboczowego.

Podobne, izolowane płyty piasków opisał Samsonowicz [89] ze wsi Lipowa, na wysokości 240 m i Jankowice, na wysokości około 200 m na zachód od omawianego terenu, i oznaczył je na mapie geologicznej jako miocen lądowy. W opisie do mapy autor zastrzega się jednak, że utwory te są „wątpliwego wieku i genezy”. Za takie należałoby uznać osady występujące w miejscowości Szczegło.

Na podstawie tabel 2 i 3 oraz danych punktowych z terenu na południe od doliny Kamiennej sporządzono tabelę zestawczą całości (tabl. 4), na której podano interpretację wiekową poszczególnych zjawisk.

Duże znaczenie stratygraficzne dla datowania osadów i zjawisk trzeciorzędowych mają znalezione przez J. Samsonowicza kawałki drewna, występujące w serii glin i piasków na obszarze Koszary — Kąty Denkowskie. Fragmenty te oznaczone są przez J. Lilpota jako miocenne (miocen lądowy). Na datowanie tych utworów, jedyne na całej Wyżynie Sandomierskiej, powołuje się wielu badaczy. Oceniając ważność tego stanowiska, należy zdawać sobie sprawę z braku całkiem pewnych kryteriów dla szczegółowego wiekowego opracowania zachodzących tu zjawisk.

Rozważania nad etapami rozwoju rzeźby w trzeciorzędzie, przedstawione w następnym rozdziale, autorka traktuje jako tymczasowe. W miarę postępu badań, zmianie może ulec nie tyle kolejność zjawisk, ale ich wiekowa interpretacja.

Wydaje się, że do podsumowania naszych wiadomości o procesach zachodzących w trzeciorzędzie konieczne jest podjęcie przez paleobota-

Tabela 4

Tabela zestawcza zjawisk w trzeciorzędzie
(procesy gradacyjne, erozyjne, akumulacyjne, krasowe i in.)

Wiek	Przebieg zjawisk	Charakter procesu	Miejsca obserwacji				
			Koszary Kąy Denkońskie	dolina sudońska 1	dolina sudońska 2	kamieniołom budzeczowski i Lipnik	inne
Neogen	pliocen	odpreparowanie starych dolin mioceńskich, powstanie nowych dolin poprzecznych, często o charakterze przełomów		+	+		+
		pokrycie nowo powstałych powierzchni lokalnym rumoszem wietrzelinowym				+	+
		ścięcie osadów, odsłonięcie różnych utworów trzeciorzędowych i jurajskich	+	+	+	+	+
		zapełnianie obniżeń erozyjnych i krasowych piaskami, mułkami i iltami	+	+	+	+	+
		kras	+			+	+
Paleogen	miocen	zjawiska krasowe (formy krasowe głównie typu lejów)					
		procesy zboczowe, wietrzeniowe, gradacyjne	+		+	+	
		rozcięcie rumoszu i podłogi jurajskiej, powstanie dolin subsekwentnych o kierunku NE—SE, szerokości 0,3—0,7 km, głębokości > 35 m (dna dolin na poziomie 170—165 m n.p.m)	+	+	+		
	oligocen	zapełnianie obniżeń erozyjnych i krasowych rumoszem sylikowanym ze skał górnourajskich o miąższości > 30 m oraz różnobarwnymi mułkami	+		+	+	
		zjawiska krasowe, kras głęboki (m. in. studniowaty), sylikacja wapieni jurajskich, powstawanie żelaziaków brunatnych i manganowych skorup	+			+	+
eocen		kras bardzo silne wietrzenie chemiczne					

d.c. tab. 4

		Wiek	Przebieg zjawisk	Charakter procesu	Miejsca obserwacji					
					Koszary Kąty Denkowskie	dolina sudolska 1	dolina sudolska 2	Kanionom bodehowski i Limki	inne	
Paleogen	paleocen	powstanie rozległych obniżeń erozyjnych o szerokości do 1,5 km i głębokości >30 m	erozja	+	+	+	+	+		
		wielkie ścięcie starych pokryw paleozoicznych i mezozoicznych, zniszczenie form antyklin i synklin, przeobrażenie stoku Łysogór, powstanie rozległej powierzchni gradacyjnej	gradacja	+	+	+	+	+		

ników, paleozoologów, paleoklimatologów, paleomorfologów i geologów (petrografów, mineralogów, sedimentologów i in.) szczegółowych badań zmierzających do dokładnego ustalenia wieku i stratygrafii lądowych utworów trzeciorzędowych.

ROZWÓJ RZEŻBY W TRZECIORZĘDZIE

PALEOGEN

Według badań geologów, po raz ostatni Góry Świętokrzyskie zalane były przez morze turońskie [66]. Na przełomie mastrychtu i danu zachodziły ruchy laramijskie, które spowodowały wyniesienie znacznej części Polski. Lądem stały się wówczas obecne Góry Świętokrzyskie i Wyżyna Sandomierska (granica morza danu biegła według Pożaryskiego [66] przez Kraśnik i Radom).

Tak więc rzeźba subaeralna rozwijała się od schyłku kredy aż do epoki czwartorzędowej, kiedy teren Polski znalazł się pod „płaszczem” lodowym.

Do najważniejszych procesów, dających podstawę rozwoju dalszej rzeźby, należały bez wątpienia procesy gradacyjne. Doprowadziły one do usunięcia szeregu osadów paleozoicznych i mezozoicznych z tego terenu, do zniszczenia pierwotnych struktur geologicznych i do odsłonięcia na powierzchni terenu różnych ogniw stratygraficznych (ryc. 1, 3). Proces

ten jest czytelny we wszystkich odsłonięciach, gdzie notowano występowanie stropu skał przedczwartorzędowych.

Wiek ścięcia jakiejś powierzchni może być określony na podstawie najmłodszego elementu ścinanego, najstarszego utworu, który na niej leży oraz wieku form krasowych, erozyjnych i in., które są w niej założone.

Najmłodszym utworem, który był ścinany przed nałożeniem nowej akumulacji, były osady górnokredowe.

Formy założone w tej ściętej powierzchni (krasowe i erozyjne) wypełnione serią rumoszową są przedmiocieńskie (eocen-oligocen), gdyż osady datowane jako miocieńskie leżą dopiero w dolinie wyciętej w rumoszu. Wnioski te wyciągnięto na podstawie danych z obszaru Koszary — Kąty Denkowskie (ryc. 5—10, tab. 2). O długim okresie istniejącym między powstaniem w głównych zarysach wielkiej powierzchni gradacyjnej a akumulacją miocieńską świadczy zarejestrowanie na badanym terenie szeregu procesów (tab. 4). Były to kolejno: głęboka erozja, procesy krasowe, zapełnienie obniżzeń materiałem przedmiocieńskim, następnie częściowe ścięcie tych nowo powstałych form i utworów, ponowne procesy erozyjne, zboczowe, gradacyjne, krasowe. Dopiero po nich miała miejsce akumulacja osadów miocieńskich.

Pierwszy wielki okres gradacyjny przypadał na starszy paleogen, a powierzchnia ścięcia jest staropaleogenna. Wniosek ten potwierdzałoby występowanie ilów wietrzeniowych na podłożu paleozoicznym, oznaczonych jako przypuszczalnie prehelweckie.

Ciekawe światło na przebieg procesów w paleogenie rzucają badania W. Pożaryskiego prowadzone w obrębie wychodni kredy na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich [61, 64]. Autor ten stwierdził znaczne odwapnienie stropowych części utworów kredowych, sięgające od kilku metrów w północnej części wyżyny do kilkunastu bliżej Gór Świętokrzyskich. Na podstawie odwapnienia geozdanu, przykrytych przez piaski morza dolnooligocenckiego, proces ten jest datowany na starszy trzeciorząd. Pożaryski sądzi, że w paleogenie na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na Wyżynie Lubelskiej przeważała denudacja „która odsłoniła warstwy jury i dolne poziomy kredy”, a w eocenie po jej ustaniu zachodziły procesy intensywnego wietrzenia chemicznego w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu, które spowodowały silne krasowienie wapieni, odwapnienie opok i geozdanów kredowych oraz skrzemionkowanie wapieni górnokredowych.

Wyniki badań autorki potwierdzają pogląd Pożaryskiego. C. Radłowska [69] mówi o stosunkowo małych różnicach klimatycznych w paleocenie i eocenie, które warunkowałyby zmiany w typie procesów.

Autorka stwierdza jednak, „że w spągu dolnego oligocenu zachowała się odwapniona opoka, co świadczy o małym odprowadzaniu zwietrzliny” (str. 61).

Być może, że procesy w paleocenie i eocenie nie były tak różne, jedynie w różnym stopniu zachowane są ich ślady (np. odwapnienie zostało „zakonserwowane” przez osady morza oligoceńskiego, a formy krasowe, istniejące zapewne i w paleocenie, zostały zdarte wraz z ogromną masą rumoszków).

Procesem, który Pożaryski synchronizuje z okresem odwapnienia, jest zjawisko sylifikacji opisane przez S. Z. Różyckiego [73] z okolic Tomaszowa Mazowieckiego. Różycki stwierdził tu duże zmiany w stropowej części wapieni dolnego malmu (od doggeru do astartu łącznie), należących do północnego, mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Zmiany te polegają na znacznym wzbogaceniu skały wapiennej w krzemionkę kosztem węglanu wapnia. Dzięki temu ma ona „strukturę zlewną, kwarcytową”, a wapienne pierwotnie skorupy skamieniałości zostały całkowicie skrzemionkowane lub też tworzą puste, bezskorupowe odlewy dwustronne (str. 6). Zsylikowanie wapieni sięga od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów głębokości. Autor uważa je za miocene: „...sylifikacja górnotrzeciorzędowa (miocen), która objęła znaczne przestrzenie na północ od Gór Świętokrzyskich, w strefie wychodni płytowych wapieni dolnej części malmu dała dosyć znacznej grubości powłokę zsylikowanych wapieni...” (str. 5).

O sylifikacji sarmatu Wyżyny Lubelskiej pisze M. Turnau-Morawska [100]. Mówi ona, że bardzo trudno jest dokładnie określić wiek i warunki diagenety osadów sarmatu. Stwierdza jednak, że sylifikacja rozpoczęła się w końcowej fazie sedymentacji osadów w morzu sarmackim, w okresie ich wynurzania się z ustępującego i wysychającego morza. Turnau-Morawska nie neguje możliwości trwania dalszych stadiów tego procesu już w warunkach lądowych.

Sylifikacja w sarmackich zlepkach muszlowych, opisana przez Turnau-Morawską, byłaby raczej zjawiskiem syngenetycznym uwarunkowanym zmianami w środowisku wypływającego się morza niż epigenetycznym, zachodzącym w warunkach subaeralnych, który jest istotny dla rozważań nad rozwojem rzeźby. J. Lewiński [49] daje sylifikacji wiek plioceński.

Zjawisko sylifikacji znane jest nie tylko na terenach Wyżyny Lubelskiej i Sandomierskiej, ale zostało opisane również dla karpaccich utworów fliszowych przez A. Gawła [21]. O skałach krzemionkowych w Polsce piszą również M. Kamiński i Z. Sokalski [28]. Interesują się oni głównie skałami krzemionkowymi powstałymi z opoki przez wtórne odwapnienie.

Opinie autorów zajmujących się zagadnieniem sylyfikacji, jej wieku i warunków powstawania nie są zgodne. Dyskusję wywołuje również sprawa synchroniczności tego procesu ze zjawiskiem odwapnienia. Pożaryski [61] twierdzi, że zachodziły one jednocześnie i daje im wiek eoceński. Radłowska [69] natomiast uważa, że proces sylyfikacji wymaga innych warunków klimatycznych niż odwapnienie. Autorka ta powołuje się na badania Różyckiego, Turnau-Morawskiej oraz poglądy Klimaszewskiego i skłonna jest przyznać sylyfikacji wiek popaleogeński. Radłowska [69, str. 63] proces ten synchronizuje nawet z okresem niszczenia powierzchni paleogeńskiej: „zdenudowanie odwapnionych stropów opok i gez oraz wytworzenie zsylyfikowanych pokryw na skałach jurajskich świadczy o późniejszych przeobrażeniach zrównania paleogeńskiego”.

Materiały uzyskane z opracowywanego terenu (Koszary — Kąty Denkowskie) potwierdzałyby pogląd Pożaryskiego o eoceńskim wieku sylyfikacji. Stwierdzono bowiem nagromadzenie znacznych ilości bardzo silnie zsylyfikowanych rumoszków w obniżeniach krasowych i erozyjnych, założonych w uprzednio ściętej powierzchni zbudowanej ze skał keloweju i oksfordu (ryc. 9). Na podstawie oznaczonej fauny stwierdzono, że rumosze te pochodzą wyłącznie z malmu (przeważa raurak). Sylyfikacja skał musiała zachodzić po wielkim okresie gradacyjnym (paleocen), który odsłonił skały górnojurajskie, a przed ich złożeniem w obniżeniach erozyjnych i krasowych (eocen, oligocen). Proces więc może być ściśle datowany i przypadałby na eocen. Wiek akumulacji rumoszków został określony na podstawie ich rozcięcia przez nową formę dolinną, która wypełniona jest osadami mioceńskimi.

O przedmioceńskim wieku sylyfikacji na omawianym terenie świadczy jeszcze charakter powierzchniowej strefy wapieni oksfordu, przykrytych serią allochtoniczną rumoszków, a następnie piasków i glin mioceńskich. Powołuję się tu na wyniki badań M. F r a n c z y k, która opracowała zdjęcie geologiczno-techniczne terenu Koszary — Kąty Denkowskie [20]. Stwierdziła ona, że wapień oksfordu wykazuje tu bardzo silną metasomatozę krzemionkową oraz dolomityczną. Metasomatoza krzemionkowa zaznacza się, według Franczyk, najintensywniej w stropowych partiach wapieni, podczas gdy dolomityzacja sięga do głębokości 55 m.

Przedstawione dane wydają się nie przeczyć obserwacjom Różyckiego [73] poczynionym w północnej części obrzeżenia mezozoicznego, gdyż przykrycie skały zsylyfikowanej przez osady mioceńskie ogranicza jedynie górną granicę tego procesu. Poza tym autor ten w publikacji z 1961 r. [77] wyraża pogląd o bardzo energicznych procesach wietrzenia chemicznego w starszym trzeciorzędzie, powodujących zmiany

w pierwotnym charakterze skał wapiennych (silkrety i ferrykrety). Warto podkreślić, że omawiane stanowiska z okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Ostrowca Świętokrzyskiego należą do tej samej strefy geologicznej i geograficznej, dotyczą skał tego samego wieku i podlegały zapewne tym samym procesom.

W eocenie, w którym klimat był najprawdopodobniej najcieplejszy z całego okresu trzeciorzędu, powstały również, według Pożaryskiego [61], osady szczególnego typu, a mianowicie rudy bobowe znane m. in. z terenów krasowych południowych Niemiec i Francji. O żelaziakach brunatnych okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa występujących w lejach krasowych wspomina Kobyłecki [36] oraz Samsonowicz [89], dając im wiek mioceni. Różycki [77] opisuje tego typu utwory na terenach sąsiednich.

Badania autorki wskazywałyby na przedmioceni wiek tych osadów. Można tak sądzić na podstawie odsłonięcia w kamieniołomie bodzechowskim (ryc. 15). Stwierdzono tam, na zboczu kopalnego obniżenia wyciętego w wapieniach rauraku, występowanie skorupy żelazistej (limonit) przykrytej przez różnobarwne mułki leżące pod serią gliniastą i piaszczystą miocenu.

Za przedmioceni uważam również, za Różyckim [77], fragmenty okruchów wapienia otoczonych powłoką żelazisto-manganową, znajdowane na wtórnym złożu w lejach krasowych w kamieniołomie bodzechowskim. Według Różyckiego utwory tego typu mogły powstać jedynie w warunkach klimatu typowo subtropikalnego, istniejącego przed okresem mioceni.

Tak więc należy przyjąć, że największą rolę w ogromnej gradacji tego terenu odegrał p a l e o c e n. Zostały wówczas zniszczone pokrywy od kredy do paleozoiku, i ścięte stare struktury, co stworzyło podstawę do dalszego rozwoju rzeźby. Silnie modelowany był wówczas stok Łysogór. Procesy gradacyjne notowane są i w młodszych okresach trzeciorzędu, nie mogły one jednak być tych rozmiarów co paleoceni, skoro uchowały się na omawianym terenie, nieprzykrytym osadami morskimi, ślady rzeźby (obniżenia erozyjne i krasowe) przedmioceni i mioceni. Ta staropaleogeńska powierzchnia odpowiadałaby znanej z literatury polskiej [34, 69] i zagranicznej [4, 31] paleogeńskiej powierzchni zrównania.

O powierzchni paleogeńskiej w Górach Świętokrzyskich i ich mezozoicznym obrzeżeniu mówi Ludomir Sawicki [91], Czarnocki [8], Leniewicz [47], Pietkiewicz [56], Pożaryski [61], Klimaszewski [34], a ostatnio zagadnieniem tym zajmowała się C. Radłowska [69]. Powierzchnia paleogeńska została również stwierdzona w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej [23].

Według Lencewicza [47] i Pietkiewicza [56] w paleogenie w Górach Świętokrzyskich powstały dwa poziomy spłaszczeń denudacyjnych na wysokościach 400 i 360 m. O ich paleogeńskim wieku świadczyłoby występowanie na tym poziomie żwirów i zlepieńców, które Czarnocki [12] określił jako przedmiocenne. Równoległość występowania poziomów o różnych wysokościach tłumaczy Lencewicz [47] ruchem tektonicznym, „który podniósł *en bloc* część centralną pasma i pochylił ku E jego część wschodnią” (str. 156). Rozważania Lencewicza dotyczą głównie centralnej i południowej części Gór Świętokrzyskich.

Porównując wysokość powierzchni paleogeńskiej, która w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich nie wznosi się powyżej 280 m n.p.m., z poziomami paleogeńskimi 400 i 360 m n.p.m., opisanymi przez Lencewicza [47], stwierdzamy tu wyraźnie brak korelacji. Podobna sytuacja zachodzi przy porównaniu tej powierzchni z poziomami tego samego wieku na Wyżynie Miechowskiej i Śląskiej [22, 23], gdzie wysokość ich wynosi 370—400 m n.p.m. Poziom paleogeński na północno-wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich układa się wyraźnie znacznie niżej niż na terenach sąsiednich. Analiza zasięgów mórz miocennych wskazuje, że zróżnicowanie wysokościowe powierzchni paleogeńskiej w Górach Świętokrzyskich musiało mieć miejsce po miocenie.

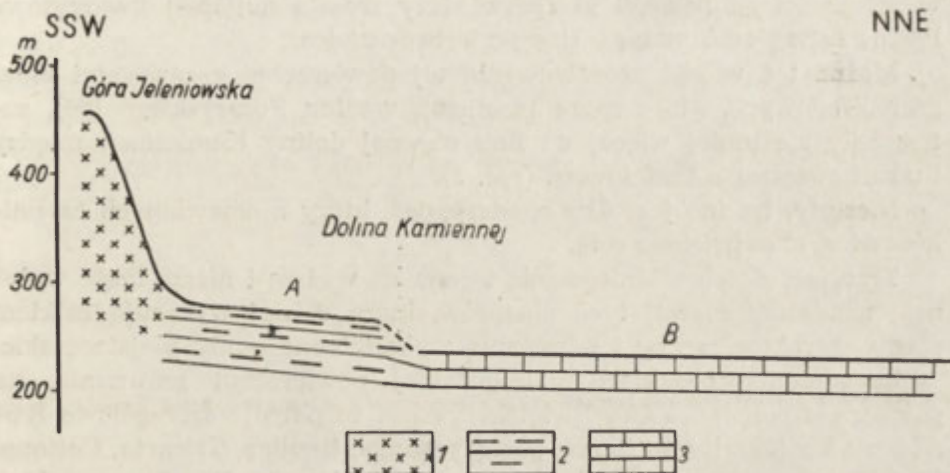
O ruchach górotwórczych popaleogeńskich o zróżnicowanej amplitudzie wypiętrzenia wspominało szereg autorów. Píše o nich Lencewicz [47], Czarnocki [14], Klimaszewski [34], Pożaryski [61], Kosmowska [37] i Radłowska [69].

Powierzchnią paleogeńską z przedpola badanego terenu zajmowała się szczegółowo Radłowska [69]. Stwierdza ona istnienie na mezozoicznym, północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jednego poziomu destrukcyjnego o założeniu paleogeńskim, na wysokości 240—200 m n.p.m. Powierzchnia ta ma charakter kopalny w części północnej obszaru, gdzie jest przykryta przez morskie osady oligocenu.

Na podstawie zanotowanych wysokości zrównania paleogeńskiego Radłowska w pracy swojej zamieszcza interesujący szkic pokazujący poziomy zrównań trzeciorzędowych na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, wzdłuż linii Karczma Miłkowska — Góra Puławska. Powierzchnia paleogeńska łagodnie pochyla się tu od 230 m na SW do 140 m na NE.

Na opisywanym terenie, graniczącym od północy z opracowaniem C. Radłowskiej, sytuacja układa się nieco odmiennie (ryc. 18). W północnej części terenu wysokości powierzchni uznanej za staropaleogeńską układają się w granicach 230—210 m n.p.m., jest więc zachowana jej ciągłość. Jednak dalej na południe, w kierunku Pasma Łysogórskiego,

powierzchnia ta wznosi się na wysokość 260—280 m, a bliżej Pasma Jeleniowskiego osiąga 300 m n.p.m. Na tej wysokości zaczyna się stromy stok tego pasma, którego powierzchnia szczytowa dochodzi do 450 m n.p.m. w jego części wschodniej, i 550 m w jego części zachodniej. Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu pokazuje mapa I.



Ryc. 18. Nachylenie powierzchni paleogeńskiej na północ od Pasma Jeleniowskiego Gór Świętokrzyskich

1 — kwarcyty; 2 — piaskowce, łupki, ropy; 3 — wapienie

Na wykonanym profilu (ryc. 18), nawiązującym do profilu Radłowskiej, zaznacza się wyraźnie brak ciągłości dziś odtwarzanej powierzchni paleogeńskiej. Linia załamania tej powierzchni pokrywa się w większości z linią obecnej doliny Kamiennej na odcinku Nietulisko — Ćmielów. Jednocześnie ta strefa zmiany spadku jest, ogólnie biorąc, granicą występowania odmiennych facji geologicznych. Dzieli ona bowiem obszar północny, o wysokości 210—230 m n.p.m. zbudowany głównie z wapieni lub utworów wapnistych, od terenu, na którym występują przeważnie piaskowce, łupki i ropy, a którego wysokość wynosi 260—280 m. Powyżej tej powierzchni wznosi się początkowo łagodny, a następnie stromy stok ostańca kwarcytowego, którym jest Pasma Jeleniowskie.

Powierzchnię o wysokości 210—230 m n.p.m., która rozciąga się na północ od doliny Kamiennej, nazwano powierzchnią paleogeńską B, natomiast powierzchnię o wysokości 260—280 m, występującą między stokiem Pasma Jeleniowskiego a Kamienną — powierzchnią paleogeńską A.

Niezmiernie interesującym problemem jest, czy taki układ w pochyleniu powierzchni paleogeńskiej jest wynikiem późniejszych ruchów górotwórczych, które nierównomiernie podniosły ten teren, czy też dy-

namiki rozwoju tej powierzchni, dynamiki zależnej głównie od typu gradowanej skały.

Wydaje się, że w warunkach bardzo wilgotnego i ciepłego klimatu wietrzenie chemiczne znacznie silniej musiało przeobrażać i obniżać powierzchnię wapienną (zrównanie krasowe — Klimaszewski [35]) niż piaskowcowo-łupkowo-ilastą. O różnym nasileniu procesów gradacyjnych w zależności od litologii skały świadczy zresztą najlepiej kwarcytowe Pasma Łysogórskie mające charakter twardzielca.

Można też wiązać zróżnicowanie tej powierzchni z zasięgami mórz górnokredowych, które (poza turonem), według Pożaryskiego [66], zatrzymały się mniej więcej na linii obecnej doliny Kamiennej, między Starachowicami a Ćmielowem (ryc. 2).

Niestety, trudno jest dziś rozstrzygnąć, który z omawianych czynników odegrał największą rolę.

Trzeciorzędowe zróżnicowanie terenu na wyższą i niższą część wpłynęło na dalszy rozwój tych obszarów, które dzisiaj wykazują całkiem różny charakter rzeźby i odmiennie wykształcone osady plejstoceny.

Zagadnienie charakteru paleogeńskiej powierzchni zrównania, na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich, rozpatruje szczegółowo Radłowska [69]. Rozważa ona poglądy Kinga, Bauliga, Tricarta, Cottona, Büdela oraz szeregu polskich badaczy i stwierdza, że „Przytoczone różne wypowiedzi co do zrównań trzeciorzędowych nie dają jeszcze dostatecznych podstaw do wyjaśnienia typu genetycznego paleogeńskiego zrównania w Górach Świętokrzyskich jako całości. Problem ten pozostaje nadal otwarty” (str. 65). Autorka uważa jednak, że trudno rozpatrywaną powierzchnię zrównania zaliczyć do kategorii pedypłen ze względu na powstawanie jej głównie w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego. Natomiast Klimaszewski [34] sądzi, że nie była ona peneplena, ale wiązała obszary znajdujące się w różnych stadiach zaawansowanego rozwoju (str. 8). Pożaryski [61] stwierdza, że w paleogenie powierzchnia ta wyglądała „mniej więcej tak jak dzisiaj”.

Badania autorki nie wnoszą nic nowego do określenia typu powierzchni paleogeńskiej, chociaż wykonany profil (ryc. 18) nawiązuje swym kształtem ściśle do przykładowego schematu elementów stoku Wooda [19], pokazując stok obnażony, stok usypiskowy i stok zanikający lub zstępujący — pedyment. Wydaje się, że dalsze badania nie rozwiążą zagadnienia w sposób decydujący, gdyż omawiana powierzchnia jest poligenetyczna i polichronologiczna, formowana w różnych, często wybitnie zmieniających się warunkach klimatycznych. Dlatego łatwiej jest określić, jaką powierzchnią nie jest niż podciągnąć jej genezę pod jedno z dwu przeciwstawnych pojęć — peneplenizacji i pedypłanacji, które są w pewnym sensie koncepcją teoretyczną, zakładającą jakiś najbardziej

dogodny dla danych procesów układ warunków klimatycznych. Dodatkową trudnością w określeniu charakteru paleogeńskiej powierzchni zrównania wyżyn Polski środkowej i południowej jest ich budowa geologiczna. W większości tworzą ją wapienie, piaskowce i łupki, które według L. C. Kinga [32] nie sprzyjają rozwojowi określonego typu zrównania.

Powstanie powierzchni gradacyjnej stworzyło podstawę do dalszego jej modelowania i rozwijania się różnego rodzaju form. Najstarsze ich ślady prawdopodobnie pochodzą już z eocenu. Na badanym terenie stwierdzono istnienie rozległych obniżeń erozyjnych o szerokości 1,5 km i głębokości przekraczającej 3,0 m. Jedna z takich dolin istniała na obszarze Koszary — Kąty Denkowskie, druga, być może, w miejscu dzisiejszej doliny sudolskiej (ryc. 4, 9).

Poza procesami erozyjnymi mamy z tego okresu ślady zjawisk krasowych, które rozwijały się na zboczach nowo powstałych dolin i na wierzchowinie. Głębokość zachowanych form dochodzi do 15 m.

W eocenie zachodziło zapewne odwapnienie skał kredowych, sylikacja wapieni górnajurajskich oraz powstawanie żelaziaków brunatnych. Przesłanki wskazujące na ich eoceński wiek omawiano na poprzednich stronach.

Po okresie rozcięcia rzeźby miało miejsce jej wyrównanie przez zapełnienie obniżeń ogromnymi ilościami rumoszków zsylikowanych, będących osadem korelatywnym wielkiej gradacji starotrzeciorzędowej. Działyły również procesy denudacyjne. Denudacja ta jednak nie była na tyle silna lub może długotrwała, aby doprowadziła do zniszczenia śladów rzeźby eoceńskiej.

Prawdopodobnie doliny, które powstały w eocenie, funkcjonowały jeszcze w oligocenie i w tym okresie zostały zapełnione rumoszem. O pewnych śladach dolin eoceńskich w Lasach Słarachowickich wspomina Radłowska [69]. Klimaszewski [34] pisze o istnieniu dolin oligoceńskich na terenie Wyżyny Krakowskiej; przypuszcza on, że i w Górach Świętokrzyskich istniały jakieś rzeki, które rozcięły paleogeński poziom 360—400 m do poziomu 300 m. Według danych z terenu opracowanego wynikałoby, że na przedpolu gór, na Wyżynie Sandomierskiej na północ od Ostrowca, dna ich układały się na wysokości około 165 m n.p.m.

Dyskusyjna jest sprawa granicy zalewu morza oligoceńskiego. Chociaż są pewne przesłanki wskazujące na dalszy zasięg morza niż wyznaczony przez obecnie występujące zwartą pokrywę piaski oligoceńskie, zagadnienie to nie jest jeszcze ostatecznie rozstrzygnięte przez geologów.

Po okresie rozczłonkowania rzeźby, który autorka datuje na eocen i po jej wyrównaniu przez zaakumulowanie obniżeń notuje się ponowne ożywienie procesów rzeźbotwórczych. Spowodowane ono zostało prawdopodobnie którąś z faz ruchów górotwórczych przypadających na górny oligocen lub dolny miocen. Swoje maksimum osiągnęły wówczas ruchy orogenetyczne w Karpatach [46].

NEOGEN

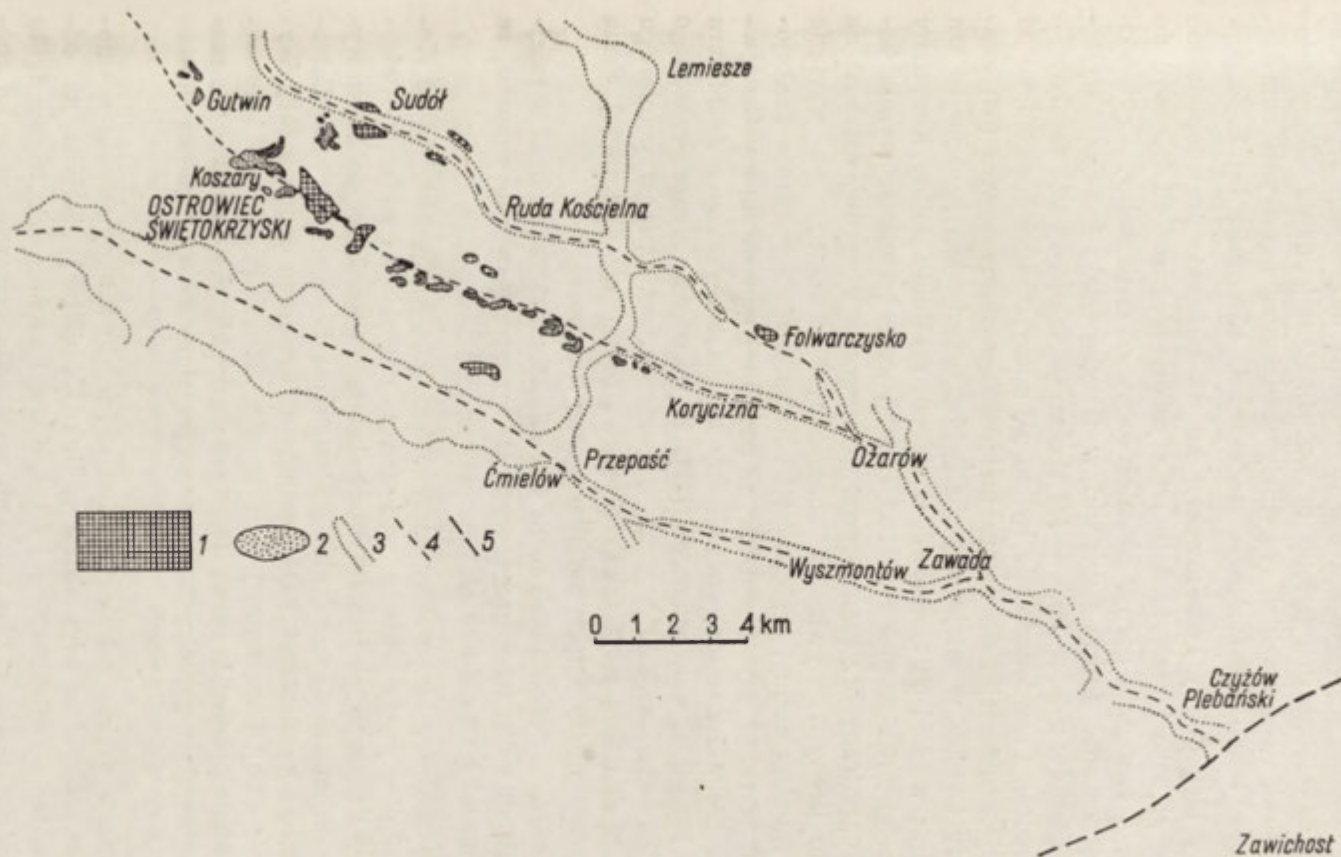
Wyraźnie zarejestrowane są ślady istnienia zjawisk erozyjnych na początku neogenu. Stwierdzono bowiem istnienie na omawianym terenie dwóch dolin założonych na liniach starych eoceńskich obniżeń erozyjnych. O miocenijskim wieku tych dolin świadczy ich stosunek do rumoszy paleogeńskich, które są przez nie rozcięte, i wypełnione utworami datowanymi na miocen.

Kierunek pochylenia tych dolin był z NW na SE. Uchodziły one prawdopodobnie do morza miocenijskiego rozciągającego się na południe i wschód od omawianego terenu. Głębokość ich przekraczała niekiedy głębokość dolin eoceńskich.

Przypuszczalny układ dolin miocenijskich pokazuje rycina 19.

1. Pierwsza z nich, rozciągająca się najbardziej na północy omawianego terenu, biegła prawdopodobnie tak jak obecna dolina sudolska, która na badanych odcinkach jest częściowo odgrzebaną formą starotrzeciorzędową (ryc. 4). Szerokość jej dochodziła do 0,7 km, dno układało się na wysokości 162 m n.p.m. (środkowy bieg), a głębokość jej nie była mniejsza niż 35 m (35 m wynosi miąższość akumulacji miocenijskiej w dolinie). Wydaje się, że ta prasudolska dolina ciągnęła się dalej ku SE niż obecna, która uchodzi do Kamiennej. Bieg jej znaczą, być może, płaty miocenu w okolicy Borowni i Folwarczyska, oraz dwie suche doliny. Jedna z tych dolin uchodzi do Kamiennej naprzeciwko wylotu doliny sudolskiej, a druga ciągnie się między wsią Folwarczysko a Ożarów [42].

2. Druga dolina miocenijska, nazwana doliną koszarowską, biegła równolegle do doliny sudolskiej. Jest to forma całkowicie kopalna, stwierdzona jedynie dzięki głębokim wierceniom na obszarze Koszar — Kąty Denkowskie. Dno jej układało się w okolicy Koszar na poziomie 170 m, a szerokość dochodziła do 0,75 km. Głębokość doliny, analogicznie do doliny sudolskiej, była nie mniejsza niż 35 m. W formie hipotezy podają jej ewentualny bieg. Być może, że przebieg jej można odczytać na podstawie występowania jednego z najmłodszych elementów rzeźby tego terenu, a mianowicie wydm, które położone są z dala od doliny Kamiennej i układają się wyraźnie na jednej linii. Odległe położenie wydm w stosunku do doliny Kamiennej pozwala sądzić, że ko-



Ryc. 19. Próba rekonstrukcji układu rzek miocenkich

1 — piaski miocenne; 2 — wydmy; 3 — obecny bieg dolin; 4 — przypuszczalny bieg dolin miocenkich; 5 — brzeg morza miocennego

rzystały one z bliższego lokalnego źródła materiału, którym mogły być piaski mioceńskie (czwartorzęd ma tu znikomą miąższość). Występowanie piasków mioceńskich byłoby tu wskaźnikiem istnienia doliny mioceńskiej. Brak osad ludzkich (wywiady studzienne) i pokrycie omawianego terenu lasem uniemożliwia stwierdzenie słuszności tej koncepcji.

Dalszy bieg doliny koszarowskiej ku SE pokazuje prawdopodobnie sucha ale głęboka i rozległa dolina Korycizny biegnąca od Borowni do Ożarowa, a następnie górny, również suchy odcinek doliny Czyżówki. O funkcjonowaniu doliny Czyżówki w trzeciorzędzie świadczy występowanie piasków mioceńskich w jej zboczu (w miejscowości Janików — Jankowice). Prawdopodobnie był to jej dolny odcinek i niedaleko od tego miejsca uchodziła do morza tortońskiego. Samsonowicz [88] znalazł osady tortonu w miejscowości Czyżów Szlachecki, tj. około 10 km na południo-wschód od Janikowa. O starym założeniu doliny Korycizny wspomina autorka w pracy z 1963 r. [42], gdzie publikuje wyniki badań hydrograficznych z tego terenu. Stratygrafia utworów, ustalona na podstawie licznych wywiadów studziennych wskazuje na wycięcie w skale rauraku doliny, o głębokości co najmniej 20 m, która funkcjonowała w starszym czwartorzędzie. O podobnej genezie doliny Czyżówki, w obrębie wsi Zawada, świadczyłby materiał uzyskany z Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego [51]. Z wiercenia przeprowadzonego we wsi Zawada dowiadujemy się o istnieniu obniżenia wypełnionego przeszło 28-metrową serią czwartorzędową (spągu nie osiągnięto). Seria ta na terenach przyległych ma nieznaczną miąższość.

Lokowanie się erozyjnych form staroplejstocieńskich na ogół w miejscach starych dolin trzeciorzędowych stwarza podstawę do wniosku, że i tu dolina taka mogła istnieć.

Trzeciorzędowy bieg doliny koszarowskiej na północo-zachód od Koszar, w okolicy osady Gutwin, wyznaczono również na podstawie wierceń, które pokazują, że istniało tu obniżenie o głębokości do 38 m wypełnione dwoma poziomami glin podesłanymi 17-metrową serią ilasto-piaszczystą z kamieniami, spoczywającą na utworach doggeru [51]. Występowanie całej 38-metrowej serii w obniżeniu w piaskowcu kelowej-skim wyklucza raczej krasową jego genezę i każe przypuszczać, że mamy do czynienia z głęboką formą erozyjną staroczwartorzędową, lub — co wydaje się słuszniejsze — trzeciorzędową.

3. Trzecią doliną, o której można sądzić, że funkcjonowała w miocenie, jest całkowicie odgrzebana dolina Kamiennej zbadana na odcinku Kunów — Ćmielów. O jej istnieniu w trzeciorzędzie można tylko wnosić na podstawie płatów miocenu występujących wysoko w jej zboczach w okolicy wsi Kraszków i Wólka Bodzechowska. Dalszy bieg do-

liny Kamiennej wyznacza, być może, rozległa dolina wyszmontowska, zbliżona swym charakterem do doliny Koryczny, oraz dolina Gierczanki.

O dolinie Kamiennej w miocenie mówił Lencewicz [47]. Za stare miocenne tarasy uważa on spłaszczenia w triasie na poziomie 300 m w okolicy Suchedniowa. Doliny dolnomiocenne (poeocenne a przedtortonskie) opisane są z Wyżyny Miechowskiej i Śląskiej [22, 23].

Pewną dyskusję wywołuje istnienie form erozyjnych na powierzchni zbudowanej z wapieni. Szczególne wątpliwości może budzić dolina sudolska, która ma w podłożu wapienie płytowe oksfordu, wapienie skaliste rauraku oraz wapienie oolitowe i koralowe astartu. Litologia tych skał sugerować może pogląd, że dolina ta założona jest na linii dużych zagłębień krasowych. Wydaje się jednak, że istnieją podstawy, by sądzić, że obecna dolina sudolska co najmniej od miocenu funkcjonowała już jako forma erozyjna. Można tak wnioskować na podstawie występowania tu dużej serii piaszczystej, która jest osadem allochtonicznym i musiała zostać przyniesiona spoza terenu wapiennego. Dotychczasowe badania wykluczają zbiornikową akumulację omawianych piasków. O ich raczej erozyjnym pochodzeniu świadczyłoby stwierdzone w dolinie koszarowskiej ich krzyżowe warstwowanie, ponadto cechą charakterystyczną jest, że występują one do pewnej wysokości i w pewnych liniowych strefach. Wydaje się, że doliny erozyjne mogą istnieć na terenach wapieni krasowiejących, gdy ma miejsce co najmniej jeden z następujących czynników:

1. Brak szczelin w wapieniu, dzięki czemu staje się on skałą nieprzepuszczalną (choć rozpuszczalną) i stwarza warunki odpływu naziemnego.

2. Istnienie szczelin w wapieniu, ale zapełnienie ich materiałem ilastym.

3. Istnienie tak dużej ilości wody, która nie nadąza uciec szczelinami i częściowo odpływa naziemnie.

Z faktu, że dzisiejsza dolina sudolska jest całkowicie bezwodna, mimo, że wapienie w jej podłożu pokryte są materiałem ilastym można sądzić, że nie ten czynnik jest najważniejszy. Wydaje się, że ten trzeci warunek decydował o stworzeniu powierzchniowego odpływu. Przyczyny istnienia rzek na terenach wapiennych należałoby szukać w odmiennych warunkach klimatycznych niż obecne. Zapewne musiały mieć miejsce gwałtowne, obfite opady okresowe sprzyjające formowaniu się dużych rzek. Za okresowym funkcjonowaniem doliny sudolskiej w miocenie, przemawiałoby istnienie ilastych przewarstwień wśród piasków kwarcowych, które często mają domieszkę części organicznych.

Dolinę sudolską należałoby uznać za dolinę o charakterze tranzytowym, przechodzącą przez teren wapienny. O możliwości istnienia takich

allochtonicznych rzek świadczyłaby dzisiejsza dolina Kamiennej na odcinku Ćmielów — Bałtów.

Wydaje się, że można mówić o silnie zaakcentowanej subsekwencji w układzie dolin miocenkich i — co się z tym wiąże — z subsekwentnym ułożeniem obszarów międziodolinnnych (pod pojęciem subsekwentny rozumiem generalną zgodność doliny z rozciągłością warstw mezozoicznych; w stosunku do podstawy erozji byłyby to doliny konsekwentne). Spuścizną takiego układu rzeźby jest dzisiejszy wygląd terenu na północ od Ostrowca. Wyraźnie zaznaczające się podłużne garby o kierunku NW-SE, jeden na północ od wsi Kąty Denkowskie, drugi między Jelenią Górą a Maksymilianowem, nie mają ani charakteru kuest, ani typowych twardzieli tkwiących tu z racji swej budowy geologicznej.

Długie i łagodne wzniesienie rozciąga się w okolicy wsi Kąty Denkowskie między doliną koszarowską a sudolską. Ma ono jednakowe nachylenie zboczy ku NE i SW, maksymalną wysokość 207 m n.p.m. Zbudowane jest z wapieni marglistych i masywnych oksfordu, które mają upady przeważnie ok. 2° ku NE. Są one dużo mniej odporne na niszczenie niż sąsiadujące z nimi od północy zwięzłe rafowe wapienie rauraku. Godny zauważenia jest fakt, że w wapieniach rauraku ulokował się środkowy i dolny bieg trzeciorzędowej doliny sudolskiej.

Drugie wzniesienie w okolicy Maksymilianowa, na północ od doliny sudolskiej, położone jest w zachodniej części niecki magońskiej. Zbocza ma bardziej strome, wysokość maksymalną 224 m n.p.m. Zbudowane jest w stropowej części z wapieni astartu, w dolnej z wapieni rauraku. Uderza tu niezgodność formy ze strukturą, zbocza garbu obustronnie obcinają skrzydła formy synklinalnej o upadzie warstw 4°. Na uwagę zasługuje lekko wklęsły charakter górnej powierzchni oraz charakterystyczne załamania na stokach, które związane są prawdopodobnie z plejstocenскими procesami denudacyjnymi.

Trzecie wzniesienie, znajdujące się w północno-zachodniej części omawianego terenu i najmniej poznane, ma charakter rozległej kopuły ponacinanej przez górne odcinki dolin okresowo prowadzących wodę. Jego maksymalna wysokość wynosi 235 m n.p.m. Zbudowane jest głównie z piaskowców kelowejskich oraz z piasków, iłów i piaskowców batonu (w części południowej). Piaskowce keloweju odsłaniają się na dość dużej przestrzeni w północno-wschodniej części garbu, tworząc pas o kierunku NNW-SSE. Dalej ku północy poza granicą opracowania wzgórze to przechodzi w wydłużony garb, rozciągający się z NW na SE, i nabiera charakteru kuesty [69]. Radłowska [69] na swoim terenie stwierdza istnienie trzech stref form kuestowych założonych kolejno: w piaskowcach doggeru, w wapieniach rauraku i najbardziej na północy w wapieniach astartu.

Wzniesienia występujące na południe od terenu badanego przez Radłowską, mimo zachowanego charakterystycznego kierunku NW-SE i pewnej ciągłości z formami przez nią opisanymi, nie mogą być uznane za kuesty. Są one raczej związane z procesami denudacyjnymi, których impuls szedł od subsekwentnie założonych dolin. Być może, że początkowo (może paleocen) istniały tu wzniesienia typu kuest, ale później zostały znacznie przemodelowane i dziś mają charakter starych grzbietów międzydolinnych, przeobrażonych denudacyjnie (ryc. 22, mapa II).

Poza wymienionymi procesami zachodzącymi w miocenie, bardzo energiczną działalność przejawiają zjawiska krasowe. Najlepiej dają się one prześledzić w kamieniołomie bodzechowskim (ryc. 11—15). Przeważają na omawianym terenie formy typu lejów, które lokują się w górnych odcinkach zboczy dolin miocenijskich. Często powstają one na miejscu dawnych form krasowych typu studni (ryc. 13, 14). Niektóre leje mają charakter form kopalnych, inne zostały reprodukowane w nie-krasowiejącym materiale czwartorzędowym i zaznaczają się w dzisiejszej rzeźbie (towarzyszą dolinie sudolskiej).

Miocenijskie zjawiska krasowe znane są ze wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej [94] oraz z terenów sąsiednich [3, 12, 57, 61, 69, 75, 89].

Uderza różnorodność procesów zachodzących w miocenie, które wymagają odmiennych warunków klimatycznych. Wydaje się, że okres miocenijski, jak żaden inny okres trzeciorzędu, miał klimat bardzo różnorodny, zmieniający się cyklicznie. O cyklicznych zmianach klimatycznych w miocenie pisze W. Szafer [99], S. Z. Różycki [77] i C. Radłowska [69]. M. Tyczyńska [102] stwierdza, że począwszy od miocenu klimat staje się coraz suchszy i chłodniejszy z fazami wilgotnymi.

Zmienność klimatyczna miocenu przejawia się również w wykształceniu litologicznym utworów miocenijskich, na które składają się bardzo różne serie. Osady miocenijskie należą do najlepiej wykształconych i poznanych spośród trzeciorzędowych osadów lądowych [3, 5, 12, 20, 69, 75, 77, 89].

Utwory miocenijskie występują w postaci osadów allochtonicznych przyniesionych spoza obszaru, na których występują i z osadów autochtonicznych. Na omawianym terenie są to: piaski kwarcowe dobrze przebyte, przeważnie białe, żółte lub szare, następnie tłuste gliny o charakterze łu, plastyczne, różnobarwne od białych do różowych, siwych, zielonawych i czarnych, oraz różnego rodzaju mułki mniej lub bardziej tłuste również różnobarwne.

Do osadów miocenijskich zaliczane były czasem znacznej miąższości rumosze, które leżą pod piaskami i glinami miocenijskimi, oraz rumosze górne spoczywające na tych osadach.

Samsonowicz [89] sądził, że wiele utworów zaliczanych przez niego do miocenu należy do okresów starszych, inne zaś mogą być nawet plioceńskie. Za utwory najpewniej należące do miocenu można uznać piaski kwarcowe i glinki ogniotrwałe, ze względu na występowanie w nich miocenińskiego drewna *Glyptostroboxylon tenerum*.

Dolne rumosze rozcięte i wypełnione mioceniską serią piaszczystą (ryc. 9, 10) wydają się być starsze od miocenu. Ze względu na zarejestrowane w odsłonięciach procesy (tab. 4), na charakter rumoszy, ich stosunek do powierzchni ścięcia, na której leżą oraz na stosunek ich do osadów mioceniskich — istnieją podstawy, żeby zaliczyć je do eocenu.

O ewentualnym paleogeńskim pochodzeniu rumoszy pisali wcześniej inni autorzy [5, 61]. Górne rumosze, spoczywające na nieco ściętych formach mioceniskich, prawdopodobnie należą do pliocenu.

Akumulacja miocenińska odegrała bardzo dużą rolę w kształtowaniu się rzeźby trzeciorzędowej. Teren o niezmiernie urozmaiconej rzeźbie i dużych deniwelacjach zamieniła ona, przez wypełnienie obniżen w teren równinny, ponad który wznosiły się dawne obszary wododziałowe. Głębokie, przeszło 35-metrowe, doliny zostały zaakumulowane głównie przez białe, przekątnie lub równolegle warstwowane piaski kwarcowe z soczewkami mułków i ilów (ryc. 4, 10). Akumulacja ta doszła co najmniej do 200 m. Strome leje krasowe wypełnił ilasto-gliniasty materiał wietrzeniowy przemieszany z piaskami (ryc. 12—14).

Być może, iż w pewnych okresach miocenu wskutek zmian klimatycznych istniały przerwy w stałym przepływie wody w dolinach. Tworzyły się wówczas niewielkie bagniska, do których znoszony był lokalny wietrzeniowy materiał ilasty (ryc. 4).

R. Czarnecki [5] przypuszcza, że w miocenie na omawianym terenie, w zachodniej części Wyżyny Sandomierskiej, mógł istnieć śródlądowy zbiornik, który łączył się z zatoką morską rozciągającą się w dolinie Opatówki, lub z helweckim zbiornikiem śródlądowym w tejże dolinie. Autor skłonny jest sądzić, że zbiornik ten sięgał do 300 m n.p.m., gdyż na tej wysokości znaleziono ciemne iły oznaczone jako prawdopodobnie helweckie. Objęcie jednym zbiornikiem terenów wapiennych na północ od doliny Kamiennej i niewapiennych na południe od tej doliny wyjaśnia, według R. Czarneckiego, występowanie allochtonicznych piasków kwarcowych na obszarze wapiennym.

Pogląd Czarneckiego nie wydaje się całkiem słuszny. Występowanie utworów mioceniskich na niewielkiej przestrzeni i jedynie do wysokości 200 m n.p.m. (na północ od doliny Kamiennej) dałoby się wytłumaczyć przy założeniu istnienia bardzo silnej denudacji pomiocenińskiej (rzędu 100 m). Istnienie dobrze zachowanych form erozyjnych i krasowych przeczy intensywnemu działaniu tej denudacji. Poza tym, sam cha-

rakter piasków kwarcowych (warstwowane, o zmieniającej się wielkości ziarna) świadczy raczej o akumulacji liniowej zachodzącej w dolinach.

W związku z kształtowaniem się rzeźby w miocene należy jeszcze poruszyć kwestię ruchów tektonicznych związanych z powstawaniem górotworu karpackiego. Na omawianym terenie z powodu braku odpowiednich osadów trudno jest określić wiek i charakter ewentualnych dyslokacji. Może one spowodowały obniżenie terenów na północ od równoleżnikowego biegu Kamiennej (lub wyniesienie terenów położonych na południe od niej) i przerwanie ciągłości powierzchni paleogeńskiej. Być może, że im zawdzięcza się wysokie położenie łąw określonych jako prawdopodobnie helweckie [37].

Ruchom dolnomiocenijskim skłonny jest Pożaryski [60] przypisać powstanie gęstej sieci uskoku na mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w obrębie triasu i liasu.

Klimaszewski [34] pisze, że obszar Gór Świętokrzyskich został w miocene podniesiony, rozcięty i częściowo zrównany w poziomie 300 m. Radłowska [69] sądzi, że w miocene mogło nastąpić spękanie górnej jury na obszarze Lasów Starachowickich, co pociągnęło za sobą zniknięcie wód naziemnych.

Według Różyckiego [77] w dolnym miocene zachodziły dosyć silne ruchy orogeniczne, które spowodowały znaczne wyniesienie antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz Gór Świętokrzyskich i utworzyły w ich południowo-zachodniej części kilka nowych fałdów.

W konkluzji wydaje mi się słuszny pogląd Radłowskiej, która sądzi, że północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich leży jakby w cieniu wielkich zmian tektonicznych, które objęły południową i centralną część gór, oraz że jego charakter jest „sumą negatywnych ruchów trzeciorzędowych przedpola w stosunku do wielkopromiennych dźwigań na obszarze masywu” [69, str. 175].

W pliocenie cała Polska południowa i środkowa jest łądem. Według powszechnie dotychczas przyjętego poglądu, tereny nizinne zajęte były przez rozległe jeziorzysko plioenijskie, którego ślady zachowały się w postaci pstrych łąw. Bardzo ciekawą i nową koncepcję genezy łąw poznańskich daje S. Z. Różycki [77]. Przedstawione fakty wiąże autor z charakterystycznymi cechami klimatu pliocenu, przez co rzuca światło na procesy zachodzące poza omawianym terenem.

Na podstawie analiz granulometrycznych, petrograficznych i mineralogicznych oraz zbadanych innych cech plioenijskich osadów ilastych autor wykazuje, że są one produktem różnego typu wietrzenia, transportowanym różnymi drogami i akumulowanym w różnych warunkach. Różycki zaprzecza istnieniu jednego wielkiego śródlądowego jeziora i stwierdza, że dzisiejszy obszar występowania pstrych łąw był w plio-

cenie terenem bagnistym, do którego znoszone były z wyżyn ogromne ilości ilastej zwietrzeliny trzeciorzędowej. Materiał ten transportowany był przez strumienie utworzone dzięki ulewnym deszczom w warunkach ciepłego i suchego klimatu i osadzany w postaci rozległych stożków.

Różycki wypowiada również bardzo interesującą uwagę o wahaniach klimatycznych w pliocenie. Przekraczają one, według niego, zmiany zachodzące w górnym miocenie. Autor uważa, że polegały one głównie na zmianach w ilości opadów atmosferycznych i ich sezonowego rozłożenia i porównuje je ze zmianami, które miały miejsce w plejstocenie w strefach tropikalnych i subtropikalnych.

Lewiński [49] sądzi, że w okresie osadzania się ilów poznańskich panował klimat suchy z opadami okresowymi.

Dużo danych o klimacie środkowego i górnego pliocenu w Polsce południowej dało opracowanie przez W. Szafera [97, 98] flory okolic Czorsztyna i Krościenka. Pliocen górny odznaczał się, według W. Szafera, klimatem ciepłym (średnia roku $+12^{\circ}\text{C}$) i suchym (600 mm rocznie).

O stepowości klimatu górnego pliocenu świadczą stosunkowo liczne stanowiska faunistyczne pochodzące z Rębielic na Wyżynie Krakowskiej [54], Podlesic koło Zawiercia [77] i Węży koło Działoszyna [52, 90].

Jakie są zapisy klimatu plioceńskiego na omawianym terenie? Można tu wyróżnić dwa typy zjawisk. Jeden — to procesy gradacyjne prowadzące do obniżania powierzchni, drugi — to odpreparowywanie starych form erozyjnych i powstawanie nowych.

Ślady procesów gradacyjnych pomiocieńskich są czytelne przede wszystkim w kamieniołomie bodzechowskim oraz na obszarze Koszar — Kąty Denkowskie. Doprowadziły one do odsłonięcia na jednej powierzchni różnowiekowych i różnie wykształconych osadów trzeciorzędowych, które wypełniały obniżenia w podłożu zbudowanym z utworów mezozoiku. Występowanie osadów miocieńskich na północ od Ostrowca Świętokrzyskiego do wysokości 200 m n.p.m. świadczy, że była ona dolną granicą denudacji plioceńskiej. O stosunkowo małych rozmiarach gradacji plioceńskiej świadczy przetrwanie miocieńskich form krasowych i erozyjnych. Potwierdza to również występowanie stosunkowo małej miąższości pomiocieńskich ostrokrawędzistych rumoszków. Stwierdzono je w Jarugach i w kamieniołomie bodzechowskim, gdzie pokrywają 4—5 m grubości warstwą ścięte osady paleogenu i neogenu. Być może, że rumosze te związane są z nasuwaniem się zlodowacenia i są nieco młodsze od pliocenu. Nie ma niestety danych, na podstawie których można by te utwory ściśle datować.

Silnej gradacji na terenach wapiennych nie sprzyjał zapewne plioceński klimat, który odznaczał się dużą suchością. Wapień, podatny na niszczenie w warunkach klimatu wilgotnego i ciepłego, w suchym za-

chowuje się bardzo opornie. Według Birot [2] w klimacie gorącym i suchym wapień jest twardszy niż granit, ulega denudacji znacznie wolniej i przez to daje powierzchnie wyżej położone.

Sądzę, że denudacja pliocińska nie zatarła głównych rysów rzeźby tego terenu, które powstały w paleogenie i miocenie, a nawet — być może — niektóre z nich uwypukliła. Gradacji pliocińskiej na omawianym terenie nie wiąże genetycznie z pojęciem zrównania pliocińskiego, które tego terenu nie objęło.

Zagadnieniem zrównania pliocińskiego z przedpola omawianego terenu zajmuje się szczegółowo Radłowska [69]. Ślady zrównania dolnopliocińskiego widzi autorka na północ od doliny Krępianki, który to obszar pokryty był pierwotnie piaskami morza oligoceńskiego. Dolnopliocińska powierzchnia zrównania ma cechy pedypłeny, wysokość jej wynosi 160—180 m i rozciąga się u podnóża powierzchni paleogeńskiej. Radłowska stawia tu ciekawą koncepcję nożycowego układu tych zrównań.

O istnieniu dolnopliocińskiej powierzchni zrównania na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich bez ścisłego wyznaczania jej granicy i wysokości mówi Pożaryski [61]. Podobnego zdania jest Klimaszewski [34]. Sądzi on, że powierzchnia Wyżyny Opatowskiej jest wieku pliocińskiego, a w jej obrębie znajdują się fragmenty zrównania paleogeńskiego. O dolnopliocińskiej powierzchni zrównania, na wysokości 170—220 m n.p.m., w południowej części Wyżyny Sandomierskiej, mówi Mycielska-Dowgiałło [55]. Stwierdza ją również nad środkową Opatówką Czarnecki [6]. Na podstawie wysoko nad dnem dolin położonych żwirów zawierających materiał karpacki Samsonowicz [89] twierdził, że wschodnia część Łysogór razem z Podkarpaciem stanowiła równinę pochyloną ku N; jego zdaniem nie istniała jeszcze wówczas dolina Wisły. Natomiast Radłowska [69] wspomina o śladach istnienia ujściowego odcinka doliny Kamiennej w dolnym pliocenie.

Z górnym pliocenem wiąże się powszechnie powstanie głębokich dolin. Przyczynę wzmożonych procesów erozyjnych przypisuje się rodańskiej fazie ruchów górotwórczych. Miał wówczas powstać głęboki przełom Wisły na odcinku Zawichost — Puławy [53, 63, 64, 91]. Znaczne wyniesienie wału metakarpackiego i uformowanie przełomowego odcinka doliny Wisły powoduje ożywienie erozji na wyżynach.

O dolinie dolnej Kamiennej, Krępianki, Iłżanki oraz o powstaniu przełomu doliny Kamiennej na odcinku Ćmielów — Bałtów pisze Radłowska [69]. Rzeki te miały uchodzić do przełomowego odcinka doliny Wisły; autorka daje im wiek górnopliociński. Radłowska powołuje się bowiem na stwierdzone przez Pożaryską w dolinie dolnej Kamiennej żwiry preglacjalne, które są aluwiami pra-Kamiennej i przykrywają

listwę skalną na wysokości 149 m n.p.m. Radłowska sądzi, że listwa ta jest najprawdopodobniej zachowanym fragmentem górnopliocenińskiego dna tej rzeki. Podobne listwy ukryte pod osadami preglacjalnymi lub glacialnymi znalazła Radłowska w dolinie Ilżanki i Krępianki [68]. Zdaniem Radłowskiej erozja górnopliocenińska na badanym przez nią terenie osiągnęła głębokość 40–50 m. Autorka podkreśla jednak, że stwierdzone fragmenty górnopliocenijskich den dolinnych występują zawsze powyżej współczesnych poziomów tych dolin.

Mycielska-Dowgiałło [55] wspomina o istnieniu kopalnych poziomów dolinnych w górnych odcinkach Koprzywianki i Goryczanki. Wznoszą się one 4–6 m nad obecnym poziomem tarasu zalewowego. Powstanie ich wiąże autorka również z erozją górnopliocenijską.

O przedczwartorzędowej dolinie Opatówki na Wyżynie Sandomierskiej pisze Czarnecki [6]. Według niego była to forma znacznie szersza niż obecnie, ale o podobnej głębokości.

Na badanym przeze mnie terenie nie znaleziono osadów, które w sposób całkowicie pewny można by zaliczyć do utworów preglacjalnych. Dlatego też nie ma podstaw do określenia charakteru pliocenijskich czy górnopliocenijskich dolin. Mapa kopalnej rzeźby (mapa I), na której widoczna jest wyraźnie sieć dolinna, przedstawia obraz istniejący w okresie przedczwartorzędowym, nie precyzuje jednak wieku dolin na pliocenijski lub preglacjalny.

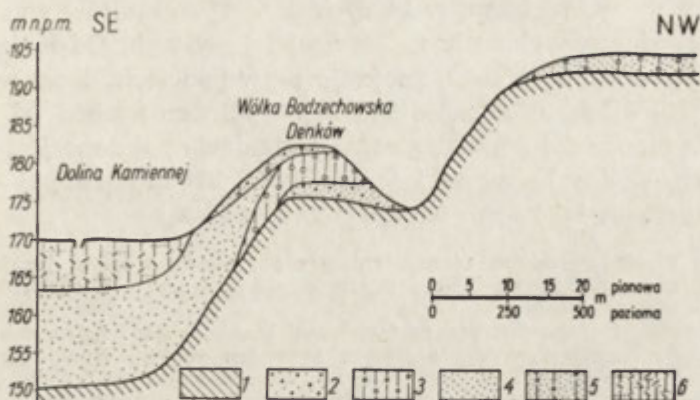
Prawdopodobnie ostatni etap kształtowania się sieci rzecznej po okresie akumulacji mioceńskiej zaczął się już w dolnym pliocenie, być może, maksimum swoje osiągnął w górnym pliocenie i trwał zapewne do momentu przykrycia go osadami glacialnymi. Ta bezpośrednio przedglacialna (preglacialna) faza jest najlepiej czytelna ze względu na występowanie w zboczach dolin osadów zlodowacenia krakowskiego.

Erozji, która najprawdopodobniej działała już w pliocenie, przypisuję wyniesienie z doliny Kamiennej osadów mioceńskich. Obecnie stwierdza się istnienie tych utworów jedynie w słabo zachowanych strzępach, wysoko ponad dzisiejszą dolinę.

W formie przypuszczenia (na które pozwala analogia z doliną dolnej Kamiennej i dolin na północ od tej rzeki) podaję istnienie w dolinie środkowej Kamiennej, około 3 km na wschód od Ostrowca Świętokrzyskiego, górnopliocenijskiej listwy skalnej. Na północnym zboczu doliny Kamiennej w okolicy wsi Denków i Wólka Bodzechowska zaznaczają się dwa wyraźne spłaszczone cyple leżące około 10 m poniżej poziomu przyległej wysoczyzny, na wysokości 182 m n.p.m. Wywiady studzienne i odsłonięcia pokazują, że pod osadami czwartorzędowymi o maksymalnej stwierdzonej miąższości 7,5 m ukryta jest podłoga skalna. Występuje ona na wysokości 175 m n.p.m., tj. około 5 m powyżej dna tarasu łą-

kowego Kamiennej. Omawiany poziom wznosi się około 20 m powyżej skalnego dna ukrytego pod współczesną doliną Kamiennej, tj. około 14 m poniżej wierzchowiny skalnej (ryc. 20).

Na podstawie podobieństwa w charakterze występowania opisanej powierzchni z doliny środkowej Kamiennej z listwami skalnymi górnoplio-



Ryc. 20. Strop podłoża czwartorzędu. Północne zbocze doliny Kamiennej w okolicy wsi Denków i Wólka Bodzechowska

1 — podłoże czwartorzędu; 2 — piaski różnoziarniste ze żwirem; 3 — glina morenowa brązowoszara, płaszczysta; 4 — piaski różnoziarniste krzyżowo warstwowane; 5 — piaski różnoziarniste z głazikami; 6 — mułki lessowe

ceńskimi, stwierdzonymi przez Radłowską w dolinie dolnej Kamiennej oraz Iłzanki i Krępianki, można by przyznać jej tę samą genezę i wiek.

Porównanie wysokości listwy skalnej ze środkowej i dolnej Kamiennej z wysokością współczesnych den dolinnych tej rzeki pokazuje, że spadek rzeki preglacjalnej był mniejszy niż spadek rzeki współczesnej.

Co się działo z istniejącymi w starszym trzeciorzędzie dolinami sudolską i koszarowską?

W dolinie sudolskiej, podobnie jak i w dolinie Kamiennej, miało zapewne miejsce odgrzebywanie starej rzeźby. Proces ten doprowadził tu do częściowego wyniesienia osadów miocennych. Rozcięcie doliny sudolskiej było rzędu 15 m i można sądzić, że erozja pliocenńska spowodowała oddzielenie osadów miocenu na płyty leżące w zboczach doliny i w jej dnie (ryc. 4). Zupełnie martwą formą była wówczas dolina stwierdzona na odcinku Koszary — Kąty Denkowskie. Przetrwiała ona jako forma nie zmieniona aż do dzisiaj i we współczesnej rzeźbie jest nieczytelna (mapa II).

Prawdopodobnie już w pliocenie istniały konsekwentne doliny: Kamionki, Świśliny i miłkowska, którymi spływały wody z północnych stoków Pasma Jeleniowskiego. Doliny te, tak jak i dzisiejsze, uchodziły zapewne do doliny Kamiennej.

ANALIZA RZEŻBY PRZEDGLACJALNEJ

ZAGADNIENIE PREGLACJAŁU

Jak wspomniano wyżej nie znaleziono osadów, które można by uznać z całą pewnością za preglacjalne. Cytuję tu wyniki analizy piasków różnoziarnistych ze żwirkiem, w których poza 1% granitów występuje materiał pochodzący wyłącznie z Gór Świętokrzyskich. Odsłonięcie, z którego została pobrana próbka, znajduje się w podcięciu drogi we wsi Podwiatraki koło Denkowa, około 300 m na północo-wschód od mostku na strudze Denkowskiej. Morfologicznie odsłonięcie położone jest na północnym zboczu doliny Kamiennej na wysokości 184 m n.p.m., tj. około 14 m nad jej tarasem łąkowym. Od góry widoczne są:

- 0,0—1,2 m piaski żółtoszare, różnoziarniste z okruchami wapieni jurajskich
- 1,2—2,5 m glina morenowa brązowoszara, silnie piaszczysta z obfitym materiałem skandynawskim
- 2,5—3,0 m piaski różnoziarniste ze żwirkiem, białoróżowe, bardzo dobrze obtoczone, przewarstwione piaskiem pylastym siwym. Niewidoczny materiał północny. Cała seria piaszczysta, warstwowana równolegle dzięki poziomym warstwom żelazistym. Nie znany jest spąg utworów.

Analizę piasków podmorenowych wykonała mgr A. Teofilak z Zakładu Mineralogii i Petrografii Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Wyniki tej analizy przedstawiają się następująco: „Głównym składnikiem próbki jest kwarc. Kwarc z frakcji grubszej ($> 0,5$ mm) jest na ogół bardzo dobrze obtoczony, barwy szarej lub żółtawej, powierzchnie jego są matowe, nieprzejrzyste, dość gładkie. Kwarc frakcji drobniejszych ($< 0,5$ mm) jest bezbarwny, biały, żółtawy bądź różowy, a ziarna jego są przejrzyste lub półprzejrzyste o powierzchniach gładkich i lśniących. Kwarc z frakcji drobniejszej jest nieco gorzej obtoczony niż kwarc z grubszych frakcji. Poza kwarcem występują tu okruchy piaskowców, kwarcytów, łupków kwarcytowych, litytów, granitów (1%) oraz mułowców żelazistych. W próbce znaleziono również okruch staurolitu, prześniętego sitowo kwarcem, oraz dwa ziarna bursztynu”.

W analizowanym materiale uderza całkowity brak okruchów wapiennych z terenów położonych na północ od omawianego. Występowanie granitu w ilości 1% stawia pod znakiem zapytania preglacjalny wiek osadów. Być może jednak, że granit ten pochodzi z nadległych warstw czwartorzędowych. Dyskusję może budzić występowanie dużej ilości litytów (24%). Wydaje się, że ich źródła należy szukać w Górach Świętokrzyskich, nie ma bowiem podstaw do przyjęcia, że zostały one przytransportowane z Karpat. O radiolarytach sylurskich i karbońskich w Górach Świętokrzyskich pisał Sujkowski [95, 96]. W utworach kajpru stwierdził je Samsonowicz [89], w zlepiach muszlowych kimerydu Pożaryski [60].

Interesująco przedstawia się w omawianej próbce procentowy udział minerałów ciężkich (z frakcji 0,1—0,2 mm) w porównaniu z innymi próbkami z osadów czwartorzędowych (tab. 5).

Tabela 5

Skład ilościowy frakcji ciężkiej w procentach

Minerał	Denków preglacjał (?)	Jarugi piaski górne czwartorzędowe	Henryków piaski dolne czwartorzędowe	Lipnik głina w leju krasowym
Magnetyt	25	42	34	31
Ilmenit	22	—	4	2
Turmalin	20	3	9	10
Staurolit	14	2	5	4
Granat	5	45	28	44
Cyrkon	4	—	4	3
Hornblenda	3	6	11	2
Dysten	3	—	2	1
Sylimanit	2	1	2	2
Rutyl	1	—	1	—
Monacyt	1	—	—	1
Epidot	—	1	—	—

Z zestawienia tego wynika, że w piaskach z Denkowa zaznacza się znaczne zmniejszenie zawartości minerałów ciężkich, jak: magnetyt i hornblenda, licznie spotykanych w skałach pochodzenia lodowcowego lub z ich przerobienia, a znaczne wzbogacenie próbki w odporne na niszczenie: turmalin, staurolit i ilmenit. Uderza również znikoma ilość granatu. Duża ilość turmalinu, staurolitu i ilmenitu świadczy, że większość materiału pochodzi z rozkruszonych skał lokalnych, z obszarów położonych na południe i zachód od omawianego.

M. Turnau-Morawska [101] stwierdza występowanie większości tych minerałów w świętokrzyskich skałach triasowych i liasowych. W piaskowcu liasowym np. 60% objętości stanowi turmalin. Odmienność składu tej próbki od innych, czwartorzędowych osadów, przewaga w 99% materiału lokalnego oraz brak otoczków wapiennych pozwala, być może, sądzić, że mamy tu do czynienia z osadem preglacjalnym, przemierzonym lub zanieczyszczonym w nieznacznym stopniu przez osad czwartorzędowy. Podchodząc do słuszności tego wniosku z dużą ostrożnością, opisany utwór uznany ewentualnie za preglacjalny można by potraktować jako datujący powierzchnię skalną (iły bajosu, batonu), która występuje pod nimi, na przedczwartorzędową. Potwierdzałoby to pogląd

wcześniej wypowiedziany, że listwa skalna na cyplu denkowskim zbudowana z iłów bajosu i batonu może być preglacjalna lub górnoplioceńska.

Osady uznane za preglacjalne opisał z południowej części arkusza Opatów Samsonowicz [89]. Składają się one głównie z materiału karpackiego. Składnik podrzędny stanowią lokalne krzemienie i kwarcyty. Utwory te leżą zazwyczaj wysoko ponad dnami obecnych dolin i na tej podstawie Samsonowicz sądził, że złożone tu zostały przed powstaniem sieci rzecznej. Uformowanie głównych kierunków dolin przypisuje on najstarszemu plejstocenowi, kiedy ląd łysogórski był „terenem działania denudacji i erozji”.

Istnienie żwirów, uważanych za preglacjalne, stwierdziła K. Pożaryska [59] w dolinie dolnej Kamiennej. Żwiry te, wykształcone różnorodnie pod względem petrograficznym, autorka uważa za preglacjalne aluwia pra-Kamiennej. Pożaryska sądzi, że utwory preglacjalne znalezione w dolnej Kamiennej muszą być młodsze od opisanych przez Samsonowicza, gdyż powstały już po utworzeniu sieci rzecznej.

Osady preglacjalne z terenów położonych na północ od doliny Kamiennej opisuje Radłowska [69]. Są one tu znacznej miąższości i pełniej wykształcone niż na terenach przyległych od południa. Na podstawie profilów wierceń z dolin koło Zwolenia Radłowska stwierdza istnienie dwóch cykli sedimentacyjnych rozpoczynających się żwirami i otoczkami, a kończących się na mułkach lub piaskach pylastych.

S. Z. Różycki [77] stwierdza, że seria osadów leżąca nad plioceńskimi iłami pstrymi, a pod osadami akumulacji glacialnej pokazuje istnienie trzech cykli akumulacyjnych odpowiadających trzem wahnięciom klimatycznym. Dwa okresy chłodu, przedzielone falą ciepła, porównuje autor ze zmianami klimatycznymi Europy Zachodniej i fazy te wiąże z kolejno po sobie następującymi okresami: zimnym — praetiglian, ciepłym — tiglian i zimnym — eburonian. W konsekwencji tych porównań autor umieszcza dolną granicę plejstocenu u podstawy dolnej serii żwirów, a tzw. preglacjal zalicza do najstarszego plejstocenu.

S. Z. Różycki [77] porusza też zagadnienie dolin preglacjalnych i stwierdza, że pogląd mówiący o istnieniu głębokich erozyjnych dolin preglacjalnych w środkowej Polsce jest niesłuszny. Doliny te są, według niego, przeważnie znacznie młodsze, utworzone przez erozję interglacialną.

Ze względu na brak zachowanych na badanym terenie utworów preglacjalnych trudno mówić o procesach zachodzących w tym okresie. Prawdopodobnie zjawiska przypisane pliocenowi, jak np. odpreparowywanie starych dolin i powstawanie nowych, trwały dalej, aż do pokrycia tego terenu przez lodowiec.

Na podstawie około 500 punktów (wiercenia, odsłonięcia naturalne, wywiady studzienne i in.) wykonano mapę ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (mapa I). Uzyskany obraz pokazuje w większości powierzchnię istniejącą przed pokryciem jej przez utwory akumulacji glacialnej; daje ona nam rzeźbę preglacjalną powstałą w wyniku nakładania się długotrwałych i zróżnicowanych procesów trzeciorzędowych.

WYKSZTAŁCENIE I SPOSÓB WYSTĘPOWANIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

O przedczwartorzędowym wieku rzeźby, przedstawionej na mapie ukształtowania podłoża czwartorzędu, można sądzić na podstawie stosunku osadów czwartorzędowych do form, które wypełniają.

Mięszczość czwartorzędu na północ od doliny Kamiennej jest nieznaczna. W części północno-wschodniej badanego obszaru nie przekracza na ogół 7—8 m. Jedynie na terenach występowania wydmy miąższości te wzrastają. Przeważnie profil utworów czwartorzędowych wygląda tu następująco:

- 0,0—2,5 m piaski różnoziarniste, niewarstwowane z dużą domieszką materiału pylastego oraz okruchami skalnymi i głazikami północnymi
- 2,5—6,5 m glina piaszczysta lub piaski gliniaste z dużą ilością skał lokalnych i północnych
- 6,5—8,0 m piaski drobnoziarniste, żółte, niekiedy warstwowane poziomo lub przekątnie.

W części północno-zachodniej terenu grubość czwartorzędu jest nieco większa; wzrasta miąższość gliny.

Na wzniesieniach zbudowanych ze skał starszych czwartorzędu się prawie nie spotyka.

Stratygrafia utworów czwartorzędowych występujących na południe od doliny Kamiennej przedstawia się odmiennie niż na terenie północnym. Syntetyczny profil tych osadów wygląda następująco (podaję maksymalną miąższość poszczególnych osadów stwierdzoną w różnych odsłonięciach):

- less — 35 m (na wierzchowinach)
- glina zwałowa górna, z glebą kopalną w stropie — 5 m
- less podmorenowy — 3 m
- piaski gliniaste z dużą ilością okruchów skalnych i otoczakami skał północnych, niewarstwowane — 4 m
- glina zwałowa dolna — 12 m
- bruk morenowy lub żwiru z materiałem północnym i lokalnym — 3 m
- podłoże skalne

Podane utwory występują głównie w zboczach dolin (poza lessem). Na wierzchowinach zostały one zniszczone podczas okresów interglacjal-

nych i przykryte miększą serią lessów. Nie spotyka się ich również w osi dolin, gdzie zostały bardzo silnie rozcięte. Żadne wiercenie, nawet to, które dotarło do podłoża skalnego, nie natrafiło na glinę zwałową. Nowe, głębokie doliny, węższe od poprzednich, zostały wypełnione żwirami, piaskami i mułkami lessowymi.

Ogólnie przedstawiony sposób występowania różnych utworów czwartorzędowych świadczy o przedczwartorzędowym wieku dolin, które zostały zaakumulowane osadami glacialnymi, a następnie znacznie rozcięte podczas interglacjalów i wypełnione serią żwirowo-piaszczysto-mułkową. Interglacialne rozcięcie dolin poszło dużo głębiej niż erozja przedglacialna, a późniejsza akumulacja nie osiągnęła poziomu preglacialnych den dolinnych. Można o tym sądzić na podstawie niezachowania się w dolinach osadów staroplejstoczeńskich oraz występowania listw skalnych górnoplioczeńskich (?) ponad obecnym dnem doliny.

Wydaje się, że różny charakter wykształcenia i występowania osadów czwartorzędowych w północnej i południowej części omawianego obszaru uzależniony jest od przedczwartorzędowej rzeźby terenu. Głównie dwa czynniki mają tu znaczenie. Pierwszym jest wysokościowe zróżnicowanie paleogeńskiej powierzchni zrównania na wyższą *A* (260 m n.p.m.) w części południowej i niższą *B* (200—230 m n.p.m.) w części północnej. Nie wnikając szczegółowo w zagadnienie akumulacji lessów, które jest problemem odrębnym, wydaje się, że ich rozmieszczenie warunkowane mogło być m. in. istniejącą przedlessową rzeźbą. Występowanie lessów tylko na powierzchni *A* i ograniczenie ich północnego zasięgu do linii załamania spadku tej powierzchni pozwala sądzić, że istnieje tu ścisła zależność. Być może, że powierzchnia wyżej leżąca spowodowała zakłócenie w turbulencji mas powietrza, zmniejszenie siły niskich prądów noszących pył lessowy i jego akumulację. Przeważającym kierunkiem wiatru byłby kierunek NE. O kierunkach zbliżonych do E na Wyżynie Lubelskiej pisze A. Jahn. Podobną sytuację do opisanej obserwuje się w obrębie wału lessowego, którego północna krawędź biegnie od Borowni do Ożarowa i zachowuje również kierunek NW-SE.

Drugim czynnikiem wpływającym na znaczną miąższość utworów czwartorzędowych na terenie południowym jest silne przedglacialne rozcięcie tej powierzchni (pliocen, preglacjal). Erozja ta na terenie północnym była dużo słabsza i nie utworzyła obniżień, w które mogły być składowane osady czwartorzędowe.

GLÓWNE ELEMENTY RZEŻBY PRZEDGLACJALNEJ, WPŁYW LITOLOGII I TEKTONIKI

Mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej pokazuje, że powierzchnia ta była silnie urzeźbiona (mapa I).

Bardzo wyraźnie zaznacza się szerokie obniżenie Kamiennej z cyplami denkowskim i bodzechowskim, które są prawdopodobnie resztkami górnopłocieńskiego dna doliny.

Na północ od doliny Kamiennej rozciąga się równina o przeważającej wysokości 190—200 m n.p.m. Ponad tym poziomem wznoszą się podłużne garby oddzielające stare doliny oraz kopulaste wzniesienie w północno-zachodniej części obszaru. Poniżej tego poziomu biegnie dolina sudolska, której dno występuje na wysokości 180 m.

Na południe od doliny Kamiennej wierzchowina skalna znajduje się na wysokości 260—280 m n.p.m. Wysokości te wzrastają ku S, u podnóża Pasma Jeleniowskiego dochodzą do 300 m n.p.m. Powyżej tej powierzchni wznosi się stromy stok Pasma Jeleniowskiego. Wysokość tego pasma (do 465 m), które jest nie pokryte osadami czwartorzędowymi, była wyższa niż przedstawiona na mapie. Według T. Klatki [33] grzbiet Łysogór obniżył się o około 10—15 m wskutek plejstocieńskiej morfogenezy peryglacialnej.

Wierzchowina skalna jest silnie rozcięta erozyjnie. Zaznaczają się wyraźnie doliny. Do największych form należy szeroka, o łagodnych grzbietach dolina pra-Waśniówki i pra-Opatówki, o kierunku WNW-ESE. Przecina ją dolina Kamionki o kierunku SSW-NNE. Dolina ta ma zbocza o dużym spadku, widoczna jest wyraźnie ich asymetria. Zbocza eksponowane na północ są stromsze od przeciwnych.

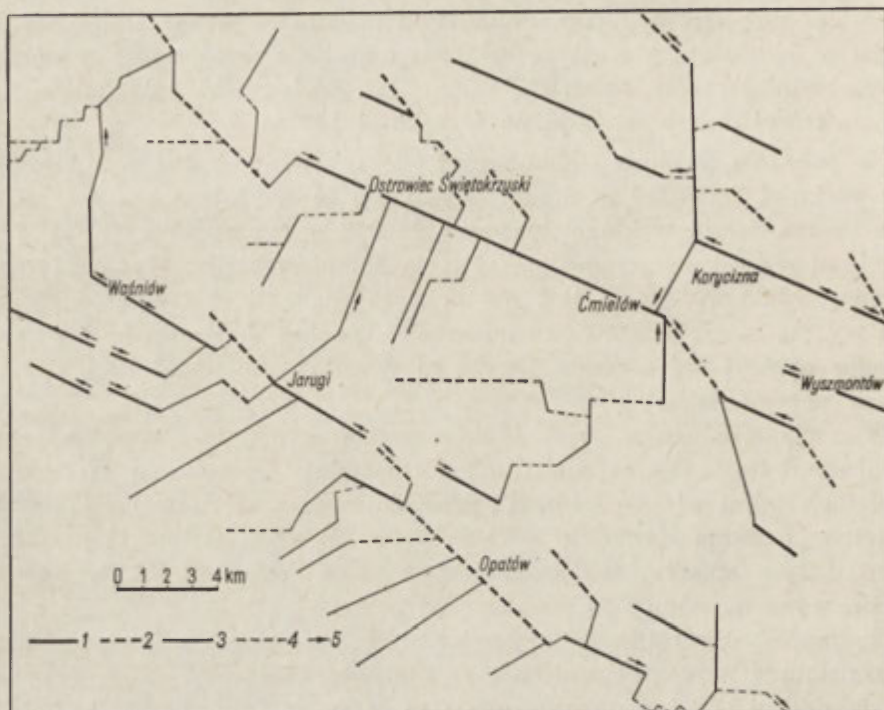
Na mapie ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej widać bardzo dobrze pewną regularność w charakterze rzeźby, którą głównie nadają doliny. Doliny te są jednocześnie najważniejszym elementem morfologicznym omawianego terenu. W ich układzie uderza pewna planowość, którą obserwuje się i na obszarach sąsiednich. Kierunki dolin są ściśle uporządkowane. Drugą cechą charakterystyczną tego układu jest brak zachowania jednego stałego kierunku przez dolinę. Każda dolina składa się z szeregu odcinków bardzo często prostopadłych do siebie.

Można wyróżnić cztery zasadnicze kierunki dolin (ryc. 21).

1. Kierunek WNW-ESE. Mają go główne doliny tego terenu. Należy tu środkowy bieg doliny Kamiennej na odcinku Chmielów — Ćmielów, dolina sudolska, dolina pra-Opatówki, dolina pra-Waśniówki, dolina wyszmontowska, Korycizny oraz inne mniejsze.

2. Kierunek NW-SE. Doliny o tym kierunku często występują między odcinkami WNW-ESE, łącząc je. Należy tu górny odcinek doliny Opatówki między Sadowiem a Nikisiałką, następnie dolina Kamiennej od Nietuliska do Chmielowa, środkowy bieg doliny sudolskiej, dolinka denkowska i bodzechowska uchodzące do Kamiennej oraz szereg innych. Doliny o tych dwóch kierunkach układają się w pewne równoległe do siebie pasy, które można nazwać: sudolskim, Kamiennej i Opatówki.

Pasy te obejmują często odcinki dolin sąsiednich dorzeczy (np. dorzecze Świśliny). Między tymi pasami występują doliny biegnące prostopadle do omówionych.



Ryc. 21. Kierunki dolin

1 — WNW-ESE; 2 — NW-SE; 3 — S-N, SW-NE; 4 — E-W; 5 — kierunek płynięcia wody

3. Kierunki S-N, SSW-NNE, SW-NE. W przebiegu tych dolin zaznacza się pewne zróżnicowanie zależne od odległości od Gór Świętokrzyskich. Najbardziej na północ panuje kierunek S-N. Należy tu zaliczyć przełomową dolinę Kamiennej na odcinku Ćmielów — Lemiesz, dolinę Świśliny od Waśniowa do Witulina oraz dolinę Lipowej od Buszkowic do Ćmielowa. Godny uwagi jest fakt, że kierunek ten ma również przełomowa dolina Wisły na odcinku Zawichost — Puławy. Ku południowi, kierunek S-N zmienia się na SSW-NNE. Zachowują go przede wszystkim południowe dopływy Kamiennej. Bliżej Gór Świętokrzyskich kierunek ten odchyła się jeszcze bardziej na północ. Mają go liczne dopływy górnej Opatówki i dolin będących jej przedłużeniem, chociaż należących już do dorzecza Kamionki.

4. Kierunek E-W. Na omawianym terenie ma on najmniejsze znaczenie. Czasem łączy on odcinki dolin poprzednio wymienionych.

Powtarzający się przebieg wyróżnionych kierunków nie tylko na omawianym terenie, ale również i na obszarach sąsiednich świadczy, że regularność ta nie jest przypadkowa.

Kierunek WNW-ESE, będący głównym kierunkiem dolin tego obszaru, odpowiada głównemu kierunkowi fałdowań orogenezy waryscyjskiej. Zbliżony do niego kierunek NW-SE jest typowy dla kierunku fałdowań młodokimeryjskich i laramijskich. Można tu więc zauważyć ścisłą zależność między tektoniką wgłębną a układem głównych dolin.

Jaki jest stosunek układu tych dolin do rozciągłości warstw, zmienności petrograficznej podłoża i starych struktur geologicznych, jak niecki i siodła? Wszystkie wyżej wymienione elementy związane z budową geologiczną mają przeważający kierunek NW-SE. Doliny biegną więc prawie zgodnie z nimi, z lekkim odchyleniem na zachód. Dolina sudolska w dolnym biegu jest założona na południowym skrzydle niecki magońskiej (ryc. 1, 3). W podłożu jej występują początkowo wapienie płytowe oksfordu, następnie przecina się ona przez twarde wapienie skaliste rauraku i w dolnym odcinku wchodzi w oś niecki wypełnionej wapieniami oolitowymi i koralowymi astartu. Dolina Kamiennej na odcinku Nietulisko — Ostrowiec ma w podłożu piaskowce liasu, a następnie aż do Ćmielowa wykorzystuje ilasto-piaszczyste utwory bajosu i batonu. W łożach tego wieku założona jest również dolina wyszmontowska. Doliny pra-Waśniówki, pra-Opatówki i górnej Opatówki lokują się w nieckach geologicznych, w obrębie średnio odpornych utworów pstrego piaskowca.

Na przykładzie wymienionych dolin można stwierdzić, że istnieje bardzo ścisła zależność ich układu od podłoża. Podłużny bieg tych dolin uwarunkowany jest szeregiem czynników. Bez wątpienia wielką rolę odgrywa tu rozciągłość warstw i — co się z tym wiąże — zmienność petrograficzna podłoża. Pewne odchylenie zasadniczych kierunków morfologicznych na zachód w stosunku do biegu warstw wyznaczają główne linie strukturalne orogenezy waryscyjskiej. Wpływ starych kierunków fałdowań tego terenu jest bardzo silny i sięga daleko na północ poza dzisiejszy obszar Gór Świętokrzyskich [60]. Zależność tę stwierdza również na Wyżynie Lubelskiej A. J a h n [25].

Do dolin podłużnych uchodzą doliny o kierunkach S-N, SSW-NNE oraz SW-NE. Doliny te biegną zgodnie z przeważającym upadem warstw i zgodnie z największym spadkiem terenu. Dlatego też prawdopodobnie w części najbliższej Gór Świętokrzyskich, tam gdzie wpływ górotworu świętokrzyskiego jest najsilniejszy, doliny te mają bieg SW-NE, wyprostowujący się na przedpolu, gdzie wyżyna pochyla się równomiernie z S na N. Doliny te można uznać za poprzeczne.

Doliny podłużne i poprzeczne na omawianym obszarze różnią się między sobą nie tylko odmiennym układem w stosunku do struktury podłoża, ale i cechami morfologicznymi.

Doliny podłużne są na ogół szerokie, rozległe, o łagodnych zboczach, doliny poprzeczne są natomiast wyraźniejsze, o stromych zboczach porożcinanych licznymi formami drugiego rzędu, mają znaczny spadek oraz często charakter przełomów. Kierunek podłużny jest starszy niż poprzeczny. Pochodzi on z paleogenu, uformowany został ostatecznie w miocenie. Można o tym sądzić na podstawie materiałów geologicznych z doliny sudolskiej, koszarowskiej i Kamiennej. Doliny poprzeczne, przełomowe, pochodzą zapewne z pliocenu. Ich ostateczne ukształtowanie wiązało się z ostatnią dużą fazą ruchów górotwórczych, które wyznaczyły ogólny spadek terenu. Z górnego pliocenu pochodzi przełomowa dolina Wisły na odcinku Zawichost — Puławy [91] i przełomowa dolina Kamiennej między Ćmielowem a Bałtowem [69]. Przez analogię można przyjąć ten sam wiek dla przedczwartorzędowej doliny Kamionki i innych dolin poprzecznych. Znane są również doliny konsekwentne rozcinające osady miocenijskie na Wyżynie Śląskiej [23].

Poza charakterystycznym układem dolin zaznacza się w przedczwartorzędowej rzeźbie północno-zachodniej części Wyżyny Sandomierskiej kierunkowy układ innych elementów morfologicznych. Zachowuje on kierunek NW-SE lub WNW-ESE.

Kierunek hercyński WNW-ESE ma Pasma Jeleniowskie, będące przedłużeniem Pasma Łysogórskiego. Kierunki młodsze NW-SE przyjmuje wzniesienie Maksymilianów na północ od doliny sudolskiej i wzniesienie koszarowskie położone między doliną sudolską a dopływami doliny Kamiennej.

Pasma Jeleniowskie — to element starej rzeźby strukturalnej uwarunkowanej antyklinalnym charakterem wypiętrzenia i litologią. Zbudowane jest ono z trudno ulegających niszczeniu kwarcytów kambryjskich. Garby rozciągające się na północ od doliny Kamiennej związane są raczej z istnieniem form negatywnych (obniżenia dolinne) i tylko w sposób pośredni występowanie ich uzależnione jest od struktury podłoża. O ich położeniu decyduje raczej odległość od podstawy erozji niż tektonika lub cechy litologiczne skał, z których są zbudowane.

PODSUMOWANIE

Zgodnie z charakterem pracy, przedstawione tu wyniki dotyczą zarówno charakteru procesów i rozwoju rzeźby w poszczególnych okresach trzeciorzędu, jak i ich wpływu na współcześnie istniejącą rzeźbę. Podane zostaną również wnioski co do wpływu podłoża (litologia, tektonika) na ukształtowanie głównych cech morfologicznych terenu.

Od górnego turonu omawiany teren był lądem, na który nie wkra-
czało już morze. Rzeźba subaeralna rozwijała się od schyłku kredy aż do
pokrycia tego obszaru przez najstarszy lodowiec.

Największa gradacja, która doprowadziła do zniszczenia starych
struktur geologicznych, zdjęcia ogromnych mas osadów paleozoicznych
i mezozoicznych i odsłonięcia na jednej powierzchni skał różnowieko-
wych (od kambru do kimerydu), o odmiennych litologicznych cechach,
przypadła na starszy trzeciorzęd. Wcześniejsze okresy gradacyjne (po-
herceyński i pomłodokimeryjski) odegrały rolę pomocniczą w tym pro-
cesie przez wcześniejsze usunięcie części osadów. Gradacja trzeciorzę-
dowa na omawianym terenie poszła głębiej niż poprzednie powierzchnie
ścięć.

Trzeciorzędowa powierzchnia zrównania jest tu wieku staropa-
leogeńskiego (paleocen). Datowana jest na podstawie form w niej
wyciętych i osadów ją pokrywających. Wysokość tej powierzchni wy-
nosi 280—260 m n.p.m. w części południowej terenu i 230—210 m n.p.m.
w północnej. Na granicy tych terenów założona jest dolina Kamiennej
(ryc. 18). W pracy rozważa się, jaką rolę w zróżnicowaniu wysokościo-
wym powierzchni paleogeńskiej odegrały zjawiska tektoniczne, a jaką
odmienne wykształcenie litologiczne skał, z których zbudowany jest
teren południowy i północny, stawiających różny opór procesom niszc-
zącym.

Ta staropaleogeńska powierzchnia zrównania narzuciła charakter
ukształtowania całemu badanemu obszarowi. Być może, że zróżnicowa-
nie tej powierzchni na wyższą i niższą zdecydowało o dalszym rozwoju
rzeźby tych terenów, a szczególnie wpłynęło na akumulację lessów na
południe od doliny Kamiennej i na zachowanie się w dnach dolin star-
szych osadów czwartorzędowych.

Ślady najstarszej rzeźby pochodzą z eocenu. Wyraźnie zarejestro-
wane jest w materiale geologicznym istnienie doliny koszarowskiej
(o głębokości 35 m i szerokości do 1,5 m), na odcinku Koszary — Kąty
Denkowskie wyciętej w piaskowcach keloweju i wapieniach oksfordu
(ryc. 9). Pewne przesłanki wskazują na funkcjonowanie doliny sudol-
skiej. Poza formami erozyjnymi stwierdzono istnienie głębokich form
krasowych (ryc. 5). W warunkach subtropikalnego, gorącego i wilgotnego
klimatu eoceńskiego miała miejsce silna sylikfikacja wapieni, powstawa-
nie rudy limonitowej i skorup manganowo-żelazistych. Eoceński wiek
tych zjawisk datowany jest na podstawie ich występowania w stosunku
do starszych form i młodszej akumulacji (ryc. 12, 15).

Formy eoceńskie są formami kopalnymi i są nieczytelne w dzisiej-
szej rzeźbie. Okres eoceński był jednak ważny z innego względu. Wy-
znaczył on kierunek rozwoju rzeźby przez stworzenie pierwszych, sub-

sekwentnych obniżen, które rozcinane były następnie przez młodsze generacje form.

W o l i g o c e n i e omawiany teren jest łądem położonym prawdopodobnie stosunkowo blisko oligoceńskiego brzegu morskiego. Z okresem tym (ewentualnie schyłek eocenu) wiąże się zapełnianie obniżen potężnymi rumoszami zsylikowanych wapieni, będącymi ekwiwalentem staropaleogeńskich procesów destrukcyjnych. Analiza fauny występującej w dużej ilości w rumoszach wskazuje, że pochodzą one z górnej jury i przeniesione zostały z terenów położonych na północ od omawianego.

Po znacznym podniesieniu terenu na przełomie oligocenu i miocenu zachodziły ponownie energiczne procesy erozyjne.

N a m i o c e n datowane są doliny sudolska i koszarowska założone w eoceńskich obniżeniach. Istnieją również pewne podstawy (miocen łądowy na zboczu doliny), żeby sądzić o istnieniu wówczas i doliny Kamiennej. Na załączonym szkicu (ryc. 19) wykreślono przypuszczalny układ dolin mioceńskich uchodzących do morza mioceńskiego. Bieg ich został wyznaczony na podstawie materiałów geologicznych, charakteru dzisiejszych form dolinnych, zachowanych fragmentów miocenu łądowego i obecności wydym, które są niekiedy wskaźnikiem występowania piasków mioceńskich. Doliny mioceńskie miały kierunek NW-SE, dna ich układały się na poziomie około 165 m, szerokość dochodziła do 0,7 km, a głębokość przewyższała 35 m.

Stosunek dolin mioceńskich do podłoża świadczy o silnie już zaakcentowanej subsekwencji w morfologii terenu. Między dolinami rozciągały się obszary wododzielne w postaci wydłużonych garbów o kierunku NW-SE.

Poza procesami erozyjnymi, czytelne są mioceńskie zjawiska krasowe (ryc. 12—14). W układzie mioceńskich form krasowych (typu lejków) uderza pewna regularność. Występują one na jednym poziomie (188—192 m) i nawiązują głównie do doliny sudolskiej.

Stosunkowo dobrze poznane są utwory mioceńskie wykształcone w postaci osadów autochtonicznych, jak: gliny, iły, mułki, okruchy skalne, oraz osadów allochtonicznych, jak piaski kwarcowe.

W końcu miocenu miało miejsce zapełnianie obniżen erozyjnych i krasowych głównie białymi piaskami kwarcowymi oraz iłami i mułkami. Akumulacja mioceńska doszła do poziomu około 200 m.

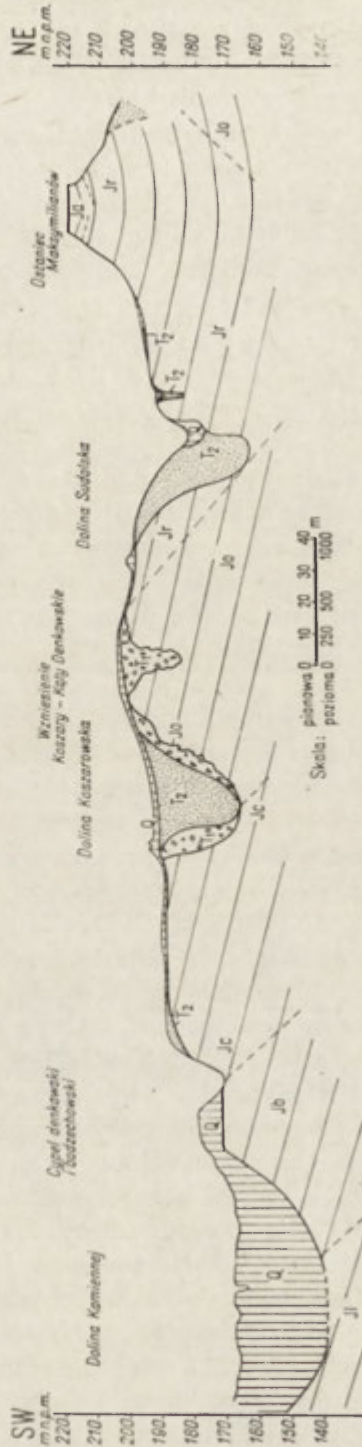
Świadcami staromioceńskiej rzeźby o dużych deniwelacjach są wzniesienia Maksymilianów i Koszary oraz rozległa dolina sudolska (ryc. 22, mapa II). Widoczne są również w terenie niekiedy łagodne zagłębienia świadczące o istnieniu w ich podłożu stromych mioceńskich form krasowych.

Akumulacja górnioeńska doprowadziła do częściowego ukrycia obniżeń erozyjnych i krasowych, stwarzając typowy krajobraz równinny z lekko zaznaczającymi się, ale wyraźnie ukierunkowanymi wzniesieniami. Część tych erozyjnych form mioceńskich została później odpreparowana: częściowo — dolina sudolska lub całkowicie — dolina Kamiennej. Inne, jak np. dolina koszarowska, która istniała już w eocenie, pozostały na zawsze martwe (ryc. 9).

W pliocenie zachodziły ponownie procesy erozyjne. Została całkowicie odgrzebana dolina Kamiennej, a częściowo rozcięta dolina sudolska. Paleogeńska dolina koszarowska nie uległa odpreparowaniu i jest formą typowo kopalną. W okresie tym powstawały również nowe doliny poprzeczne o charakterze przełomowym. Do takich należą dolina Wisły na odcinku Zawichost—Puławy i dolina Kamiennej między Bałtowem a Ćmielowem. Wtedy zapewne została uformowana dolina Kamionki i inne doliny nawiązujące do Kamiennej i uchodzące do niej z terenów południowych.

Powstanie szeregu dolin przełomowych zdeorganizowało istniejącą sieć rzeczną o kierunku połudźnym. Dzięki temu dzisiejsza sieć rzeczna Wyżyny Sandomierskiej składa się z „kratki” powstałej przez krzyżowanie się różnowiekowych form dolinnych.

Dna dolin plioceńskich położone były nieco powyżej dzisiejszych



Ryc. 22. Przekrój geologiczny przez równinę denudacyjną na północo-wschód od Ostrowca Świętokrzyskiego

Jl — plaskowce łasu; Jb — ily i plaski bafosu i batonu; Jc — plaskowce kelowej; Jo — wapienie skrzemieniałe oksfordu; Jr — wapienie zwieźle tauraku; Ja — wapienie oolitowe astartu; T₁ — rumosze starszego trzeciorzędu z domieszką mułków i glin; T₂ — plaski młodszego trzeciorzędu z domieszką rumoszów, łów i mułków; Q — plaski i gliny czwartorzędowe

akumulacyjnych den dolin, a znacznie głębiej niż powierzchnia skalna na wierzchowinie. Stwierdzono na północnym zboczu doliny Kamiennej istnienie listwy skalnej, którą — przez analogię z podobnymi formami występującymi w dolnym biegu Kamiennej — określono jako prawdopodobnie górnopliocieńską (ryc. 20).

Procesy gradacyjne pliocięskie nie osiągnęły dużych rozmiarów, zachowane są bowiem nawet stosunkowo małe formy miocięskie. Również mała jest miąższość rumoszy pliocięskich pokrywających utwory i rzeźbę miocięską.

Nie stwierdzono na omawianym terenie osadów, które można by uznać za *preglacjalne*. Brak osadów uniemożliwia datowanie form i być może, że część zjawisk przypisana pliocenowi miała miejsce w *preglacjale*.

Mapa ukształtowania podłoża czwartorzędu pokazuje główne rysy rzeźby przedczwartorzędowej (mapa I). O jej wieku wnosi się na podstawie występowania osadów czwartorzędowych, ich typu wykształcenia i miąższości oraz charakteru współczesnej rzeźby. Charakterystyczną cechą starej rzeźby jest silnie zaakcentowana kierunkowość głównych elementów morfologicznych. Wyraża się ona głównie w przebiegu dolin. Układ dolin jest ściśle uzależniony od podłoża, zaznacza się wyraźnie wpływ starej tektoniki hercyńskiej i młodszych ruchów górotwórczych, dużą rolę odgrywa zróżnicowanie litologiczne warstw, ich rozciągłość i upad. Charakter wzniesień ostańcowych na północ od doliny Kamiennej zależy głównie od układu starych dolin (ryc. 22). Wpływ podłoża na formy pozytywne nie zaznacza się tak wyraźnie, jak na negatywne.

Porównując współczesną rzeźbę z przedczwartorzędową stwierdzić można, że główne rysy omawianego terenu powstały w trzeciorzędzie, a erozyjne, akumulacyjne i gradacyjne procesy czwartorzędowe nie zmieniły zasadniczo starych elementów, które dominują w dzisiejszej morfologii (mapa I, II, tab. 6). Głębokie rozcięcia interglacjalne zostały ukryte pod miąższymi seriami czwartorzędowymi, których strop dochodzi prawie do poziomów dolin pliocięskich lub *preglacjalnych* (ryc. 22).

Obszar położony na północ od doliny Kamiennej ma odpreparowaną rzeźbę trzeciorzędową. Gradacja młodoczwartorzędowa, która spowodowała odgrzebanie starej rzeźby, zatrzymała się z chwilą osiągnięcia powierzchni przedczwartorzędowej. Świadczy o tym dobry stan zachowania się form eocięskich i miocięskich. Obecnie teren ten jest martwy i niszczenie powierzchni jest znikome.

Część południowa terenu pokryta jest stosunkowo grubym „płaszczem” utworów czwartorzędowych. Utwory te nie zagrzebują jednak starej rzeźby, ale ją w pewnym sensie reprodukuja na poziomie o 20—

Tabela 6

Porównanie rzeźby przedczwartorzędowej z rzeźbą współczesną

Nr znaku na mapie I	Przedczwartorzędowe elementy rzeźby	Rzeźba współczesna
1	kambryjskie pasmo ostańcowe 460—430 m n.p.m.	pasmo Jeleniowskie Gór Świętokrzyskich
2	powierzchnia zrównania o założeniu staropaleogeńskim — wyższa (280—260 m n.p.m.) zbudowana z łupków, ilów i piaskowców	wyżyna lessowa
3	powierzchnia zrównania o założeniu staropaleogeńskim — niższa (230—210 m n.p.m.) zbudowana z wapieni	równina denudacyjna
4	załamanie powierzchni staropaleogeńskiej	południowe zbocze doliny Kamiennej
5	doliny wycięte w rumoszu lub skalnej podłodze jurajskiej i zaakumulowane piaskami mioceniowymi	doliny: sudolska, koszarowska, Kamiennej
6	międydolinne garby denudacyjne	wzniesienie Maksymilianów, Koszary, Karcza (?)
7	zagłębienia krasowe przedmioceniowe	formy kopalne, nieczytelne w dzisiejszej rzeźbie
8	zagłębienia krasowe mioceniowe i młodsze	częściowo czytelne, głównie wzdłuż doliny sudolskiej
9	rozciągnięcia górnoplioceniowe, preglacjalne i interglacjalne zaakumulowane osadami czwartorzędowymi	doliny: sudolska, Kamiennej, Kamionki, pra-Waśniówki, pra-Opakówki i in.
10	fragmenty den dolinnych górnoplioceniowych, preglacjalnych	splaszczony cypel na północnym zboczu doliny Kamiennej w okolicy Denkowa i Wólki Bodzechowskiej

—40 m wyższym od trzeciorzędowego. W poziomie tym rozwinęły się nowe formy czwartorzędowe urozmaicające rzeźbę (np. wąwozy), ale nie zmieniające starych elementów.

Można zauważyć pewien powtarzający się rytm w następstwie zja-

wisk w trzeciorzędzie. Po pierwszym wielkim okresie gradacyjnym (paleocen) miały miejsce silne procesy erozyjne i krasowe (eocen), które zmierzały do znacznego rozczłonkowania terenu, a następnie zaakumulowania nowo powstałych obniż (eocen — oligocen). Nowy cykl zaczął się znów od rozcinania dopiero co wyrównanej rzeźby, działała silna erozja, procesy krasowe (dolny miocen) i zachodziło ponowne wypełnienie świeżych form negatywnych (górny miocen). Powtarzającą się w trzeciorzędzie kolejność zjawisk: erozja, kras, akumulacja, gradacja, można obserwować również w okresie morfogenezy czwartorzędowej. Dzięki takiemu „prawu” rozwoju rzeźby, omawiany teren wrócił w pewnym sensie do swojego trzeciorzędowego wyglądu. Negatywne formy interglacialne zostały wypełnione osadami plejstocénskimi, a następnie całkowicie lub częściowo zniszczone w fazie gradacji. Na terenie, który rozciąga się na północ od doliny Kamiennej i ma odpreparowaną rzeźbę trzeciorzędową, gradacja ta jest zakończona. Teren położony na południe od doliny Kamiennej znajduje się natomiast w fazie gradacji jeszcze nie zakończonej, współcześnie przebiegają tu energicznie procesy, które do tego celu zmierzają (fot. 6, 7).

Różnica w zaawansowaniu niszczenia powierzchni terenów położonych na północ i południe od doliny Kamiennej wynika z przerwania gradacji terenu południowego przez akumulację znacznej miąższości



Fot. 6. Współczesne procesy rzeźbotwórcze. Ostaniec lessowy w wąwozie Brzeźniak



Fot. 7. Współczesne procesy rzeźbotwórcze. Erozja gleb w lessach

lessów w okresie zlodowacenia bałtyckiego, podczas gdy obecny teren równiny denudacyjnej na północ od Ostrowca ulegał niszczeniu bez zakłóceń od momentu ustąpienia ostatniego pokrywającego go lodowca. Gradacja tego terenu zatrzymała się z chwilą osiągnięcia starszej przedczwartorzędowej powierzchni o małych deniwelacjach, gdzie współczesne procesy rzeźbotwórcze właściwie nie istnieją, a teren jest „martwy”.

LITERATURA

- [1] Areń B. (1957), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trzeciorząd, z. 11, IG, Warszawa.
- [2] Birot P. (1949), Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Centro Estudos Geogr., Lizbona.
- [3] Bobrowski W. (1939), Badania glin na obszarze świętokrzyskim wykonane w 1938 r. PIG, Biul. 15, Warszawa.
- [4] Brown E. H. (1960), The building of southern Britain. Zeitschr. für Geomorph. B. 4, H 3/4, Berlin.
- [5] Czarnecki R. (1957), Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych na arkuszu Opatów mapy 1:100 000. Dok. geogr. 3, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [6] Czarnecki R. (1964), Studia nad krajobrazem geograficznym środkowej części dorzecza Opatówki. Praca doktorska, Inst. Geogr. UW, Warszawa (maszynopis).
- [7] Czarnocki J. (1915), Nowe dane o utworach cechsztynu w granicach Gór Świętokrzyskich. Spraw. z Pos. Tow. Nauk. Warsz., 8 z. 7, Warszawa.
- [8] Czarnocki J. (1922), Obserwacje nad morfologią i tektoniką południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Spraw. z Pos. PIG, 2, Warszawa.
- [9] Czarnocki J. (1924), O preglacjalnych glinach wietrzeniowych w Górach Świętokrzyskich. Pos. Nauk. PIG, 8, Warszawa.
- [10] Czarnocki J. (1927), Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. Pos. Nauk. PIG, 17, Warszawa.
- [11] Czarnocki J. (1933), Przewodnie rysy stratygrafii i paleografii miocenu w południowej Polsce. Pos. Nauk. PIG, 36, Warszawa.
- [12] Czarnocki J. (1933), O tortonie i helwecie okolic Chomentowa i Jawora. Pos. Nauk. PIG, 36, Warszawa.
- [13] Czarnocki J. (1938), Arkusz Kielce 1:100 000. Mapa geologiczna odkryta. PIG, Warszawa.
- [14] Czarnocki J. (1939), Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. PIG, Biul. 15, Warszawa.
- [15] Czarnocki J. (1948), Przewodnik XX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Górach Świętokrzyskich 1947. Rocznik Pol. Tow. Geol., 17, Kraków.
- [16] Czarnocki J. (1957), Geologia regionu łysogórskiego. IG, Prace XVIII, t. 2, z. 3, Warszawa (wyd. pośmiertne).
- [17] Czarnocki J. (1957), Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. IG, Prace XVIII, t. 2, z. 1, Warszawa (wyd. pośmiertne).

- [19] Dylik J. (1954), Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej. *Czas. geogr.*, 25, Warszawa—Wrocław.
- [20] Franczyk M. (1954), Zdjęcie geologiczno-techniczne terenów krasowych okolicy Koszar i Kątów Denkowskich k/Ostrowca Świętokrzyskiego. *Arch. Dok. Źródł.*, IG, Warszawa.
- [21] Gaweł A. (1951), O procesach sylikacji w karpackich utworach fliszowych. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 20, z. 1—2, Kraków.
- [22] Gilewska S. (1958), Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. *Prace Geogr.* 13, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [23] Gilewska S. (1963), Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. *Prace geogr.* 14, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [24] Grim R. E. (1953), *Clay mineralogy*. New York—London/Toronto, 1953.
- [25] Jahn A. (1956), Wyżyna Lubelska. *Prace geogr.* 7, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [26] Jurkiewiczowa I. (1947), Uwagi na temat budowy geologicznej okolic Majkowa na wschód od Skarżyska-Kamiennej. *PIG, Biul.* 31, Warszawa.
- [27] Jurkiewiczowa I. (1953), Opracowanie wycieczki Jarugi, Gromadzice, Ostrowiec. *Przewodnik Wycieczkowy Narady Państw. Służby Geol.* 1953, Warszawa.
- [28] Kamiński M., Sokalski Z. (1950), O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 19, z. 2, Kraków.
- [29] Karaszewski W. (1949), Sprawozdanie z badań geologicznych na wschód od Skarżyska-Kamiennej w lecie 1947. *PIG, Biul.* 54, Warszawa.
- [30] Karaszewski W. (1960), Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwart. geol.* 4, nr 4, Warszawa.
- [31] King L. C. (1950), The study of the world's plainlands. A new approach in Geomorphology. *Quart. Journ. of Geol. Soc. of London*, London.
- [32] King L. C. (1953), Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 64.
- [33] Klatka T. (1962), Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Prace* 81, Łódź. *Tow. Nauk., Wyd.* III, Łódź.
- [34] Klimaszewski M. (1958), Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegl. geogr.*, 30, z. 1, Warszawa.
- [35] Klimaszewski M. (1958), Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. *Przegl. geogr.*, 30, z. 3, Warszawa.
- [36] Kobyłecki M. (1948), Jurańskie żelaziaki brunatne pasa tychowskiego między Rogowem a Ćmielowem. *PIG, Biul.* 51, Warszawa.
- [37] Kosmowska D. (1958), Studia nad geomorfologią i hydrografią dorzecza górnej Opatówki. *Dok. Geogr.* 6, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [38] Kosmowska D. (1961), Henryków, Gromadzice, Guide Book of excursion from the Baltic to the Tatras, part. 2, v. 2. Poland.
- [39] Космowska Д. (1961), Из палеоморфологии лессовых оврагов. *papers, supplement*, INQUA VI Congress, Poland.
- [40] Kosmowska D., Czarnecki R., Mycielska E. (1961), Les nouveaux données sur l'extension de la glaciation centrale-polonaise (Varsovien I—, Abstract of Papers, INQUA VI Congress, Poland.
- [41] Kosmowska D. (1963), Hydrographic differentiation of the North-eastern part of the Sandomierz Upland. *Bull. Acad. Pol. Sci. ser. sci. chim. geol. et geogr.*, 11, nr 3, Warszawa.

- [43] Kosmowska D. (1963), The paleomorphology of loess gullies. Report of the VI INQUA Congress, Łódź.
- [44] Kotański Z. (1959), Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Warszawa.
- [45] Krukowski J. (1939), Krzemionki Opatowskie. Warszawa.
- [46] Książkiewicz M., Samsonowicz J. (1952), Zarys geologii Polski. Warszawa.
- [47] Lencewicz S. (1957), Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski. Warszawa.
- [48] Lewiński J. (1914), Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Prace Tow. Nauk. Warsz. 7, Warszawa.
- [49] Lewiński J. (1929), Preglacja i tzw. preglacyjna dolina Wisły pod Warszawą. Przegl. geogr., 9, Warszawa.
- [50] Lilpop J. (1957), Roślinność Polski w epokach minionych. Warszawa.
- [51] Materiały rękopiśmienne. Arch. IG, Warszawa.
- [52] Michalska Z. (1961), Węże. Guide Book of excursion from the Baltic to the Tatras. part. 2, v. 2, Middle Poland, VI Congress INQUA, Poland.
- [53] Morawski J. (1957), Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej lubelszczyzny. Ann. UMCS, s. B v. 12, 2, Lublin.
- [54] Mossoczy Z. (1961), Rembielice Królewskie. Guide of Excursion from the Baltic to the Tatras, part 2, v. 2, Middle Poland, VI Congress INQUA, Poland.
- [55] Mycielska-Dowgiałło E. (1962), Morfogeneza południowej części Wyżyny Sandomierskiej. Praca doktorska, Inst. Geogr. PAN, Warszawa (maszynopis).
- [56] Pietkiewicz S. (1934), Wycieczka do południowej części Gór Świętokrzyskich. Przegl. geogr., 14, Warszawa.
- [57] Pokorny J. (1963), The development of Mogotes in the southern Part of Cracow Upland. Bull. Acad. Pol. Sci ser. geol. geogr., 11, nr 3, Warszawa.
- [58] Pożaryska K. (1939), Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. PiG, Biul. 15, Warszawa.
- [59] Pożaryska K. (1948), Stratygrafia plejstocenu w dolinie Kamiennej. PiG, Biul. 52, Warszawa.
- [60] Pożaryski W. (1948), Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. PiG, Biul. 46, Warszawa.
- [61] Pożaryski W. (1951), Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. PiG, Biul. 75, Warszawa.
- [62] Pożaryski W. (1953), Budowa geologiczna dorzecza Kamiennej. Przegl. geol., 7, Warszawa.
- [63] Pożaryski W. (1953), Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. IG, Prace, 9, Warszawa.
- [64] Pożaryski W. (1956), Powierzchnia utworów kredowych w trzeciorzędzie. Regionalna geologia Polski, 2, Kraków.
- [65] Pożaryski W. (1956), Tektonika. Regionalna Geologia Polski, 2, Kraków.
- [66] Pożaryski W. (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Kreda, z. 10, IG, Warszawa.
- [67] Przewodnik wycieczkowy Narady Państwowej Służby Geologicznej 1953. Warszawa 1953.
- [68] Radłowska C. (1957), Z badań nad morfologią doliny Krępianki i Iłżanki. Przegl. geogr., 29, z. 2, Warszawa.

- [69] Radłowska C. (1963), Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace geogr., 38, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- [70] Roglić J. (1960), Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprocess. Zeitschr für Geomorph. Hene Folge, 4.
- [71] Różycki S. Z. (1939), Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. PIG, Biul. 15, Warszawa.
- [72] Różycki S. Z. (1946), Przyczynki do znajomości krasu Polski — kras opoczyński. Przegl. geogr., 20, Warszawa.
- [73] Różycki S. Z. (1947), Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne. PIG, Biul. 29, Warszawa.
- [74] Różycki S. Z. (1950), Przyczynki do znajomości krasu Polski. Zapadłe doły we wschodniej części Lasów Starachowickich. Przegl. geogr., 22, Warszawa.
- [75] Różycki S. Z. (1960), Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. Przegl. geolog., 8, Warszawa.
- [76] Różycki S. Z. (1960), Przewodnik XXXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Częstochowa, 4—6 września 1960, Warszawa.
- [77] Różycki S. Z. (1961), Guide of Excursion from the Baltic to the Tatras, part 2, v. 1, Middle Poland. VI. Congress INQUA, Poland.
- [78] Różycki S. Z. (1961), Złoty Potok. Bleszno. Guide Book of excursion from the Baltic to the Tatras. part 2, v. 2, Middle Poland. VI Congress INQUA, Poland.
- [79] Samsonowicz J. (1916), Kambr i kambrosylur Gór Świętokrzyskich. Spraw. Pos. Nauk. Warsz., 9, z. 4, Warszawa.
- [80] Samsonowicz J. (1917), Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Tow. Nauk. Warsz. Prace 20, Warszawa.
- [81] Samsonowicz J. (1920), Dzieje geologiczne Ziemi Sandomierskiej. Sandomierz.
- [82] Samsonowicz J. (1920), O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Spraw. PIG, I, z. 1, Warszawa.
- [83] Samsonowicz J. (1923—27), Sprawozdania z badań geologicznych we wschodniej części Łysogór. Pos. Nauk. PIG, 6, 8, 12, 15, 18, Warszawa.
- [84] Samsonowicz J. (1923—27), Sprawozdania z badań geologicznych w Górach Świętokrzyskich. Pos. Nauk. PIG, 6, 11, 14, 15, 17, Warszawa.
- [85] Samsonowicz J. (1926), Sprawozdanie z badań nad utworami jurajskimi i kredowymi na ark. Opatów. Pos. Nauk. PIG, 15, Warszawa.
- [86] Samsonowicz J. (1926), Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. Pos. Nauk. PIG, 15, Warszawa.
- [87] Samsonowicz J. (1929), Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Spraw. PIG, 5, z. 1—2, Warszawa.
- [88] Samsonowicz J. (1934), Arkusz Opatów 1:100 000 mapa geologiczna zakryta. PIG, Warszawa.
- [89] Samsonowicz J. (1934), Objaśnienia ark. Opatów PIG. Warszawa.
- [90] Samsonowicz J. (1936), Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Węzach pod Działoszynem. Zab. Przyr. Nieoż. 3, Warszawa.
- [91] Sawicki L. (1925), Przełom Wisły przez średniogórze polskie. Prace 4, Inst. Geogr. UJ, Kraków.
- [92] Senkowicz (1956), Wapień muszlowy w Górach Świętokrzyskich. Z badań geol. regionu świętokrzyskiego. Biul. 113, 1, Warszawa.

- [93] Senkowicz H., Szyperko-Śliwczyńska A. (1956), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trias, z. 8, IG, Warszawa.
- [94] Straszewska K. (1961), Podgórze. Guide Book of excursion from the Baltic to the Tatras. part. 2, v. 2, Middle Poland, VI Congress INQUA, Poland.
- [95] Sujkowski Z. (1933), Radiolaryty dolnokarbońskie Gór Świętokrzyskich. Spraw. PIG, 7, Warszawa.
- [96] Sujkowski Z. (1937), Radiolaryty dolnogotlandzkie Gór Świętokrzyskich. Spraw. PIG, 9, Warszawa.
- [97] Szafer W. (1946), Flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU 1, Kraków.
- [98] Szafer W. (1954), Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. IG, Prace 9, Warszawa.
- [99] Szafer W. (1961), Mioceneńska flora ze starych Gliwic na Śląsku. IG, Prace 29, z. 4, Kraków.
- [100] Turnau-Morawska M. (1949), Spostrzeżenia dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. Ann. UMCS, s. B, v. 4, z. 7, Lublin.
- [101] Turnau-Morawska M. (1954), Petrografia skał osadowych. Warszawa.
- [102] Tyczyńska M. (1957), Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czas. geogr. 28, z. 2, Wrocław.

ДАНУТА КОСМОВСКА-СУФФЧИНСКА

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ОКРЕСТНОСТЕЙ ОСТРОВЦА СВЕНТОКШИСКОГО И ЦЬМЕЛЕВА В ТРЕТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Резюме

Исследуемая территория расположена на север от Еленевской гряды Свентокшиских гор. В ее состав входят две разные геоморфологические единицы. На юг от широтного участка долины реки Каменна расположена волнистая лессовая возвышенность с мощным покровом четвертичных отложений, на север от долины реки Каменна — плоская денудационная равнина, где коренные породы (средняя и верхняя юра и третичные отложения) повсеместно выходят на дневную поверхность.

Целью настоящей работы является восстановление эволюции рельефа изучаемой территории в отдельных этапах третичного периода и установление процессов и форм рельефа сыгравших решающую роль в образовании современного рельефа. Автор старалась решить этот вопрос путем подробного анализа типа отложений и форм рельефа.

Развитие субаерального рельефа начинается с момента регрессии моря в верхнем туроне (верхний мел). Установлено существование третичной древне-палеогеновой поверхности выравнивания. Ее датировка основана на вырезанных в ней формах рельефа и покрывающих ее отложениях. Во время древнетретичной градации были срезаны древние геологические структуры — синклинали и антиклинали, благодаря чему на одной и той же поверхности обнажились породы различные по возрасту (от кембрия до киммериджа) и литологии. Палеогеновая поверхность разделяется на более высокую (280—260 м н.у.м.) в южной части и более низкую (230—210 м н.у.м.) в северной (рис. 18, карта I). Различная высота одновозрастной градационной поверхности обусловила неодинаковое залегание четвертичных отложений на север и юг от долины р. Каменна (зависимость распространения лессов от дочетвертичного рельефа, древние четвертичные отложения сохранившиеся на склонах прегляциальных долин).

Наиболее древними из форм врезанных в древнепалеогеновую поверхность являются эоценовые формы. Геологические данные ясно свидетельствуют

о существовании долины Кошаровской (названной так автором) глубиной в 35 м и шириной до 0,5 км врезанной в келовейские песчаники и оксфордские известняки. О ее эоценовом возрасте можно судить на основании заполняющего ее щебня силифицированных известняков, в которой врезана следующая глубокая долина заполненная отложениями датированными как миоценовые (рис. 9).

Залегание щебня и отделение его эрозионной поверхностью от выше лежащих миоценовых отложений позволяет определить возраст силификации как эоценовый. В эоцене произошло также образование лимонитовых руд и железисто-мангановой корки. В эоцене шло интенсивное развитие карстовых явлений, о чем свидетельствует существование глубоких, погребенных карстовых воронок на склоне эоценовой долины (рис. 5).

В олигоцене изучаемая территория представляла собой сушу расположенную сравнительно близко берега моря. С этим временем (возможно концом эоцена) связано заполнение эоценовых долин и карстовых впадин массой силифицированного щебня. На основании определения фауны найденной в щебне установлено, что материал не залегает *in situ*, а принесен с территорий расположенных на север от изучаемого участка и сложенных породами верхней юры.

После значительного поднятия территории на границе олигоцена и миоцена энергично развивались эрозионные процессы, благодаря которым была отпрепарирована эоценовая Кошаровская долина. Есть основания предполагать, что в это время существовала уже долина реки Каменна (залегание миоценовых песков на склоне долины), врезанная на изучаемом участке в лейасовые песчаники и глины и пески байоса и бата. Вероятно тогда функционировала уже и Судольская долина ясно обозначающаяся в современном рельефе. Два поперечных геологических разреза Судольской долины (рис. 4) выявили существование глубокого понижения в рауракских известняках, заполненного более чем 35 метровой толщей миоценовых отложений (главным образом хорошо сортированные кварцевые пески, суглинки и глины). Дно миоценовых долин на изучаемой территории находилось на высоте 170—165 м н.у.м., ширина их достигала 0,7 км, а глубина — свыше 35 м. Долины простирались с СЗ на ЮВ, а воды их направлялись к заливу миоценового водоема в районе теперешней Опатувки.

Расположение миоценовых долин по отношению к главным структурным направлениям в основании коренных пород свидетельствует о ярко выраженной субсеквентности в рельефе территории. Между долинами тянулись продолговатые гряды водоразделов, которые ясно обозначаются в современном рельефе (карта II).

Кроме эрозионных процессов можно проследить развивавшиеся в миоцене карстовые явления. В размещении карстовых форм наблюдается известная

регулярность. Они выступают на одной и той же высоте (188—192 м н.у.м.) и сопутствуют главным образом Судольской долине.

Сравнительно хорошо изучены миоценовые аккумулятивные серии представленные прежде всего аллохтонными образованиями в виде кварцевых песков и автохтонными в виде глин, суглинков, щебня и т.д. В результате заполнения долин и карстовых впадин территория с расчлененным рельефом и большими относительными высотами превратилась в аккумулятивную равнину.

В плиоцене возобновилось развитие эрозионных процессов. Они были наиболее интенсивны в верхнем плиоцене, что было связано с восходящими движениями роданской фазы горообразования. В то время была отпрепарирована долина реки Каменна, произошло частичное врезание Судольской долины. Палеогеновая Кошаровская долина не подверглась отпрепарированию и представляет собой типичную погребенную форму. В плиоцене образовались новые прорывы рек. К ним принадлежит долина Вислы на участке Завихост-Пулавы, долина реки Каменна между Балтовым и Цмелевом. Вероятно тогда же сформировалась долина реки Камёнка и других притоков реки Каменна. Днища миоценовых долин были расположены несколько выше современных и гораздо ниже поверхности коренных пород на водоразделах.

Процессы градации в плиоцене не развивались интенсивно, т.к. сохранились даже небольшие миоценовые формы. Невелика также мощность плиоценового обломочного материала, покрывающего миоценовый рельеф и миоценовые отложения.

На изучаемой территории не найдено отложений, которые можно было бы отнести безоговорочно к прегляциальному периоду.

Вышеприведенные соображения, а также сравнение современного рельефа с дочетвертичным дают возможность установить, что главные черты рельефа исследуемой территории сформировались в третичном периоде. Отпрепарированный третичный рельеф очень хорошо обозначается на территории расположенной на север от долины реки Каменна между Куновом и Цмелевом. Здесь ясно видна широкая поверхность выравнивания, над которой высятся древние миоценовые гряды и эоцен-миоценовые долины, в настоящее время совсем сухие. Видны также карстовые понижения в настоящее время замершие. На юг от Каменной древний третичный рельеф покрыт сравнительно мощным плащом четвертичных отложений. Наибольшей мощностью обладает лесс. Четвертичный покров не изменяет однако главных элементов рельефа, образовавшегося в третичном периоде, а как бы отображает его на уровне более высоком (на 20—40 м), чем уровень третичного рельефа.

Последовательность явлений в третичном периоде дает возможность наблюдать ясно обозначающийся, повторяющийся ритм (таб. 4). После первого длинного периода градации (палеоцен) развивались интенсивные эрозионные и карстовые процессы (эоцен) стремящиеся к созданию сильно расчлененного

Таблица рельефообразующих процессов в третичном периоде

Возраст		Ход процессов	Характер процесса
Неоген	плиоцен	Отпрепарирование древних миоценовых долин	Эрозия
		Образование новых поперечных долин, часто типа долин прорыва	
		Перекрытие новообразовавшихся поверхностей щебнем местных выветрелых пород	аккумуляция
	миоцен	Срезание отложений, обнажение различных третичных и юрских пород	градация
Палеоген	олигоцен	Заполнение эрозионных и карстовых понижений песками, суглинками и глинами	аккумуляция
		Карстовые явления (карстовые формы главным образом типа воронок)	карст
	эоцен	Склоновые процессы, выветривание и градация	денудация
		Врезание в щебень и юрские коренные породы, образование субсеквентных долин с направлением СЗ — ЮВ шириной — 0,7 км, глубиной свыше 35 м, днища долин на высоте 170—165 м н.у.м.	Эрозия
	палеоцен	Заполнение эрозионных и карстовых понижений силифицированным щебнем пород верхней юры, мощностью свыше 30 м и разноцветными суглинками	аккумуляция
		Карстовые явления, глубокий карст (м. пр. колодезвидные формы), силификация юрских известняков, образование бурого железняка и мангановой корки	Карст
		Образование широких эрозионных понижений шириной до 1,5 км и глубиной свыше 30 м	Сильное химическое выветривание
		Образование широких эрозионных понижений шириной до 1,5 км и глубиной свыше 30 м	Эрозия
		Интенсивное срезание древних палеозойских и мезозойских покровов, разрушение форм антиклиналей и синклиналей. Преображение склона Лысогур, образование большой градационной поверхности	Градация

рельефа, а затем к заполнению образовавшихся понижений (эоцен-олигоцен). Новый цикл начался расчленением недавно выравненного рельефа. Развивалась интенсивная эрозия, карстовые процессы (нижний миоцен) и опять происходило заполнение молодых негативных форм (верхний миоцен). Повторяющаяся в третичном периоде последовательность процессов эрозии, карста, аккумуляции, градации — можно наблюдать также во время четвертичного морфогенеза. Благодаря этой закономерности развития рельефа изучаемая территория приняла свой прежний вид третичного времени. Негативные

Сравнение дочетвертичного рельефа с современным рельефом

Номер символа на карте I	Дочетвертичные элементы рельефа	Современный рельеф
1	Кембрийская останцевая гряда 460—430 м н.у.м.	Еленевская гряда Свентокшиских гор
2	Древнепалеогеновая поверхность выравнивания, более высокая сложенная сланцами, глинами и песчаниками 280—260 м н.у.м.	Лессовая возвышенность
3	Древнепалеогеновая поверхность выравнивания, более низкая сложенная известняками 230—210 м н.у.м.	Денудационная равнина
4	Уступ на древнепалеогеновой поверхности	южный склон долины Каменной
5	Долины врезаемые в щебень или в юрские породы и перекрытые миоценовыми песками	Долины: Судольская, Кошаровская, Каменная
6	Междолинные денудационные гряды	Возвышенность Максимилианов, Кошары, Карчма
7	Домиоценовая карстовая впадина	Прогребенные формы, слабо обозначенные в современном рельефе
8	Миоценовые и более молодые карстовые впадины	Частично обозначенные в рельефе, главным образом вдоль Судольской долины
9	Верхнеплиоценовые врезы (прегляциальные и интергляциальные) заполненные четвертичными отложениями	Долины: Судольская, Каменная, Каменки, Праваснювки, Пра-Опатувки и другие
10	Участки днищ долин верхнеплиоценовых/прегляциальных	Выположенные полуостровные выступы на склоне долины Каменной в окр. Денкова и Вульки Бодзеховской

четвертичные формы были заполнены четвертичными отложениями, а затем совершенно или частично уничтожены в фазе градации. На территории отпрепарированного третичного рельефа расположенной на север от долины р. Каменная градация эта закончена. Территория, расположенная на юг от долины Каменной находится в фазе еще не законченной градации, в настоящее время на ней происходят энергичные процессы стремящиеся к этой цели.

Разница в развитии разрушительных процессов поверхности территорий расположенных на север и юг от долины Каменной является результатом аккумуляции лессов значительной мощности, которая прервала градацию южной территории в период балтийского ледникового (вюрм), тогда как теперешняя денудационная равнина, расположенная на север от Острова,

подвергалась разрушительным процессам без перерывов начиная с момента отступления последнего покрывающего ее ледника. Градация этой территории прекратилась достигнув древней, дочетвертичной поверхности с небольшими относительными высотами, где современное рельефообразующие процессы собственно говоря не существуют, а территория является «мертвой».

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

- Рис. 1. Открытая геологическая карта с элементами тектоники
 1 — элевации; 2 — депрессии; 3 — линии дислокаций; 4 — падение; 5 — линия геологического разреза; C_2-3 — средний и верхний кембрий; So — ордовик, силур; D_1 — нижний девон; D_2 — средний девон; Z — цехштейн; Tr_1-Tr_2 — пестрый песчаник; Tr — рэт; Tm — ракушечный известняк; Tk — кейпер; Jlr — лейас (a — гор. загайский, b — гор. громадзицкий, c — гор. зажецкий, d — гор. островецкий); Jbj — байос, бат; Jc — келловей, Jo — оксфорд; Jlr — раурак; Ja — астарт; Jk — киммеридж, M — континентальный миоцен; MH — морской миоцен
- Рис. 2. Границы верхнемеловых морей и олигоцена в Свентокшиских Горах
 1 — средний и верхний альб; 2 — сеноман; 3 — коньяк, сантон; 4 — кампан; 5 — олигоцен
- Рис. 3. Геологический разрез Васънюв — Островец Свент. — Лемеше
 P — палеозой; Z — цехштейн; Tr — пестрый песчаник; $Tm-Tk$ — ракушечный известняк кейпер; L — лейас; Jb — байос, бат; Jc — келловей; Jo — оксфорд; Jr — раурак; Jd — астарт
- Рис. 4. Геологический разрез Судольской долины возле деревни Судул
 Jr — рауракские известняки; T — третичные пески и глины; Qf — флювиогляциальные пески; Q — ледниковые глины и пески
- Рис. 5. Первая палеоморфологическая карта окрестностей Кошары — Конты Денковске. Рельеф кровли юрских отложений
- Рис. 6. Вторая палеоморфологическая карта окрестностей Кошары — Конты Денковске. Рельеф кровли домиоценового щебня
- Рис. 7. Третья палеоморфологическая карта окрестностей Кошары — Конты Денковске. Рельеф кровли дочетвертичных отложений
 1 — юра; 2 — ниже-третичные породы; 3 — верхне-третичные отложения
- Рис. 8. Современный рельеф окрестностей Кошар-Конт-Денковских
- Рис. 9. Геологический разрез Кошары — Конты Денковске
 Jb — батон; Jk — келловей; Jo — оксфорд; 1 — древнетретичный щебень с примесью суглинков и глин; 2 — верхне-третичные (миоцен) пески с примесью щебня, суглинков и глин; 3 — четвертичные пески и глины
- Рис. 10. Геологический разрез Кошаровской долины возле деревни Кошары — Конты Денковске
 Jc — келловей; Jo — оксфорд; 1 — древнетретичный щебень с примесью суглинков и глин; 2 — верхнетретичные (миоцен) пески с примесью щебня, суглинков и глин; 3 — четвертичные глины и пески
- Рис. 11. Общий вид Бодзеховской каменоломни (восточная сторона) на юг от деревни Кшемени
 1 — разнотерные пески, несколько глинистые, в кровле гумусированные; 2 — рыхлый щебень известняков; 3 — кварцевые пески, зеленоватые, белые, розовые, в общем мелкозернистые; 4 — глинисто-песчаный материал с обломками известняков коричневого; 5 — жирная темно-коричневая глина, местами с примесью мелкозернистого песка; 6 — разноцветные суглинки (белые, красные, вишневые, коричневые, зеленые) с примесью мелкозернистого песка; 7 — лимонитовая корка; 8 — рауракские плитчатые, компактные известняки, сильно выветрелые в кровле
- Рис. 12. Карстовые воронки на западной стене Бодзеховской каменоломни
 1 — красно-желтый суглинок с примесью мелкозернистого песка; 2 — пески среднезернистые зеленовато-желтые; 3 — кварцевые, белые пески, мелкозернистые, местами горизонтально-слоистые; 4 — глина темнокоричневая очень жирная, крошится в виде кубиков; 5 — обломок известняка с марганцево-железистой коркой; 6 — рауракский плитчатый известняк, компактный

- Рис. 13. Трещина в рауракских известняках измененная карстовыми процессами. Западная стена Бодзеховской каменоломни
1 — глинисто-песчанистый выветрелый темно-коричневый материал; 2 — жирная глина шоколадного цвета; 3 — жирная глина, темнокоричневая, перемешанная с сырым суглинком; 4 — рауракские плитчатые известняки
- Рис. 14. Карстовая воронка образовавшаяся на линии трещины. Западная стена Бодзеховской каменоломни
1 — глинисто-песчанистый, темно-коричневый выветрелый материал; 2 — кварцевые, мелкозернистые, белые пески; 3 — рауракские плитчатые известняки
- Рис. 15. Восточная стена Бодзеховской каменоломни
1 — разнозернистые, гумусированные пески; 2 — мелкозернистые пески, белые и розовые; 3 — глинисто-песчанистый материал с обломками известняков, темнокоричневый; 4 — жирная глина, темно-коричневая, пятнистая с железистыми налетами; 5 — разноцветные суглинки (белые, красные, вишневые, коричневые, зеленые) с примесью мелкозернистого песка; 6 — твердая лимонитовая корка; 7 — рауракские плитчатые известняки в кровле сильно трещиноватые
- Рис. 16. Карстовая воронка в старой каменоломне в деревне Яруги на юг от Острова Свентокшиского
1 — серо-желтый лесс, гумусированный; 2 — желтый, глинистый лесс; 3 — пылеватое образование, белое с мелкими обломками известняков (НС1+); 4 — глинисто-песчанистое образование, ржавое, со скандинавскими и местными породами (НС1+); 5 — неоглаженные глыбы плитчатых известняков длиной в 40 см; 6 — глинистое, серо-желтое образование; 7 — выветрелые обломки местных плитчатых известняков; 8 — зеленовато-серая компактная глина (НС1+); 9 — глина компактная, зеленоватая, коричневая, фиолетовая, пятнистая с железистыми налетами (НС1+); 10 — плитчатые триасовые известняки
- Рис. 17. Геологический разрез карстовой воронки в деревне Судул
1 — щебень рауракских известняков; 2 — выветрелый глинистый материал смешанный с песком; 3 — миоценовые глины и пески; 4 — сильно песчанистая глина со скандинавскими и местными породами; 5 — среднезернистый, желтый, в кровле гумусированный песок; 6 — шурфы, 7 — буровые скважины
- Рис. 18. Наклон палеогеновой поверхности к северу от Еленевской гряды Свентокшиских гор
1 — кварциты; 2 — песчаники, сланцы; 3 — известняки
- Рис. 19. Попытка реконструкции расположения миоценовых рек
1 — миоценовые пески; 2 — дюны; 3 — современное расположение долин; 4 — предполагаемое расположение миоценовых долин; 5 — берег миоценового моря
- Рис. 20. Кровля пород составляющих основание плейстоценовых отложений. Северный склон долины р. Каменна в окрестностях деревни Денкув и Вулька Бодзеховска
1 — коренные породы; 2 — разнозернистые пески с гравием; 3 — валунная глина, коричнево-серая; 4 — разнозернистые пески с перекрещивающейся слоистостью; 5 — разнозернистые пески с валунчиками; 6 — лессовидные суглинки
- Рис. 21. Направление долин
1 — ЗСЗ-ВЮВ; 2 — СЗ-ЮВ; 3 — Ю-С, ЮЗ-СВ; 4 — В-З; 5 — направление стока вод
- Рис. 22. Геологический разрез денудационной равнины на СВ от Острова Свентокшиского
Jr1 — лейасовые песчаники; *Jb* — глины и пески байоса и бата; *Jc* — келловейские песчаники; *Jo* — оксфордские силифицированные известняки; *Jr* — компактные рауракские известняки; *Ja* — астартские оолитовые известняки; *T₁* — древнетретичный щебень с примесью суглинков и глин; *T₂* — верхнетретичные пески с примесью щебня, глин и суглинков; *Q* — четвертичные глины и пески

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОГРАФИЯМ

- Фот. 1. Еленёвская и Лысогурская гряда, вид с севера. На первом плане лессовая возвышенность
- Фот. 2. Лессовый рельеф на север от Острова
- Фот. 3. Выход лейасовых песчаников на восточном берегу Каменки
- Фот. 4. Карстовая впадина заполненная водой. Судольская долина
- Фот. 5. Бодзеховская каменоломня, восточная стена
- Фот. 6. Современные рельефообразующие процессы. Лессовый останец в овраге Бжезняк
- Фот. 7. Современные рельефообразные процессы. Ерозия лессовых почв

DANUTA KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA

TERTIARY EVOLUTION OF RELIEF OF REGION OF OSTROWIEC ŚWIĘTOKRZYSKI AND ĆMIELÓW

Summary

The region examined is situated north of the Jeleniów Ridge in the Święty Krzyż Mountains. It embraces two units geomorphologically different. South of the Kamienna river, running in a W-E direction, an undulating loess plateau is spread out containing Quaternary deposits of considerable thickness, while north of the Kamienna river there extends a flat denudation plain, where pre-Quaternary rocks (Middle and Upper Jurassic and Tertiary) are exposed all over the surface.

The purpose of the author's investigation was the scrutiny of the relief of the region discussed in its evolution during successive Tertiary periods, and the determination, which of the Tertiary processes and land forms left their mark in the principal geomorphological features seen today in this region. For this purpose the author undertook, in the first place, a detailed analysis of existing sediments and land forms.

The evolution of the subaerial relief can be taken into consideration beginning with the period, when the most recent sea receded from this region; this was the Upper Turonian (Upper Cretaceous) Sea. There was determined a single Tertiary planation surface of Old-Paleogene age; it is dated from land forms sculptured in these sediments and from the deposits covering them (Fig. 22). The Old-Tertiary gradation cut down old geological structures like synclines and anticlines, and uncovered in one plane sediments of different age (from Cambrian to Kimmeridgian), differing in lithological features (Fig. 1). The Paleogene surface is differentiated into a higher one (280—260 m. a.s.l.) in the southern, and a lower one (230—210 m. a.s.l.) in the northern part (Fig. 18). This hypsometric differentiation of the contemporaneous gradation surface resulted in a diversified exposure of Quaternary deposits north and south of the Kamienna valley (with the distribution of the loesses depending on the relief of the substratum, and the survival of Quaternary deposits in the slopes of preglacial valleys).

The oldest land forms developed in the Old-Paleogene base are of Eocene age. Distinctly preserved in the geological material is a valley 35 m deep and up to 1,5 km. wide, called the Kozary valley, incised into Callovian sandstones and Oxfordian limestone (Fig. 10). The Eocene age of this valley is implied by its being filled with debris of silicified limestone which, in turn, are dissected by a new deep valley form in which deposits dated from the Miocene are accumulated (Fig. 9).

The position of this debris and its being separated by an erosive surface from the overlying Miocene sediments suggests the age of silicification which is connected with the Eocene. To the Eocene must also be assigned the formation of limonite ores and iron-manganese crusts. During the Eocene, karst phenomena were developing intensively, as shown by the discovery of deep fossil karst forms in the slope of the Eocene valley (Fig. 5).

During the Oligocene the region discussed was land, situated relatively near the shore of the Oligocene Sea. With this period (probably the decline of the Eocene), is connected the filling of the Eocene erosive depressions and karst hollows with great masses of silicified rock debris. On the basis of identified fauna specimens found in this debris it appears that this material does not rest *in situ*, but was rather brought in from areas built of Upper Jurassic rocks derived from north of the region under discussion.

Following a considerable emergence of the land at the break of the Oligocene and Miocene, powerful erosive processes set in; they resulted in the carving of the Kozary valley of Eocene age. The assumption seems justified, that at the same time the valley of the Kamienna river also existed (in view of Miocene sands having been discovered in the valley slope), and that, in the sector examined, this valley was incised into Lias Sandstone and Bajocian and Bathonian clays and sands. The Sudół valley, easily identified in today's relief, probably also existed at that time. Two geological sections across the present-day Sudół valley revealed a deep depression in the Rauracian limestones, filled by a 35 m. series of Miocene sediments (principally well-sorted quartz sands, as well as silts and clays) (Fig. 4). In the region examined, the floors of these Miocene valleys reached the depth of 170—165 m. a.s.l.; their widths were up to 0,7 km., while their depths exceeded 35 m. They run in NW-SE direction, issuing probably into the Opatówka bay, of Miocene age (Fig. 19).

The relation of the Miocene valleys to the substratum indicates a strongly accentuated subsequence in the regional morphology. Between the valleys, watershed areas were spread out in the shape of elongated ridges, still distinctly visible in the modern relief (Map II).

Apart from erosive processes, Miocene karsting symptoms can be recognized here; in their arrangement, striking is some sort of regularity. They occur at one altitude level (188—192 m. a.s.l.) and in their main course they accompany the Sudoł valley.

Relatively well recognized is the Miocene accumulation consisting, in the first place, of allochthonic sediments in the form of quartz sands, and of autochthonic deposits represented by clays, silts, rock fragments, etc. The filling-in of the depression, caused by erosion and karsting, has transformed this region with its variegated relief and its marked differences in altitudes into an accumulation plains.

In the Pliocene, new erosive processes set in. Their intensity was highest in the Upper Pliocene, connected with emerging movements of the Rhone orogenic phase. At that time the valley of River Kamienna was completely exhumed, partly dissected was the Sudoł valley. The Koszary valley, of Paleogene age, was not exhumed and is a typical fossil land form. During the Pliocene there also developed new gap-type valleys; among them are the Vistula valley in its Zawichost — Puławy sector, and the Kamienna valley between Bałtów and Ćmielów. Probably at that time also developed the valley of River Kamionka and of tributaries of River Kamienna. The floors of these Pliocene valleys were at altitudes somewhat higher than today, and considerably lower than the rock surface of the upland.

The gradation processes of the Pliocene period failed to assume larger proportions, inasmuch as even relatively minor Miocene land forms have survived. Small is also the thickness of the Pliocene debris covering the Miocene deposits and relief forms. In the region under discussion, no deposits were observed that definitely could be ascribed to the preglacial period.

Comparing the modern land relief (Map II) with the pre-Quaternary relief (Map I) it may be claimed, that principal features of the region must have developed in the Tertiary. The exhumed Tertiary relief can easily be identified in the area north of the Kamienna valley (between Kunów and Ćmielów). Here distinctly appear ancient ridges of Miocene age, as well as wide Eocene-Miocene valleys now completely dry. Also noticeable are karst depressions inactive today. South of the Kamienna valley, the old Tertiary relief is covered by a relatively thick mantle of Quaternary deposits among which loesses show the greatest thickness. However, the Quaternary deposits do not alter here the principal relief elements of Tertiary origin but rather, to some degree, initiate them at a level 20—40 m. higher than the Tertiary.

The sequence of events that took place in the Tertiary clearly reveals some sort of repeated rhythm (Tab. 4). Periods with a predomi-

Table registering Tertiary phenomena

Age		Course of Phenomena	Character of processes
Neogene	Pliocene	Exhumation of old Miocene valleys, formation of new transversal valleys, frequently of gap type Covering of newly formed surfaces with local regolith Cutting-down of deposits, exposure of various Tertiary and Jurassic sediments	Erosion Accumulation Gradation
	Miocene	Filling-in of depressions caused by erosion and karsting, with sands, silts and clays Karsting phenomena (karst forms mainly in shape of funnels) Slope processes of weathering and gradation Dissection of debris and of Jurassic floor formation of subsequent valleys running in NW—SE direction, 0,3—0,7 km. wide and >35 m. deep. Valley floors at 170—165 m. a.s.l.	Accumulation Karsting Denudation, gradation Erosion
Paleogene	Oligocene	Filling-in of depressions caused by erosion and karsting, with silicified debris from Upper Jurassic rocks, >30 m. thick, and with silts of diverse colouring	Accumulation
	Eocene	Karst phenomena, deep (sink-type) karst hollows, silicification of Jurassic limestones, formation of brown iron ores and manganese crusts Formation of extensive erosive depressions up to 1,5 km. wide and >30 m. deep	Karsting Very powerful chemical weathering Erosion
	Paleocene	Huge cutting-down of ancient Paleozoic and Mesozoic covers, destruction of anticline and syncline forms. Transformation of Łysogóry slope. Development of extensive gradation plain	Gradation

nance of gradation were followed by processes of erosion and karsting tending to dissect the region, with subsequent accumulation of material in the newly formed depressions. These processes succeeding each other; erosion, karsting, accumulation, gradation, erosion, etc., in evidence during the Tertiary, can also be observed during the Quaternary morpho-

Comparison of pre-Quaternary relief with present day relief

Number of sign on map I	Pre-Quaternary elements of relief	Present day relief
1	Cambrian outlier range, 460—430 m. a.s.l.	Jeleniów Range of Święty Krzyż Mts.
2	Planation surface of Old-Paleogene origin — upper part built with shales, clays and sandstone, 280—260 m. a.s.l.	Loess plateau
3	Planation surface of Old-Paleogene origin-lower part built mainly with limestone, 230—210 m. a.s.l.	Denudative plain
4	Border between upper and lower surface	South slope of Kamienna river
5	Valleys cut in debris or rocky Jurassic floor and accumulated with Miocene sands	Valleys: Sudoł, Koszary, Kamienna
6	Denudative elevations between old valleys	Elevations: Koszary, Maksymilianów, Karczma
7	Karstic forms of pre-Miocene age	Fossil forms not visible in present day relief
8	Karstic forms of Miocene and younger age	Partly visible, mainly along Sudoł valley
9	Erosional cuttings of Upper Pliocene, Preglacial and Interglacial age, accumulated with Quaternary sediments	Valleys: Sudoł, Kamienna, Kamionka, pra-Wiśniówka, pra-Opatówka and others
10	Fragments of valley floor of Upper Pliocene, Preglacial age	Flattenings on north slope of Kamienna river in vicinity of Denków and Wólka Bodzechowska

geney. Because of what is called the „law” of relief evolution, the region under discussion has, to some extent, recovered its former Tertiary appearance. In the area extending north of the Kamienna valley and characterized by an exhumed Tertiary relief, this gradation process has come to its end. In the area south of the Kamienna valley, on the other hand, the stage of gradation has not ended yet, and vigorous processes tending to full gradation are at present under way here.

The reason for the difference in the rate of areal transformation of the surface north and south of the Kamienna valley is: in the southern area, gradation was checked by a thick layer of loesses accumulated during the Baltic Glaciation (Würm) while in the present-day denudation plain north of Ostrowiec, gradation suffered no obstruction from the moment, when the last ice sheet covering this region had receded. Here, gradation came to an end as soon as the older pre-Quaternary surface, with its small differences in altitude, had been reached, — so that in this northern area practically no modern relief-forming processes exist, leaving this region "lifeless".

EXPLANATION OF FIGURES

- Fig. 1. Geological map with tectonic elements
 1 — elevation; 2 — depression; 3 — dislocation lines; 4 — decline of strata; 5 — geological section line; C_2-3 — Middle and Upper Cambrian; So — Ordovician, Silurian; D_1 — Lower Devonian; D_2 — Middle Devonian; Z — Zechstein; Tp_1-Tp_2 — Bunter Sandstone; Tr — Roethian; Tm — Muschelkalk; Tk — Keuper; Jlr — Liassic (a — Zagaje level, b — Gromadzice level, c — Zarzeczce level, d — Ostrowiec level, Jb_j — Bajocian, Bathonian; Jc — Callovian; Jo — Oxfordian; Jr — Rauracian; Ja — Astartian; Jk — Kimmeridgian; M — Miocene land deposits; Mtl — Miocene marine deposits
- Fig. 2. Reach-lines of Upper Cretaceous and Oligocene Seas of Święty Krzyż Mts.
 1 — Middle and Upper Albian; 2 — Cenomanian; 3 — Santonian; 4 — Campanian; 5 — Oligocene
- Fig. 3. Geological section along Waśniów — Ostrowiec Święt. — Lemieszce
 P — Paleozoic; T — Zechstein; Tp — Bunter Sandstone; $Tm-Tk$ — Muschelkalk; Keuper; L — Liassic; Jb — Bajocian, Bathonian; Jc — Callovian; Jo — Oxfordian; Jr — Rauracian; Ja — Astartian
- Fig. 4. Cross-section through Sudół valley near village of Sudół
 Ir — Rauracian limestone; T — Tertiary sands and clays; Of — fluvioglacial sands; Q — glacial boulder clay and sands
- Fig. 5. First paleomorphological map of Koszary — Kąty Denkowskie. Relief of Jurassic rock surface
- Fig. 6. Second paleomorphological map of Koszary — Kąty Denkowskie. Relief of pre-Miocene sediments surface
- Fig. 7. Third paleomorphological map of Koszary — Kąty Denkowskie. Relief of pre-Quaternary surface
 1 — Jurassic rocks; 2 — Lower Tertiary sediments; 3 — Upper Tertiary sediments
- Fig. 8. Present-day relief of Koszary — Kąty Denkowskie
- Fig. 9. Cross-section of Koszary — Kąty Denkowskie area
 Jb — Bathonian; Jc — Callovian; Jo — Oxfordian; 1 — Lower Tertiary rock debris with clays and silts; 2 — Upper Tertiary (Miocene) sands with rock debris, clays and silts; 3 — Quaternary boulder clay and sands
- Fig. 10. Cross-section through Koszary valley near village of Koszary — Kąty Denkowskie
 Jc — Callovian; Jo — Oxfordian; 1 — Lower Tertiary rock debris with clays and silts; 2 — Upper Tertiary (Miocene) sands with rock debris, clays and silts; 3 — Quaternary boulder clay and sands
- Fig. 11. General view of Bodzechów quarry (east part), south of Krzemionki village
 1 — sands of various grain-size, slightly clayey, humus in the upper part; 2 — limestone debris; 3 — fine, quartz sands greenish, white and pink in colour; 4 — clayey-sandy brown sediments with limestone fragments; 5 — dark-brown, fatty clay, sometimes with fine sands admixture; 6 — various coloured silts (white, red cherry, brown, green) locally with fine sands admix-

ture; 7 — limonite crust; 8 — solid, plated Rauracian limestone, in the top part strongly weathered.

Fig. 12. Karstic funnels in west wall of Bodzechów quarry

1 — red-yellow clayey silts with admixture of fine sands; 2 — greenish-yellow medium sands; 3 — white, fine sands, partly parallelly stratified; 4 — dark brown, fatty clay; 5 — limestone breccia covered by manganese-ferruginous crust; 6 — solid, plated Rauracian limestone

Fig. 13. Fissure in Rauracian limestone changed by karstic processes. West wall of Bodzechów quarry

1 — clayey-sandy weathering sediment, dark-brown; 2 — dark brown, fatty clay; 3 — dark-brown, fatty clay mixed with grey silt; 4 — plated Rauracian limestone

Fig. 14. Karstic funnel developed on the line of fissure in limestone. West wall of Bodzechów quarry

1 — clayey-sandy weathering material; 2 — white, fine, quartz sands, 3 — plated Rauracian limestone

Fig. 15. East wall of Bodzechów quarry

1 — humus, various grained sands, 2 — fine sands, white and pink; 3 — clayey-sandy sediments with fragments of limestone; 4 — fatty, dark-brown clay with ferruginous intercalations; 5 — various-coloured silts (white, red, cherry, brown, green) with admixture of fine sands; 6 — limonite crust; 7 — plated Rauracian limestone in the top part strongly weathered

Fig. 16. Karstic funnel in old quarry near Jarugi village, south of Ostrowiec Świętokrzyski

1 — grey-yellow humus loess; 2 — yellow clayed loess; 3 — dusty, white sediment with small fragments of limestone, HCl+; 4 — clayey-sandy, rusty sediment with Scandinavian and local boulders, HCl+; 5 — blocks of plated limestone, 40 cm. long; 6 — clayey-sandy sediments, grey and yellow in colour; 7 — strongly weathered fragments of local, plated limestone; 8 — compact, green and grey clay HCl+; 9 — compact clay, greenish, brown, violet, with ferruginous intercalations, HCl+; 10 — plated, Triassic limestone

Fig. 17. Geological cross-section through karstic funnel near Sudoł village

1 — Rauracian limestone, debris; 2 — clayey, calcic weathering sediment mixed with sands; 3 — Miocene sands and clays; 4 — boulder clay, strongly sandy, with local and Scandinavian boulders; 5 — middle grained sands, yellow, in the upper part humus; 6 — excavations; 7 — borings

Fig. 18. Inclination of Paleogene surface north of Jeleniów Range of Święty Krzyż Mts.

1 — quartzites; 2 — sandstones, slates, clays; 3 — limestones

Fig. 19. Sample of reconstruction of Miocene river drainage

1 — Miocene sands; 2 — sand dunes; 3 — present-day course of valleys; 4 — presumed course of Miocene valleys; 5 — border of Miocene Sea

Fig. 20. Quaternary bedrock at the north slope of Kamienna river in the vicinity of Denków and Wólka Bodzechowska

1 — Quaternary bedrock; 2 — sands of various grain-size with gravels; 3 — brown grey boulder clay strongly sandy; 4 — sands of various grain-size, cross stratified; 5 — sands of various grain-size with boulders; 6 — loessy silts

Fig. 21. Directions of present-day valleys

1 — WNW-ESE; 2 — NW-SE; 3 — S-N, SW-NE; 4 — E-W; 5 — direction of flowing of river water

Fig. 22. Geological cross-section through denudative plain northeast of Ostrowiec Świętokrzyski

Jl — Liassic sandstone; *Jb* — Bajocian and Bathonian clays and sands; *Jc* — Callovian sandstone; *Jo* — siliceous Oxfordian limestone; *Jr* — Rauracian limestone, *Ja* — Astartian, oolitic limestone; *T₁* — Lower Tertiary debris with admixture of clays and silts; *T₂* — Upper Tertiary sands with admixture of debris, clays and silts; *Q* — Quaternary sands and boulder clay

DESCRIPTION OF PHOTOS

- Phot. 1. Jeleniów and Łysa Góra Range of Święty Krzyż Mts. View from the north.
On the first plan visible loess plateau
- Phot. 2. Loess landscape south of Ostrowiec Świętokrzyski
- Phot. 3. Rocky outlier of Liassic sandstone on the east slope of Kamionka river
- Phot. 4. Karstic kettle with stagnant water. Sudoł valley
- Phot. 5. Bodzechów quarry, east wall
- Phot. 6. Contemporary morfogenetic processes. Loess outlier in Brzeźniak gully south of Ostrowiec Świętokrzyski
- Phot. 7. Contemporary morfogenesis processes. Erosion of loess soil

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Opady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453+5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, zł 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
17. Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegiennianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156+19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132+6 wkładek, zł 45,—
20. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160+2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75+6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wutte K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112+3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—

25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18.IX.1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć — Warta (or Toruń — Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Geografia ekonomiczna w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963.
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 2 mapy, zł 27,—
43. Mileska I., Regiony turystyczne Polski. 1963, s. 156 + mapy, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + wkładki, zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 23 mapy, zł 65,—
46. Praca zbiorowa. Problems of geomorphological mapping. 1964.
47. Praca zbiorowa. Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966 (w druku).
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965.
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143, 16 ilustracji, zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr., 16 fotografii + mapa, zł 48,—
51. Kostrowicki S. A., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100, 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka

(Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1967 (w druku).

ilustracji + 16 fotografii + mapa, zł 48,—

53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966 (w druku).
54. Kosmowska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966 (w druku).
55. Ziemońska Z., Obieg wody w górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966 (w druku).

Varia

Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—

Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—

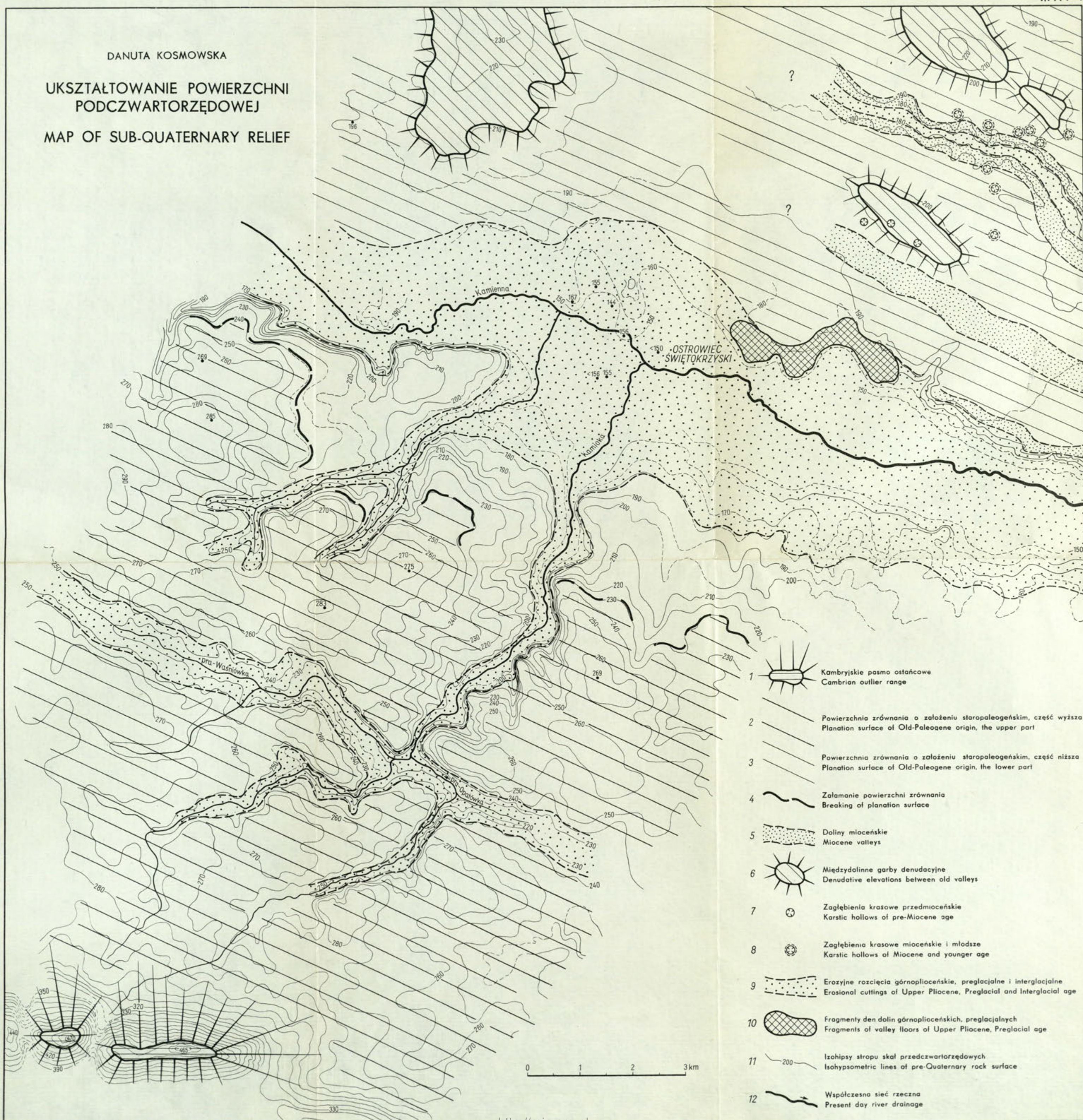
Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—

DANUTA KOSMOWSKA

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI
PODCZWARTORZĘDOWEJ

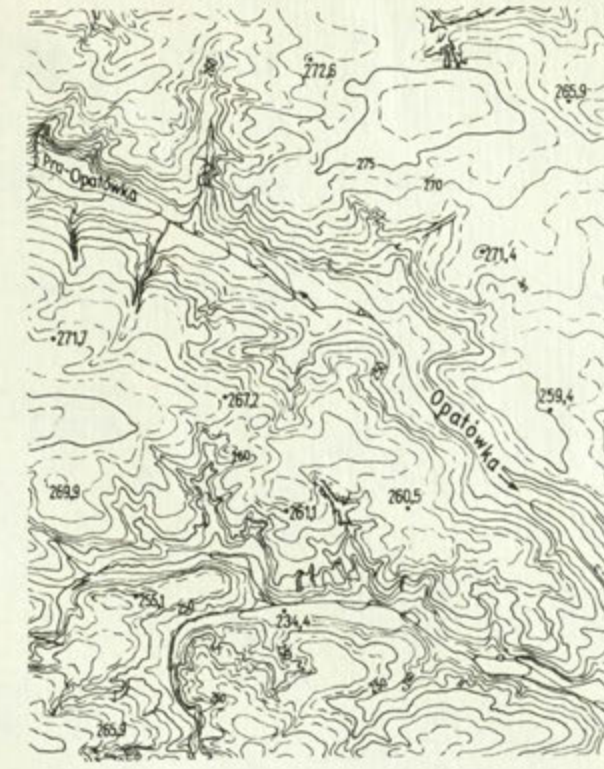
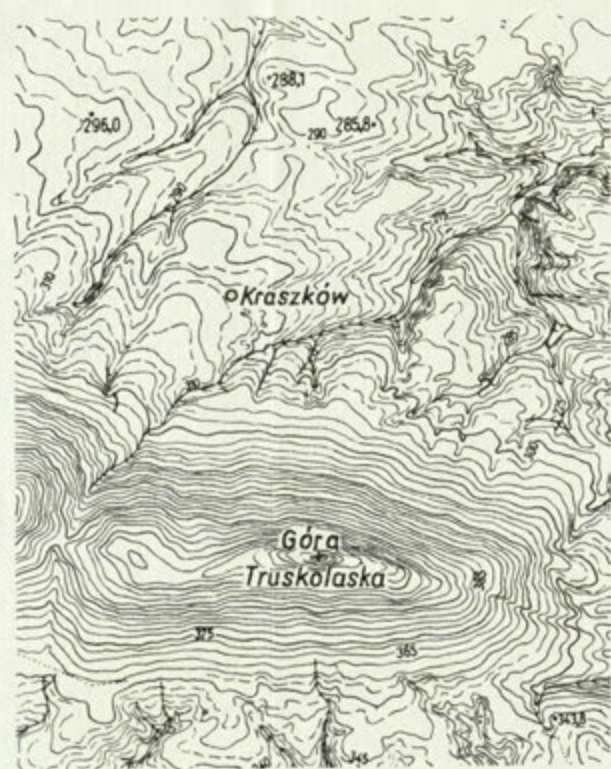
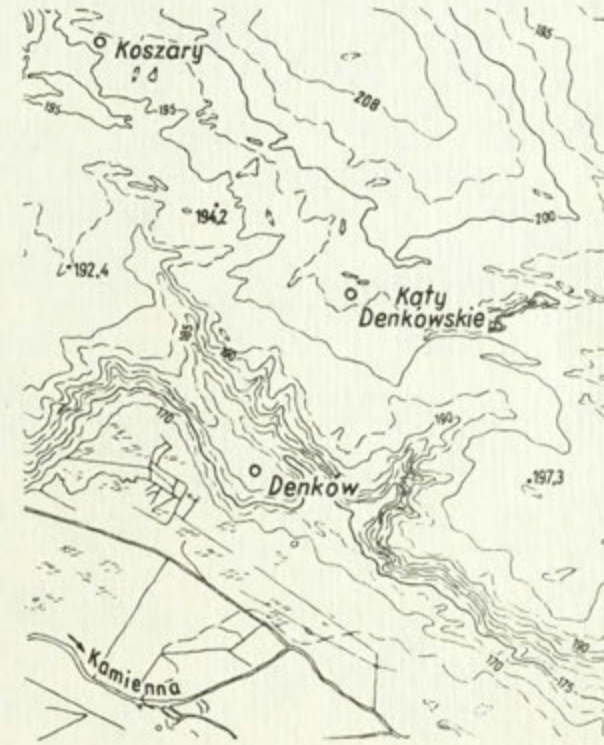
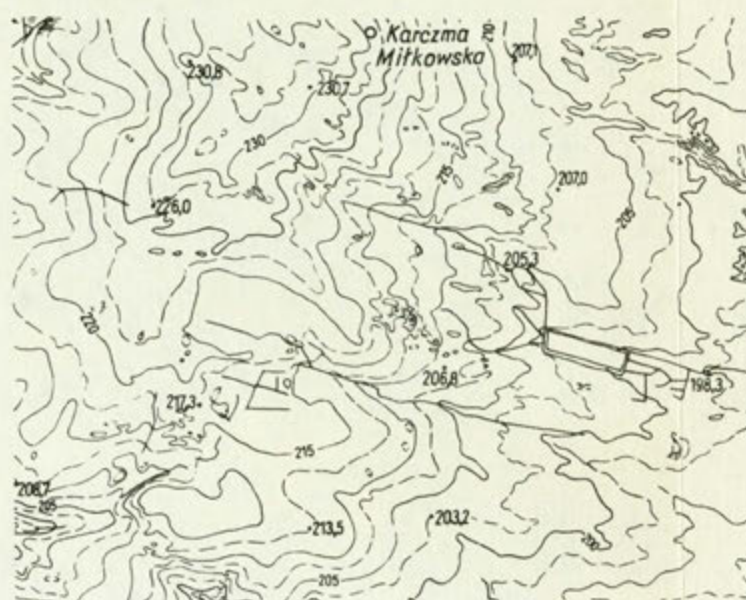
MAP OF SUB-QUATERNARY RELIEF



DANUTA KOSMOWSKA

WYCINKI MAPY
HIPSOMETRYCZNEJ
FRAGMENTS OF
HYPSONETRIC MAP

0 1 2 3 km



Cena zł 33,—