

## WPLYW ZJAWISK NEOTEKTONICZNYCH I GLACJALNYCH NA EWOLUCJĘ MORFOSTRUKTURALNĄ BRZEŻNEJ STREFY KARPAT I ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

Wanda Laskowska-Wysoczańska

*ul. Sanocka 11A/25, 02-110 Warszawa*

Laskowska-Wysoczańska, W., 1993. Wpływ zjawisk neotektonicznych i glacialnych na ewolucję morfostrukturalną brzeżnej strefy Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Influence of the neotectonic and glacial phenomena on the morphostructural evolution of the marginal zone of the Carpathians and the Carpathian Foredeep. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63: 119 – 151.

**Abstract:** The paper presents a new view at the morphostructural evolution of the outer margin of the Carpathians between Rzeszów and Przemyśl during terminal Tertiary and Quaternary time. The interpretation is based on the investigation of mutual relationships between various structural elements of this zone. It is suggested that the southern extent of the ice-sheet of the South Poland Glaciation (San Maximum) in this area was influenced by the extent of Miocene transgression over the folded flysch strata. The uplift of this part of the Carpathians, with their morphological escarpment, occurred after the South Poland Glaciation. The structural evolution in connection with the glacial-interglacial cyclicity resulted in the change of drainage pattern in the Sandomierz Basin. The rivers of the Sandomierz Basin were captured from the Black Sea drainage basin to the North Sea basin after the Middle Poland Glaciation (Odra Maximum).

**Key words:** Carpathians margin, Carpathian Foredeep, neotectonics, morphostructural evolution, Quaternary.

*Manuscript received 19 November 1992, revised accepted 12 July 1993*

**Abstract:** Na podstawie badań wzajemnych relacji między poszczególnymi elementami strukturalnymi brzeżnej strefy Karpat i zapadliska przedkarpackiego oraz osadami czwartorzędowymi między Rzeszowem i Przemyślem, przedstawiono próbę nowego spojrzenia na rozwój morfostrukturalny tego obszaru u schyłku trzeciorzędu i w czwartorzędzie. Postawiono hipotezę, że zasięg lądolodu zlodowacenia południowopolskiego (San max.) w brzeżnej części Karpat był predysponowany zasięgiem zalewu miocenijskiego na sfaldowanym fliszu. Wydzwignięcie tej części Karpat, z ich progiem morfologicznym, nastąpiło po zlodowaceniu południowopolskim. Ewolucja strukturalna w powiązaniu z cyklami glacialno-interglacialnymi doprowadziła do zmian w hydrografii Kotliny Sandomierskiej. Po zlodowaceniu środkowopolskim (Odra max.) dokonano się przeciągnięcie rzek Kotliny Sandomierskiej z basenu Morza Czarnego do Morza Północnego.

## WSTĘP

Północny brzeg Karpat od Rzeszowa po Przemyśl poza orograficznym profilem stanowi na przedpolu kilkukilometrową strefę, w której kontaktują ze sobą różne jednostki strukturalne maskowane utworami neogeńskimi zapadliska przedkarpackiego (Ney, 1968; Ney *et al.*, 1974; Czernicki, 1977; Gucik & Wójcik, 1982) oraz utworami czwartorzędowymi. Badania wzajemnych relacji między tymi jednostkami i osadami czwartorzędowymi w omawianej strefie pozwoliły wnioskować o morfogenetycznej ewolucji i paleogeografii tego obszaru przed i po zlodowaceniu południowopolskim. Najistotniejszą rolę w tej ewolucji odegrała mobilność stref dyslokacyjnych z końca trzeciorzędu i w czwartorzędzie, a także uwarunkowania klimatyczne, które doprowadziły do transgresji lądolodu południowopolskiego (San max. według Różyckiego, 1978) w brzeźną strefę Karpat, a w zlodowaceniu środkowopolskim (Odra max. – Różycki, 1978) do północno-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej.

W rejonie Rzeszowa brzeg Karpat fliszowych wraz z jednostką stebnicką osiąga najbardziej północne położenie w całym łuku karpackim (Fig. 1). Mobilność stref dyslokacyjnych i poszczególnych bloków w tym obszarze, związana z procesem podsuwania platformy wschodnioeuropejskiej pod orogen karpacki (Oszczytko & Ślaczka, 1985), zdaniem Neya (1976) i Połtowicza (1978) trwała także przez czwartorzęd. Udokumentowana przez Zuchewicza (1987) ruchliwość struktur blokowych w pliocenie i w czwartorzędzie we wschodniej części Beskidu Niskiego i stwierdzone przez tego autora odmładzanie jednostek morfostrukturalnych w kierunku północnym znalazły potwierdzenie w przedstawionym tutaj materiale. Wskazuje on na daleko idące przekształcenia morfogenetyczne w brzeźnej części Karpat i w Kotlinie Sandomierskiej w czwartorzędzie.

Autorka zdaje sobie sprawę, że w niniejszym opracowaniu zbyt skrótowo potraktowano niektóre istotne i dyskusyjne problemy dotyczące końca trzeciorzędu i początku czwartorzędzie w zapadlisku przedkarpackim, ściśle związane z tektogenezą Karpat. Ograniczona objętość tekstu nie pozwoliła na odniesienie się do wielu prac starszych i nowszych z tego zakresu.

Próbę wyjaśnienia faz rozwojowych rzeźby Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat oparto na wynikach wieloletnich badań terenowych, rozpoznaniu budowy geologiczno-strukturalnej podczwartorzędowego podłoża i analizie współczesnej rzeźby. Badania geomorfologiczne w połączeniu z analizą rozmiarów erozji wgłębnej, zróżnicowania litologiczno-facjalnego i miąższości utworów czwartorzędowych pozwoliły na nawiązanie, w wielu wypadkach, do struktur tektonicznych. Ważny reper określający czas przemian morfostrukturalnych stanowił poziom gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego występujący w różnych sytuacjach morfologicznych. Rekonstruując zmiany układu sieci rzecznej w czwartorzędzie autorka oparła się na wyni-

kach analiz litologicznych frakcji żwirowej z różnych genetycznie osadów. Analiza palinologiczna osadów organogenicznych (Krupiński, 1988, 1989) pozwoliła określić warunki klimatyczne panujące w czasie ich akumulacji.

Wyróżnione w pracy jednostki stratygraficzne czwartorzędu autorka nawiązała do schematu stratygraficznego S. Z. Różyckiego (1978). Ustosunkowanie się do nowszych podziałów stratygraficznych, między innymi Lindnera (1988) wymaga szerszej dyskusji (Laskowska-Wysoczańska & Wysoczański-Minkowicz, 1992) i nie wchodzi w zakres niniejszego opracowania.

Do miłego obowiązku autorki należy podziękowanie Prof. dr hab. J. Głazkowi z zespołem specjalistów z Wydziału Geologii UW i Instytutu Geofizyki PAN, a także Instytutu Geofizyki BAN z Sofii i Laboratorium Geotechniki BAN w Ruse, którzy podjęli badania nad wiekiem stropowych warstw tak zwanych iłów krakowieckich, dr K. Krupińskiemu z Instytutu Geologii Podstawowej UW za opracowanie palinologiczne profilów z Albigowej i Wisielówki, dr A. Barczukowi z Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW za oznaczenia minerałów ciężkich. Dziękuję również dr T. Wysoczańskiemu z Instytutu Nauk Geologicznych PAN za pomoc w pracach terenowych i dyskusję. Pracę wykonano w ramach działalności statutowej Instytutu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa.

### **ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNO-STRUKTURALNEJ KRAWĘDZIOWEJ STREFY KARPAT W NAWIĄZANIU DO KOTLINY SANDOMIERSKIEJ**

Utwory czwartorzędowe strefy krawędziowej Karpat i Podgórze Rzeszowskiego kontaktują się z trzema elementami strukturalnymi starszego podłoża. Należą do nich, jednostka skolska, jednostka stebnicka i zapadlisko przedkarpackie (Fig. 2, 3, 4, 5). Sfałdowane utwory jednostki skolskiej budujące brzeg Karpat to głównie łupki i margle z przewarstwieniami piaskowców (kreda górna - dolny miocen). Na przedpolu Karpat utwory tej jednostki tworzą ostatnie erozyjny stanowiący wysoki, wschodni brzeg doliny Wisłoka w Pobitnem koło Rzeszowa. Wznosi się on do wysokości 201 m n.p.m. i jest przykryty iłolupkami autochtonicznego miocenu (tzw. iłów krakowieckich), na których spoczywają żwiry z otoczkami skał fliszu karpackiego odnoszone do preglacjału. Na zachód od Rzeszowa z utworów tej jednostki zbudowana jest tzw. wyspa Trzciany, otoczona utworami miocenu zatoki rzeszowskiej (Fig. 1). W rejonie Albigowej (Fig. 3) utwory fliszu karpackiego oddzielone są dyslokacją od zrzuconego bloku jednostki stebnickiej (baden), nadbudowanej utworami czwartorzędowymi z gliną zwałową zlodowacenia południowopolskiego. Jednostkę tę reprezentują łupki oliwkowo-szare i ceglastobrazowe, zmięte i zlustrowane, a także iłowce i mułowce z okruchami piaskowców. W odległości około 2,5 km na północ od progu karpackiego, utwory jednostki stebnickiej



Fig. 1 Szkic strukturalny brzeżnej strefy Karpat między Rzeszowem a Przemyślem i południowej części zapadiska przedkarpackiego na tle sieci dolinnej i ważniejszych elementów paleomorfologicznych. 1 – strefa czołowa nasunięcia Karpat złożona z jednostki skolskiej i stebnickiej według Ney'a (1968) oraz Gucik'a i Wójcika (1982); 2 – nasunięcia płaszczowin fliszowych i głównych łusek według Kotlarczyka (1988); 3 – dyslokacje według Karnkowskiego i Łapankiewicza (1965), Ney'a (1968), Gucik'a i Wójcika (1982) oraz Kotlarczyka (1988); 4 – zasięg zatok miocenijskich na fliszu Karpat według Ney'a (1968); 5 – płyty utworów transgresywnego miocenu (Rajchel, 1977, 1988, Cieszkowski *et al.*, 1977); 6 – osady miocenijskiej delty stożkowej (Doktor, 1983); 7 – piaski preglacialne ze żwirami i głazikami fliszowo-tatrzańskimi; 8 – fragmenty kopalnych dolin rzecznych; 9 – maksymalny zasięg zlodowacenia południowopolskiego według Klimaszewskiego (1948), Świdzińskiego (1952) i Wdowiarza (1952); 10 – maksymalny zasięg tego zlodowacenia według Dudziaka (1961); 11 – rezydualnie zachowane piaski ze żwirami akumulacji rzecznej (starszy czwartorzęd); 12 – współczesne doliny rzeczne; 13 – lokalizacja przekrojów geologicznych I-V; 14 stanowiska osadów organogenicznych – interglacialj poprzedzający zlodowacenie południowopolskie; 15 – interglacialj mazowiecki. Obszary nie pokryte szrafurą przedstawiają twory nierozdzielone fliszu karpackiego i przedpola Karpat

Fig. 1 Structural sketch map of the marginal zone of the Carpathians between Rzeszów and Przemyśl and of the southern part of the foredeep against the background of the valley pattern and major palaeomorphological elements. 1 – frontal zone of the Carpathians comprising the Skole and Stebnik units (after Ney, 1968 and Gucik & Wójcik, 1982); 2 – leading thrusts of flysch nappes and secondary thrusts (after Kotlarczyk, 1988); 3 – faults (after Karnkowski & Łapankiewicz, 1965; Ney, 1968; Gucik & Wójcik, 1982; Kotlarczyk, 1988); 4 – limits of Miocene embayments on the Carpathian Flysch (after Ney, 1968); 5 – outliers of transgressive Miocene sediments (Rajchel, 1977, 1988; Cieszkowski *et al.*, 1977); 6 – deposits of Miocene fan-delta (Doktor, 1983); 7 – pre-glacial sands with gravels and boulders of rocks from the Flysch Carpathians and Tatra Mountains; 8 – fragments of fossil river valleys; 9 – maximum extent of the South Poland Glaciation after Klimaszewski (1948), Świdziński (1952), and Wdowiarz (1952); 10 – maximum extent of this glaciation after Dudziak (1961); 11 – residual alluvial sands with gravels (older Quaternary); 12 – modern river valleys; 13 – location of geological cross-sections I-V; 14 sites with organogenic sediments – interglacial preceding the South Poland Glaciation; 15 – Mazovian Interglacial. The blank areas represent undivided flysch and foreland deposits

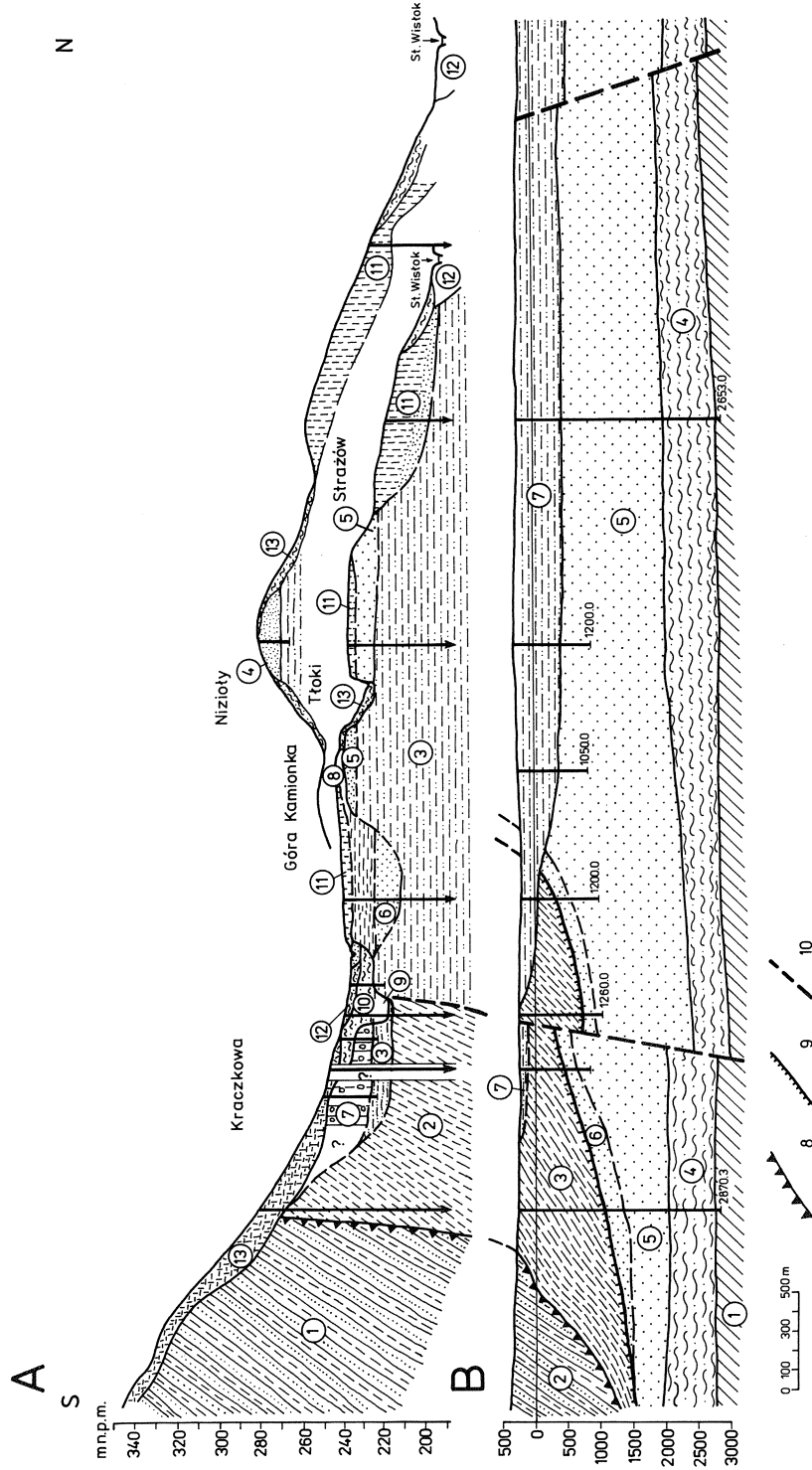


Fig. 2 Przekrój geologiczny I z rejonu Kraczkowej (por. Fig. 1): A – z osadami czwartorzędowymi: 1 – piaskowce i łupki inoceramowe jednostki skolskiej (kreda górna-paleocen); 2 – piaskowce z przewarstwieniami mułowców – warstwy stebnickie (helwet); 3 – mułowce ilaste i piaskzyste (miocen autochtoniczny); wydzielenia I-3 Ney (1968); 4 – piaski i żwiry karpacie z soczewkami ilów (stożek napływowy – pliocen?); 5 – żwiry i piaski rzeczne, preglacialne; 6 – piaski z transgresji zlodowacenia południowopolskiego; 7 – glina zwalowa (zlodowacenie południowopolskie); 8 – mułki (recesja zlodowacenia południowopolskiego); 9 – piaski rzeczne (interglacial mazowiecki – zlodowacenie środkowopolskie); 10 – ility piaskzyste deluwialne – rzeczne; 11 – lessy zróżnicowane fącjalnie, zboczowe lub na wiotnym złożu (młodszy plejstocen); 12 – utwory rzeczne (holocen); 13 – utwory poligeniczne, pylasto-glimiaste, różnowiekowe; *grube strzałki* – głębokie wiercenia, których cały profil widoczny jest na przekroju B; *grube linie przerywane* – dyslokacje. B – przekrój geologiczny bez utworów czwartorzędowych według Ney (1968) uzupełniony nowymi wierceniami. 1 – utwory eokambru; 2 – warstwy inoceramowe (kreda górna); 3 – warstwy stebnickie (helwet); 4 – torton górny; 5 – sarmat dolny, sfałdowany (buhłowy); 6 – sarmat dolny (buhłowy) nie zaburzony; 7 – sarmat dolny (wołyn); 8 – główne nasunięcie karpacie; 9 – nasunięcie stebnickie; 10 – dyslokacje

Fig. 2 Geological cross-section I in area of Kraczkowa (see Fig. 1). A – cross-section with Quaternary sediments (divisions I-3 after Ney, (1968). 1 – sandstones and shales – Inoceraman Beds, Skole Unit (Upper Cretaceous-Palaeocene); 2 – sandstones with intercalations of mudstones – Stebnik Beds (Helvetian); 3 – clayey and sandy mudstones (autochthonous Miocene sediments); 4 – sands and gravels of Carpathian material with lenses of clays (alluvial fan – Pliocene?); 5 – alluvial gravels and sands – pre-glacial; 6 – sands of the South Poland Glaciation transgression; 7 – till (South Poland Glaciation); 8 – muds (recession of the South Poland Glaciation); 9 – alluvial sands (Mazovian Interglacial – Middle Poland Glaciation); 10 – deluvial-alluvial sandy clays; 11 – various facies of loess, slope-laid or redeposited (younger Pleistocene); 12 – alluvial sediments (Holocene); 13 – heterogeneous silt-clay sediments of various age; *thick arrows* – deep boreholes whose complete sections are shown on cross-section B; *thick dashed lines* – faults. B – cross-section without Quaternary sediments (after Ney, 1968 – supplemented with new boreholes). 1 – Eocambrian rocks; 2 – Inoceraman Beds (Upper Cretaceous); 3 – Stebnik Beds (Helvetian); 4 – Upper Tortonian; 5 – Lower Sarmatian, folded (Buhlovian); 6 – Lower Sarmatian non-folded (Buhlovian); 7 – Lower Sarmatian (Vollhynian); 8 – main Carpathian overthrust; 9 – Stebnik overthrust; 10 – faults

pojawiają się jako wyspa wśród utworów neogeńskich zapadliska przedkarpackiego. Czwartorzędowa erozja ścięła strop tej wyspy. Podobną sytuację notuje się na północ od Rzeszowa w Załężu (Fig. 1). Niewielkich rozmiarów ostaniec erozyjny, zbudowany z łupków i zmiętych piaskowców jednostki stebnickiej, wypreparowany z autochtonicznych utworów miocenijskich, wznosi się 8 m nad poziom tarasu Wisłoka (200 m n.p.m.) do wysokości około 208 m n.p.m., przykryty plejstocenijskimi piaskami pylastymi o miąższości około 6 m. Obecność wspomnianych wyżej ostańców erozyjnych jednostek skolskiej i stebnickiej widocznych w morfologii okolic Rzeszowa, a także ściętych erozyjnie i ukrytych pod osadami czwartorzędowymi (Fig. 2, 3, 4, 5) wskazuje, że na przedpolu orograficznego brzegu Karpat dochodziło do znacznych przeobrażeń morfogenetycznych związanych z cyklami glacialno-interglacialnymi i mobilnością blokowych struktur.

Stanowiska osadów neogeńskich leżących na fliszu karpackim w rejonie Kosztowej, Dubiecka, Błędowej Tyczyńskiej (Rajchel, 1988) koło Przedmieścia Dubieckiego i w Olszanach (Cieszkowski *et al.*, 1977) zdają się wskazywać, że niektóre zatoki morza neogeńskiego sięgnęły znacznie dalej w głąb Karpat, niż zatoki Rzeszowa, Albigowej i Łopuszki, których zasięg przedstawiono na figurze 1 według Ney (1968) i Czernickiego (1977). Korelacja wspomnianych osadów zatokowych z osadami zapadliska przedkarpackiego wymaga dalszych studiów uwzględniających aktywność tektoniczną brzeżnej strefy Karpat i przedpola. Szafran (1980) korelując osady miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego na podstawie badań geofizycznych, w odniesieniu do ustalonych granic i poziomów mikrofaunistycznych, wykazał istnienie znacznych rozbieżności w uzyskanych wynikach, dochodzących nawet do kilkuset metrów.

Badania biostratygraficzne i paleomagnetyczne dotyczące wieku stropowych warstw utworów neogeńskich zapadliska przedkarpackiego wskazują (Głazek *et al.*, 1986-1990), że sedymentacja osadów w basenie przedkarpackim prawdopodobnie nie zakończyła się we wczesnym sarmacie, jak się dotychczas przyjmuje, ale trwała jeszcze przez późny pannon i wczesny pont (10 i 11 zona nannoplanktonowa według E. Gaździckiej (por. Głazek *et al.*, 1986-1990). Badania prowadzone były w północnej i środkowej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego w Hadykówce i Kupnie, na Równinie Rozwadowskiej w Zarzeczcu (Fig. 6) oraz na przedpolu Karpat w Siedliskach koło Przemyśla (Fig. 1).

Z tego co powiedziano wyżej wynika, że napływ nowych materiałów geologicznych, biostratygraficznych, litofacjalnych, geofizycznych i innych, odnoszących się do neogenu i czwartorzędu, zmusza do weryfikacji niektórych utartych w literaturze poglądów. Dotyczą one paleogeografii i wieku wycofywania się morza z zapadliska przedkarpackiego (dotychczas przyjmowanego na wczesny sarmat), jego przebudowy tektonicznej, oraz wieku wydzwignięcia się północnej strefy Karpat z orograficznym progiem. Opierając się na analizie współczesnej rzeźby i budowy geologicznej osadów czwartorzę-



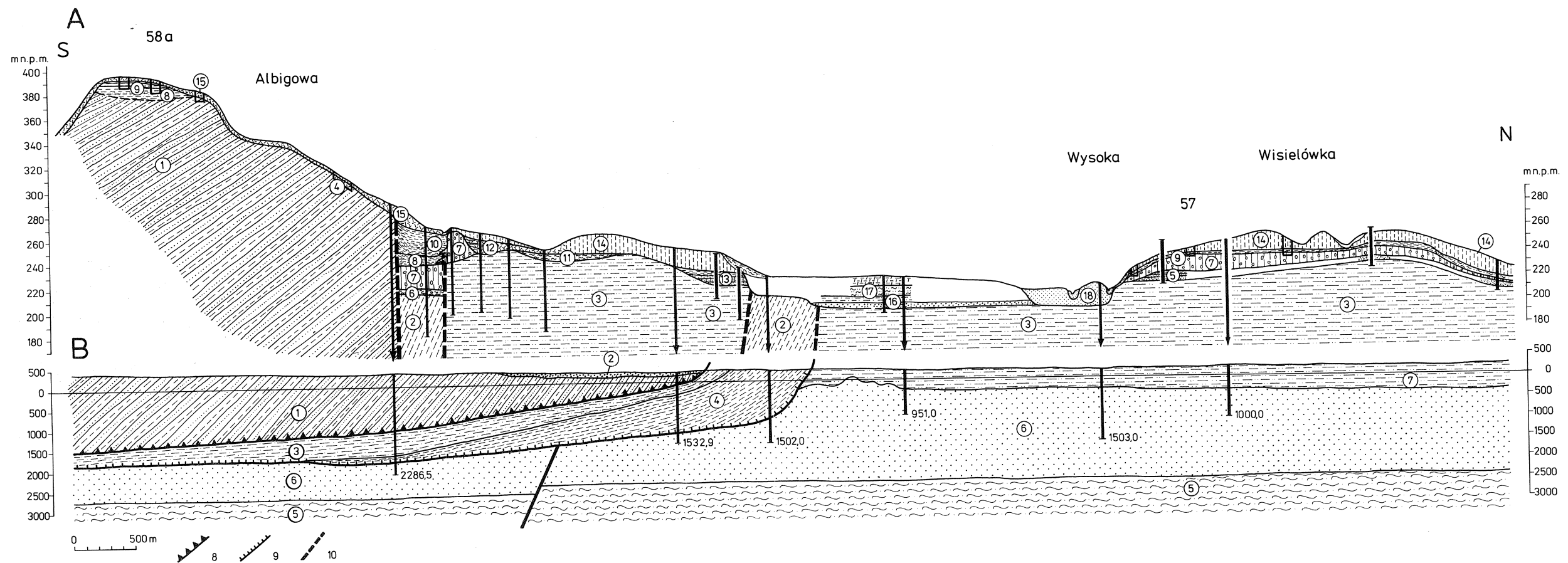


Fig. 3 Przekrój geologiczny II z rejonu Albigowej (por. Fig. 1). A – z osadami czwartorzędowymi (1-3 wg Ney, 1968); 1 – piaskowce i łupki inoceramowe jednostki skolskiej (kreda górna – paleocen); 2 – piaskowce z przewarstwieniami mułowców (warstwy stebnickie – helwet); 3 – mułowce ilasto-piaszczyste (miocen autochtoniczny); 4 – zwietrzelina piaskowcowa; 5 – żwiry i piaski ze żwirami oraz mulki (najstarszy czwartorzęd?); 6 – mulki ilaste (transgresja zlodowacenia południowopolskiego); 7 – glina zwałowa (zlodowacenie południowopolskie); 8 – piaski różnoziarniste i drobnoziarniste, na przemian z warstewkami mulku i łu; 9 – szare muły ilaste, w spągowej i stropowej części przewarstwione mułem organogenicznym, czarnym (schyłek zlodowacenia południowopolskiego); 10, 11, 12 – mulki pylaste, miejscami spiaszczone lub zailone, proluwialno-deluwialne; 13 – żwiry, piaski i mulki rzeczne (interglacja mazowiecki?); 14 – lessy eoliczne, zmienne facjalnie; 15 – utwory lessopodobne, deluwialno-proluwialne (zlodowacenie środkowopolskie – zlodowacenie Wisły); 16, 17, 18 – utwory rzeczne (młodszy plejstocen – holocen); *grube strzałki* – głębokie wiercenia jak na przekroju B. B – bez utworów czwartorzędowych (według Ney, 1968); 1 – warstwy inoceramowe (kreda górna); 2 – utwory dolnego tortoniu na fliszu; 3 – warstwy stebnickie (helwet); 4 – warstwy przemyskie (orton dolny); 5 – torton górny; 6 – sarmat dolny (buhłów autochtoniczny); 7 – sarmat dolny (wołyn autochtoniczny); 8 – główne nasunięcie karpackie; 9 – nasunięcie stebnickie; 10 – dyslokacje

Fig. 3 Cross-section II in the area of Albigowa (see Fig. 1). A. Cross-section with Quaternary sediments (divisions 1-3 after Ney, 1968); 1 – sandstones and shales – Inoceranian Beds, Skole Unit (Upper Cretaceous-Palaeocene); 2 – sandstones with intercalations of mudstones – Stebnik Beds (Helvetian); 3 – clayey and sandy mudstones (autochthonous Miocene sediments); 4 – regolith of sandstones; 5 – gravels, gravelly sands and muds (older Quaternary?); 6 – clayey muds (transgression of the South Poland Glaciation); 7 – till (South Poland Glaciation); 8 – unsorted and fine-grained sands alternating with layers of mud and clay; 9 – grey clayey muds, interstratified with black organogenic mud in the basal and top parts (end of South Poland Glaciation); 10-12 – silty muds, locally sandy or clayey, proluvial-deluvial; 13 – gravels, sands and muds (Mazovian Interglacial?); 14 – eolian loess of various facies; 15 – loess-like sediments, deluvial-proluvial (Middle Poland Glaciation – Vistula Glaciation); 16-18 – alluvial sediments (younger Pleistocene – Holocene); *thick arrows* – deep boreholes as on cross-section B. Geological cross-section without Quaternary sediments (after Ney, 1968); 1 – Inoceranian Beds (Upper Cretaceous); 2 – Lower Tortonian on flysch; 3 – Stebnik Beds (Helvetian); 4 – Przemysł Beds (Lower Tortonian); 5 – Upper Tortonian; 6 – Lower Sarmatian (autochthonous Buhlovian); 7 – Lower Sarmatian (autochthonous Volhynian); 8 – main Carpathian overthrust; 9 – Stebnik overthrust; 10 – faults

dowych w nawiązaniu do struktur starszego podłoża (porównaj przekroje A i B na Fig. 2 i 3) można dostrzec zależności jakie zachodziły między osadami czwartorzędowymi, procesami rzeźbotwórczymi, a mobilnością blokowych struktur podłoża. Na podstawie tych zależności autorka podjęła próbę bliższego określenia wieku przeobrażeń morfostrukturalnych na styku progu Karpat i zapadliska przedkarpackiego.

## ZARYS PRZEDPLEJSTOCENSKIEJ HYDROGRAFII KOTLINY SANDOMIERSKIEJ

W czasie wieloletnich badań dotyczących stratygrafii utworów czwartorzędowych w Kotlinie Sandomierskiej i na przedgórzu Karpat, zastosowana analiza składu litologicznego frakcji żwirowej pozwoliła na wyróżnienie spośród osadów plejstoceny, piaszczysto-żwirowych osadów rzecznych serii "preglacialnej" (Różycki, 1972). Wiek tych osadów można jedynie w przybliżeniu odnieść do schyłku trzeciorzędu i początku czwartorzędu. Leżą one na kulminacjach wypiętrzonych tektonicznie i rozciętej erozyjnie powierzchni stropowej mioceńskich mułowców ilastych. Układ przestrzenny korelowanych litofacjalnie, zachowanych szczątkowo, osadów preglacialnych pozwolił wyznaczyć kierunki odwodnienia Kotliny Sandomierskiej nawiązujące do ustępującej ku SE zatoki morskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1967a,b, 1971, 1973, 1975, 1983, 1987; Dzułyński *et al.*, 1968).

Jednym z ciekawszych i trudniejszych do wyjaśnienia z punktu widzenia paleogeografii i morfogenezy Karpat jest obecność preglacialnych osadów rzecznych z materiałem fliszowym, wśród którego pojawiają się otoczaki tatrzańskie (Turnau-Morawska patrz Laskowska-Wysoczańska, 1967a, b; Rutkowski, 1987). Osady te występują w południowej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego między Medynią Głogowską, Zalesiem Rakszawą a Brzozą Królewską na SE (Fig. 1). Obecność otoczek pegmatytów z Tatr Zachodnich i piaskowców szarogłazowych dolnego triasu Tatr, o średnicy do 12 cm, w odległości około 15 km od brzegu Karpat na kierunku wylotu Wisłoka (Fig. 1) niewątpliwie wiąże się z przebudową morfostrukturalną Karpat i ich paleohydrografią. Wyjaśnienie tego problemu wymaga przeprowadzenia szczegółowych badań na tym obszarze.

Badania litofacjalne osadów czwartorzędowych na obszarze strefy krawędziowej doliny Sanu na odcinku od rzeki Bukowa po Lubaczówkę (Fig. 6 i 7), doprowadziły do wyróżnienia preglacialnych osadów rzecznych, których ślady napotkano w rejonie Piskorowego Stawu, Zarzecza, Hawrył, Sigietek i Wylewy (Fig. 7, w-wa 2). Żwiry te w odróżnieniu od żwirów plejstoceny cechuje znaczne zubożenie w składniki mało odporne na niszczenie (patrz diagramy na Fig. 7). W składzie litologicznym żwirów z Wylewy, Turnau-Morawska (patrz Laskowska-Wysoczańska, 1975) rozpoznała otoczaki pochodzące z Gór Świętokrzyskich. Leżą one na wysokości około 210 m n.p.m., o

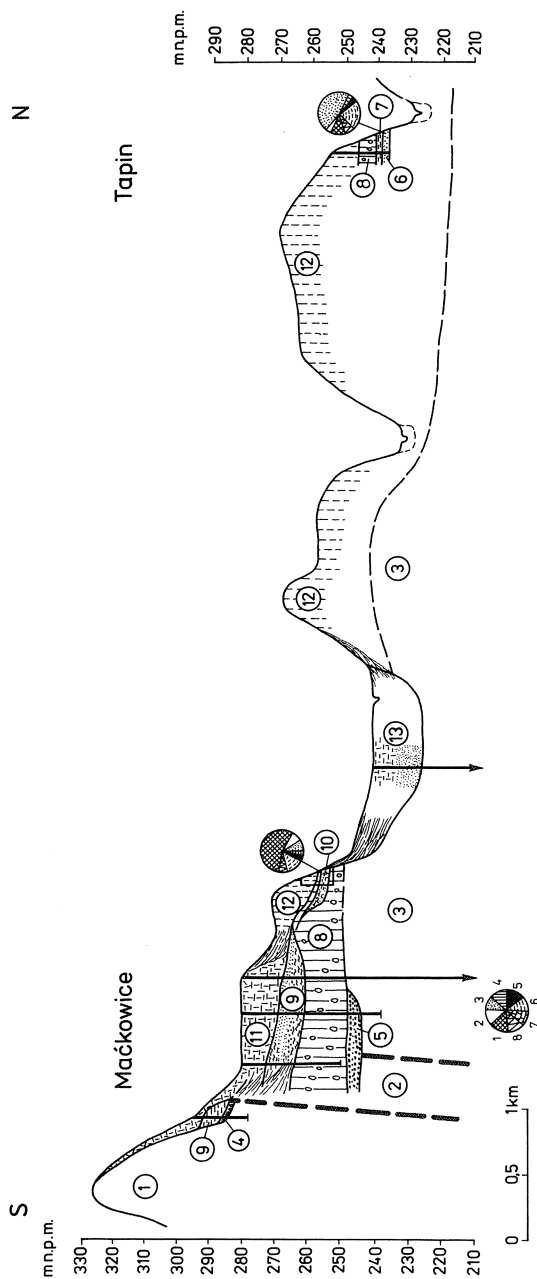


Fig. 4 Przekrój geologiczny III z rejonu Maczków (por. Fig. 1, 1-3 według Gucika *et al.*, 1982); 1 – piaskowce i łupki warstw inoceramowych jednostki skolskiej (kreda górna – paleocen); 2 – piaskowce z przewarstwieniami mułowców (warstwy stebnickie – helwet); 3 – mułowce ilasto-piaszczyste (miocen autochtoniczny); 4 – zwiertzelina fliszu z okuchami margli fuoidowych; 5 – mułki ilasto-pylaste z domieszką żwirów, deluwialno-proluwialne (najstarszy czwartorzęd?); 6 – piaski ze żwirami fluwiogłajalne; 7 – mułki (transgresja zlodowacenia południowopolskiego); 8 – glina zwalowa (zlodowacenie południowopolskie); 9 – żwiry, piaski i mułki deluwialno-proluwialne (recesja zlodowacenia południowopolskiego); 10 – przykrawędziowy fragment osadów rzecznych z przemieszczoną gliną zwalową (interglacjał mazowiecki ?); 11 – osady stokowe, pylasto-gliniaste, poligeniczne i różnowiekowe; 12 – lessy (zlodowacenie Wisły); 13 – osady rzeczne (młodszy plejstocen – holocen); *grube linie przerywane* – dyslokacje, *strzałki* – głębokie wiercenia przebijające osady czwartorzędowe. Objasnienia diagramów składu litologicznego żwirów o frakcji 1-5 cm. 1 – piasek; 2 – kwarce; 3 – kwarce; 4 – kwarce; 5 – kwarce; 6 – kwarce; 7 – kwarce; 8 – kwarce; 9 – kwarce; 10 – kwarce; 11 – kwarce; 12 – kwarce; 13 – kwarce.

Fig. 4 Geological cross-section III in the area of Maćkowice (see Fig. 1; after Gucik *et al.*, 1982); 1 – sandstones and shales, Inoceranian Beds of Skole Unit (Upper Cretaceous - Palaeocene); 2 – sandstones with intercalations of mudstones (Stebnik Beds – Helvetian); 3 – clayey-sandy mudstones (autochthonous Miocene); 4 – waulte of weathered flysch rocks with fragments of Fucoid Marls; 5 – clayey-silty muds with admixture of gravels, deluvial-proluvial (oldest Quaternary?); 6 – fluvioglacial sands with gravels; 7 – muds (transgression of South Poland Glaciation); 8 – till (South Poland Glaciation); 9 – gravels, sands and muds, deluvial-proluvial (recession of South Poland Glaciation); 10 – a fragment of alluvial sediments adjacent to the escarpment, with redeposited till (Mazovian Interglacial?); 11 – silty-clayey slope sediments, heterogenous and of various age; 12 – loess (Vistula Glaciation); 13 – alluvial sediments (younger Pleistocene – Holocene); *thick dashed lines* – faults; *arrows* – deep boreholes penetrating through Quaternary sediments. Explanations of pie-diagrams showing lithological composition of gravels 1-5 cm in size. 1 – Scandinavian rocks, 2 – quartz, 3 – quartzites and sandstones, 4 – flints, 5 – cherts, menilites and lidites, 6 – opokas, gaizes and marls, 7 – limestones, 8 – undetermined

około 40 m wyżej od podobnych osadów Piskorowego Stawu na Równinie Rozwadowskiej.

Znaczne różnice w położeniu żwirów preglacjalnych notuje się również w północnej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego (rejon Majdanu, Komorowa i Jeżowego) w stosunku do żwirów z Nowej Dęby (Fig. 6) znanych z wiercenia u podnóża tegoż Płaskowyżu (Laskowska-Wysoczańska, 1983). Badania biostratygraficzne (nannoplankton) i paleomagnetyczne (Głazek *et al.*, 1986-1990) stropowych warstw tzw. iłów krakowieckich, podścielających osady preglacjalne w Zarzeczu na Równinie Rozwadowskiej i w Hadykówce na Płaskowyżu Kolbuszowskim, wykazały obecność tego samego poziomu korelacyjnego mimo iż różnice w wysokości położenia stropu miocenu sięgają 60 m. Tym samym potwierdzony został pogląd autorki (Laskowska-Wysoczańska, 1993) wyrażony w oparciu o badania litofacjalne i morfogenetyczne, o tektonicznej genezie północnej krawędzi płaskowyżu przedkarpackich. Krawędź ta utworzona została po zlodowaceniu południowopolskim (San max). O prawdopodobieństwie równoleżnikowego przebiegu dyslokacji na odcinku Majdan-Jeżowe wspominali Czarnocki i Kowalewski (1931). Według Konarskiego (1968) w rejonie położonym na północ od Krzeszowa zdyslokowaniu uległy również osady czwartorzędowe. Dyslokacja oddziela obszary równinne od płaskowyży przedkarpackich charakteryzujących się znacznym urozmaiceniem rzeźby (Fig. 6).

Nierównomierne, blokowe dźwiganie płaskowyży powodowało zróżnicowanie do 40 - 60 m w wysokości położenia przedplejstoceńskich pokryw aluwialnych, a także rozwój erozji i denudacji. W wyniku tych procesów na znacznych przestrzeniach usunięte zostały częściowo lub całkowicie osady preglacjalne i czwartorzędowe, odstaniając po-

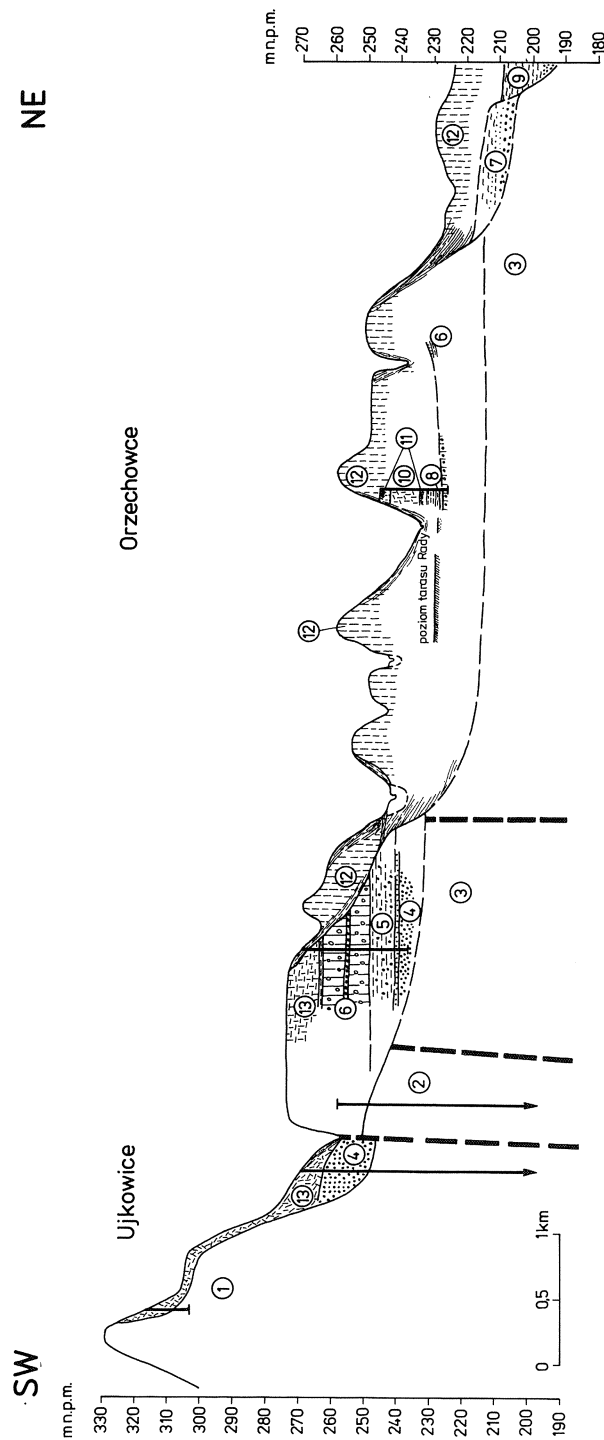


Fig. 5 Przekrój geologiczny IV, z rejonu Ujkowic (por. Fig. 1). 1 – piaskowce i łupki inoceramowe jednostki skolskiej (kreda grm. - paleocen); 2 – piaskowce z przewarstwieniami mułowców, warstwy stebnickie (helwet); 3 – mułowce ilaste i piaszczyste (miocen autochtoniczny), oznaczenia 1-3 według Gucika *et al.*, (1982); 4 – żwiry, piaski i mulki ze żwirami (transgresja zlodowacenia południowopolskiego); 6 – glina zwałowa (zlodowacenie południowopolskie); 7 – żwiry, piaski i mulki rzeczne (interglacjał mazowiecki ?); 8 – mulki z przewarstwieniami czarnych ilów organogenicznych (schyłek interglacjał mazowieckiego); 9 – osady rzeczne (zlodowacenie środkowopolskie - eem); 10 – osady lessopodobne deluwialno-proluwialne, warstwowane i smugowane; 11 – gleby kopalne; 12 – lessy eoliczne (młodszy plejstocen - holocen); 13 – utwory glistasto-pylaste, zboczowe, różnego wieku i genezy

Fig. 5 Geological cross-section IV in the area of Ujkowice (see Fig. 1; 1-3 after Gucik *et al.*, 1982). 1 - sandstones and shales of Inoceranian Beds od Skole Unit (Upper Cretaceous - Palaeocene); 2 - sandstones with intercalations of mudstones, Stebnik Beds (Helvetian); 3 - clayey and sandy mudstones (autochthonous Miocene); 4 - gravels and gravelly sands (oldest Quaternary?); 5 - muds with individual pebbles (transgression of South Poland Glaciation); 6 - till (South Poland Glaciation); 7 - gravels, sands and alluvial muds (Mazovian Interglacial?); 8 - muds with intercalations of black organogenic clays (end of Mazovian Interglacial); 9 - alluvial sediments (Middle Poland Glaciation - Eemian); 10 - loess-like deluvial-proluvial sediments, layered and banded; 11 - fossil soils; 12 - colian loess (younger Pleistocene - Holocene); 13 - clayey-silty slope deposits of various origin and age

dłoże zbudowane z mułowców mioceńskich. Obserwowana dziś głęboka erozja potoków rozczłonkująca wynoszone obszary na coraz to mniejsze elementy w postaci izolowanych pagórów, oraz dążność rzek i potoków do kaptazy, stanowi rezultat jeszcze dzisiaj postępującego dźwigania przedpola Karpat (Laskowska-Wysoczańska, 1983).

### ZŁODOWACENIE POŁUDNIOWOPOLSKIE A MORFOTEKTONIKA I PALEO- GEOGRAFIA BRZEŻNEJ STREFY KARPAT I PRZEDPOLA

Na Fig. 1 przedstawiono granicę maksymalnego zasięgu zlodowacenia południowopolskiego w brzeżnej strefie Karpat, wyznaczonego na podstawie obecności głazów narzutowych i żwirów skandynawskich (Klimaszewski, 1948; Świdziński, 1952; Wdowiarz, 1952; Dudziak, 1961). Głazy i otoczaki znajduwane były do wysokości 400 m n.p.m. Zaznaczono również granicę występowania osadów zatokowych morza neogeńskiego w brzeżnej części Karpat (zatoka rzeszowska, zatoka Albigowej i Łopuszki według Neya, 1968 i Czernickiego, 1977), a także występowanie poszczególnych płatów osadów neogeńskich na fliszu znanych z rejonu Kosztowej, Dubiecka, Błędowej Tyczyńskiej (Rajchel, 1988, Cieszkowski *et al.*, 1977). Wyłaniający się obraz rozmieszczenia osadów zatokowych w obrębie brzeżnej strefy Karpat w nawiązaniu do przebiegu granicy zlodowacenia, skłonił autorkę do szukania przesłanek paleogeograficznych sprzyjających transgresji lądolodu w obszar górski.

Z badań Zuchewicza (1987) wynika, że w późnym neogenie i w czwartorzędzie proces dźwigania i odmładzania jednostek morfostrukturalnych w Karpatach postępował z południa ku północy. Według Kotlarczyka (1988) powierzchnie nasunięć utworzone w poszczególnych fazach tektonicznych (Fig. 1), były ożywiane w fazach

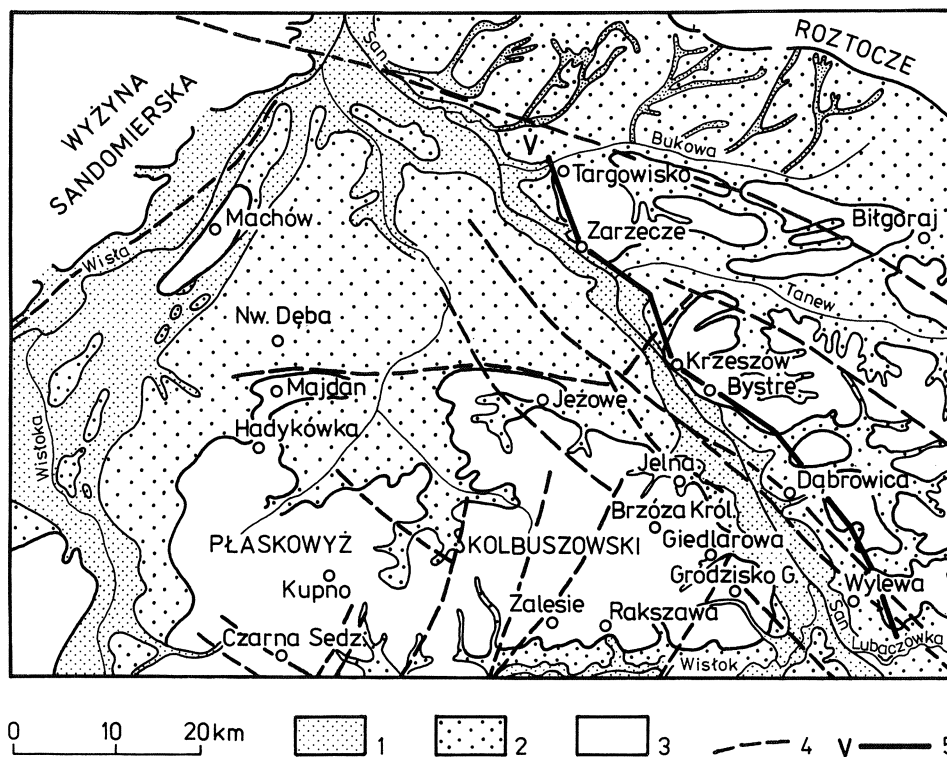


Fig. 6 Szkic strukturalny północnej części Kotliny Sandomierskiej według Karnkowskiego i Łapankiewicza (1965) na tle zarysu geomorfologicznego. 1 – równiny zalewowe i nadzalewowe holocenijskie; 2 – równiny plejstocenijskie; 3 – zdenudowane wysoczyzny (pogrubiona linia oznacza ich krawędzie); 4 – dyslokacje; 5 – linia przekroju przedstawionego na Fig. 7 (przekrój V)

Fig. 6 Structural sketch of the northern part of the Sandomierz Basin after Karnkowski and Łapankiewicz (1965) at the background of geomorphological sketch. 1 – Holocene flood plains and supra-flood plains; 2 – Pleistocene flats; 3 – denudated highlands (thicker line marks their margins); 4 – faults; 5 – line of cross-section shown in Fig. 7 (cross-section V)

następnych. Powyższe stwierdzenia poparte badaniami stratygraficzno-paleogeomorfologicznymi dotyczącymi czwartorzędowego przedgórzia Karpat, jego progu i Kotliny Sandomierskiej zdają się wskazywać, że najmłodszą jednostką morfostrukturalną stanowi karpacki próg morfologiczny, wydzwignięty po zlodowaczeniu południowopolskim. Przed tym zlodowaczeniem brzeżna strefa Karpat, na którą wkroczył lądolód, przedstawiała zapewne krajobraz różny od dzisiejszego.

Poniżej przedstawiono próbę wyjaśnienia tego niewątpliwie dyskusyjnego problemu opierając się na następujących przesłankach: 1. obecności czwartorzędowych dyslokacji w strefie progu karpackiego predysponowanych budową strukturalną i mobilnością starszego podłoża, 2. braku struktur glacictekt-

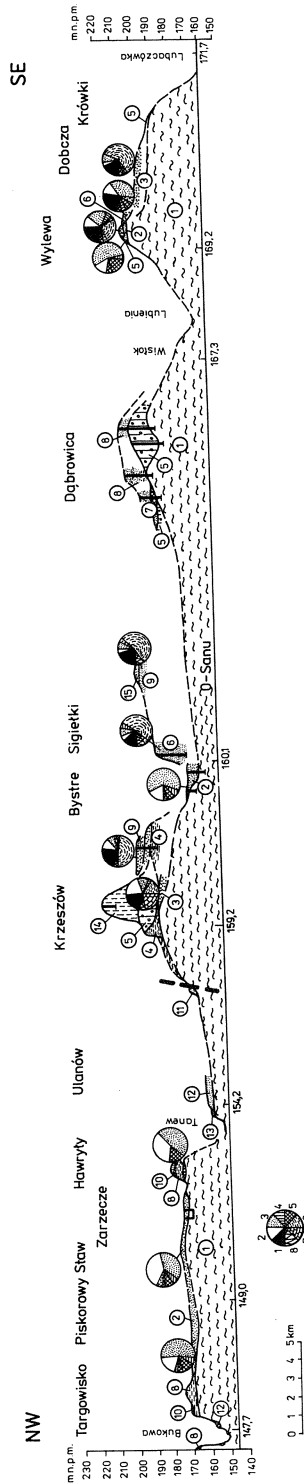


Fig. 7 Przekrój geologiczny V (Wylewa-Targowisko, por. Fig. 1, 6). 1 – mulowce ilaste (miocen); 2 – piaski i żwiry rzeczne, preglacjalne; 3-4 – mulki pylaste i piaski z klimami zmarzlinowymi (transgresja zlodowacenia poludniowopolskiego); 5 – glina zwałowa lub jej rezidua (zlodowacenie poludniowopolskie); 6 – piaski ze żwirami, fluwioglacjalne (recesja zlodowacenia poludniowopolskiego); 7 – czarne ropy organogeniczne (interglacjal mazowiecki?); 8 – piaski drobnoziarniste, mulki piaszczyste i pylaste; 9 – piaski ze żwirami, sandrowe (8-9 – transgresja zlodowacenia srodkowopolskiego); 10 – glina zwałowa lub jej rezidua (zlodowacenie srodkowopolskie, Odra max.); 11, 12, 13 – utworzy rzeczne różnego wieku (młodszy plejstocen – holocen); 14 – osady lessopodobne i lessy (zlodowacenie Wisły); 15 – piaski wydymowe (holocen). Objaśnienia diagramów składu litologicznego żwirów o frakcji 1-5 cm. 1 – skały skandynawskie, 2 – kwarc, 3 – kwarcyty i piaszkowce; 4 – krzemienie, 5 – rogowce, menility, lidyty, 6 – opoki, 7 – wapień, 8 – nieznaczone

Fig. 7 Geological cross-section V (Wylewa-Targowisko, see Figs. 1, 6). 1 – clayey mudstones (Miocene); 2 – pre-glacial alluvial sands and gravels; 3, 4 – silty muds and sands with frost wedges (transgression of South Poland Glaciation); 5 – till or its residuum (South Poland Glaciation); 6 – fluvioglacial sands with gravels (recession of South Poland Glaciation); 7 – black organogenic clays (Mazovian Interglacial?); 8 – fine-grained sands, sandy and silty muds; 9 – sandur sands with gravels (8-9 – transgression of the Middle Poland Glaciation); 10 – till or its residuum (Middle Poland Glaciation, Odra Maximum); 11-13 – alluvial sediments of different age (younger Pleistocene – Holocene); 14 – loess-like sediments and loess (Vistula Glaciation); 15 – dune sands (Holocene). Explanations of pie-diagrams showing lithological composition of gravels 1-5 cm in size. 1 – Scandinavian rocks, 2 – quartz, 3 – quartzites and sandstones, 4 – flints, 5 – cherts, menilites and lites, 6 – opokas, gaizes and marls, 7 – limestones, 8 – undetermined



nicznych w plastycznych muło-iłach mioceńskich w strefie progu karpackiego i na przedpolu, 3. wzmożonej erozji po ustąpieniu lądolodu w obrębie dźwiganej brzeżnej strefy Karpat i redepozycji na przedpolu niszczonej osadów glacialnych i niżej występujących utworów neogeńskich zatok.

#### ZRÓŻNICOWANIE POŁOŻENIA OSADÓW PLEJSTOCENSKICH W ZALEŻNOŚCI OD MOBILNYCH STREF DYSLOKACYJNYCH

Próg karpacki w Albigowej (Fig. 3), zbudowany z warstw fliszowych jednostki skolskiej, stanowi morfostrukturę w postaci wału o przebiegu NW-SE, którego szerokość w najwęższym miejscu wynosi około 250 m, a najszerszym około 1 km. Jest to obszar wododzielny o wysokości około 390 m n.p.m., o stosunkowo płaskiej powierzchni, rozcinanej intensywnie przez potoki Sawę i Strugę z dopływami (dorzecze Wisłoka) oraz przez potoki spływające w kierunku wschodnim do dorzecza Sanu. Głębokość rozcięć zboczy południowych i północnych wynosi od 90 do 120 m. U podnóża progu widoczna jest dyslokacja przemieszczająca glinę zwałową (18,5 m miąższości) wraz z utworami jednostki stebnickiej. Powstałe obniżenie tektoniczne wypełniły muły ilaste i iły przykryte deluwialno-proluwialnymi osadami stokowymi. W odległości około 2,5 km ku północy, w obrębie doliny rzecznej wyłaniają się w formie wyspy skały jednostki stebnickiej, których strop został w plejstocenie zerodowany i przykryty serią aluwialną.

W strefie krawędziowej progu karpackiego usytuowane są dwie odkrywki eksploatacyjne cegielni, dostarczające interesującego materiału do rozważań stratygraficzno-paleogeograficznych i morfotektonicznych (Fig. 3, w-wy 8 i 9). Profil osadów jeziornych w odkrywce 58a, o łącznej wysokości 9 m i pogłębiony sondą do 11 m, został wybrany do szczegółowego opracowania (Fig. 8). W dolnej części tego profilu występują piaski różnoziarniste, wyżej przechodzące w piasek mułkowany, mułek z cienkimi warstewkami ilów na przemian z piaskiem drobno i średnioziarnistym, powyżej którego leży seria o miąższości 4 m szarych mułów ilastych. W dolnej części szarych mułów widoczny jest poziom organogeniczny, barwy ciemno szarej do czarnej. Drugi podobny poziom występuje w stropowej części mułów. Powyżej tej serii leży osad pylasty z nagromadzeniem kongrecji żelazistych i manganowych, o miąższości około 3 m. Na podstawie usytuowania wychodni fliszu widocznych poniżej odkrywki można sądzić, że miąższość opisanych wyżej osadów wynosi około 15 m.

Zróżnicowanie facjalne spągowych osadów profilu (Fig. 8, w-wy 1-4) było wynikiem zmiennych warunków hydrodynamicznych zależnych od wahań klimatycznych i paleogeomorfologii najbliższego otoczenia zbiornika wodnego. Dwa poziomy czarnych organogenicznych mułów wskazywać mogą na okresowe spływanie jeziora i rozwój osadów bagiennych. Po wypełnieniu osadami kotlina pojeziorna przykryta została odwapnionymi pyłami stanowiącymi odmianę lessów karpackich.

W przedstawionych na Fig. 8 krzywych zmienności minerałów ciężkich w profilu odkrywki 58a, oddzielnie przedstawiono udział minerałów warstwowych i nieprzeźroczystych (krzywe A) oraz minerałów przeźroczystych (krzywe B). Wcześniej bowiem zaobserwowano, że minerały z grupy A, ze względu na małą odporność wynikającą ze struktury tych minerałów, są bardziej czułe na warunki transportu, środowiska sedymentacji i wietrzenia. Minerały z grupy B, ze względu na swoją większą odporność na czynniki niszczące, mogą być wielokrotnie resedymentowane. Widoczne na obu diagramach ugięcia krzywych wyraźnie odpowiadają dwóm poziomom osadów organogenicznych wiążącym się ze środowiskiem bagiennym w historii rozwoju jeziora albigowskiego. Podobnie ugięte są krzywe ilustrujące stosunek drzew i krzewów (AP) do roślinności zielnej (NAP) w profilu wskazując na zmienność warunków klimatycznych.

Analiza palinologiczna 15 próbek pochodzących z czterometrowej warstwy mułów – ze względu na ubogą frekwencję pyłków – nie dała zdaniem Krupińskiego (1989) podstaw do bliższego określenia poziomów biostratygraficznych w badanym profilu (Fig. 9). Nieznaczna domieszka zniszczonych sporomorf roślin egzotycznych świadczy o ich występowaniu na wtórnym złożu. Uzyskane spektra pyłkowe mogą wskazywać na obecność obszarów bezleśnych, zielno-krzewiastych, z pojawiającymi się skupieniami krzewiastych form sosny, brzoź oraz zarośli wierzbowych, wskazując na klimat subarktyczny w czasie zapełniania osadami zbiornika wodnego w Albigowej. Jego położenie w strefie krawędzi wysoko wyniesionego progu karpackiego, o około 150 m ponad powierzchnię przedgórza, dziś intensywnie rozcinanego przez potoki, dowodzi dźwigania się tej struktury po zapełnieniu zbiornika osadami. W czasie jego funkcjonowania musiały istnieć inne warunki morfologiczne.

Badaniom palinologicznym poddane były również osady organogeniczne, ilaste i mułki próchniczne, leżące na glinie zwałowej zlodowacenia południowopolskiego w odkrywce 57 cegielni w Wisielówce (Fig. 3, w-wa 9, Fig. 10 i Fig. 11). Odkrywka ta położona jest w odległości około 7 km na północ od progu Karpat. Zdaniem Krupińskiego (1988, 1989) występujące tam palinotaksony i ich wzajemne relacje ilościowe są zbliżone do opisanych z profilu Albigowej (por. Fig. 9 i 10). Może to świadczyć o podobnych warunkach klimatycznych w czasie sedymentacji wspomnianych osadów. Ze względu na słabą frekwencję wyraźnie zniszczonego materiału pyłkowego, nie można z całą pewnością stwierdzić, że osady Albigowej i Wisielówki odpowiadają sobie wiekowo. Można też przypuszczać, opierając się na przesłankach morfogenetycznych, że w czasie ustępowania lądolodu z Kotliny Sandomierskiej i panowania klimatu subarktycznego, obszar położony między Albigową a Łańcutem przedstawiał krajobraz tundry z większymi i mniejszymi zbiornikami wodnymi, o różnej głębokości, ze skąpą roślinnością w otoczeniu. Późniejsze ruchy tektoniczne doprowadziły w brzeżnej strefie Karpat do wyo-

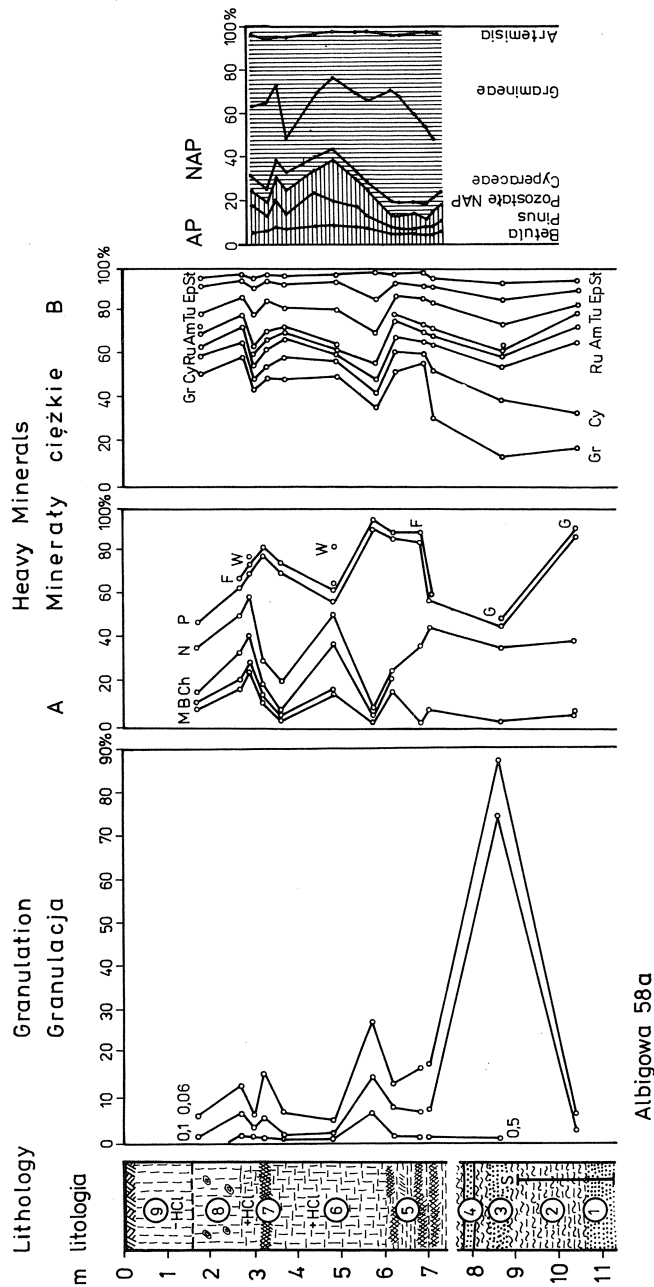


Fig. 8 Krzywe uziarnienia, minerałów ciężkich i stosunku pyłku drzew do roślin zielnych (według Krupińskiego, 1989) w osadach jeziornych (patrz Fig. 3, odsł. 58a). Profil odsłonięcia 58a w Albigowej: 1 – piasek różnoziarnisty ku górze przechodzący w drobnoziarnisty z mulkiem; 2 – mułek ilasty, zbity (profil z sondy S); 3 – piasek drobno- i średnioziarnisty; 4 – piaski, mulki i ropy na przemian warstwowane; 5 – osady organogeniczne, czarne, wśród szarych mułów ilastych; 6 – muly ilaste szare bezstrukturalne, wapiaste ze sporadycznymi okruchami czarnych łupków; 7 – osady organogeniczne, mułowo-ilaste, czarne; 8 – osady pylasto-gliniaste z nagromadzeniem конкреcji żelazistych, odwapnione, popielato-rdzawe; 9 – osady pylaste beżowo-żółte, odwapnione. Minerale ciężkie (oznaczył A. Barczuk). Krzywa A – minerały warstwowe i nieprzeźroczyste: M – muskowit, B – biotyt, Ch – chloryt, N – nieprzeźroczyste, P – półprzeźroczyste, F – fosforany, W – węglany, G – glaukonit. Krzywa B – minerały przeźroczyste: Gr – granat, Cy – cyrkon, Ru – rutil, Am – amfibol, Tu – turmalin, Ep – epidot, St – staurolit.

Fig. 8 Curves of grain-size, heavy minerals and arboraceous/herbaceous plant pollen relation after Krupiński (1989), in lacustrine sediments (see Fig. 3, exposure 58a). Section in exposure 58a in Albigowa. 1 – unsorted sand passing upwards to fine-grained sand with mud; 2 – compact clayey mud (section of probe S); 3 – fine-grained and medium-grained sand; 4 – alternating sands, muds and clays; 5 – black organogenic sediments within grey clayey muds; 6 – grey clayey structureless muds, clayey with sporadic fragments of black shales; 7 – black, organogenic muddy-clayey sediments; 8 – decalcified greyish-rusty silty-clayey sediments with accumulations of ferruginous concretions; 9 – decalcified beige-yellow silty sediments. Heavy minerals (determined by A. Barczuk): curve A – layered and opaque minerals: *M* – muscovite, *B* – biotite, *Ch* – chlorite, *N* – opaque minerals, *P* – semiopaque, *F* – phosphates, *W* – carbonates, *G* – glauconite, curve *B* – transparent minerals: *Gr* – garnet, *Cy* – zircon, *Am* – amphibole, *Tu* – tourmaline, *Ep* – epidote, *St* – staurolite

drębnienia się morfostruktury Albigowa-Malawa o przebiegu NW- SE, stanowiącej dziś orograficzny brzeg Karpat.

Zamieszczone w opracowaniu przekroje geologiczne ukazują kontakt gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego z jednostkami strukturalnymi budującymi północny brzeg Karpat w powiązaniu z osadami zapadliska przedkarpackiego. Jest to rejon Kraczkowej (Fig. 2), wspomnianej już Albigowej (Fig. 3), Maćkowiec (Fig. 4) i Ujkowic w pobliżu Przemyśla (Fig. 5). Na przekrojach zwraca uwagę zwiększona miąższość gliny zwałowej (10 - 16 m) zachowana w cieniu wypiętrzonego górotworu, a także jej wysokie położenie (od 262 do 285 m n.p.m.), które notowane jest również na zachód od Rzeszowa: w Kielanówce, Trzcianie i Wiśniowej. Różnice w wysokości położenia gliny zwałowej w strefie progu karpackiego w stosunku do dalej ku północy położonych obszarów sięgają nawet 85 m.

#### STRUKTURY GLACITEKTONICZNE A NACISK ŁĄDOŁODU NA PLASTYCZNE PODŁOŻE

W wielu przebadanych odkrywkach cegielni, piaskowni i żwirowni Kotliny Sandomierskiej i przedgórzia karpackiego nie stwierdzono zaburzeń układu warstw, wskazujących na deformacje glacitektoniczne. Plastyczne, warstwowane mułowce ilaste neogenu leżące pod warstwą gliny zwałowej nie były zaburzone, mimo że stanowią materiał podatny na deformacje pod wpływem ciężaru łądołodu. Jedyny wyjątek stanowi morena wyciśnięcia w Czarnej Sędziszowskiej, usytuowanej w odległości około 12 km od brzegu Karpat (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1980).

Zgodnie z koncepcją statyczno-kinetyczną Jaroszewskiego (1991), strefa przyległa do progu karpackiego w czasie transgresji łądołodu spełniała wszystkie warunki konieczne do tworzenia się struktur glacitektonicznych. Zakładając, że próg karpacki w czasie transgresji łądo-

lodu w brzeźną strefę Karpat stanowił barierę morfologiczną, wówczas nastąpiłby dłuższy postój lodowca u podnóża tej przeszkody i narastanie jego czasy. Byłoby to konieczne dla pokonania wysokości progu. Zwiększona przez to miąższość lodu spowodowałaby większe ciśnienie, pod wpływem którego nastąpiłaby degradacja wieloletniej zmarzliny w podłożu. Uplastycznione w ten sposób mułowce neogeńskie kontaktujące z twardymi skałami fliszu u podnóża Karpat podlegałyby deformacjom glacitektonicznym.

Możliwość tworzenia się struktur glacitektonicznych przez wzbudzanie naprężeń w podłożu i mogących powodować dyslokacje blokowych struktur, niewątpliwie wiąże się z miąższością łądolodu. Klimaszewski (1948) ocenił ją na 200 - 300 m, zakładając, że lodowiec miał do pokonania próg karpacki wysokości 100 - 150 m. Ukraińscy geolodzy (Giereńczuk *et al.*, 1972) grubość lodu oceniali na nie więcej niż 50 m. Według Lewkova (1980) już przy miąższości czoła łądolodu wynoszącej około 30 m, następują zjawiska wyporu plastycznych osadów spod lodu. Przy większych miąższościach, na przykład 150 m, zjawiska te dają się zaobserwować w strefie wynoszącej około 1 km od czoła łądolodu. Dane zawarte w pracy Lewkova (1980) znajdują potwierdzenie w Machowie koło Tamobręga. Nacisk na podłoże hałdy z kopalni siarki o miąższości 48 metrów spowodował wyparcie stropowej części mułowców ilastych z niewielkim nadkładem piasków czwartorzędowych, w strefie o szerokości dochodzącej do 0,5 m (Furmański *et al.*, 1973; Mularz, 1973; Laskowska-Wysoczańska & Lindner, 1975; Kielak, 1988). Brak struktur glacitektonicznych na obszarze Kotliny Sandomierskiej i przedgórzu Karpat tłumaczyć można sytuacją paleogemorfologiczną tego obszaru (mało urozmaiconą rzeźbą), jak również niedużą miąższością łądolodu, który bez dłuższych lokalnych postojów transgredował po powierzchni nachylonej w kierunku S i SE, objętej wieloletnią zmarzliną sięgającą głęboko w podłoże. O jej obecności świadczą kliny zmarzlinowe widoczne w osadach piaszczystopylastych pod gliną zwałową w odsłonięciu koło Krzeszowa (Fig. 7), a także niekiedy obserwowane uskoki w osadach warstwowych przykrytych gliną zwałową.

Pasma Gór Świętokrzyskich o deniwelacjach 200 - 300 m oraz wyżyny środkowopolskie tworzyły przeszkodę morfologiczną na drodze posuwającego się łądolodu zlodowacenia południowopolskiego i spowodowały jego stagnację u czoła tej przeszkody (Różycki, 1972). W czasie stagnacji przyrastały znaczne masy lodu powodując zwiększone obciążenie podłoża doprowadzające do tworzenia się struktur glacitektonicznych powszechnie występujących na przedpolu wyżyn środkowopolskich. Po pokonaniu wspomnianej przeszkody, łądolód już znacznie mniej miąższy, transgredował jeszcze na odległość ponad 100 km po powierzchni objętej wieloletnią zmarzliną, o sieci hydrograficznej związanej z Morzem Czarnym. W kierunku południowo-wschodnim łądolód osiągnął maksymalny zasięg, docierając w rejon europejskiego działu wodnego San-Dniestr. Wkroczył również w brzeźne, nie wydzwignięte jeszcze strefy Karpat, zajęte uprzednio przez zatoki morskie.

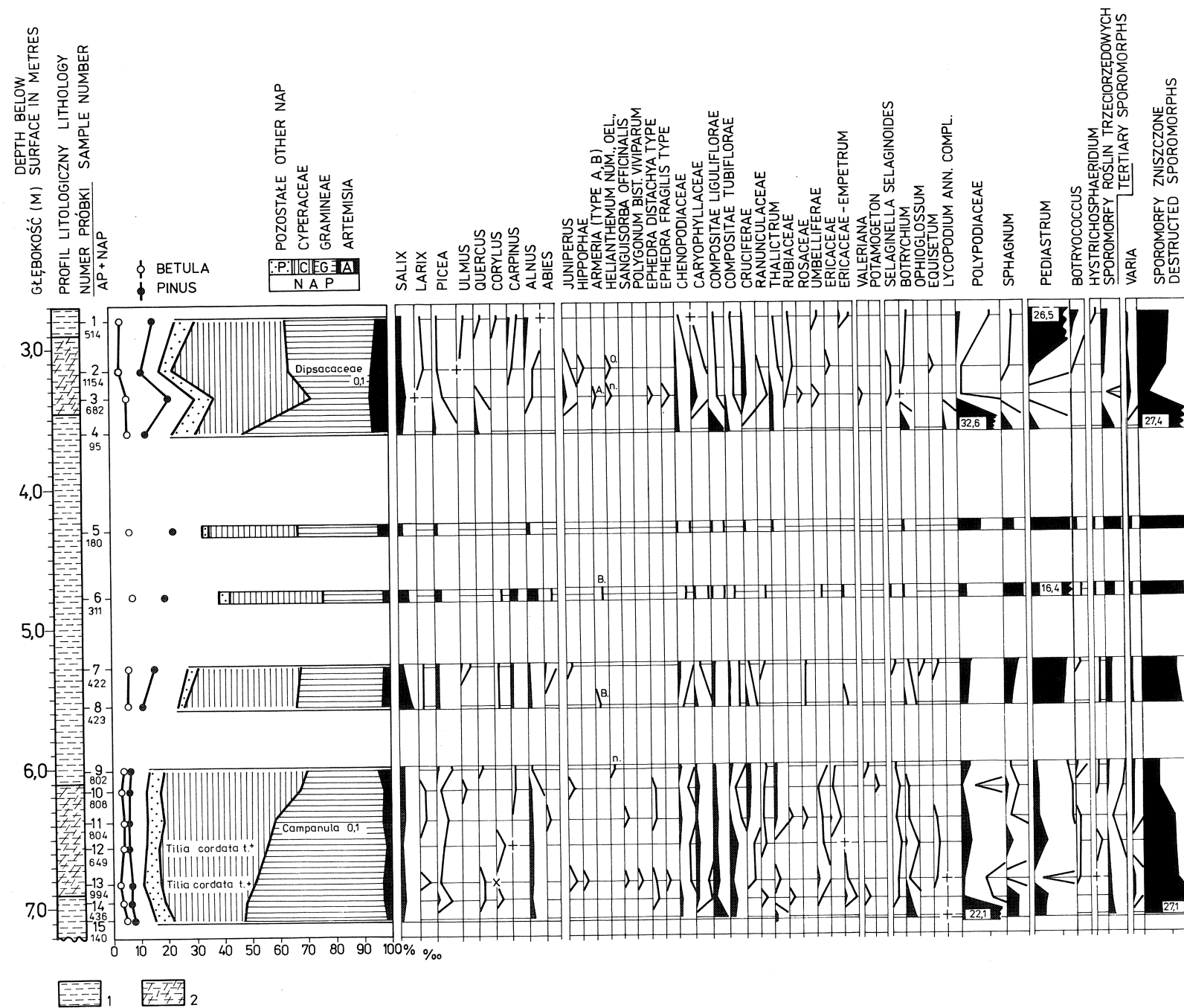


Fig. 9 Diagram palinologiczny z profilu osadów organogenicznych w Albigowej (Krupiński, 1989). Profil litologiczny: 1 – muły zailone; 2 – muły i ility organogeniczne; 514 – łączna ilość sporomorf drzew (A.P.) oraz zielnych i krzewiastych (N. A. P.) w próbce

Fig. 9 Palynological diagram from section of organogenic sediments at Albigowa (Krupiński, 1989). Lithological log: 1 – clayey muds; 2 – organogenic muds and clays; 514 – total number of sporomorphs of trees (A.P.) and herbs and shrubs (N.A.P.) in sample

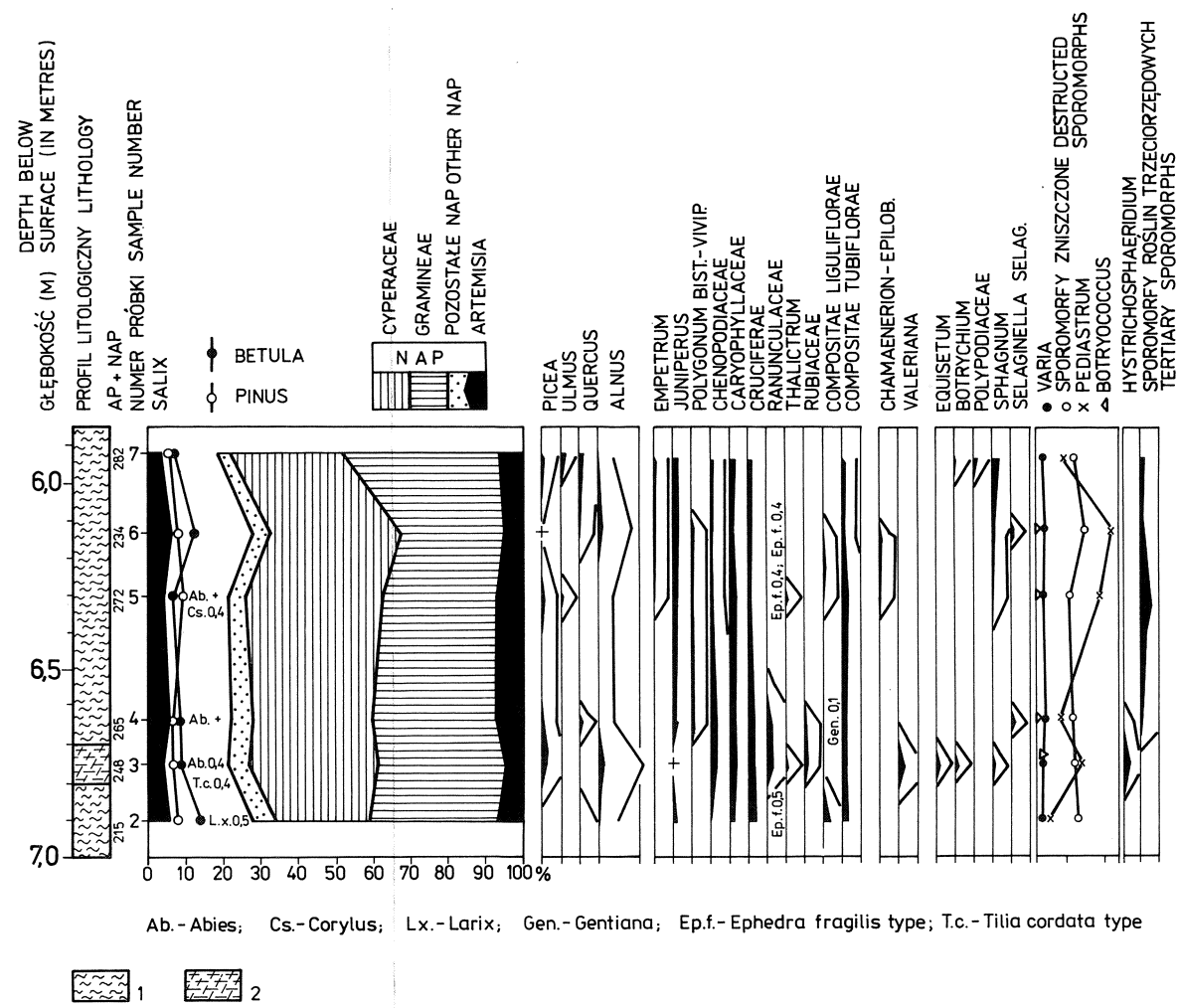


Fig. 10 Diagram palinologiczny z profilu osadów organogenicznych w Wisielówce (Krupiński, 1989). Profil litologiczny; 1 – ropy; 2 – muły organogeniczne; 282 – łączna ilość sporomorf drzew (A.P.) oraz zielnych i krzewiastych (N. A. P.) w próbce

Fig. 10 Palynological diagram from section of organogenic sediments at Wisielówka (Krupiński, 1989). Lithological log: 1 – clays; 2 – organogenic muds; 282 – total number of sporomorphs of trees (A.P.) and herbs and shrubs (N.A.P.) in sample

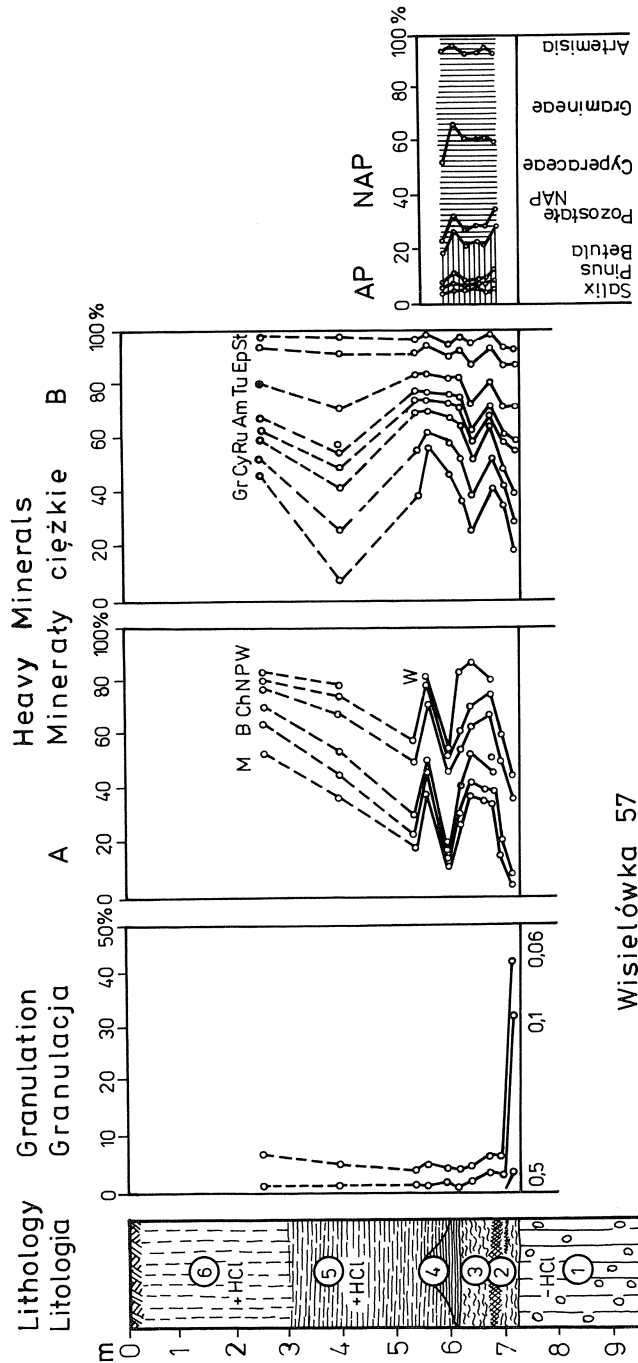


Fig. 11 Krzywe uziarnienia, minerałów ciężkich i stosunku pyłku drzew do roślin zielnych według Krupńskiego, 1988 osadów z odsłonięcia 57 w Wisielówce. Profil odsłonięcia: 1 – glina zwałowa; szaro-zielona, odwapniona; 2 – il stalowo-siwy, oglejony; 3 – gleba próchniczna; 4 – il szary z warstwkami orsztynu w stropie, tworzący strukturę fałdową (pęcznienie mrozowe); 5 – osad pylasty, lessopodobny, warstwowany, popielato-rdzawy, wapienisty; 6 – less żółty bezstrukturalny, wapienisty. Objasnienia krzywych jak na Fig. 8

Fig. 11 Curves of grain-size, heavy minerals and arboreal/herbaceous plant pollen relation in exposure 57 at Wisielówka (after Krupński, 1988). Lithological log: 1 – grey-green decalcified till; 2 – grey-bluish, gleyed clay; 3 – humic soil; 4 – grey clay with ferruginous layers at top, forming a fold (frost buckling); 5 – loess-like layered, ash-ash-grey-rusty calcareous silts; 6 – structureless yellow calcareous loess. Explanations of curves as in Fig. 8



### ŚLADY WZMOŻONEJ EROZJI PO USTĄPIENIU ŁADOŁODU W STREFIE PRUGU KARPAT I NA JEGO PRZEDPOLU

Obszar zlodowaconych, brzeżnych Karpat, dźwignięty po ich deglacjacji, podlegał intensywnej erozji i denudacji. Produkty niszczenia w postaci osadów ilasto-mułkowych, piaszczystych i żwirowych deponowane były w formie stożków u progu Karpat i na obszarach predysponowanych morfologicznie oraz w dolinach rzecznych na bliższym i dalszym przedpolu gór. Większość tych osadów przenoszona była w czwartorzędzie na kolejne złoże. W wyniku redepozycji osadów ulegał zmianie skład litologiczny frakcji żwirowej, odbiegający znacznie od gliny zwałowej i osadów fluwioglacjalnych (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1973). W redeponowanych osadach żwirowych wyraźnie zaznaczyła się przewaga otoczków fliszowych. Skąpy skandynawskie stanowiły zaledwie kilka procent, a często tylko pojedyncze otoczki. Żwiry tego typu określano mianem "żwirów mieszanych", niesionych przez rzeki spływające z Karpat i od czoła łądolodu w okresie zlodowacenia. Utwory piaszczysto-żwirowe znane z Rudy Wielkiej, Słociny, Markowej, Pikulic i innych (Fig. 1), stanowią produkt niszczenia utworów glacialnych i podłoża fliszowego w brzeżnej, zlodowaconej części Karpat.

Zmienność facjalna w profilu osadów żwirowni pikulickiej wskazuje na stożkowy charakter sedymentacji w zmiennych warunkach hydrodynamicznych. Przeważający w żwirach materiał karpacki z niewielką, zaledwie kilkuprocentową, domieszką skał skandynawskich może świadczyć o postglacialnym niszczeniu zlodowaconej brzeżnej części Karpat. Dowodzi tego również obecność dużych głazów narzutowych, a także płyta gliny zwałowej w dolnej części profilu, wskazujących na rozcinanie niżej leżących osadów glacialnych w trakcie sypania stożka pikulickiego. Według datowań wspomnianych osadów metodą termoluminescencyjną, akumulacja ich trwała przez 208 tys. lat w zmieniających się warunkach klimatycznych (Łanczot *et al.*, 1988). Jednakże cechy sedymentologiczne omawianych osadów wskazują, że było to raczej zdarzenie epizodyczne, intensywne lecz krótkotrwałe, uwarunkowane tektonicznie oraz specyfiką morfologii obszaru depozycji. Przypuszczalnie, dość zbliżone warunki zaistniały w czasie akumulacji 30-metrowej serii osadów podobnie zmiennych facjalnie jak w Pikulicach, w odkrywce żwirowni w Niebylcu koło Strzyżowa (Gerlach *et al.*, 1983; Butrym *et al.*, 1988).

### CZWARTORZĘDOWA MOBILNOŚĆ STREF DYSLOKACYJNYCH I JEJ WPŁYW NA ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ

W czwartorzędowej historii rozwoju dolin rzecznych Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat największą zależność od przebiegu linii tektonicznych (Fig. 1 i 6) wykazuje kopalna i współczesna dolina Sanu (Wojtano-

wicz, 1978; Laskowska-Wysoczańska, 1984b). Linie te wyznaczają brzeżną strefę platformy wschodnioeuropejskiej o zwiększonej mobilności. Brzeżna strefa tej platformy rozciąga się od Rawy Ruskiej na zachodniej Ukrainie po południowo-zachodnią krawędź doliny Sanu, której przebieg pokrywa się z linią Teisseyre'a-Tornquista (Guterch *et al.*, 1975). Aktywność tektoniczna we wspomnianym wyżej rejonie wiązała się z niezakończonym do dziś procesem podsuwania się platformy wschodnioeuropejskiej pod Karpaty, zgodnie z teorią tektoniki płyt (Ney, 1976; Połtowicz, 1978; Oszczytko *et al.*, 1985). U schyłku trzeciorzędu i w czwartorzędzie aktywność ta znalazła odbicie w ewolucji morfogenetycznej doliny Sanu i obszarów przyległych.

Przekrój syntetyczny (Fig. 12) oparty został na znacznej ilości wierceń, odsłoneń i wynikach badań litofacjalnych osadów czwartorzędowych. Obejmuje on obszar od Rakszawy na Płaskowyżu Kolbuszowskim po dolinę Sanu oraz Wylewę i Adamówkę na Płaskowyżu Tamogrodzkim. Na przedstawionym przekroju uwidoczniła się tendencja rozwoju dolin rzecznych w różnym czasie, zależna od tektoniki starszego podłoża.

Rejony Kątów Rakszawskich i Wylewy stanowią obszary wyniesione względem obniżenia o założeniach tektonicznych zaznaczającego się w stropie mułowców neogeńskich w okolicach Grodziska Górnego i Giedlarowej. Obniżenie to nawiązuje do przebiegu NW-SE dyslokacji (Fig. 1) znaczonej na mapie strukturalnej podmiocenińskiego podłoża (Karnkowski & Łapaniewicz, 1965). Różnica wysokości stropu mułowców trzeciorzędowych w tym obniżeniu w stosunku do jego zachodniego obrzeżenia (rejon Kątów Rakszawskich) sięga do około 95 m, zaś do wschodniego (Wylewa) – około 66 m.

Na tarasie rędzinnym Sanu na wschód od Grodziska Górnego, trzy wiercenia udokumentowały fragment najstarszej doliny, biegnącej równolegle do doliny Sanu, o cokole obniżającym się w kierunku południowo-wschodnim z 125 m do 120 m n.p.m. (Fig. 1). Dolina ta wypełniona jest żwirami i piaskami akumulacji rzecznej (Fig. 12, w-wa 2). Ta najprawdopodobniej przedczwartorzędowa dolina może odpowiadać schyłkowym etapom miocenińskiej akumulacji w zapadlisku, mającej zdaniem Karnkowskiego (1978) deltowy charakter.

W Kątach Rakszawskich, na wysokości 230 - 245 m n.p.m., bezpośrednio na mułowcach ilastych miocenu zachowały się piaski i żwiry preglacjalne z udziałem otoczków tatrzańskich (Fig. 12, w-wa 3). Osady te znaczą północno-wschodni kierunek odpływu wód z Karpat (Fig. 1). O przykryciu ich przez osady glacialne świadczą pojedyncze głazy i otoczki skał skandynawskich spotykane w ich stropie. Głina zwałowa o miąższości od 3 do 5 m (Fig. 12, w-wa 9), z podścielającymi ją mułkami (w-wa 6) i preglacjalnymi żwirami (w-wa 4), zachowała się w rejonie Rakszawy, na zboczu zlokalizowanym na zachód od obniżenia tektonicznego okolic Grodziska Górnego i Giedlarowej.

Wschodni brzeg wspomnianego obniżenia charakteryzuje się tym, że na jego kulminacji w Wylewie zachowały się szczątkowo przedplejstocenijskie żwiry z otoczkami pochodzącymi z Gór Świętokrzyskich (Turnau-Moraw-

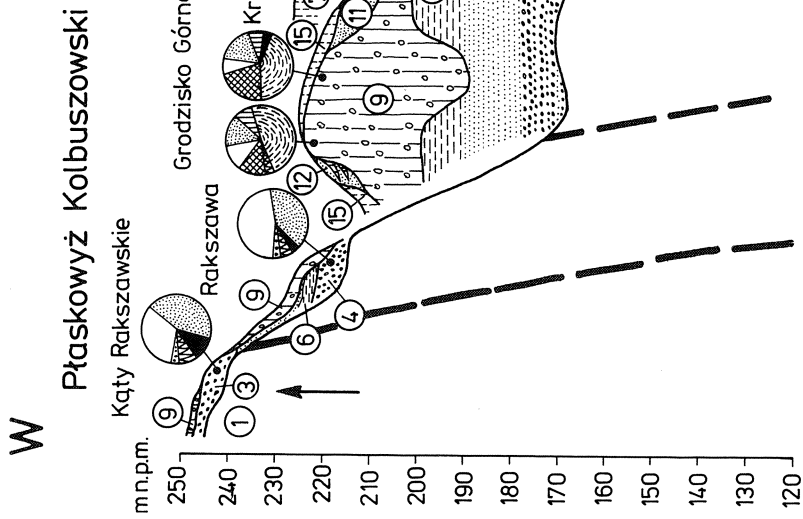
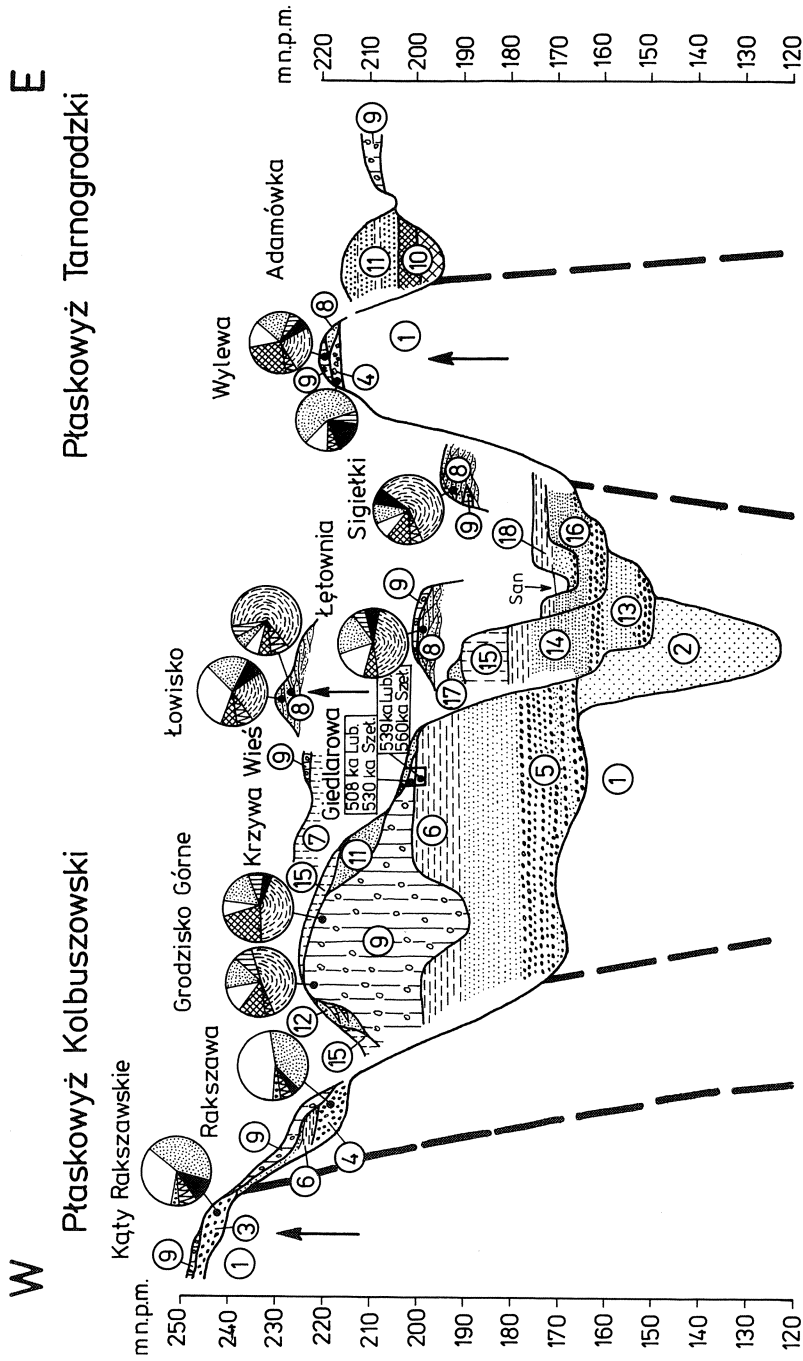


Fig. 12 Przekrój syntetyczny południowo-wschodniej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego, doliny Sanu i zachodniej części Płaskowyżu Tarnogrodzkiego. 1 – ility (tzw. krakowieckie – miocen), 2 – żwir i piaski o niejasnej genezie (schyłek miocenu?); 3-4 – piaski ze żwirami, rzeczne, preglacjalne (pliocen - najstarszy czwartorzęd?); 5 – żwir i piaski rzeczne (interglacjal małopolski); 6 – muły i ility (schyłek interglacjal małopolskiego); 7 – mułki pylaste lessopodobne (początek zlodowacenia południowopolskiego); 8 – piaski ze żwirami fluwioglacjalne; 9 – glina zwalowa lub jej rezidua (zlodowacenie południowopolskie); 10 – gytia i torf, osady jeziorne (interglacjal mazowiecki); 11 – piaski i mułki rzeki rozłokowej; 12 – utworzy zboczowe zalegające się z akumulacją dolinną (zlodowacenie środkowopolskie, Odra max.); 13 – osady rzeczne (schyłek zlodowacenia środkowopolskiego – interglacjal eemski); 14 – osady rzeczne tarasu średniego (schyłek interglacjal eemskiego – zlodowacenie Wisły); 15 – osady lessopodobne i lessy; 16 – osady rzeczne; 17 – piaski wydymowe (schyłek zlodowacenia Wisły – holocen); 18 – osady rzeczne (holocen), cyfry w ramkach oznaczają wiek osadu uzyskanego metodą TL w laboratoriach Lublina (*Lub.* – J. Butrym) i Kijowa (*Szed.* – W. N. Szelkoplak); a – dyslokacje, b – kierunek ruchu struktury. Objasnienia diagramów składu litologicznego żwirów o frakcji 1-5 cm: 1 – skały skandynawskie, 2 – kwarce, 3 – kwarcyty i piaszkowce, 4 – krzemienie, 5 – rogowce, meniloty, lidyty, 6 – opoki, gezy i margle, 7 – wapień, 8 – nieoznaczone

Fig. 12 Synthetic cross-section through south-east part of the Kolbuszowa Highland, San Valley and western part of Tarnogród Highland. 1 – Krakowice clayey muds (Miocene); 2 – gravels and sands of unclear origin (end of Miocene?); 3-4 – alluvial pre-glacial sands with gravels (Pliocene - oldest Quaternary?); 5 – alluvial gravels and sands (Malopolitan Interglacial); 6 – muds and clays (end of Malopolitan Interglacial); 7 – silty loess-like muds (beginning of South Poland Glaciation); 8 – fluvioglacial sands with gravels; 9 – till or its residuum (South Poland Glaciation); 10 – gyttja and peat, lacustrine sediments (Mazovian Interglacial); 11 – sands and muds of braided river; 12 – slope sediments interfingering with valley sediments (Middle Poland Glaciation, Odra Maximum); 13 – alluvial sediments (end of Middle Poland Glaciation – Eemian Interglacial); 14 – alluvial sediments of middle terrace (end of Eemian Interglacial – Vistula Glaciation); 15 – loess-like sediments and loess; 16 – alluvial sediments; 17 – dune sands (end of Vistula Glaciation – Holocene); 18 – alluvial sediments (Holocene), framed numbers indicate TL ages determined in laboratories in Lublin (*Lub.* – J. Butrym) and Kiev (*Szed.* – W. N. Szelkoplak); a – fault, b – direction of tectonic movement. Explanations of pie-diagrams showing lithological composition of gravels 1-5 cm in size. 1 – Scandinavian rocks, 2 – quartz, 3 – quartzites and sandstones, 4 – flints, 5 – cherts, menillites and lidites, 6 – opokas, gaizes and marls, 7 – limestones, 8 – undetermined

ska, patrz Laskowska-Wysoczańska, 1975). W omawianym obniżeniu występują osady czwartorzędowe o miąższości do 55 m, w tym rzeczne – 20 - 26 m (Fig. 12, w-wy 5, 6) i glina zwałowa o miąższości dochodzącej do 34 m (w-wa 9). W Kotlinie Sandomierskiej glina zwałowa osiąga tak znaczną miąższość tylko w wyjątkowych sytuacjach geomorfologicznych. W rejonie Huciska, na północny zachód od Giedlarowej, stwierdzono obecność podobnie wykształconych osadów rzecznych z gliną zwałową w stropie. Cokół erozyjny kopalnych aluwii wyraźnie obniża się w kierunku SE.

W czasie ustępowania lądolodu z Kotliny Sandomierskiej wody fluwioglacjalne kierowały się ku obniżeniu tektonicznemu, zasypując je utworami stożków sandrowych (Łowisko, Sigielki, Łętownia i inne). Żwiry tych stożków charakteryzują się znacznym udziałem mało odpornych gełz i opok pochodzących z wyżyn środkowopolskich (Fig. 12, w-wa 8, porównaj diagramy). Dziś utwory te tworzą ostańce erozyjne.

Początki historii kształtowania się doliny Sanu w dzisiejszym układzie, wiązały się z powstaniem przełomu przez wyżyny środkowopolskie i przeciągnięciem rzek Kotliny Sandomierskiej do basenu Morza Północnego (Laskowska-Wysoczańska, 1983). Ten nowy układ sieci rzecznej w Kotlinie, zbliżony do współczesnego, spowodował w początkowej fazie (schyłek zlodowacenia Odry max.) nasilenie erozji głęboko rozcinającej miocenię podłoże. Serie osadowe budujące poszczególne tarasy doliny Sanu były akumulowane w młodszym plejstocenie i holocenie (Fig. 12).

Predysponowana tektonicznie przedplejstocenię pradolina podkarpacka o prostoliniowym, równoleżnikowym przebiegu na odcinku od Dębicy po Przeworsk, w okresie zlodowacenia południowopolskiego (San max) uległa częściowemu zasypaniu osadami lodowcowymi. W czasie deglacjacji obszaru wykorzystywana była przez wody fluwioglacjalne (Laskowska-Wysoczańska, 1967b, 1971) podobnie jak omówione wyżej obniżenie tektoniczne (Fig. 12). Pozostałości osadów glacialnych leżących w obrębie pradoliny znane są z Jesionki, Tajęcina, Pogwizdowa, Białobrzegów oraz na południowym wschodzie w Zagreblach. W stosunku do otaczających wysoczyzn, osady te leżą znacznie niżej: na północy o 40 - 50 m, a na południu 25 - 35 m. W Zagreblach glina zwałowa stanowi ostatnie erozyjne o wysokości 200 - 203 m n.p.m. usytuowany w rozległym obniżeniu między występującymi w podłożu dwiema dyslokacjami (Fig. 1). Jest to zapewne przedłużenie pradoliny podkarpackiej odprowadzającej wody w kierunku Dniestru.

W rejonie Przeworska i Jarosławia (Fig. 1) wiercenia udokumentowały obecność doliny rzecznej, prawdopodobnie młodziej od pradoliny podkarpackiej, wciętej w utwory miocenu i zasypanej piaskami i żwirami o miąższości od 35 do 65 m. Podstawa erozyjna doliny leży na wysokości od 155 do 142 m n.p.m. Koło Gorlicznej stwierdzono obecność lokalnego zapadliska tektonicznego w obrębie omawianej doliny. W zapadlisku tym strop osadów trzeciorzędowych uległ obniżeniu o około 60 m (97,5 m n.p.m.) poniżej podstawy erozyjnej Wisłoka. Opisany w profilu wiercenia z Gorlicznej skład lito-

logiczny żwirów dolnej jego części, charakteryzuje się udziałem w nich, między innymi, piaskowców wapienistych i skał wapiennych. Skład ten, zdaje się być podobny do żwirów fluwioglacjalnych znanych z wysokiego brzegu doliny Mleczy w Burdaczu i Maćkówce na południe od Przeworska, gdzie powyżej tych osadów zachowały się strzępy gliny zwałowej. Daje to podstawę do przypuszczenia, że zapadlisko w Gorlicznej utworzyło się po zlodowaceniu południowopolskim i przyczyniło się do przeciągania Mleczy wraz z dopływami w dorzecze Wisłoka. Przed kaptajem płynęła ona równolegle do czoła Karpat, stanowiąc dopływ Sanu.

Na Podgórzu Rzeszowskim w odpływie wód z Karpat zarysowują się dwa kierunki. Starszy kierunek kopalny można odczytać z rzeźby podczwartorzędowej i osadów wypełniających obniżenia dolinne. Był on równoległy do czoła Karpat i wiązał się z dorzeczem Sanu, płynącego w tym czasie do Dniestru. Dział wodny pomiędzy pradoliną podkarpacką a odpływem wód z Karpat przebiegał od Pobitna poprzez Krasne, Wysoką, Nowosielec i Gać. Na tym bowiem obszarze notuje się wysokie położenie stropu utworów trzeciorzędowych. Sądzić można, że zapadlisko w Gorlicznej było przyczyną południkowego rozcięcia wspomnianego wododziału wskutek zwiększonej erozji wstecznej potoków spływających z jego północnych stoków i przeciągnięcie Sawy i Mleczy do zlewiska Wisłoka (Laskowska-Wysoczańska 1986, 1987). Zbieżność niektórych linii dyslokacyjnych (Karnkowski & Łapankiewicz, 1965; Ney, 1968) z przebiegiem doliny Mleczy, zapadliska Gorlicznej oraz kopalnej doliny Przeworsk-Jarosław i innych wskazuje, że rozwój sieci dolinnej pozostawał w ścisłym związku z ewolucją morfotektoniczną brzeżnej części Karpat i przedpola (Fig. 1).

Na obszarze od Przeworska do Jarosławia i w kierunku Grodziska Górnego Wisłok wytworzył bardzo szeroką dolinę, przemieszczając się stopniowo z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Podobną sytuację obserwuje się w dolinie Sanu poniżej Przemyśla (Fig. 1). Tak radykalna zmiana kierunku mogła nastąpić dzięki utworzeniu przełomu Wisły przez wyżyny środkowopolskie i związaniu rzek Kotliny Sandomierskiej z bazą erozyjną Morza Północnego. Powstanie przełomu było predysponowane mobilnością podczwartorzędowego podłoża w rejonie dzisiejszego przełomu oraz w strefie tektonicznej Kurdwanów-Zawichost, gdzie stwierdzono szereg zrębów i rowów tektonicznych, których ruchliwość nie wygasła do dziś (Osmólski *et al.*, 1978). Badania w rejonie Połańca, Sandomierza i doliny Opatówki (Laskowska-Wysoczańska, 1983) oraz we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej po krawędź Roztocza, dały podstawę do wnioskowania, że powstanie przełomu mogło nastąpić w schyłkowym okresie zlodowacenia środkowopolskiego (stadiał Odry). Mobilność strefy dzisiejszego przełomu Wisły, a także doliny Sanu, była powodem dalszego niż się przyjmuje, wkroczenia lobu zlodowacenia środkowopolskiego na obszar północno-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1983, 1984a, 1984b).

Brak osadów glacialnych w obrębie dolin rzecznych Kotliny Sandomierskiej (Wisła, Wisłoka, San, Wisłok), zachowanych jako cokoły erozyjne lub ostańce, jak ma to miejsce w dolinach rzek środkowej Polski (Wisła, Bug, Narew i inne) wskazuje, że współczesna sieć rzeczna stanowi młodszy element w rozwoju paleogeograficznym Kotliny, niż dotychczas przyjmowano. Według wielu autorów (Klimaszewski, 1948; Różycki, 1972; Starkel, 1972; Rühle, 1973; Wojtanowicz, 1978) główne rysy hydrograficzne Kotliny ukształtowały się w pliocenie i protoplejstocenie. Rozpoznane kopalne doliny rzeczne przykryte osadami glacialnymi, przykładem których jest pradolina podkarpacka, dolina w rejonie Grodziska Górnego i inne, nie wykazują związku ze współczesnymi rzekami.

W plejstocenie i holocenie układ sieci rzecznej w Kotlinie Sandomierskiej i na przedgórzu Karpat nie był stabilny i ciągle ewoluował. Był to bowiem obszar o znacznej mobilności stref dyslokacyjnych związanych z niezakończonym jeszcze do dziś procesem podsuwania platformy wschodnioeuropejskiej pod Karpaty (Ney, 1976; Połtowicz, 1978; Oszczytko & Ślęczka, 1985). Również globalne wahania klimatyczne w okresie plejstocenu miały wpływ na ewolucję sieci rzecznej poprzez rozwój procesów morfogenetycznych w dolinach. W wyniku oddziaływania obu wspomnianych czynników następowała powolna inwersja rzeźby Kotliny Sandomierskiej i przedgórza Karpat z dzisiejszym planem odwodnienia, różnym od tego sprzed zlodowacenia środkowopolskiego.

#### LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Butrym, J., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1988. Chronologia termoluminescencyjna osadów łądolodu Sanian (=Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. Thermoluminescence chronology of the Sanian (=Elsterian II) inland-ice deposits in the San and upper Dniestr River Basin. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 191 – 205.
- Czarnecki, J. & Kowalewski, K., 1931. Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze między Wisłą, Wisłoką i Sanem oraz uwagi ogólne o stosunkach facyjnych tortonu górnego w Polsce. *Pos. Nauk. PIG.*, 29: 11 – 14.
- Cieszkowski, M., Witek, K. & Wójcik, A., 1977. Nowe stanowisko osadów miocenu koło Dubiecka. New locality of the Miocene from the vicinities of Dubiecko. *Przegl. Geol.*, 7: 363 – 367.
- Czernicki, J., 1977. Brzeg Karpat w okolicy Rzeszowa. Margin of the Carpathians in the Rzeszów Area. *Kwart. Geol.*, 21: 497 – 499.
- Doktor, M., 1983. Sedymentacja osadów żwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. Sedimentation of Miocene gravel deposits in the Carpathian Foredeep. *Stud. Geol. Polon.*, 78: 6 – 97.
- Dudziak, J., 1961. Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. Erratic boulders at the boundary of glaciation in the Western Carpathians. *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 5: 7 – 46.
- Dzuleński, S., Kryszowska-Iwazkiewicz, M., Oszał, J. & Starkel, L., 1968. O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej. On Lower Quaternary gravels in the Sandomierz Basin. *Stud. Geomorph.-Carpat.-Balcan.*, 2: 63 – 74.
- Furmański, J., Kordecki, S. & Szczepańska, J., 1973. Geologiczno-inżynierskie problemy zwałów i osadników w kopalnictwie siarkowym. Engineering-geological problems of waste heap and sewage sedimentary reservoir in Sulphur Mine. *Przegl. Geol.*, 2: 92 – 99.

- Gerlach, T., Koszarski, L., & Koszarski, A., 1983. Pełny profil osadów zlodowacenia krakowskiego w paleodolinie w Niebylcu na Pogórzu Dynowskim. *Spraw. Pos. Komis. Nauk PAN, Oddz. w Krakowie*, 25: 323 – 324.
- Giereńczuk, K. I., Demiediuk, N. S., Zdeniuk, M. W., 1972. *Okskoje Matierikowoje oledienienije na zapadzie Ukrainy i jego krajewyje formy*. In: *Krajewyje obrazowanija matierikowych oledienieniji*. Izd. "Nauka", Moskwa, pp. 238 – 245.
- Głazek, J., Buchvarowa, V., Gaździcka, E., Król, E., Łuczowska, E., Stępisiewicz, M., Wyrwicki, R. & Ziemińska-Tworzydło, M., 1986-1990. *Ustalenie granicy między trzeciorzędem a czwartorzędem we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej*. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa, 144 pp., (niepublikowane - unpublished).
- Gucik, S. & Wójcik, A., 1982. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000*, ark. *Przemysł, Kalników*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 1 – 91.
- Guterch, A., Kowalski, T., Materzok, R., Pajchel, J. & Perchuć, E., 1975. Badania skorupy ziemskiej na obszarze Polski metodami sejsmologii eksplozyjnej. *I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, Warszawa. 1: 11 – 27.
- Jaroszewski, W., 1991. Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glaciektonicznych. Considerations on the origin of glaciectonic structures. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 61: 153-206.
- Karnkowski, P., 1978. Paleodelta w miocenie przedgórze Karpat. Miocene paleodelta of the Carpathian Foreland. *Przegl. Geol.* 11: 625 – 629.
- Karnkowski, P., Łapankiewicz, A., 1965. *Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat północnych w skali 1:200 000*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Kielak, E., 1988. Zjawiska wyporu podłoża na zwałowisku nadkładu kopalni odkrywkowej "Machów". Phenomenon of substrate upheave at waste dump the Machów open mine. *Przegl. Geol.*, 11: 635-637.
- Klimaszewski, M., 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Acta geogr. Univ. Wratislaw.*, ser. B. 7. 233 p.
- Konarski, E., 1968. *Projekt badań geologicznych dla poszukiwań złóż gazu w rejonie Rudnik-Wielkie Oczy-Kalników*. Archiw. Central. Urzędu Geol., Warszawa (niepublikowane - unpublished).
- Kotlarczyk, J., 1988. Geologia Karpat przemyskich "szkie do portretu". Geology of the Przemysł Carpathians "a sketch to the portrait". *Przegl. Geol.*, 6: 325 – 333.
- Krupiński, J., 1988. *Badania na zawartość paleoflorystyczną i analiza palinologiczna wybranych próbek osadów czwartorzędowych*. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa (niepublikowane - unpublished).
- Krupiński, K., 1989. *Badania na zawartość paleoflorystyczną i analiza palinologiczna wybranych próbek osadów profilu z Albigowej*. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Warszawa, (niepublikowane - unpublished)
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1967a. The occurrence of pebbles of Tatra rocks in the gravels of the "preexisting Sub-Carpathian Valley" near Rzeszów. *Bull. d'Acad. Polon. Sci. Sér. sci. geol. et geogr.*, 15: 89 – 91.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1967b. Interglaciastadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. The Interstadial of the Cracovian Glaciation from Jasionka near Rzeszów. *Acta Geol. Polon.*, 17: 495 – 507.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. Quaternary stratigraphy and palaeogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the foreland of the Middle Carpathians. *Stud. Geol. Polon.*, 34: 1 – 109.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1973. Resistance selection in the glacial, fluvioglacial and fluvial formations of the Sandomierz Lowland. *Bull. d'Acad. Pol. Sci., sér. Sci. Terre*, 21: 51 – 63.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1975. Zagadnienia paleohydrografii Kotliny Sandomierskiej. *Sesja Nauk.-Sprawozd.* ZNG PAN, Warszawa, pp. 17 – 31.



- Laskowska-Wysoczańska, W., 1980. Osady glacialne zlodowacenia południowopolskiego w rejonie Czarnej Sędziszowskiej. In: Maruszczak, H. (ed.), *Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych w Polsce SE. Lublin*, pp. 102 – 105.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1983. Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. The Quaternary vertical movements in middle and east part of Sandomierz Depression. *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, III Krajowe Symp. Wrocław, Ossolineum*, 4: 207 – 221.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1984a. Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. In: Zieliński, T. (ed.), *Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Sosnowiec*, pp. 70 – 72.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1984b. Czwartorzędowe i współczesne zjawiska tektoniczne oraz ich wpływ na przebieg procesów kształtujących rzeźbę Kotliny Sandomierskiej. In: Maruszczak, H. (ed.), *Przewod. Ogólnopolskiego Zjazdu PT Geogr., I, Lublin*, pp. 79 – 83.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1986. *Stratygrafia czwartorzędu i paleomorfologia Podgórze Rzeszowskiego między Wisłoką a Mleczką*. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa (niepublikowane - unpublished).
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1987. *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Podgórze Rzeszowskiego między Mleczką a Sanem*. Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa (niepublikowane - unpublished).
- Laskowska-Wysoczańska, W. & Lindner, L., 1975. The role of Carpathians overthrust in relief formation of the Sandomierz Basin (Southern Poland). *Bull. d'Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre.*, 22: 67 – 75.
- Laskowska-Wysoczańska, W. & Wysoczański-Minkowicz, T., 1992. Uwagi do dyskusji dotyczące dat TL na przykładzie Kotliny Sandomierskiej i obszarów przyległych. Remarks to the discussion on TL dating: example of Kotliny Sandomierska and neighbouring area. *Przeł. Geol.*, 9: 542 – 545.
- Lewkow, E. A., 1980. *Glaciotektonika*. Nauka i Technika, Minsk, pp. 180 – 200.
- Lindner, L., 1988. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geol. Polon.*, 38: 63 – 83.
- Łanczont, M., Butrym, J. & Pękala, K., 1988. Stratigraphic and palaeogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl. *Quater. Stud. in Poland*, 3: 79 – 84.
- Mularz, S., 1973. Toe-failure processes on an opencast mine waste dump. *Stud. Geotechnica.*, 4: 23 – 34.
- Ney, R., 1968. Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. The role of the "Cracow Bolt" in the geological history of the Carpathians Fore-Deep and in the distribution of Oil and Gas deposits. *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 45: 7 – 61.
- Ney, R., 1976. The Carpathians and plate tectonics. *Przeł. Geol.*, 6: 309 – 316.
- Ney, R., Burzewski, W., Bachleda, T., Górecki, W., Jakóbczak, K. & Słupczyński, K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Outline of paleogeography and evolution of lithology and facies of Miocene layers in the Carpathians Foredeep. *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 82: 7 – 50.
- Osmólski, T., Krysiak, Z. & Wilczyński, M., 1978. Nowe dane o strefie Kurdwanów-Zawichost i tektonice obszaru od Busko po Nidę i Wisłę. New data on the Kurdwanów-Zawichost zone and the tectonics of the area between Busko and Nida and Vistula Rivers. *Kwart. Geol.*, 22: 833 – 846.
- Oszczytko, N. & Ślęczka, A., 1985. An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathians Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 55: 55 – 75.
- Poltowicz, S., 1978. Grawitacyjne ześlizgi fliszu brzeżnej strefy Karpat w świetle nowej tektoniki globu ziemskiego. Gravity slides of the Flysch Carpathian marginal zone in the light of new global tectonics. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 407 – 444.
- Rajchel, J., 1988. Paraautochtoniczne utwory transgresywnego miocenu na platformie abrazyjnej w Kosztovej. *Przewod. 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, pp. 206 – 212.

- Różycki, S. Z., 1972. *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*. PWN, Warszawa, pp. 5 – 314.
- Różycki, S. Z., 1978. Od "Mocht" do syntezy stratygrafii Plejstocenu Polski. From Mochty to a synthesis of the Polish Pleistocene. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 445 – 478.
- Rutkowski, J., 1987. Wstępne badania petrograficzne niektórych żwirów Kotliny Sandomierskiej. In: Rutkowski, J. (ed.), *Mat. Symp. Trzecio- i czwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*. AGH, Kraków, pp. 62 – 66.
- Rühle, E., 1973. *Stratygrafia czwartorzędu Polski. Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 31 – 52.
- Starkel, L., 1972. *Kotlina Sandomierska. Geomorfologia Polski*, PWN, 1: 138 – 163.
- Szafran, S., 1980. Rozwój facjalny i układ przestrzenny oraz gazonośność utworów miocenu autochtonicznego we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na podstawie korelacji profilowań geofizycznych. The facies development, space arrangement and gas bearing of the autochthonous Miocene formation in the eastern part of the Carpathian Foredeep on the basis of the geophysical profile correlation. *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 120: 1 – 34.
- Świdziński, H., 1952. *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, 1:300 000, ark. Nowy Sącz*, PIG, Warszawa.
- Wdowiarz, J., 1952. *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, 1:300 000, ark. Przemyśl*, PIG, Warszawa.
- Wojtanowicz, J., 1978. Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. *Rozprawy habilitacyjne UMCS, Lublin*, pp. 1 – 114.
- Zuchiewicz, W., 1987. Evolution of the eastern Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians. *AGH, Geologia AGH, Kraków*, 13 (3-4), pp. 5 – 136.

## Summary

### NEOTECTONIC AND GLACIAL CONTROL OF MORPHO-STRUCTURAL EVOLUTION OF THE BOUNDARY ZONE BETWEEN THE CARPATHIANS AND THE CARPATHIAN FOREDEEP

Wanda Laskowska-Wysoczańska

The paper presents a reconstruction of the Late Neogene and Quaternary morphostructural evolution of the marginal zone of the Carpathians between Rzeszów and Przemyśl in relation to the foredeep and the Sandomierz Basin.

The margin of the Flysch Carpathians and the Stebnik Unit attains near Rzeszów its northernmost position in the whole Carpathian arc (Fig. 1). Quaternary sediments are in contact with three structural units within a zone less than 10 km wide, situated north of the morphological margin of the Carpathians (Figs. 2-5). The study of the interrelationships between various structural elements, including the Quaternary sediments, indicate that important morphostructural transformations in the studied area occurred after the South Poland Glaciation (compare Figs. 2 and 3, cross-sections A and B).

Detailed geological investigations, study of lithofacies, including grain-size analysis and heavy mineral composition in sediments from exposures in

Albigowa brickyard (Fig. 3, exp. 58a) and Wisielówka (Fig. 3, exp. 57), and palynological analysis of organogenic sediments in these sections, provided data for stratigraphical-palaeogeomorphological and morphostructural considerations.

Study on lithology of Quaternary gravels in the marginal area of the San river valley between the Bukowa and Lubaczówka rivers (Figs. 6 and 7) revealed the presence of pre-glacial alluvial sediments. These gravels differ from the Pleistocene ones in their lower content of low-resistant material (see diagrams in Fig. 7). The presence of rocks derived from the Góry Świętokrzyskie at Wylewa indicates the southeast direction of drainage towards the Black Sea. The direction of drainage of the Sandomierz Basin after the recession of the Tertiary sea and in Quaternary (Fig. 1) was restored due to identification of provenance of characteristic assemblages of pebbles (Carpathians, Tatra, Góry Świętokrzyskie, highlands of Central Poland and Scandinavia). Variable altitude of occurrence of the pre-glacial alluvial sediments (40-60 m) is due to variable mobility of the basement blocks. The fault shown in Fig. 6 separates lowland areas from the elevated, strongly dissected fore-Carpathian highlands (Fig. 7). This fault indicates tectonic origin of the northern margin of the fore-Carpathian highlands, formed after the Middle Poland Glaciation (San Maximum).

Sediments laid in standing water are preserved in the marginal zone of the Carpathian escarpment, within the Albigowa-Malawa morphostructure and watershed at altitude of about 390 m (Fig. 3: layers 8 and 9; Fig. 8). The water reservoir could exist only in morphological conditions different than at present. The present difference in altitude between the Carpathian escarpment and the foreland is about 150 m. Palynological data on the lacustrine sediments indicate subarctic climate during their deposition (Fig. 9). Similar floral assemblage is indicated by the pollen spectra from the organogenic sediments overlying the till of the South Poland Glaciation in the Wisielówka brickyard (see Figs. 9 and 10). It may be thus suggested that the marginal zone of the Carpathians, not yet uplifted, together with the area of foredeep, was covered by tundra with water reservoirs of various size, with scarce vegetation around them (Figs. 8 and 11). Later morphotectonic processes resulted in the uplift of the northern zone of the Carpathians and their escarpment (Fig. 3).

Ample evidence suggests that the position of the southern limit of the South Poland Glaciation is related to the extent of the Late Neogene embayment in the marginal zone of the Carpathians. Relics of transgressive sediments of this embayment are known near Kosztowa, Dubiecko, Olszany and in other localities (Fig. 1). The absence of morphological barrier of the Carpathian escarpment, about 150 m high, allowed for free transgression of the continental ice-sheet to the southern limits of the Neogene marine transgression. Would the barrier be present, the pliable Miocene sediments at its base should undergo glacitectonic deformation. Such structures have been not found at the foreland of the present Carpathian escarpment. The uplift of the

marginal zone of the Carpathians is also suggested by the high position and elevated thickness of till preserved in the shadow of the elevated threshold (Figs. 2-5) and by local faulting of till together with the older sediments (Fig. 3). Glacial sediments in the glaciated marginal zone of the Carpathians were nearly completely removed by erosion and denudation of the uplifted area. The underlying deposits of the Miocene transgression on flysch and the less resistant flysch itself are similarly degraded. The products of erosion were transported to the foreland and deposited in alluvial fans (Fig. 1), dissected and degraded during subsequent phases of Quaternary erosion and accumulation. A tectonic depression in the top of Miocene mudstones, 66 to 95 m deep, was formed due to increased mobility of the basement in the marginal zone of the East European Platform, where several NW-SE trending faults have been documented (Figs. 1, 6). The depression favoured the development of river valleys at various times and the accumulation of very thick (34 m) till and fluvio-glacial sediments during the South Poland Glaciation. The wide valley of the San river follows the mentioned faults. A longitudinal cross-section through the marginal zone, running along this valley (Fig. 7), and transverse synthetic cross-section (Fig. 12) prove the relation of the rivers flowing from the Central Poland highlands with the Black Sea basin until the recession of the Middle Polish (Odra) continental ice-sheet from the north-east part of the Sandomierz Basin. It is at that time when the major change occurred in the drainage system of the Basin in consequence of the formation of the outflow route across the Central Poland highlands. This resulted in the capture of the Vistula, San and Wisłok rivers with their affluents to the North Sea catchment basin. This change was the effect of the structural evolution of the Carpathian Foredeep and adjacent areas in connection to global climatic oscillations (glacials, interglacials) in Quaternary times.

