

Nestor OSZCZYPKO *

BUDOWA GEOLOGICZNA PÓŁNOCNYCH STOKÓW
BESKIDU SĄDECKIEGO MIĘDZY DUNAJCEM
A POPRADEM (PŁASZCZOWINA MAGURSKA)

(10 fig.)

*Geology of northern slopes of the Beskid Sądecki Mountains
between the Dunajec and the Poprad rivers (Magura nappe,
Carpathians Poland)*

(10 Figs.)

Streszczenie. W obrębie płaszczowiny magurskiej między Dunajcem i Popradem wydzielono dwie strefy facjalne: krynicką i sądecką. W wydzielonych strefach ustalono stratyografię osadów paleogeńskich (paleocen-górny eocen) i skorelowano ze sobą poszczególne, nieformalne jednostki litostratygraficzne. Przeanalizowano zmienność facjalną osadów płaszczowiny magurskiej w przekroju Dunajca. Opisano tektonikę obszaru i zależności strukturalne między wydzielonymi strefami.

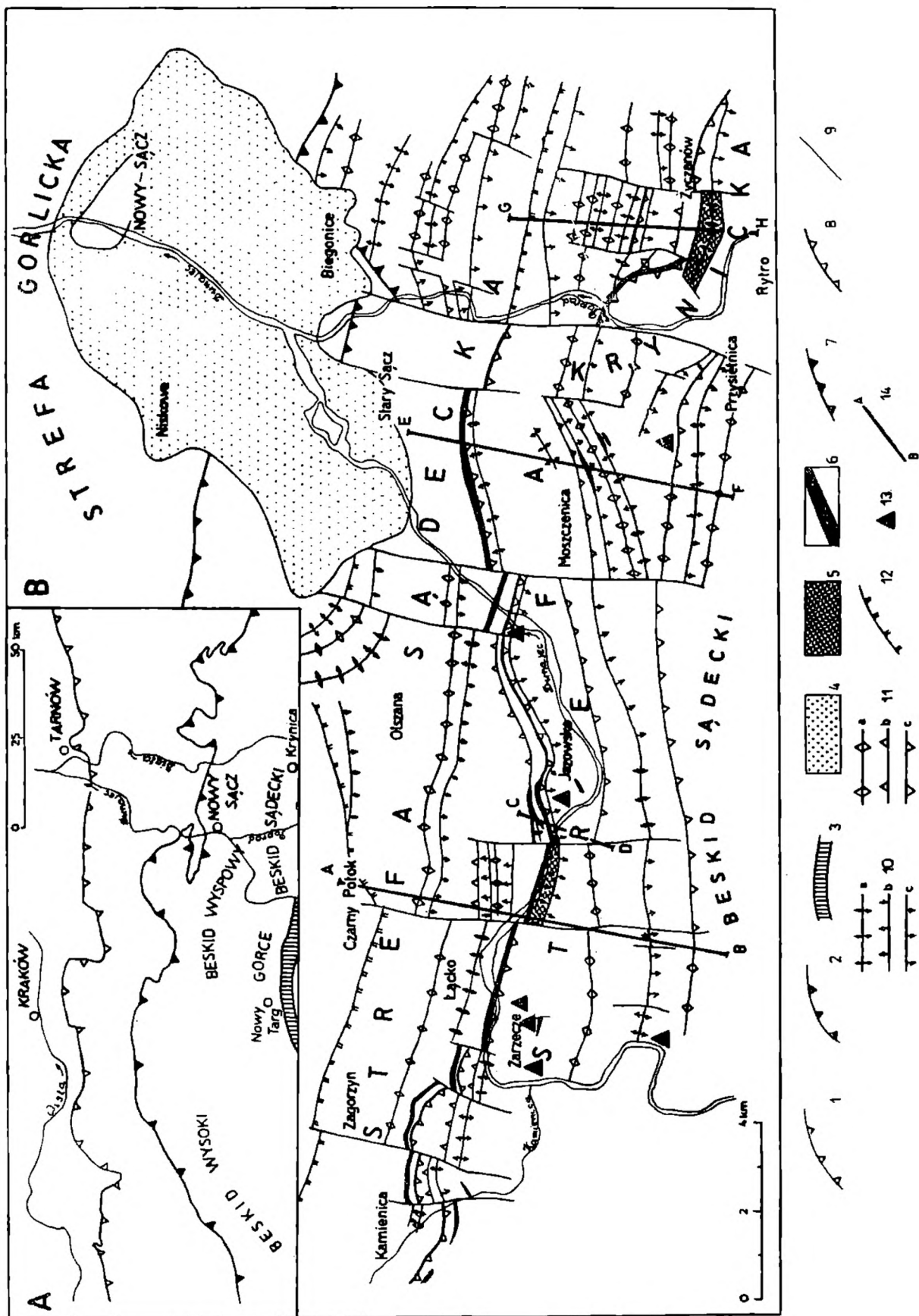
WSTĘP

Opisywany obszar usytuowany jest na północnych stokach Beskidu Sądeckiego, przechodzących w południowe obrzeżenie Kotliny Sądeckiej (fig. 1). Od zachodu wyznaczają go miejscowości Wietrznica w dolinie Dunajca oraz Kamienica w dolinie Kamienicy, od północy Zagorzyn — Czarny Potok i Stary Sącz, od wschodu dolina Popradu między Starym Sączem i Rytrem.

Prace geologiczne, będące kontynuacją wcześniejszych badań autora (Oszczypko, 1973a), zapoczątkowane zostały w okolicach Jazowska, Łącka i Brziny w roku 1971. Przeprowadzono tutaj szczegółowe kartowanie geologiczne (w skali 1:5000), dla projektowanej elektrowni szczytowo-pompowej „Sobel”. Oprócz zdjęcia geologicznego wykonano liczne szurfy i szybiki, a ostatnio także wiercenia. W rejonie Jazowska i Łącka prowadzone były już wcześniej badania geologiczne dla celów budownictwa hydrotechnicznego (Guzik, 1942, Gucik, 1963).

Obszar badań usytuowany jest w południowo-wschodniej części pła-

* Instytut Geologiczny Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1 31-560 Kraków.



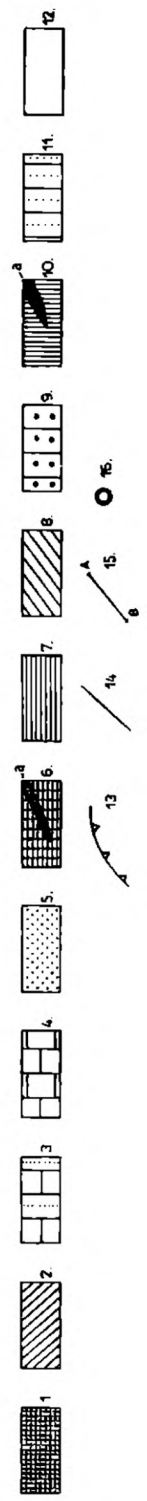
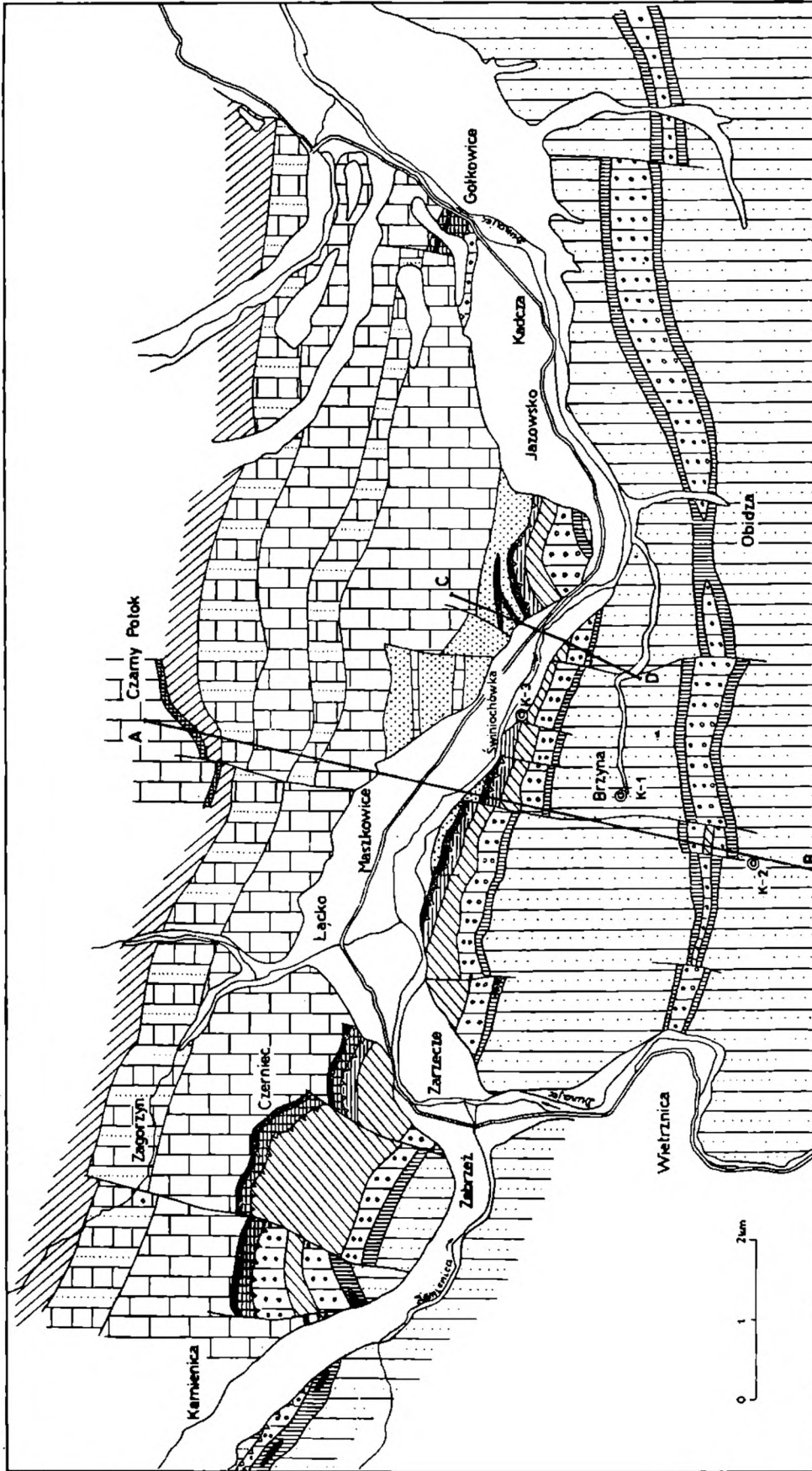
szczowiny magurskiej. Obejmuje on dwie strefy facjalne tej płaszczowiny, strefę sądecką oraz krynicką (Oszczypko, 1973a), a w szczególności południową część strefy sądeckiej i północną-brzezną część strefy krynickiej. Szczegółowy charakter prac umożliwił dokładniejsze rozpozniowanie płaszczowiny magurskiej także w obszarze objętym poprzednim opracowaniem (Oszczypko, 1973a). Przy ustalaniu stratygrafii obszaru wyłonił się problem formalnych jednostek lito-stratygraficznych (Birkenmajer, 1975). Z uwagi na to, iż prace nad stratygrafią formalną zostały niedawno zapoczątkowane, autor zachował dotychczasowe, powszechnie używane, nieformalne nazwy wydziałów. Ponadto autor wychodził z założenia, że dla wydziałów występujących w całej płaszczowinie nowe jednostki litostratygraficzne winny być wprowadzane z uwzględnieniem wszystkich stref facjalnych, a nie tylko ich fragmentów.

Zaproponowane w pracy nowe jednostki litostratygraficzne stanowić mogą podstawę do dyskusji nad stratygrafią formalną. Większość tych wydziałów ma charakter ogniów. Problem stanowić mogą jedynie warstwy z Zarzecza. W zależności od punktu widzenia stanowić one mogą bądź odpowiednik „formacji” beloweskiej z zewnętrznych stref facjalnych, bądź też najwyższe ogniwo „formacji ropianieckiej”.

Praca niniejsza była możliwa dzięki badaniom mikropaleontologicznym wykonanym przez: Doc. mgr J. Blaicher, Dr J. Morgiel, Mgr inż. E. Malata oraz Mgr M. Smagowicz. Ponadto badania geochemiczne wykonane zostały przez Doc. dr hab. I. Gucwę i Mgr A. Pelczar. Wszystkim wymienionym Paniom składam serdeczne podziękowania. Ponadto dziękuję bardzo Doc. dr hab. A. Ślącce oraz Doc. dr K. Żytce za przeglądnięcie rękopisu pracy i życzliwe uwagi.

Fig. 1. Położenie terenu badań: A-1 — północny brzeg Karpat fliszowych, 2 — północny brzeg płaszczowiny magurskiej, 3 — pieniński pas skałkowy; B — Szkic tektoniczny płaszczowiny magurskiej na południe od Nowego Sącza: 4 — neogen Kotliny Sądeckiej, 5 — warstwy ropianieckie (inoceramowe), 6 — łupki pstre z *Cyclammia amplexans* Grzybowski, 7 — północny brzeg strefy sądeckiej, 8 — północny brzeg strefy krynickiej, 9 — ważniejsze uskoki poprzeczne, 10 — a — osie siodła o pionowej płaszczyźnie osiowej, b — osie siodła o płaszczyźnie pochylonej na N, c — osie siodła na płaszczyźnie pochylonej na S, 11 — a — osie łuków o pionowej płaszczyźnie osiowej, b — osie łuków o płaszczyźnie osiowej pochylonej na N, c — osie łuków o płaszczyźnie osiowej pochylonej na S, 12 — złuskiwania, 13 — stanowiska z egzotykami (Oszczypko, 1975a), 14 — linie przekrojów

Fig. 1. Localization map: A-1 — northern border of Flysch Carpathians, 2 — northern border of Magura nappe, 3 — Pieniny Klippen-Belt, B — tectonic sketch of Magura nappe, S of Nowy Sącz: 4 — Sącz Depression Neogene, 5 — Ropianka Beds (Inoceramian), 6 — Variegated shales with *Cyclammia amplexans* Grzybowski, 7 — northern border of the Sącz zone, 8 — northern border of the Krynica zone, 9 — more important transversal faults, 10 — a — anticline axes with a vertical axial plane, b — anticline axes with an axial plane inclined to the north, c — anticline axes with an axial plane inclined to the south, 11 — a — syncline axes with a vertical axial plane, b — syncline axes with an axial plane inclined to the north, c — syncline axes with an axial plane inclined to the south, 12 — scales, 13 — sites with exotics (Oszczypko, 1975a), 14 — cross-section lines



Stratygrafia

Strefa sądecka

W opisywanej części strefy sądeckiej najstarszymi utworami ukazującymi się na powierzchni terenu są łupki pstre. Utwory starsze od łupków pstrych znane są z rejonu Szczawy (Chrzastowski, 1971) oraz na NW od Starego Sącza (Oszczytko, 1973a).

Łupki pstrze.

Łupki pstre stwierdzono w miejscowości Czarny Potok na NE od Łącka, na południowym skrzydle złusowanego siodła (fig. 2). Wychodnie łupków pstrych biegną dalej w kierunku północno-zachodnim, ukazując się w potoku Zbludza na N od Kamienicy (Bogacz, Węclawik, 1964). W wyższej części profilu smugi łupków wiśniowych występują wśród warstw typu belowskiego, natomiast niższa część profilu zdominowana jest przez łupki wiśniowoczerwone. Miąższość łupków pstrych w Czarnym Potoku wynosi 50—75 m, a w niedalekiej Zbludzy około 40 m. Przez analogię do sąsiednich obszarów wiek łupków pstrych przyjąć można na paleocen? — dolny eocen.

Warstwy belowskie.

Ponad łupkami pstrymi odsłaniają się warstwy belowskie. Są to piaskowce cienkoławicowe (10—15 cm) niebieskoszare, wapniste z licznymi bioglifami na dolnej powierzchni uławicenia. Piaskowce odznaczają się równoległą laminacją oraz warstwowaniem przekątnym, rzadziej konwolutnym. Piaskowce przekładają się rytmicznie z mułowcami i łupkami ilastymi. Zabarwienie mułowców i łupków ilastych jest zmienne od niebieskoszarego poprzez zielonkawe do żółtego włącznie. Mułowce są często wapniste, łupki ilaste rzadziej. W rejonie Czarnego Potoka miąższość warstw belowskich wynosi 250 m (fig. 3) i jest analogiczna jak w południowej części strefy sądeckiej na E od Popradu (Oszczytko,

Fig. 2. Mapa geologiczna obszaru między Kamienicą i Gołkowicami. Strefa sądecka: 1 — łupki pstre, 2 — warstwy belowskie, 3 — dolne warstwy łąckie, 4 — górne warstwy łąckie, 5 — warstwy z Maszkowic, 6 — warstwy z Jazowska, a — łupki pstre z *Cyclammia amplexans* Grzybowski, strefa krynicka: 7 — warstwy ropianieckie (inoceramowe), 8 — warstwy z Zarzecza, 9 — warstwy z Piwnicznej, 10 — warstwy z Kowańca, a — łupki pstre z *Cyclammia amplexans* Grzybowski, 11 — warstwy magurskie, 12 — czwartorzęd — osady akumulacji rzecznej, 13 — nasunięcie, 14 — ważniejsze dyslokacje poprzeczne, 15 — linie przekrojów, 16 — wiercenia

Fig. 2. Geological map of the area between Kamienica and Gołkowice. The Sącz zone: 1 — Variegated Shales, 2 — Beloveza Beds, 3 — Lower Łącko Beds, 4 — Upper Łącko Beds, 5 — Maszkowice Beds, 6 — Jazowsko Beds, a — variegated shales with *Cyclammia amplexans* Grzybowski; the Krynica zone: 7 — Ropianka Beds (Inoceramian), 8 — Zarzecze Beds, 9 — Piwniczna Beds, 10 — Kowaniec Beds, a — Variegated Shales with *Cyclammia amplexans* Grzybowski, 11 — Magura Beds, 12 — Quaternary — alluvial deposits, 13 — overthrust, 14 — more important transversal dislocations, 15 — cross-section lines, 16 — bore-holes

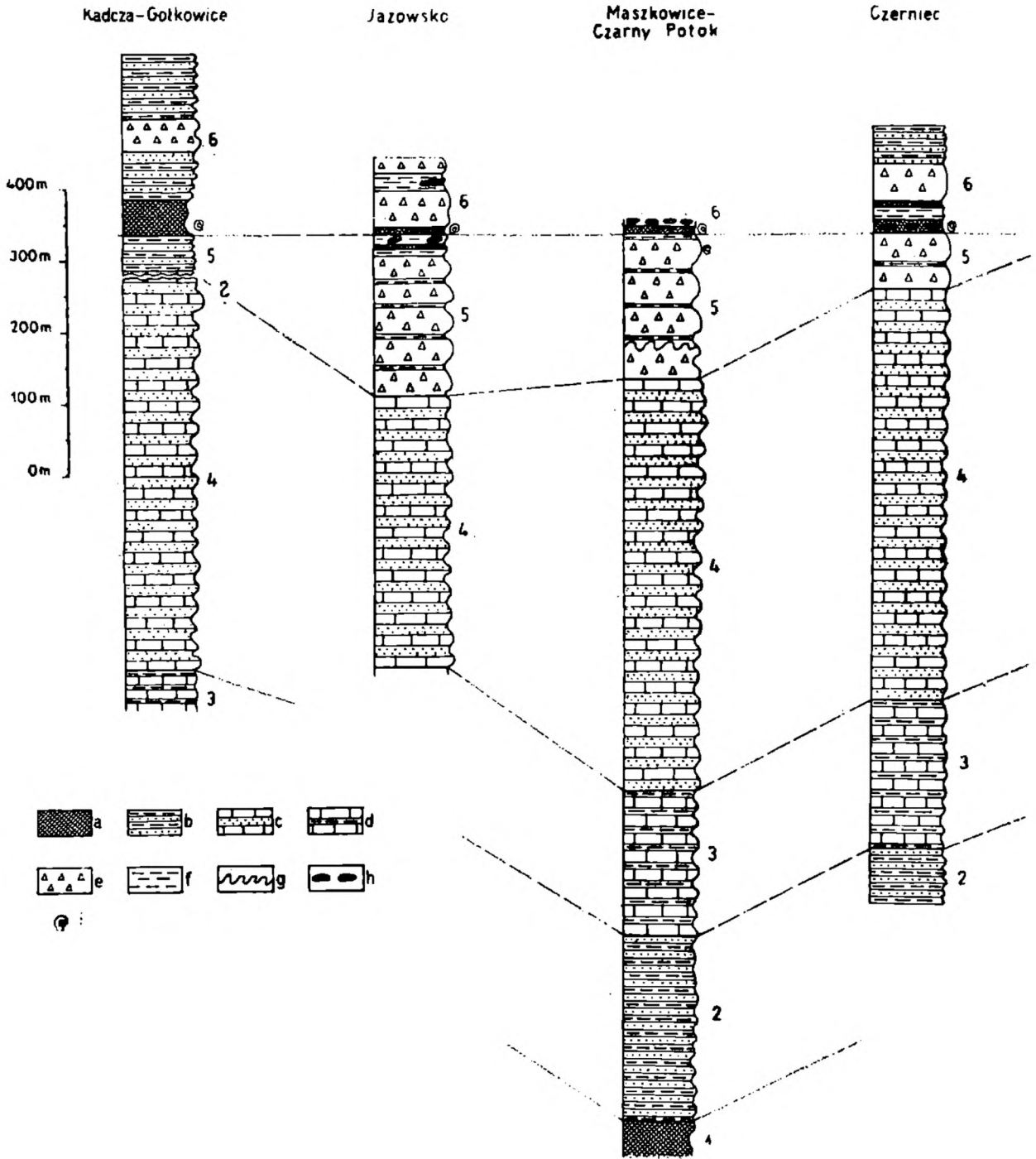


Fig. 3. Profile litostratigraficzne strefy sądeckiej. a — łupki pstre, b — piaskowce cienkoławicowe, łupki ilaste, c — piaskowce gruboławicowe, margle, d — piaskowce cienkoławicowe, łupki ilaste, margle, e — piaskowce gruboławicowe z fragmentami łupków, f — łupki zielone, g — osuwiska podmorskie, h — konkretce manganowe, i — *Cyclammina amplexens* Grzybowski, 1 — łupki pstre, 2 — warstwy beloweskie, 3 — warstwy łąckie dolne, 4 — warstwy łąckie górne, 5 — warstwy z Maszkowic, 6 — warstwy z Jazowska

Fig. 3. Lithostratigraphic profiles of the Sądeckie zone: a — Variegated Shales, b — fine-bedded sandstones, argillaceous shales, marls, c — thick-bedded sandstones, marls, d — fine-bedded sandstones, argillaceous shales, marls, e — thick-bedded sandstones with shale fragments, f — green shales, g — submarine slides, h — manganese nodules, i — *Cyclammina amplexens* Grzybowski; 1 — Variegated Shales, 2 — Beloveza Beds, 3 — Lower Łącko Beds, 4 — Upper Łącko Beds, 5 — Maszkowice Beds, 6 — Jazowsko Beds

1973a). W najniższej części warstw beloweskich spotyka się pojedyncze ławice piaskowców gruboławicowych (70—80 cm).

Dla warstw beloweskich przyjęto wiek dolnoeoceni, udokumentowany mikropaleontologicznie w rejonie Kotliny sądeckiej (Oszczypko, 1973a).

Warstwy łąckie.

W opisywanym obszarze zaznacza się dwudzielność warstw łąckich, znana także w innych częściach strefy sądeckiej (Książkiewicz, 1966; Węclawik, 1969a, 1969b; Oszczypko, 1973a). W ogniwie dolnym kilkumetrowe pakiety margli łąckich występują wśród piaskowców cienkoławicowych i łupków typu warstw beloweskich. Sporadycznie marglom towarzyszą piaskowce gruboławicowe, glaukonitowe. W rejonie Łącka miąższość tego ogniwa wynosi około 200—250 m.

Wyższą część opisywanych warstw charakteryzuje występowanie margli łąckich wśród gruboławicowych piaskowców. Najczęściej margle tworzą pojedyncze ławice o miąższości od 1 m do 3 m, rzadziej grube kilkunastometrowe pakiety (wyjątkowo 25 m), z cienkimi przeławiczeniami piaskowców. Margle najczęściej są niebieskoszare rzadziej ciemnoszare, pokrywające się białym nalotem. Rozpadają się na ostro krawędzisty rumosz o przełamie muszlowym. Piaskowce towarzyszące marglom tworzą ławice o grubości od 50 cm do 1,5 wyjątkowo do 2,5 m. Są to piaskowce frakcjonalne warstwowane z licznymi mechanoglifami w spągu, przechodzące w stropie w margle. W najwyższej części sekwencji spotyka się czasami kilkucentymetrowe warstewki łupków ilastych. W rejonie Łącka miąższość ogniwa górnych warstw łąckich wynosi około 500—550 m. W obszarze tym warstwy łąckie prawdopodobnie należą do dolnego?—środkowego eocenu.

Warstwy z Maszkowic.

Ponad warstwami łąckimi występują piaskowce gruboławicowe typu magurskiego (Książkiewicz, 1962), pozbawione margli łąckich. Odsłonięcia tych piaskowców usytuowane są między Jazowskiem i Łąckiem (fig. 2). Nazwa warstw zaproponowana przez autora pochodzi od miejscowości Maszkowice, gdzie w porzuconym kamieniołomie znajduje się największa odkrywka tych warstw. Odsłaniające się tutaj osady odznaczają się zdecydowaną przewagą piaskowców i mułowców nad łupkami ilastymi. W odsłonięciu tym ponad 50% ławic piaskowcowych ma grubość większą od 50 cm, a maksymalna miąższość ławic dochodziła do 250 cm (Książkiewicz, 1962). Sporadycznie trafiają się tutaj cienkie ławice (5—15 cm) otulone łupkami ilastymi. Piaskowce mają spoiwo wapienne przechodzące w stropie w silnie muskowitzowe mułowce. Przeławiczenia ilaste utworzone są z zielonkawych łupków ilastych, których grubość najczęściej wynosi kilka cm, wyjątkowo 50 cm.

W opisywanym odsłonięciu Książkiewicz (1962) stwierdził liczne żyłki gipsów. Genezę tych gipsów wiąże on ze spływami podmorskimi po-

chodzącymi z osadów lagunowych występujących wzdłuż kordyliery ograniczającej basen magurski od północy. Autigeniczne gipsy opisane zostały ostatnio z głębokowodnych, plejstocenijskich osadów wyniesienia Rio Grande (Briskin, Schreiber, 1978). Gipsy te wytrąciły się w wyniku mieszania się ciepłych wód oceanicznych z chłodnymi wodami przynoszonymi przez antarktyczne prądy denne. W przypadku gipsów z Maszkowic nie można wykluczyć ich epigenetycznego pochodzenia, poprzez utlenienie siarczków żelaza. Za ostatnią możliwością przemawia znaczne nagromadzenie pirytu w mułowcach towarzyszących piaskowcom gruboławicowym.

Dobrze odsłonięty jest prawy brzeg Dunajca. Ponadto autor dysponował rdzeniami wiertniczymi z otworu K-3, o głębokości 100 m (fig. 2). Piaskowce z omawianych warstw cechuje jasnoszare zabarwienie, niekiedy tylko niebieskoszare oraz znaczna kruchość w porównaniu z typowymi piaskowcami magurskimi. Oprócz warstwowania frakcjonalnego i równoległej laminacji w nielicznych wypadkach obserwuje się także warstwowanie konwolutne i wyjątkowo tylko przekątne. Mułowcowy człon sekwensu ma najczęściej ciemnoszare a nawet czarne zabarwienie i przepełniony jest detrytusem węglowym, pirytem oraz muskowitem. Ławice piaskowców poprzegradzane są czasami kilku- i kilkunastocentymetrowymi warstewkami zielonawoseledynowych łupków. Zarówno w odsłonięciach, jak i w rdzeniach wiertniczych stwierdzono występowanie licznych fragmentów łupków i mułowców w piaskowcach. Wielkość tych fragmentów wynosi od około 1 cm do 15 cm. Fragmenty te utworzone są z mułowców i łupków ilastych analogicznych do tych, jakie występują w osadzie. Fragmenty mułowców często pokryte są nalotem jarozytowym oraz otoczkami tlenków żelaza, co wskazuje na obecność w ciemnych łupkach podwyższonych koncentracji siarczków żelaza. Tego rodzaju fragmenty występują w 26% ławic piaskowców.

Pod względem petrograficznym są to piaskowce szarogłazowe o spoiwie węglanowym typu porowego. Materiał detrytyczny piaskowców tworzą:

1) kwarcie o ściemnianiu falistym i mozaikowym, 2) skalenie, w tym kwaśne plagioklasy, 3) skały metamorficzne (kwarcyty, łupki kwarcowo-lizytszykowe oraz granitognejsy, 4) skały głębinowe (granity muskowitowo-biotytowe), 5) skały osadowe (dolomity, wapienie, mułowce i iłowce). Wielkość ziarn nie przekracza 2,5 mm.

Próbki z wiercenia K-3 oraz z odsłoneń naturalnych zawierały najczęściej ubogie zespoły mikrofauny środkowo-eoceńskiej. Najbogatszą mikrofaunę stwierdzono w szarozielonkawych mułowcach muskowitowych (+HCL), z wiercenia K-3, z głębokości 58—59 m (oznaczenie J. Morgiel): *Rhabdammina* div. sp. *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Psammosphaera placenta* sp., *Ammodiscus*

siliceus (Terquem), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker), *G. irregularis* (Grzybowski), *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), *H. suborbicularis* (Grzybowski), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Trochamminoides coronatus* (Brady), *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker), *Cyclammina amplexens* Grzybowski — masowo, *Eggerella palmerae* (Cola) oraz zęby ryb. Pojedyncze otwornice z *Cyclamminą amplexens* Grzybowski, notowano także z większych fragmentów łupków tkwiących w piaskowcach.

Piaskowce z fragmentami łupków znane są autorowi z południowej części strefy sądeckiej, począwszy od okolic Kamienicy na zachodzie po Krynicę na wschodzie. Ten typ piaskowców opisywany był także przez Węclawika (1969a) z okolic Tylicza oraz Bogacza i Węclawika (Unrug, Red. 1969) z doliny Kamienicy. W strefie krynickiej analogiczne piaskowce obserwowano w warstwach z Piwnicznej (Ostrowicka, 1969, 1979) w Łomnicy i Mniszku oraz z odsłonięcia przy kaplicy Św. Kingi w Krościenku, gdzie występują razem z marglami łąckimi. W rejonie Łącka miąższość ogniwa z Maszkowic dochodzi do 200 m.

W a r s t w y z J a z o w s k a (warstwy hieroglifowe)¹.

Jest to nowe wydzielenie zaproponowane przez autora.

Ponad warstwami z Maszkowic, lub bezpośrednio na górnych warstwach łąckich (fig. 2, 3) leżą zielonkawooliwkowe łupki ilaste z nalo-tami manganowymi, rzadziej łupki margliste zawierające wkładki piaskowców cienkoławicowych, silnie muskowitzowych. Najczęściej piaskowce są drobnoziarniste, niebieskoszare, o spoiwie wapnistym. Spotyka się również piaskowce cienkoławicowe drobno- i średnioziarniste z porwakami łupków. Są to piaskowce o spoiwie krzemionkowo-illitowym, niekiedy glaukonityczne. Miąższość łupków zielonych jest zróżnicowana i wynosi od około 2,5—4 m, w odsłonięciach na prawym brzegu Dunajca między Maszkowicami i Łąckiem (fig. 3) do około 50 m przy drodze między Gołkowicami i Kadczą. Łupki zielone przykryte są przez łupki czerwone. Dobrze odsłonięty profil tych osadów znajduje się w polnej drodze w pobliżu przysiółka Turchałówka koło Jazowska.

Najniższą część profilu tworzy występująca w jądrze siodła (fig. 3) 2 m warstwa ciemnowiśniowych łupków (HCL). Wyżej leżący 10 m pakiet należy do zielonkawooliwkowych łupków ilastych, łupków marglistych i laminowanych margli mulastych. W łupkach występują piaskowce cienkoławicowe oraz pojedyncze grubsze ławice (do 1 m) o barwie jasnoszarej. Frakcjonalne warstwowanie piaskowców zastępowane jest w stropie przez równoległą laminację, której towarzyszą znaczne ilości muskowitzu w mułowcach. Wyżej w profilu ponownie występuje kilkumetrowa warstwa łupków wiśniowoczerwonych, przykryta w stropie

¹ W nawiasie podano tradycyjne, nieformalne nazwy wydzieleni.

piaskowcami gruboławicowymi. Miąższość łupków pstrych wynosi od około 1—2 m do 25—40 m (Gołkowice—Jazowsko, fig. 3).

Z łupków pstrych pobrano liczne próbki zawierające na ogół ubogie zespoły otwornic. W kilkunastu próbkach stwierdzono liczniejszą mikrofaunę. W najniższej części łupków pstrych z Jazowska występowały niezbyt liczne zespoły otwornicowe zawierające między innymi glomospiry. Leżące wyżej zielone łupki margliste zawierały pojedyncze okazy *Globigerina* sp. oraz 1 okaz *Globorotalia* sp. aff. *lensiformis* Subbotina. Obserwacje te mogą dowodzić, iż ta część łupków pstrych może być starszą od mikrofauny z *Cyclammina amplexans* Grzybowski.

W wyższej części łupków pstrych zarówno w Jazowsku, jak i w pozostałych lokalizacjach występowała *Cyclammina amplexans* Grzybowski. Frekwencja tej formy w poszczególnych próbkach była bardzo zróżnicowana i wynosiła od pojedynczych okazów do masowej obecności (ponad 50 okazów). Najmłodszą mikrofaunę, reprezentującą wyższą część eocenu środkowego, stwierdzono w łupkach pstrych z Czerńca (oznaczenie J. Morgiel): *Rhabdammina* div. sp. *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Ammodiscus latus* (Grzybowski), *A. siliceus* (Terquem), *A. tenuissimus* (Grzybowski), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker), *G. irregularis* (Grzybowski), *Recurvoides* div. sp. *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Reophax* sp., *Trochaminoides coronatus* (Brady), *T. irregularis* White, *Cyclammina amplexans* Grzybowski (liczna), *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski) oraz zęby ryb.

Zarówno w Kadczy, jak i w Jazowsku ponad łupkami pstryimi leżą piaskowce gruboławicowe z fragmentami łupków (Oszczytko, 1975a). Miąższość tych piaskowców wynosi około 50 m. W Kadczy w spągu tego kompleksu występuje 2 metrowa ławica jasnoszarych, kruchych, gruboławicowych piaskowców, zawierających liczne fragmenty zielonkawooliwkowych łupków. Piaskowce te przypominają silnie rozdrobnione ławice osuwiskowe. Piaskowce poprzedzielane są kilkudziesięciocentymetrowymi warstwami brunatnych mułowców muskowitowych, zielonkawooliwkowych łupków marglistych oraz kilkucentymetrowymi warstewkami margli. Mułowce przepelnione są zwęglonym detrytusem roślinnym oraz zawierają drobne kryształki gipsu. Wyżej zalegają piaskowce gruboławicowe (0,7—2,0 m), frakcjonalnie warstwowane. Spągowa część ławicy często ma charakter zlepieńcowy (otoczaki kwarcu do 5—6 mm), stropowa natomiast mułowcowaty ze znaczną zawartością muskowitu. Spoiwo piaskowców jest węglanowe, a zabarwienie niebieskoszare. Na powierzchniach spągowych ławic występują liczne mechanoglify oraz widoczne są inicjalne formy osuwisk podmorskich. Piaskowce przeławicają się z poprzednio opisanymi zielonawymi łupkami oraz brunatnymi mułowcami. W kompleksie piaskowców gruboławicowych mikrofauny nie stwierdzono poza pojedynczym okazem *Chilostomella tenuis* (Bornemman)

oraz *Cibicides* sp. W jednej z próbek występował nannoplankton z *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) i *Cyclococolithus retimlatus* Garner, Smith, wskazujący według M. Smagowicz na niższą część górnego eocenu. W Gołkowicach i Jazowsku ponad piaskowcami gruboławicowymi leżą zielonkawoniebieskawe łupki ilaste i piaskowce cienkoławicowe, zawierające czasami smugi łupków wiśniowych. W Czerncu w tego typu osadach stwierdzono górnoeoceński nannoplankton z *Lanternithus minutus* Stradner (oznaczenie M. Smagowicz).

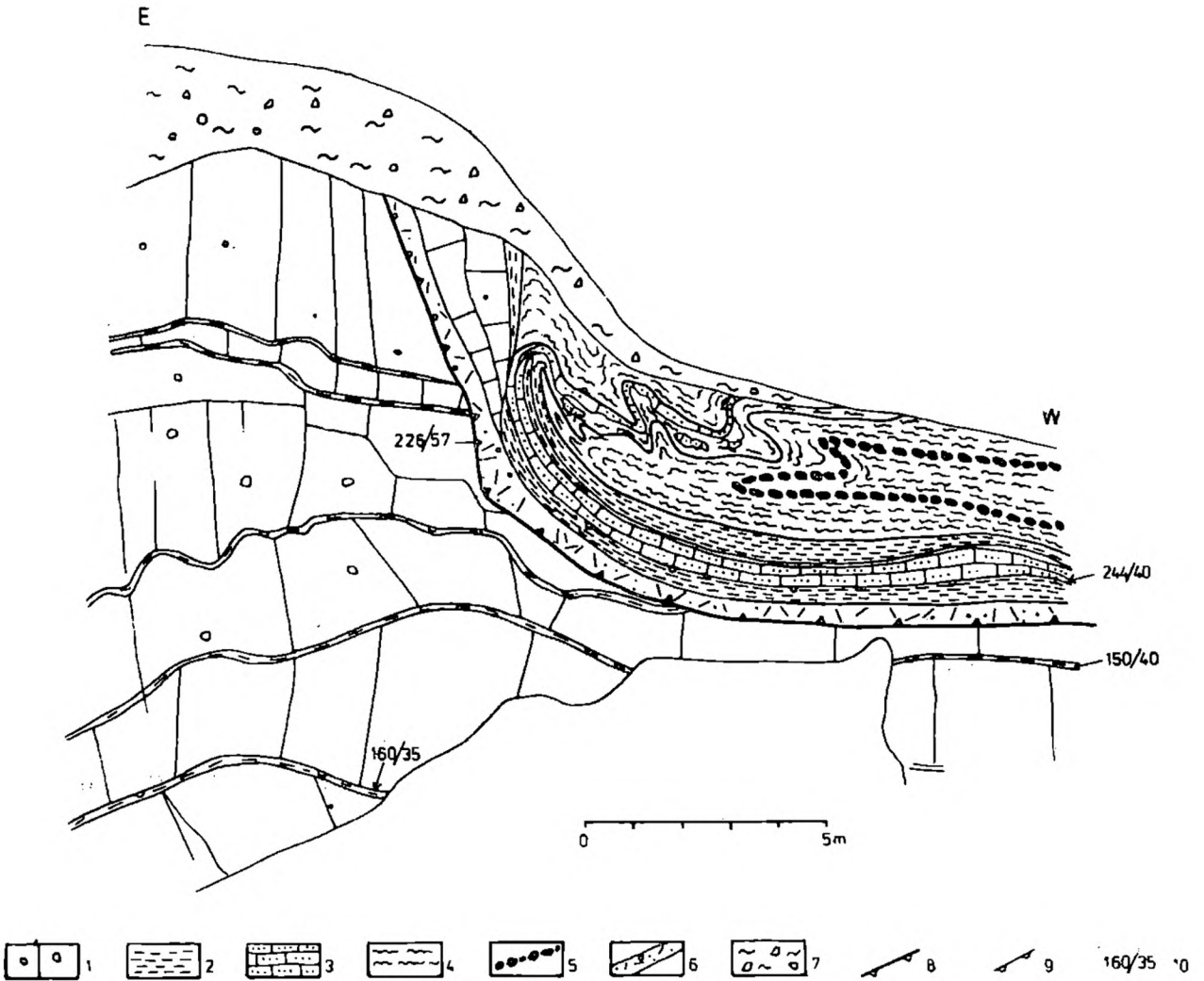


Fig. 4. Nasunięcie warstw z Jazowska na warstwy z Maszkowic w Łącku-Zawodzie. Warstwy z Maszkowic: 1 — piaskowce gruboławicowe z fragmentami łupków, 2 — łupki zielone, warstwy z Jazowska: 3 — piaskowce cienkoławicowe, 4 — łupki czerwone z *Cyclammia amplexens* Grzybowski, 5 — конкреcje manganowe, 6 — brekcja tektoniczna — pokruszone piaskowce ze strzałką kalcytową, 7 — gliny zwietrzelinowe z rumoszem piaskowców, 8 — nasunięcie, 9 — położenie hieroglifów, 10 — kierunek zapadania warstw (kąt zapadania warstw)

Fig. 4. The overthrust of the Jazowsko Beds on the Maszkowice Beds at Łącko-Zawodzie. Maszkowice Beds: 1 — thick-bedded sandstones with shale fragment, 2 — green shales; Jazowsko Beds: 3 — fine-bedded sandstones, 4 — red shales with *Cyclammia amplexens* Grzybowski, 5 — manganese nodules, 6 — tectonic breccia — crushed sandstones with calcite veinlets, 7 — weathering cover (residual clays with sandstone waste material), 8 — overthrust, 9 — position of hieroglyphs, 10 — direction and angle of dip

Zarówno w Gołkowicach, Jazowsku, Maszkowicach, jak i Czerńcu na warstwy z Jazowska nasunięte są starsze utwory jednostki krynickiej. W Czerńcu oraz w Łącku-Zawodziu (fig. 3, 4) występuje poziom konkrecji manganowych. Średnica tych konkrecji dochodzi do 10—15 cm. Stwierdzono, że zawartość Mn w łupkach czerwonych wynosi do 3183 g/t (oznaczenie I. Gucwy i A. Pelczar). W łupkach zielonych zawartość tego pierwiastka jest niższa i waha się od 100 g/t do 1462 g/t. Zawartość Mn w konkrecjach była bardzo wysoka i osiągała 10%. Rudom Mn towarzyszą niekiedy drobne kryształki siarczków miedzi. Koncentracje Cu w łupkach czerwonych (695—1820 g/t) i zielonych (179—1850 g/t) były zbliżone.

Warstwy z Jazowska odpowiadają zapewne warstwom hieroglifowym z północnej części strefy sądeckiej (Biegonice), występującym w stropie warstw łąckich (Oszczypko, 1973a). Interesujący problem stanowią gruboławicowe piaskowce w warstwach z Jazowska. Ich występowanie związane może być zarówno z końcem sedymentacji warstw z Maszkowic, jak i z początkiem sedymentacji warstw magurskich. Tego typu piaskowce magurskie (z fragmentami łupków) opisane zostały przez Węclawika (1969b) z Tylicza.

Strefa krynicka

Warstwy ropianieckie (warstwy inoceramowe)

W brzeżnej części strefy krynickiej warstwy ropianieckie (inoceramowe) zostały dotychczas udokumentowane tylko w rejonie Życzanowa koło Rytra (Oszczypko, 1973a) oraz w dolinie Dunajca koło Łącka (Oszczypko, 1975b). Występujące tutaj osady reprezentują najwyższą — paleoceną część warstw ropianieckich. Z okolic Wierchomli i Łomnicy w dolinie Popradu znane są warstwy ropianieckie (inoceramowe) wieku senońskiego opisane przez Ostrowicką (1968).

W rejonie Życzanowa koło Rytra Oszczypko (1973a) wyróżnił w obrębie warstw ropianieckich (inoceramowych) trzy kompleksy. Najniższy kompleks ze smugą łupków pstrych w spągu, to typowo wykształcone warstwy ropianieckie. Są to piaskowce drobnoziarniste, wapniste, konwolutnie warstwowane (skorupowe) o grubości ławic 50—60 cm, odznaczające się ciemnoszarą barwą. Grubsze ławice piaskowców poprzedzielane 1,0—1,5 pakietami ciemnoszarych łupków i cienkoławicowych piaskowców. Warstwy te pocięte są gęstą siecią spękań, zabliźnionych kalcytem. Miąższość opisanego kompleksu wynosi 150 m.

W stropie warstw ropianieckich (fig. 5) występuje kompleks gruboławicowych piaskowców i zlepieńców o miąższości 80 m (ogniwo piaskowców i zlepieńców z Życzanowa). Zarówno zlepieńce, jak i piaskowce gruboławicowe mają barwę niebieskoszarą, a wietrzejąc przyjmują zabarwienie szarozółte. Spoiwo piaskowców i zlepieńców jest wapienne.

Maksymalna średnica otoczków w zlepieńcach dochodzi do 5 cm, najczęściej jednak wynosi około 5 mm. W otoczkach przeważają młeczne kwarcy, ponadto obserwuje się łupki łuszczkowe i chlorytowe, a także kremowe wapienie i margle. W ogniwie tym występują pakiety warstw ropianieckich. Zarówno w warstwach ropianieckich, jak i w ogniwie z Życzanowa najmłodsze elementy mikrofauny wskazują na paleocen (Oszczypko, 1973a). W stropie piaskowców i zlepieńców z Życzanowa umownie przyjęto górną granicę warstw — ropianieckich (inoceramowych).

Występujące ponad tym kompleksem osady paleoceńskie, zaliczane dawniej do warstw ropianieckich (Oszczypko, 1973a), autor skłonny jest obecnie uznać za najniższą część warstw zarzeckich.

W dolinie Dunajca warstwy ropianieckie (inoceramowe) występują na niewielkiej przestrzeni między Jazowskiem i Łąckiem (fig. 2).

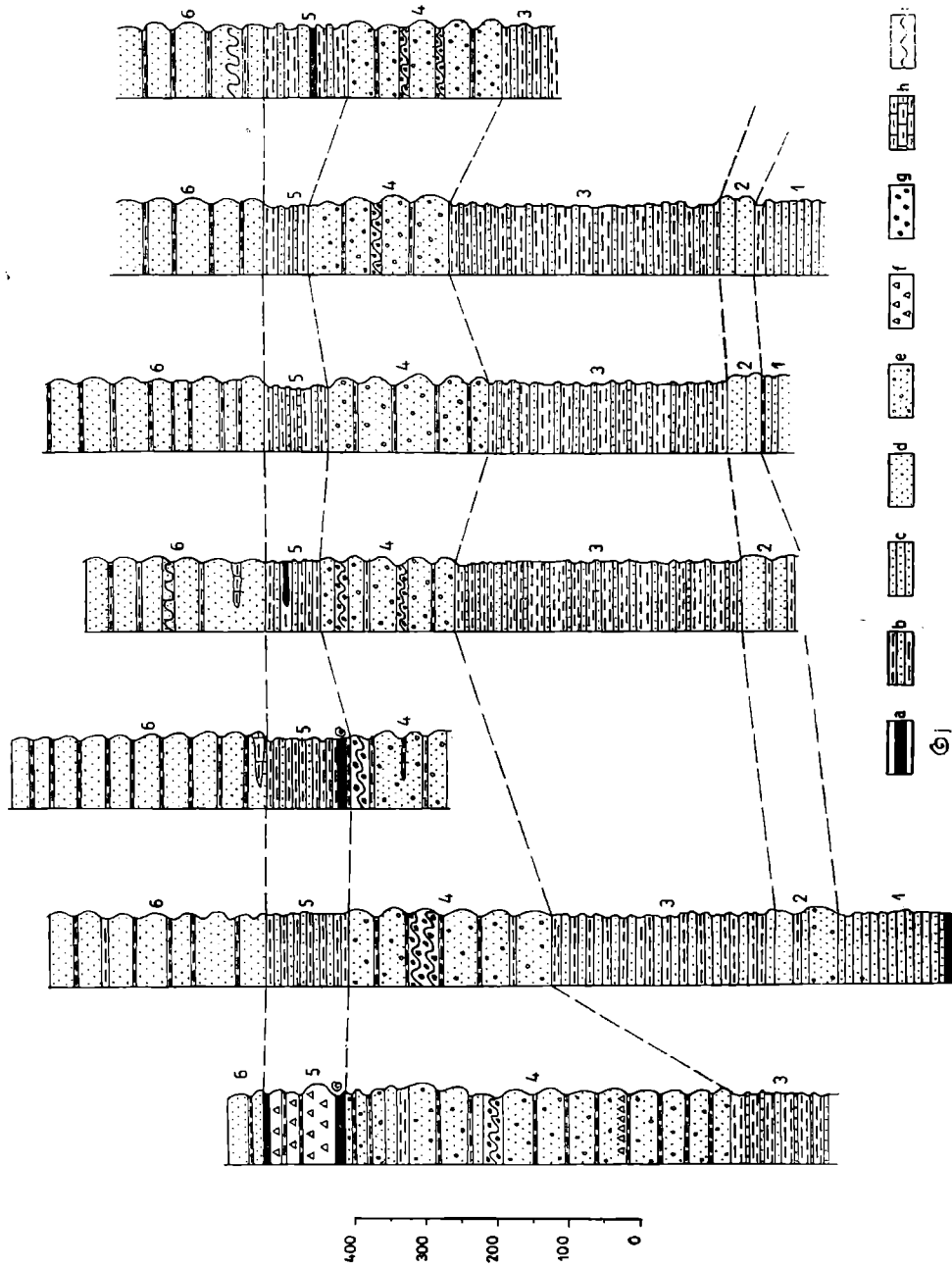
W prawobocznym dopływie Dunajca koło Maszkowic odsłaniają się warstwy ropianieckie, piaskowce cienko i średnioławicowe, skorupowe, niebieskoszare, ze strzałką kalcytową, przekładające się z ciemnoniebieskimi łupkami. Kilkaset metrów na W od tego miejsca w niszy osuwiska występują zarówno warstwy ropianieckie, jak i wyżej leżące piaskowce i zlepieńce. W warstwach ropianieckich stwierdzono tutaj paleoceńską mikrofaunę (oznaczenie J. Morgiel): zawierającą między innymi: *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Mantania varians* (Glaessner).

Warstwy z Zarzecza (warstwy hieroglifowe)

Warstwy te wyróżnił autor (Oszczypko, 1975b). Przejście piaskowców i zlepieńców z Życzanowa w warstwy z Zarzecza obserwować można w doskonale odsłoniętym prawym brzegu Dunajca między Łąckiem-Zawodziem i Zarzeczem (fig. 2). Początek profilu śledzić można w Łącku na przeprawie. Idąc w górę Dunajca na kilkudziesięciometrowym odcinku widoczne są piaskowce gruboławicowe, zlepieńcowate. Szczególnie charakterystyczna jest ostatnia ławica o miąższości 5 m. Są to niebieskoszare piaskowce z soczewką drobnych zlepieńców, o miąższości do 1 m. Spoiwo piaskowców i zlepieńców jest wapniste. W obrębie ławicy zaznacza się dwukrotne warstwowanie frakcjonalne. Ławica ta stanowi strop ogniw z Życzanowa. Ponad piaskowcami gruboławicowymi leży flisz cienkoławicowy, charakterystyczny dla warstw z Zarzecza. Najniższą część warstw stanowią piaskowce cienko i średnioławicowe, niebieskoszare, zlewne, wapniste, przekładające się z szarymi i ciemnoszarymi łupkami i mułowcami marglistymi.

W piaskowcach o grubości ławic 40—60 cm obserwuje się następowanie warstwowań: frakcjonalne — równoległa laminacja — przekątne lub frakcjonalne — równoległe — konwolutive. Piaskowce średnioławicowe przewarstwiają się z pakietami cienkoławicowych piaskowców

Piwniczna — Mniszek Rytko — Zyczanów Moszczenica — Przystańca Jazowsko Świniochówka Łącko — Zawodzie Zarzecze



i łupków o miąższości około 1 m. W pakietach takich spotyka się następujące sekwensy: piaskowiec cienkoławicowy (5—10 cm), niebieskoszary, szary łupek mulasty ($^{++}$ HCl), lub grubołuپیące się mułowce (15—17 cm) oraz 2—3 cm warstewka zielonkawoszarych łupków ($^{+}$ HCl). W wyższej części profilu piaskowce średnioławicowe zanikają i dominuje osad łupkowo-piaskowcowy. Tego typu osady mają miąższość około 100 m.

Kilkadziesiąt metrów powyżej ujścia niewielkiego, prawobocznego dopływu Dunajca w zabarwieniu fliszu drobnorytmicznego następuje istotna zmiana. Szare i niebieskoszare barwy łupków i mułowców są zastępowane przez zielonkawooliwkowe. Piaskowce nadal są cienkoławicowe, drobnoziarniste o spoiwie węglanowym. Wietrzejąc pokrywają się charakterystycznym pomarańczowym nalotem. Warstwowanie piaskowców jest najczęściej równoległe i przekątne, rzadko konwolutne. Łupki są mulaste, grubołuپیące się i silnie margliste, dzięki czemu upodabniają się do miękkich margli. Zabarwienie margli jest przeważnie zielonkawe, jasnobeżowe, wyjątkowo tylko niebieskoszare. Miąższość ławic marglistych jest niewielka, nie przekraczająca 20 cm. W najwyższej części sekwensu występują niekiedy kilkucentymetrowe warstewki popielatych łupków marglistych. Tego typu osady charakterystyczne dla wyższej części warstw z Zarzecza obserwujemy na kilkusetmetrowym odcinku, idąc w górę rzeki. W tej części profilu występują kilkudziesięciometrowe pakiety bardzo drobnorytmicznego fliszu, w którym grubość rytmu nie przekracza 10 cm, oraz pakiety z piaskowcami cienko- i średnio-ławicowymi, w których grubość rytmów osiąga 50—100 cm. Strop warstw opisywanych odsłania się w potoku wypływającym na taras Dunajca, około 500 m na E od wsi Zarzecze. W dolnym biegu tego potoku ponad fliszem drobnorytmicznym pojawiają się piaskowce gruboławicowe typu magurskiego oraz zlepieńce, kruche, przepelnione drobnymi otoczakami mlecznych kwarców. Utwory te stanowią spąg warstw z Piwnicznej.

Tak zdefiniowane warstwy z Zarzecza osiągają w dolinie Dunajca między Zabrzeżą i Jazowskiem miąższość 300—350 m (fig. 5). W war-

Fig. 5. Profile litostratigraficzne strefy krynickiej. a — łupki pstre, b — piaskowce cienkoławicowe, łupki ilaste, c — piaskowce średnio- i gruboławicowe, d — piaskowce gruboławicowe, e — piaskowce gruboławicowe i zlepieńce, f — piaskowce z fragmentami łupków, g — żwirowce ilaste, h — margle, i — osuwiska podmorskie, j — *Cyclammına amplexens* Grzybowski; 1 — warstwy ropianieckie (inoceramowe), 2 — piaskowce gruboławicowe i zlepieńce, 3 — warstwy z Zarzecza, 4 — warstwy z Piwnicznej, 5 — warstwy z Kowańca, 6 — warstwy magurskie

Fig. 5. Lithostratigraphic profiles of the Krynica zone. a — Variegated Shales, b — fine-bedded sandstones, argillaceous shales, c — middle- and thick-bedded sandstones, d — thick-bedded sandstones, e — thick-bedded sandstones and conglomerates, f — sandstones with shale fragments, g — pebble mudstones, h — marls, i — submarine slides, j — *Cyclammına amplexens* Grzybowski. 1 — Ropianka Beds (Inoceramian), 2 — thick-bedded sandstones and conglomerates, 3 — Zarzecze Beds, 4 — Piwniczna Beds, 5 — Kowaniec Beds, 6 — Magura Beds

stwach z Zarzecza mikrofauna jest bardzo uboga i mało charakterystyczna. W najniższej części profilu, bezpośrednio ponad ogniwem z Życzanowa, stwierdzono ubogi paleoceńsko-dolnoeoceniński zespół otwornic (oznaczenie E. Małaty) z *Globigerina velascoensis* Cushman, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globorotalia* cf. *marginodentata* Subbotina. Kilka metrów powyżej tej próbki udokumentowany został zespół dolnoeoceniński (oznaczenie J. Morgiel) zawierający między innymi bardzo liczne *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker), *Recurvoides* div. sp. oraz *Dendrophrya* cf. *excelsa* Grzybowski.

W środkowej części profilu stwierdzono ponadto liczny nanoplankton z *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Discolithina pulcheroides* (Sullivan), *Discoaster binodosus* Martini i *Ericsonia muiri* (Black) Roth. Zespół ten według M. Smagowicz pochodzi z pogranicza dolnego i środkowego eocenu. Między Gołkowicami i Kadczą w warstwach zarzeckich stwierdzono dolnoeoceniński nanoplankton z *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel). Warstwy z Zarzecza o miąższości około 300 m występują także w dolinie Popradu. Najniższa ich część zaliczana była do najwyższego kompleksu warstw inoceramowych, a wyższa do warstw hieroglifowych (Oszczypko, 1973a).

Warstwy z Piwnicznej

Ponad warstwami z Zarzecza występują piaskowce gruboławicowe i zlepieńce (Oszczypko, 1975a), które obecnie uważam za warstwy z Piwnicznej. Ich wychodnie wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie terenu, tworząc próg morfologiczny. Można go doskonale śledzić na południowym zboczu doliny Dunajca między Jazowskiem i Zabrzeżą (fig. 2).

Opisywane warstwy utworzone są z piaskowców gruboławicowych, zlepieńców, zwirowców ilastych oraz niezbyt licznych przeławiczeń łupkowo-piaskowych typu warstw zarzeckich. Są to piaskowce szarogłazowe utworzone z ziarn kwarcu, skaleni oraz okruchów litoklastycznych. Spoiwo piaskowców jest węglanowe. Piaskowce mają niebieskoszare zabarwienie, a po zwiertzeniu kremowożółte. Piaskowce występują najczęściej w ławicach 2—3 m, frakcjonalnie warstwowanych. Piaskowce przekładają się z cienkimi ławicami mułowców, silnie muskowitzowych i zawierających zwęglony detrytus roślinny z pirytem. Zlepieńce najczęściej tworzą spągową część grubych ławic piaskowcowych, rzadziej samodzielne ławice. Średnica otoczków najczęściej jest mniejsza od 1 cm. Przeważają wśród nich drobne otoczki mlecznych kwarców, a w dalszej kolejności gnejsy kwarcytowe, łupki łyszczykowe i granity dwumikowe. Zarówno piaskowce gruboławicowe, jak i zlepieńce odznaczają się większą kruchością i podatnością na wietrzenie od wyżej leżących piaskowców magurskich.

Innym charakterystycznym elementem opisywanych warstw są zwirowce ilaste. Są one utworzone z otoczków egzotykowych spojonych

masą piaszczysto-mulastą. Wielkość otoczków jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilku mm do 40 cm. Wśród otoczków o średnicy większej od 10 mm zdecydowanie przeważają otoczki dyskoidalne (według Zingga), w dalszej kolejności plasują się otoczki sferyczne i elipsoidalne. Najslabiej reprezentowane są otoczki wrzecionowate. Najczęściej występują otoczki mlecznych kwarców żyłowych, a w dalszej kolejności skał krystalicznych, skał węglanowych oraz piaskowców (Oszczypko, 1975a). Ze skał magmowych stwierdzono granity typu alaskitowego, granodioryty oraz granity pegmatytowe. Skały metamorficzne reprezentowane były między innymi przez granitognejsy biotytowe, gnejsy biotytowo-plagioklazowe i oligoklazowe, różne odmiany gnejsów kwarcytowych oraz łupki łyszczykowe. Bardzo często występują w materiale egzotykowym dolomity i wapienie. Na podkreślenie zasługują różne odmiany wapieni organogenicznych i organodetrytycznych: radiolaryty, wapienie globochetowe i wapienie kalpionellowe (tyton-berias), wapienie radiolariowe i radiolariowo-nannokonusowe (walanżyn-hoteryw), wapienie typu urgońskiego, wapienie spikulowe oraz wapienie litotamniowe z koralowcami (paleocen). Ponadto w egzotykach występują różne odmiany piaskowców i mułowców fliszowych. Żwirowce ilaste zaburzone są często osuwiskami podmorskimi, obejmującymi niekiedy kilka ławic. Miąższość ławic żwirowców ilastych wynosi od 1 m do 5 m. Trafiają się także grube kilkudziesięciometrowe ciała osuwiskowe utworzone ze żwirowców ilastych z egzotykami. Stwierdzono to na północ od Rytra (około 1 km na N od zamku) nad prawym brzegiem Popradu.

Opisane przez autora stanowiska z egzotykami w Przysietnicy, Zarczcu, Złotnem, Kadczy oraz Piwnicznej-Mniszku związane są ze stropową częścią omawianych warstw. Początkowo autor uważał (Oszczypko, 1975a), iż stanowisko w Kadczy usytuowane jest najniżej w profilu stratygraficznym. Pogląd taki wynikał z błędnej interpretacji pozycji łupków pstrych w Kadczy, które uznawano za najstarsze ogniwo strefy krynickiej. Z badań zaś przedstawionych w niniejszej pracy wynika, iż łupki te należą do strefy sądeckiej i stanowią nadkład warstw łąckich.

Żwirowce ilaste łatwo ulegają dezintegracji, zamieniając się w żwirrek. Występujące w omawianych warstwach pakiety fliszu drobnorytmicznego spotyka się stosunkowo rzadko, a ich miąższość wynosi od 1—2 m do 10—15 m. Na południe od Starego Sącza w strefie tych warstw znane są pakiety margli łąckich (Oszczypko, 1973a).

W dolinie Dunajca miąższość omawianych warstw wynosi około 200 m. W kierunku południowym miąższość ta wzrasta i w rejonie Piwnicznej wynosi co najmniej 500 m (fig. 5).

W opisanych warstwach nie stwierdzono mikrofauny o przewodnim charakterze. Biorąc pod uwagę wiek podścielających i przykrywających je osadów można zaliczyć omawiane warstwy do dolnego-środkowego

eocenu. Opisane warstwy z uwagi na pozycję stratygraficzną odpowiadają piaskowcom z Piwnicznej (Ostrowicka, 1966, 1979), oraz warstwom przejściowym (Oszczypko, 1973).

Warstwy z Kowańca (warstwy hieroglifowe)

Warstwy te wyróżnił Watycha (1976), a ostatnio nową ich definicję podał Cieszkowski (1979). W opisywanym obszarze ponad warstwami z Piwnicznej leży flisz cienkoławicowy o miąższości od 80 do 150 m, podścielający warstwy magurskie. Utwory te dawniej zaliczano do warstw hieroglifowych (Oszczypko, 1975a, 1975b), a obecnie autor zalicza je do warstw z Kowańca. Są to piaskowce cienkoławicowe (do 10 cm), niebieskoszare lub zielonawe, wapniste. Powierzchnia spągowa ławicy ostro oddziela się od niżej leżących osadów, natomiast w stropie piaskowce stopniowo przechodzą w mułowce i łupki ilaste. W piaskowcach spotyka się warstwowanie frakcjonalne, przekątne a także równoległą laminację. Piaskowce rytmicznie przekładają się z zielonkawymi, wapnistymi łupkami i mułowcami. W zielonkawych łupkach występują miejscami cienkie warstewki (1—2 cm) rud manganowych. W opisywanym ogniwie występują niekiedy wkładki łupków pstrych. Stwierdzono je w rejonie Zarzecza, Jazowska oraz w Moszczenicy na S od Starego Sącza (Oszczypko, 1973a, 1975b). W tej ostatniej miejscowości stwierdzonych zostało kilka wkładek łupków wiśniowych, a najgrubsza z nich ma miąższość 2 m. Opisywane ogniwo zaznacza się wyraźnym obniżeniem w rzeźbie terenu.

Zarówno w łupkach zielonych, jak i czerwonych występowała fauna w bardzo małej ilości. W Zarzeczcu w łupkach wiśniowych pojawił się zespół z licznymi glomospirami. Podobną mikrofaunę stwierdzono w próbkach pobranych przez autora w Piwnicznej-Mniszku oraz w Moszczenicy. Najbogatszy zespół udokumentowano w łupkach wiśniowych w Moszczenicy (oznaczenie J. Morgiel). W próbce tej masowo występowała *Cyclammia amplexans* Grzybowski oraz *Rhabdammina* sp., *Trochamminoides* div. sp., *Recurvoides* div. sp. Zespół ten jest charakterystyczny dla środkowego eocenu. Można go porównać z mikrofauną łupków pstrych z *Cyclammia amplexans* Grzybowski opisaną przez H. Ostrowicką (1966) z Piwnicznej-Mniszka. Łupki pstre występują tutaj ponad piaskowcami z Piwnicznej, wśród gruboławicowych piaskowców z licznymi fragmentami łupków.

Analogiczny zespół jak z Moszczenicy opisała Bystricka et al. (1970) z łupków pstrych w warstwach strihowskich, jednostki kochanowickiej (krynickiej). Zespół ten reprezentuje wyższą część środkowego eocenu. Za wiekiem tym przemawiać może także obecność *Chilostomella tenuis* Bornemann stwierdzona w łupkach zielonych w Brzynie.

Warstwy magurskie

Najmłodsze ogniwo w strefie krynickiej stanowią warstwy magur-

skie, dominujące przestrzennie w opisywanym obszarze (fig. 2) i tworzące najwyższe wyniesienie morfologiczne. Głównym składnikiem tych warstw są piaskowce gruboławicowe. Najczęściej spotykana grubość ławic wynosi 1—2 m, mniej liczne są ławice o grubości do 5 m oraz ławice o grubości 0,5—1,0 m. Piaskowce są barwy niebieskoszarej, szarozółto wietrzejące. W składzie petrograficznym przeważa kwarc, a w dalszej kolejności skalenie oraz ziarna litoklastyczne. Spoiwo piaskowców jest wapienno-ilaste, lub wapienne. Skład petrograficzny zlepieńców egzotykowych ze spągowej części warstw magurskich w Tylmanowej przedstawiony został przez Oszczypkę (1975a).

W warstwach magurskich przeważa warstwowanie frakcjonalne, rzadziej warstwowanie frakcjonalne wielokrotne. Grubsze ziarna lub drobne otoczki obserwuje się w spągowej części ławicy, w stropowej natomiast piaskowce często są mułowcowate. Cechą charakterystyczną piaskowców jest znaczna zawartość muskowitu oraz niewielka biotyty. Ławice piaskowców poprzedzielane są warstewkami niebieskoszarych mułowców lub łupków mulastych. Mułowce często przepełnione są zwęglonym detrytusem roślinnym z pirytem i drobnym pyłem muskowitowym. Wietrzejąc przyjmują rdzawozółtą barwę. W najwyższej części sekwensu pojawiają się łupki ilaste. Oprócz cienkich warstewek ilasto-mułowcowych spotyka się również 1—2 m wkładki fliszu drobnorytmicznego. W dolnej części warstw magurskich wkładki tego typu spotyka się częściej, a ich miąższość może dochodzić do 5 m. Spągową część warstw magurskich obserwować można w doskonałych odsłonięciach na prawym brzegu Dunajca w Zabrzeży koło szkoły oraz w Jazowsku, powyżej mostu. W tej ostatniej lokalizacji stwierdzono ponadto kilka cienkich (0,5—1,0 m) ławic margli typu łąckiego. W dolnej części warstw magurskich w Jazowsku, Zabrzeży i Tylmanowej (Książkiewicz, 1958) często spotyka się osuwiska podmorskie. Na dolnych powierzchniach ławic powszechne są hieroglify prądowe i wleczeniowe. Bioglify należą do rzadkości z wyjątkiem *Spiroraphe Fuchs*. Miąższość warstw magurskich w brzeżnej części strefy krynickiej nie przekracza 400 m. Mikrofauna w warstwach magurskich nie została stwierdzona. Orientacyjnie wiek tych warstw można określić na środkowy-górny eocen.

KORELACJA OSADÓW ORAZ UWAGI O ŚRODOWISKU SEDYMENTACYJNYM

Korelację paleogeńskich osadów strefy sądeckiej i krynickiej przedstawiono na fig. 3, 5. W obu strefach za poziom porównawczy przyjęto łupki pstre z *Cyclamina amplexans* Grzybowski.

Z przeprowadzonych porównań wynika, iż łupkom pстрыm, warstwom belowskim oraz dolnym warstwom łąckim w strefie sądeckiej odpowiadają warstwy z Zarzecza w strefie krynickiej. Odpowiednikiem

górných warstw łackich i warstw z Maszkowic są warstwy z Piwnicznej. Warstwy z Kowańca i Jazowska odpowiadają sobie wiekowo i wykazują daleko idące podobieństwo w rozwoju litologicznym. Z korelacji wynika, iż w opisywanej części strefy sądeckiej brak jest litostratygraficznego odpowiednika warstw magurskich ze strefy krynickiej.

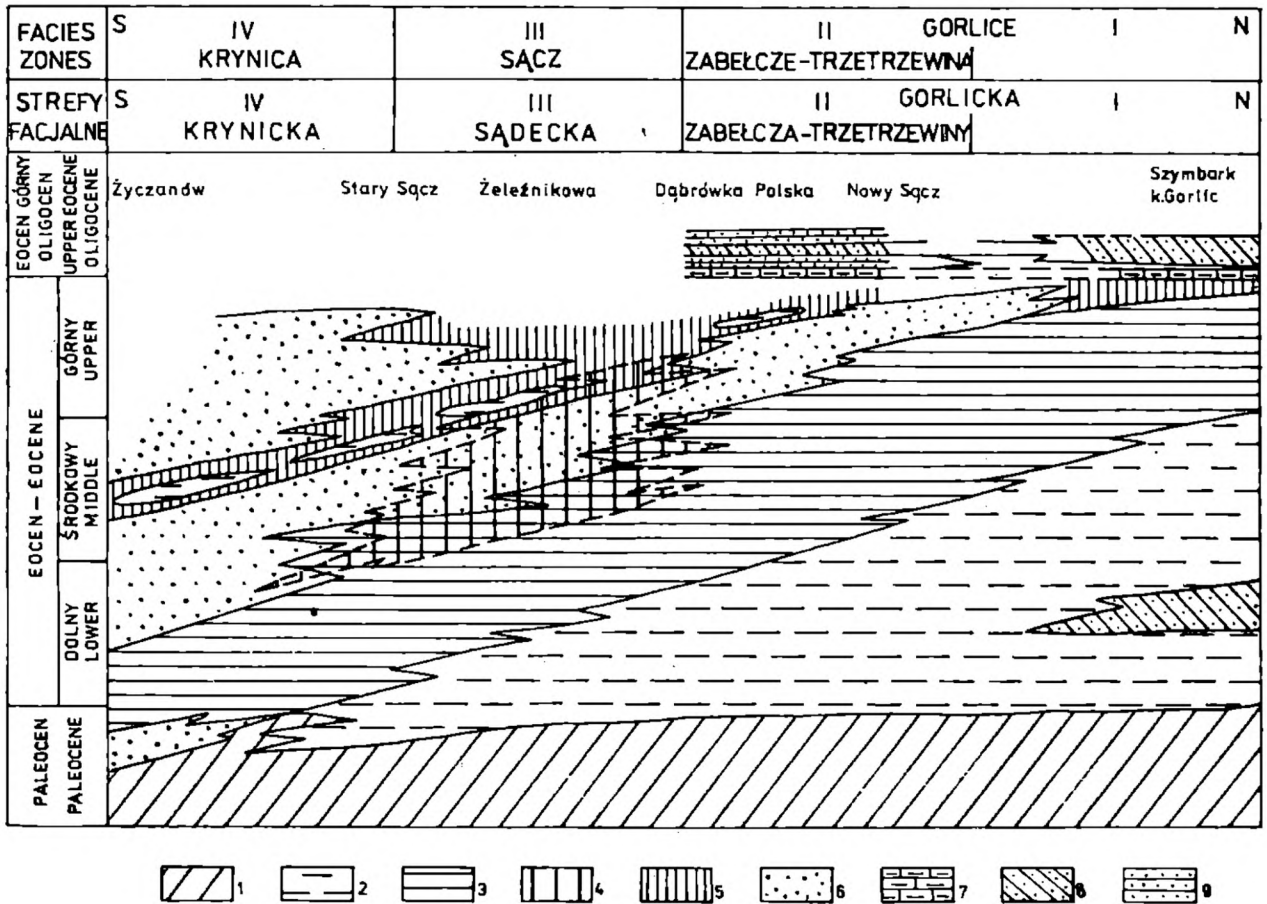


Fig. 6. Schemat rozwoju litofacjalnego serii magurskiej w rejonie Kotliny Sądeckiej (Oszczypko, 1973a, zmodyfikowane i uproszczone) 1 — flisz cienko- i średnio-ławicowy (warstwy ropianieckie), 2 — łupki pstre, 3 — flisz cienkoławicowy (warstwy z Zarzecza, warstwy beloweskie, warstwy hieroglifowe i warstwy podmagurskie), 4 — margle łackie, 5 — łupki zielone i flisz cienkoławicowy, 6 — flisz piaszczysty — piaskowce magurskie, 7 — margle globigerynowe, 8 — flisz piaszczysty — piaskowce glaukonitowe, 9 — flisz cienkoławicowy (warstwy malcowskie)

Fig. 6. Lithostratigraphic relation in the Magura series of the Sačz Depression (according to Oszczypko, 1973a; altered and simplified). 1 — fine- and middle-bedded flysch (Ropianka Beds), 2 — Variegated Shales, 3 — fine-bedded flysch (Zarzecze Beds, Beloveza Beds, Hieroglyphic Beds and Sub-Magura Beds), 4 — Łačko Marls, 5 — green shales and fine-bedded flysch, 6 — sandy flysch — Magura Sandstone, 7 — globigerina marls, 8 — sandy flysch — glauconitic sandstones, 9 — fine-bedded flysch (Malcov Beds)

Zmienność facjalną osadów płaszczowiny magurskiej na południku Nowego Sačza przedstawiono na fig. 6. Na schemacie tym uwidaczniają się zasadnicze formacje litostratygraficzne. Ich granice najczęściej są diachroniczne.

W paleocenie we wszystkich strefach dominuje facja warstw ropia-

nieckich. Kolejną bardzo charakterystyczną litofację stanowią łupki pstre. Spąg tej litofacji w zasadzie jest izochroniczny, strop wybitnie diachroniczny. W północnej części basenu magurskiego litofacja ta dominowała prawie przez cały eocen, natomiast w strefie krynickiej łupki pstre występują sporadycznie w paleocenie i środkowym eocenie. Ponad łupkami pstryimi, a w strefie krynickiej ponad litofacją ropianiecką leży szeroko pojęta litofacja beloweska (warstwy zarzeckie, warstwy beloweskie, dolne warstwy łąckie, warstwy hieroglifowe oraz warstwy podmagurskie). Sedymentacja tej litofacji rozpoczyna się w paleocenie w strefie krynickiej i kończy się w górnym eocenie w strefie gorlickiej.

Kolejną wyżej leżącą litofację tworzą piaskowce magurskie. Ich sedymentacja najwcześniej, bo już w paleocenie, rozpoczęła się w strefie krynickiej. Litofacja jest dwudzielna. Niższą jej część tworzą warstwy z Piwnicznej, górne warstwy łąckie, warstwy z Maszkowic oraz prawdopodobnie warstwy magurskie w strefie Zabełcze-Trzetrzewina. Niższe ogniwa tej formacji przykryte są łupkami pstryimi z *Cyclammina amplectens* Grzybowski (warstwy z Jazowska i Kowańca). W strefie krynickiej ponad łupkami pstryimi występują warstwy magurskie, zastępowane być może w strefie sądeckiej przez łupki zielone i piaskowce cienkoławicowe. Ta ostatnia litofacja prawdopodobnie dominowała w górnym eocenie strefy gorlickiej. Najmłodsze osady w basenie magurskim tworzy litofacja malcowska oraz litofacja piaskowców magurskich, glaukonitowych. Litofacje te podścielone są przez margle globigerinowe, uważane najczęściej za osad izochroniczny (Sikora, 1970).

Na podstawie rozwoju i zróżnicowania facjalnego osadów (fig. 6) można wnioskować o warunkach sedymentacyjnych i paleogeograficznych w basenie magurskim. Zasadnicze zmiany w paleogeografii i warunkach sedymentacji nastąpiły przy końcu paleocenu. Zmiany te prawdopodobnie spowodowane zostały ruchami laramijskimi. W wyniku tych ruchów część pienińskiego pasa skałkowego przekształcona została w wynurzone pasmo oddzielające basen magurski od bruzdy wewnątrz-pienińskiej (Samuel et al., 1972). W pasmie tym istniały depresje poprzeczne umożliwiające transgresję z basenu magurskiego. Początek transgresji miał miejsce w montcie. Równocześnie następuje przebudowa basenu magurskiego, której towarzyszą zmiany litofacjalne. Po dotychczasowej jednolitej sedymentacji warstw ropianieckich nastąpiło w eocenie wyraźne jej zróżnicowanie, dające podstawę do wydzielenia znanych stref facjalnych. Począwszy od wyższego paleocenu obszar źródłowy zaczyna intensywnie wpływać na sedymentację w basenie magurskim. Zmienność facjalną osadów basenu magurskiego tłumaczyć można przy pomocy znanych modeli sedymentacji fliszowej (Stanley, Bouma, 1964; Walker, 1978). Przyjmując ten model sedymentacji można przypuszczać, że osady paleogeńskie powstawały w warunkach głębokowodnych, u podnóża skłonu oraz na równi basenowej. U podnóża

skłonu usypywane były stożki zasilane przez podmorskie keniony i kanały. Wraz ze wzrostem odległości i spadkiem gęstości prądu zawiesinowego (Middleton, Hampton, 1976), kolejno osadzały się żwirowce ilaste, zlepieńce, zlepieńcowate piaskowce, masywne piaskowce i typowe turbidyty. Najbliżej kanału zasilającego usytuowana była południowa część strefy krynickiej. W czasie eocenu zasięg stożka stopniowo przemieszczał się na północ. W związku z powyższym w środkowej i północnej części basenu magurskiego ponad osadami równi basenowej (łupki pstre), leżą twory stożka dolnego¹, warstwy belowskie i hieroglify, przykryte z kolei utworami stożka środkowego i nadstożka (warstwy magurskie). Nieco inną sytuację notuje się w południowej części strefy krynickiej. Ponad typowymi turbidytami należącymi prawdopodobnie do stożka dolnego (warstwy röpianieckie) pojawiają się tutaj osady stożka środkowego i górnego (warstwy z Piwnicznej). Za osad kanałów stożka górnego uznać można żwirowce ilaste z egzotykami oraz ciała osuwiskowe, spotykane w górnej części warstw z Piwnicznej.

W rozkładzie facji basenu magurskiego specyficzną rolę odgrywają margle łąckie, znane głównie ze strefy sądeckiej. Sedymentacja tych margli nałożona jest na sedymentację dwóch różnych litofacji, to jest belowskiej i magurskiej (fig. 6). Na tej podstawie można przypuszczać, iż materiał margli łąckich pochodził z innego źródła, być może związanego z jakimś wyniesieniem w obrębie równi basenowej (abisalnej?).

Przedstawiony schemat sedymentacji utrzymywał się prawie przez cały eocen. W wyższym górnym eocenie warunki sedymentacji uległy istotnej zmianie, na skutek pogłębienia basenu (?) oraz słabszej dostawy materiału terrygenicznego z obszaru zasilania. Warunki te utrzymywały się również na przełomie eocenu i oligocenu, kiedy to powstawały warstwy malcowskie. Wśród kierunków transportu dominuje zdecydowanie kierunek z SE, wyjątkowo tylko z NE. Zgodnie z dotychczasowymi poglądami (Książkiewicz (Red.), 1962; Oszczytko 1973a, 1975a) przyjmuje się, iż materiał ten pochodził z południowo-wschodniego obrzeżenia basenu magurskiego. Budowę hipotetycznego obszaru zasilania oraz jego pewne podobieństwo z masywem marmaroskim omówił autor (Oszczytko, 1975a, w druku). Jedynie w warstwach z Maszkowic oraz w warstwach z Jazowska wyraźnie zaznacza się wpływ źródła usytuowanego na NE. Należy także brać pod uwagę możliwość, iż ta część strefy sądeckiej, w której występują warstwy z Maszkowic i Jazowska, mogła ulec rotacji w czasie ruchów fałdowych (Tokarski, 1977).

W czasie paleogenu długość basenu magurskiego wynosiła około 600 km, natomiast szerokość prawdopodobnie nie przekraczała 50—100 km. W związku z tym rodzi się pytanie, jak się mają współczesne stożki podmorskie do wielkości basenu magurskiego. Według Normarka (1978)

¹ Model stożka oraz terminologia według Walkera (1978).

wielkość zlokalizowanych wzdłuż zachodniego wybrzeża Ameryki Północnej stożków wynosi od około 10×10 km (Navy Fan) do 220×340 km (Monterey Fan). Z porównania wynika, że basen magurski był dwukrotnie dłuższy oraz co najmniej dwukrotnie węższy od stożka Monterey. Oczywiście znane są stożki zarówno dłuższe, jak i szersze od basenu magurskiego (stożek Amazonki). Wychodząc z powyższych analogii można by przypuszczać, iż paleogeńskie osady basenu magurskiego należały co najmniej do dwóch, częściowo nałożonych na siebie stożków.

TEKTONIKA

Tektonika strefy sądeckiej na południowym obrzeżeniu Kotliny Sądeckiej omówiona została szerzej w pracy autora (Oszczypko, 1973a). W opisywanym obszarze nie obserwuje się większych zmian strukturalnych w porównaniu z bardziej północną częścią tej strefy. Na podkreślenie zasługują opisywane już uprzednio całkowite redukcje północnych skrzydeł siodła. Ma to miejsce między innymi w siodle Czarnego Potoku (fig. 7), którego jądro utworzone jest z łupków pstrych. W łąkach natomiast obserwuje się silną redukcję skrzydeł południowych. W najbardziej południowych łąkach strefy sądeckiej, przy kontakcie ze strefą krynicką obserwuje się silne wtórne przeładowanie warstw łączkich i młodszych ogniwi. Widoczne to jest zarówno w synklinie Łącka, jak i na wschód od Popradu, w pobliżu Woli Kroguleckiej i Życzanowa.

W międzyrzeczu Dunajca i Popradu przestrzennie dominuje strefa krynicka. Brzeżny element jednostki krynickiej biegnie od Kamienicy poprzez Czerniec, Zarzecze, Jazowsko-Gołkowice, rejon Starego Sącza w kierunku Woli Kroguleckiej i Życzanowa w dolinie Popradu (fig. 1B). Na odcinku Kamienica-Maszkowice element brzeżny jest niekiedy złuskiowanym siodłem, natomiast dalej na wschód jest to siodło ze znaczną redukcją skrzydła północnego. Najstarszymi utworami elementu brzeżnego są warstwy ropianieckie (fig. 7). Na południe od siodła brzeżnego biegnie synklina Zabrzeży-Brzyny-Moszczenicy, ze stromo ustawioną płaszczyzną osiową. Jest to synklina o szerokości nie przekraczającej 3—4 km z wtórnie przeładowanym skrzydłem południowym (fig. 7, 8). Opisane siodło brzeżne oraz łąk Zabrzeży-Brzyny Tokarski (1975) nazywa elementem Brzyny-Sobla. Według tego autora oś struktur B w tym elemencie zapada w kierunku zachodnim pod kątem 8° .

Kolejny bardziej wewnętrzny element strukturalny stanowi siodło Wietrznicy-Obidzy-Moszczenicy. Szerokość jego jest niewielka, nie przekraczająca 500 m. W jądrze ukazują się warstwy z Kowańca lub warstwy z Piwnicznej. Płaszczyzna osiowa jest na ogół pochylona ku N. Na południe od tego siodła usytuowany jest wtórnie przeładowany łąk Sobla Tylmanowskiego-Gabonia-Przysietnicy (fig. 7, 9).

Na wschód od Popradu ważnym elementem strukturalnym jest sio-

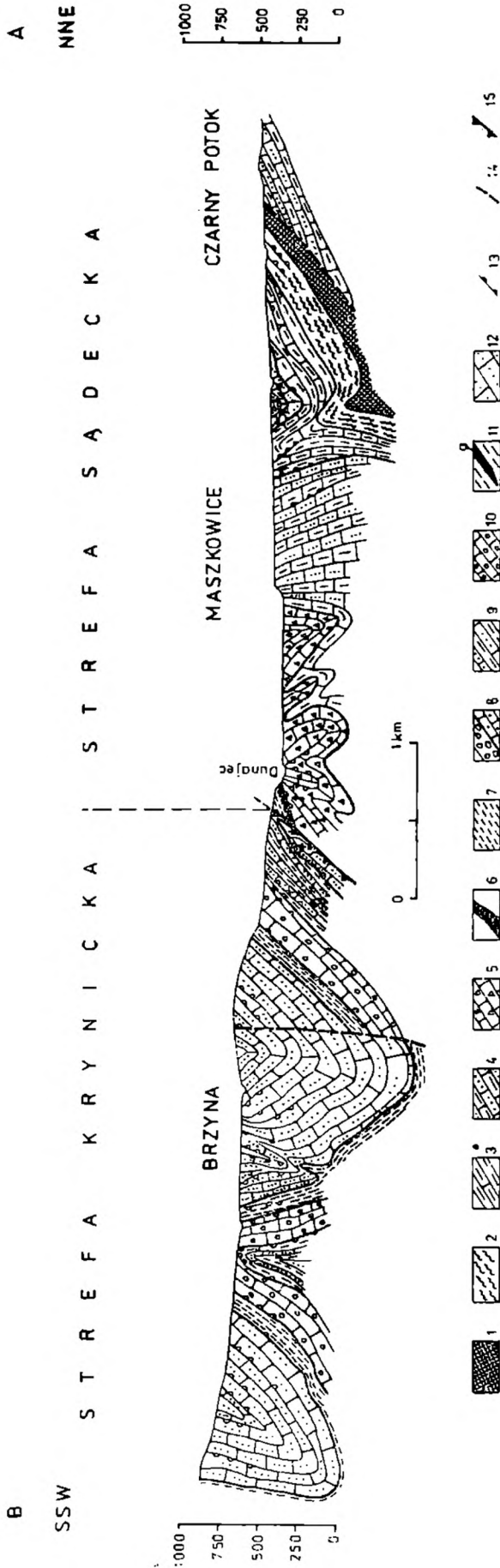


Fig. 7. Przekrój geologiczny A—B. Strefa sądecka: 1 — łupki pstre, 2 — warstwy beloweskie, 3 — warstwy łackie dolne, 4 — warstwy łackie górne, 5 — warstwy z Maszkowic, warstwy z Jazowska: 6 — łupki pstre, 7 — łupki zielone, strefa krynicka: 8 — warstwy ropianieckie, 9 — warstwy z Zarzecza, 10 — warstwy z Piwnicznej, 11 — warstwy z Kowańca, a — łupki pstre, 12 — warstwy magurskie, 13 — położenie hieroglify, 14 — większe dyslokacje, 15 — dyslokacja krynicka

Fig. 7. Geological cross-section A—B. The Sącz zone: 1 — Variegated Shales, 2 — Beloveza Beds, 3 — Lower Łącko Beds, 4 — Upper Łącko Beds, 5 — Maszkowice Beds, Jazowsko Beds: 6 — Variegated Shales, 7 — green shales; the Krynicka zone: 8 — Ropianka Beds, 9 — Zarzeczce Beds, 10 — Piwniczna Beds, 11 — Kowaniec Beds; a — Variegated Shales, 12 — Magura Beds, 13 — position of hieroglyphs, 14 — bigger dislocations, 15 — Krynicka dislocation

dło Życzanowa, z warstwami ropianieckimi w jądrze, oraz przylegający od południa łęk Makowicy (fig. 10).

W obrębie E części płaszczowiny magurskiej wyodrębniono najwcześniejszą jednostkę strukturalną niższego rzędu — strefę sądecką i kry-

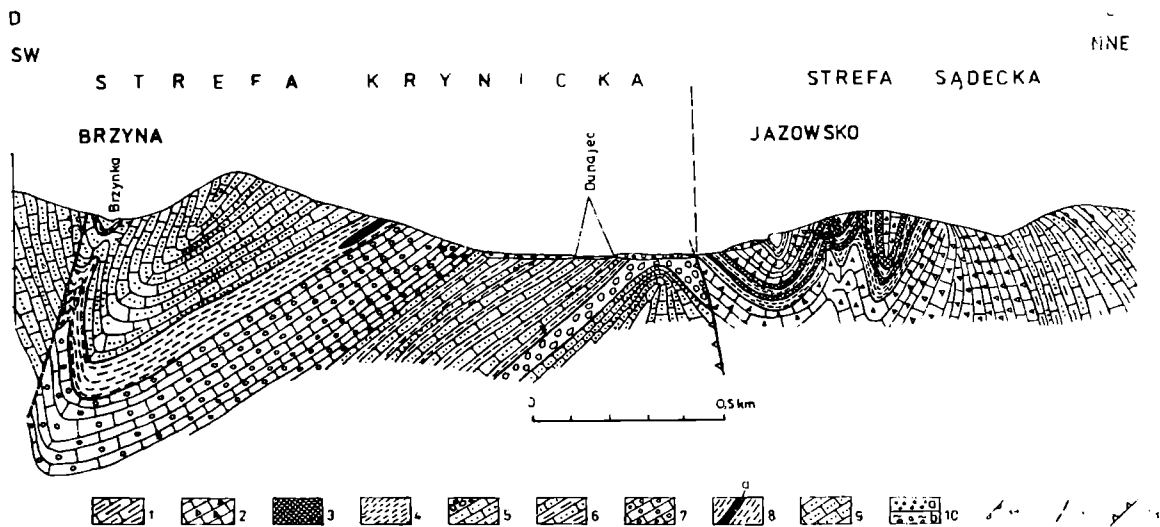


Fig. 8. Przekrój geologiczny C—D. Strefa sądecka: 1 — Górne warstwy łąckie, 2 — warstwy z Maszkowic, warstwy z Jazowska: 3 — łupki pstre, 4 — łupki zielone, strefa krynicka: 5 — warstwy ropianieckie, 6 — warstwy z Zarzecza, 7 — warstwy z Piwnicznej, 8 — warstwy z Kowańca, a — łupki pstre (według Guzika, 1942), 9 — warstwy magurskie, 10 — Czwartorzęd: a — osady akumulacji rzecznej, b — koluwia osuwisk, 11 — położenie hieroglify, 12 — większe dyslokacje, 13 — dyslokacja krynicka

Fig. 8. Geological cross-section C—D. The Sącz zone: 1 — Upper Łącko Beds, 2 — Maszkowice Beds, Jazowsko Beds: 3 — Variegated Shales, 4 — green shales; the Krynica zone: 5 — Ropianka Beds, 6 — Zarzecze Beds, 7 — Piwniczna Beds, 8 — Kowaniec Beds, a — Variegated Shales (according to Guzik, 1942), 9 — Magura Beds, 10 — Quaternary: a — alluvial deposits, b — slumps, 11 — position of hieroglyphs, 12 — bigger dislocations, 13 — Krynica dislocation

nicką (Nowak, 1924, Guzik, 1942, Świdziński, 1953, 1972, Oszczytko, 1973a, 1975b). Mimo wieloletnich badań charakter dyslokacji podłużnej, rozdzielającej te jednostki nie został bliżej zdefiniowany. Studia nad stosunkiem strefy krynickiej do sądeckiej najwcześniej podjęto w okolicach Krynicy, bowiem w strefie kontaktu tych jednostek odkryto wody mineralne typu Zuberka (Nowak, 1924). Badania te rozszerzył i pogłębił Świdziński (1972).

W interpretacji tego autora z piaskowcami magurskimi i marglami łąckimi — Góry Parkowej (jednostka sądecka) kontaktują od południa, wzdłuż wstecznie nachylonej dyslokacji krynickiej, łupki pstre oraz warstwy beloweskie jednostki krynickiej. Łupki pstre uznane zostały tutaj za najstarsze utwory strefy krynickiej. Ten ostatni pogląd jest częściowo podważony w odnośnikach do tej pracy.

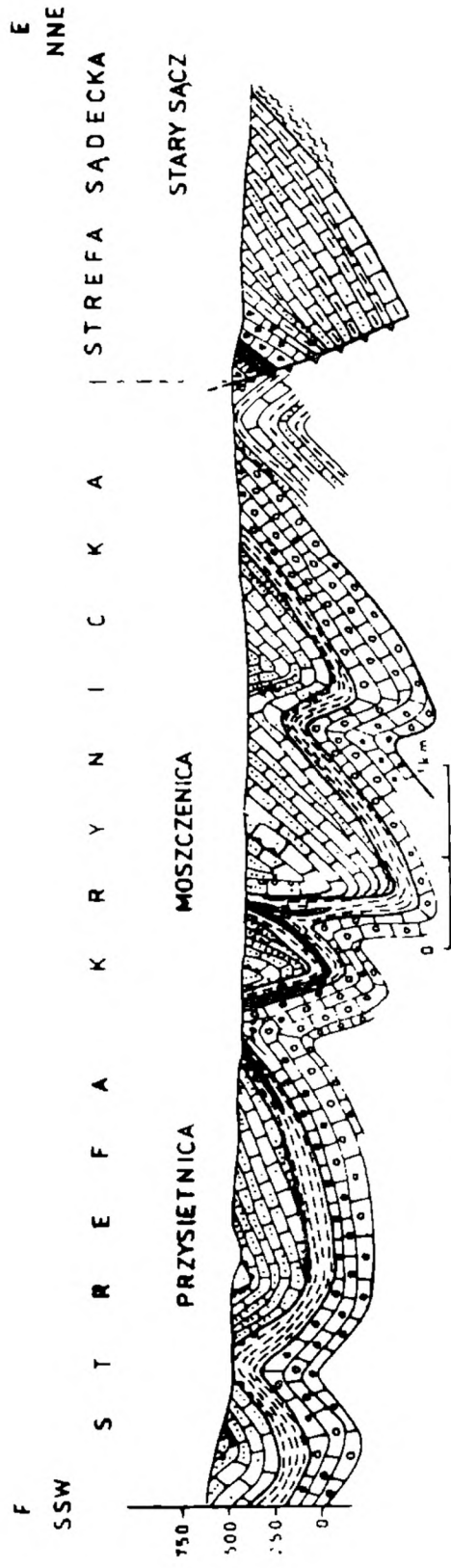


Fig. 9. Przekrój geologiczny E—F. Objaśnienia jak na fig. 7

Fig. 9. Geological cross-section E—F. Explanations as in Fig. 7

Opisując stosunek jednostki krynickiej do sądeckiej, między Popradem i Dunajcem autor (Oszczypko, 1973a) uznał również łupki pstre za najstarszy element strefy krynickiej.

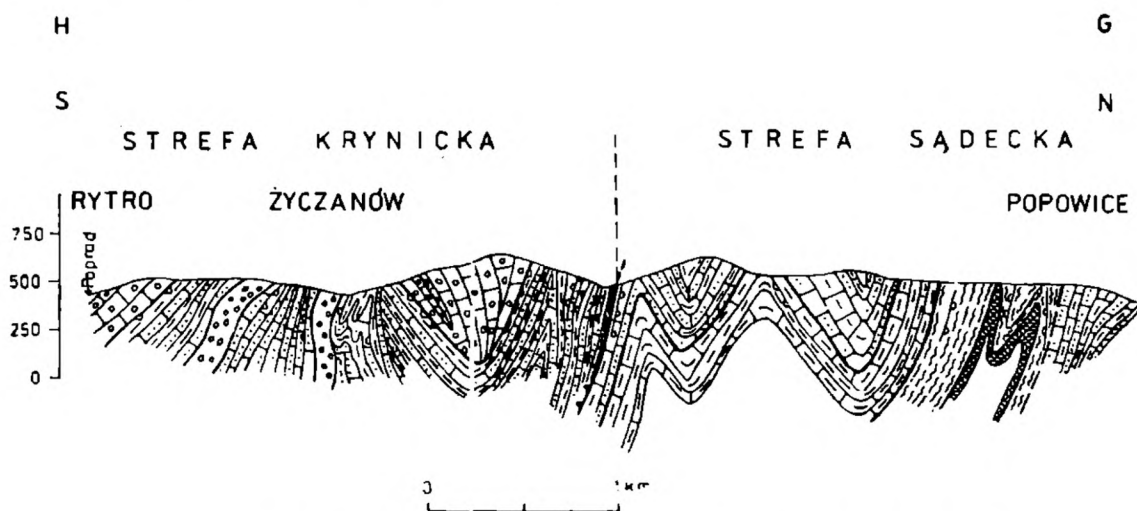


Fig. 10. Przekrój geologiczny G—H. Objasnienia jak na fig. 7
 Fig. 10. Geological cross-section G—H. Explanations as in Fig. 7

Odmienną interpretację przedstawił Węclawik (1969a, 1969b), wyróżniając strefę tylicką, czyli przejściową pomiędzy sądecką i krynicką. Dolne warstwy łąckie przykryte są tutaj przez łupki pstre z *Cyclammina amplexans* Grzybowski oraz wyżej leżące warstwy hieroglifowe i magurskie.

Powyższe interpretacje wymagają obecnie modyfikacji i uzupełnienia, wynikających z faktu, iż łupki pstre z *Cyclammina amplexans* Grzybowski oraz część towarzyszącego im fliszu drobnorytmicznego stanowią najmłodsze ogniwo strefy sądeckiej, a nie najstarsze strefy krynickiej, jak dotychczas przyjmowali — Świdziński (1972) i autor (Oszczypko, 1973a). W związku z powyższym usytuowanie dyslokacji krynickiej ulegnie przesunięciu o kilkaset metrów na południe.

Łupki pstre z *Cyclammina amplexans* Grzybowski (ogniwo z Jazowska) najczęściej są tektonicznie zluźnione w stosunku do starszych ogniw strefy sądeckiej (fig. 4). W związku z tym łupki pstre kontaktować mogą zarówno z górnymi warstwami łąckimi (fig. 2), jak i z warstwami z Maszkowic. Ponadto bieg łupków pstrych często wykazuje wyraźne skrócenie w stosunku do rozciągłości warstw łąckich. W pewnych przypadkach (fig. 4) obserwuje się silniejsze sfałdowanie łupków pstrych w stosunku do starszych utworów. Przedstawione kontakty łupków pstrych z niżej leżącymi utworami spowodowane zostały zapewne różnicami w podatności tych utworów na deformacje tektoniczne (Węclawik, 1969b).

W obszarze między Kamienicą a Rytrem różnowiekowe osady jednostki krynickiej (od warstw ropianieckich po warstwy z Piwnicznej włącznie) kontaktują od południa z utworami jednostki sądeckiej (fig. 7,

9, 10). Najmłodszymi utworami jednostki sądeckiej są najczęściej łupki pstrze z *Cyclammia amplexans* Grzybowski, a niekiedy także młodsze od nich osady ogniwa z Jazowska. Charakterystyczną cechą jest tutaj brak warstw magurskich ss, to jest odpowiednika warstw magurskich strefy krynickiej. Podobnie jest w Krynicy (Świdziński, 1972), gdzie warstwy magurskie ss nigdzie nie ukazują się na powierzchni. Mało prawdopodobne jest, by warstwami tymi były tak zwane piaskowce „zuberowskie”, nawiercone na końcowych głębokościach we wszystkich głębokich wierceniach (Zuber I, II, III, IV). Rozwiązanie tego problemu ma istotne znaczenie dla ustalenia czasu, kiedy nastąpiło tektoniczne zbliżenie omawianych jednostek. Można przypuszczać, iż ruchy te odbyły się w górnym eocenie (faza staropirenejska, Żytko, 1977), przed sedymentacją warstw malcowskich.

Między Dunajcem i Popradem podłużna dyslokacja rozdzielająca opisywane jednostki jest stroma, często wstecznie (ku S) przechylona (fig. 8, 9). W rejonie Maszkowic i Łącka (fig. 7) obserwuje się natomiast strome, ku N pochylone nasunięcia (fig. 7). Tę ostatnią interpretację potwierdzają mezostrukturalne badania Tokarskiego (1977). Z kontaktem jednostki krynickiej wiążą się wsteczne odwrócenia warstw, znane z południowej części strefy sądeckiej (Nowak, 1924, Świdziński, 1972; Oszczypko, 1973a). Wsteczne odwrócenie warstw oraz najczęściej wsteczne nachylenie dyslokacji krynickiej sugerują południową wergencję ruchów zbliżających te jednostki. Według Nemčoka (1978) północna część jednostki sądeckiej (bystrzyckiej) miała wergencję północną, południowa część — wergencję południową, natomiast jednostka krynicka (czerhowska) tylko wergencję południową.

Zarówno w jednostce sądeckiej, jak i krynickiej obserwuje się często silną redukcję południowych skrzydeł synklin (fig. 1B, 7, 8, 9) a w jednostce sądeckiej niekiedy także całkowitą redukcję północnych skrzydeł antyklin (złuszkowanie, fig. 7). Wspomniane redukcje miąższości w synklinach Żytko (1978) wiąże z inicjalnymi fałdowaniami w górnym eocenie (babiogórski etap kompresji). Opisane zjawisko wynikać może także z nierównomiernego, pierwotnego rozkładu miąższości, wywołanego depozycją stożków zasilanych z południa. W następstwie tego podczas fałdowań przeguby synklinalne mogły powstawać w miejscach o najmniejszej miąższości osadów gruboklastycznych.

W badanym obszarze istnieje szereg dyslokacji poprzecznych o kierunku zbliżonym do południkowego. Ich usytuowanie wyznaczono w oparciu o analizę intersekcyjną, przebieg osi fałdów oraz zmiany biegu warstw w strefach uskokowych. W ten sposób wyznaczono raczej strefy dyslokacyjne, a nie poszczególne uskoki. Ranga wyznaczonych uskoków jest różna, część z nich zaznacza się tylko w obrębie jednych warstw, inne przecinają kilka ogniw, jeszcze inne przecinają zarówno jednostkę sądecką, jak i krynicką. Jeden z takich uskoków biegnie od

Czarnego Potoku w kierunku na Brzynę. Ważna strefa dyslokacyjna biegnie doliną Popradu, przesuwa ona o 3 km na N kontakt strefy sądeckiej i krynickiej, z rejonu Woli Kroguleckiej w rejon Starego Sącza (Oszczypko, 1973b).

W rejonie Zabrzeży (fig. 2) i Czerńca stwierdzono kilka uskoków poprzecznych, trudno jednak zdecydować, który z nich stanowić mógłby przedłużenie wielkiego uskoku poprzecznego doliny Dunajca (Bogacz, Węclawik, 1962). Tym bardziej że uskoki te jakby zanikały ku S. Problem ten dyskutowany był już przez Tokarskiego (1975). Oprócz dyslokacji poprzecznych przebieg dolin rzecznych uwarunkowany został także dyslokacjami podłużnymi. Świadczy o tym gwałtowna zmiana biegu Dunajca w Czerńcu, z południkowego na równoleżnikowy, pokrywający się z przebiegiem kontaktu strefy sądeckiej i krynickiej.

Problem dyslokacji poprzecznych w Karpatach wymaga dalszych badań. Interesujący przyczynek do tych rozważań stanowi praca Nemčoka (1978). Autor ten uważa, iż sigmoidalne skręcenia biegu warstw spowodowane zostały ruchami bloków głębokiego podłoża, wcześniejszymi od ruchów nasuwczych w Karpatach.

Maszynopis nadesłano I.1979
przyjęto I. 1979

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Birkenmajer K. (red. 1975), *Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej*. Inst. Geol. p. 63, Warszawa.
- Bogacz K., Węclawik S. (1962), The geological position of the „Boundary Flysch” (Nördliche Grenzzone) on the southern slopes of the Gorce Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. géogr.*, 10, 4: 223—229.
- Bogacz K., Węclawik S. (1963), Excursion C-1: Nowy Sącz—Gołkowice—Tylmanowa—Krościenko. *Ass. Géol. Karp.-Balk., VI-ème Congr., Guide Excurs., Karpates Externes*: 180—190, Cracovie—Varsovie.
- Bogacz K., Węclawik S. (1964), Profil serii warstw beloweskich i margli łąckich w okolicy Kamienicy (Beskid Sądecki). *Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. Oddz. PAN*: 245—247, Kraków.
- Briskin M., Schreiber B. Ch. (1978), Authigenic gypsum in marine sediments. *Marine Geology*, 28: 37—49, Amsterdam.
- Bystrická H., Leško B., Samuel O. (1970), Stratigrafia paleogenných sèrii severne od Mala Domase. Stratigraphy of Paleogene series northwards of Mala Domasa. *Geol. Pr. Spr.* 51, 149—163, Bratislava.
- Chrzastowski J. (1971), Wody mineralne Szczawy na tle budowy geologicznej. Mineral waters of Szczawa as connected with the geological constitution. *Probl. Zagospod. Ziem Górsk. Kom. Zagospod. Ziem Górskich PAN*, 7: 99—136, Warszawa.
- Cieszkowski M. (1979), Warstwy z Kowańca w podjednostce krynickiej płaszczowiny magurskiej — nowa definicja. *Kwart. geol.* 23: 501—502, Warszawa.
- Gucik S. (1962), Sprawozdanie naukowe z badań geologicznych wykonanych na ark. Nowy Sącz i Kamienica (sztolnia Tylmanowa—Obidza). *Arch. Inst. Geol.* Kraków.

- Guzik K. (1962), Geologische Übersichtskarte der Gegened von Jazowsko. Maasstab 1:25 000. Amt für Bodenforschung. *Arch. Oddz. Karpac. Inst. Geol.*, Kraków.
- Książkiewicz M. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, 2: 123—150, Kraków.
- Książkiewicz M. (1962), On the Occurrence of Gypsum in the Magura Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. sci. géol. géogr.*, 10, 1: 27—33, Warszawa.
- Książkiewicz M. (1966), Geologia regionu babiogórskiego. *Przew. XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 5—59, Warszawa.
- Książkiewicz M. (red. 1962), Atlas geologiczny Polski, Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt XIII — Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych, Inst. Geol., Warszawa.
- Middleton G. V., Hampton M. A. (1976), Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in D. J. Stanley and D. J. P. Swift, eds., *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley Intersci.: 197—218, New York.
- Némček J. (1978), Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. Deformations of Flysch sediments as reflection of dynamics of the basement. *Západné Karpaty, geológia* 3: 35—58, Bratislava.
- Normark W. R. (1978) — Fan Valleys, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Enviroments. *AAPG Bull.*, 62/6: 912—931.
- Nowak J. (1924), Geologia Krynicy. La Géologie de Krynica. *Kosmos*, 49, 3: 449—501, Lwów.
- Ostrowicka H. (1966), Profil litologiczny gruboławicowych piaskowców w Piwnicznej. *Spraw. z Posiedz. Kom. Oddz. PAN w Krakowie, lipiec—grudzień 1966*: 608—610, Kraków.
- Ostrowicka H. (1968), Warstwy inoceramowe z okolic Wierchomli i Łomnicy (dolina Popradu), *Spraw. z Posiedzenia Kom. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie, lipiec—grudzień 1968*, Kraków.
- Ostrowicka H. (1979), Stratygrafia płaszczowiny magurskiej w okolicach Piwnicznej. Stratigraphy of the Magura nappe near Piwniczna. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 49: 67—84, Kraków.
- Oszczypko N. (1973a), Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. The geology of the Nowy Sącz Basin (The Middle Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 271: 101—190, Warszawa.
- Oszczypko N. (1973 b), O tektonicznym założeniu dolnego biegu doliny Popradu *Kwart. geol.*, 17, 3: 655—656, Warszawa.
- Oszczypko N. (1975 a), Egzotyki w paleogenie magurskim między Dunajcem i Popradem. Exotic rocks in the Palaeogene of the Magura nappe between the Dunajec and Poprad Rivers (Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3—4: 403—431, Kraków.
- Oszczypko N. (1975 b), Budowa Geologiczna Beskidu Sądeckiego między Jazowskiem a Tylmanową. *Kwart. geol.*, 19, 4: 946—947, Warszawa.
- Oszczypko N. (w druku), Ekzotyczne porody w paleogenowych otłóženijach juźnoy czasti Magurskowo pokrowa. Exotic rocks in the Palaeogene in southern part of the Magura nappe (Carpathians, Poland). *Matier. XI Kongr. KBGA*, Kijew.
- Samuel O., Borza K., Köhler E. (1972), Microfauna and Lithostratygraphy of Palaeogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathians) *Geol. Ustav D. Stùra*, Bratislava.
- Sikora W. (1970), Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szym-

- barkiem Ruskim a Nawojową. Geology of the Magura nappe between Szymbark Ruski and Nawojowa. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 5—121, Warszawa.
- Stanley D. J., Bouma A. H. (1964), Methodology and paleogeographic interpretation on flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps, in: A. H. Bouma and A. Brouwer, eds., *Turbidites*: 34—64, Elsevier, New York.
- Świdziński H. (1953), Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna Geologia Polski*, t. I, z. 2, Tektonika, Kraków.
- Świdziński H. (1972) Geologia i wody mineralne Krynicy (La Géologie et les eaux minérales de Krynica). *Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*; 105, Warszawa.
- Tokarski A. K. (1975), Structural analysis of the Magura Unit. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3—4: 327—360, Warszawa—Kraków.
- Tokarski A. K. (1977), Rotated joints in folded Magura flysch (Polisch Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 2: 147—161, Warszawa—Kraków.
- Walker R. G. (1978), Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *AAPG. Bull.* 62/6: 932—966.
- Watycha L. (1976), Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Nowy Targ. *Inst. Geol.*, p. 101, Warszawa.
- Węclawik S. (1969a), Rozwój osadów paleogenu sądeckiej strefy płaszczowiny magurskiej w Beskidzie Niskim. Le développement des dépôts du Paleogene dans la zone de Sącz de la nappe de Magura dans le Beskide Bas. *Zesz. Nauk. AGH*, 211, *Geologia*, 11: 7—32, Kraków.
- Węclawik S. (1969b) Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Ujściem Gorlickim a Tyliczem. The geological structure of the Magura nappe between Ujście Gorlickie and Tylicz. Carpathians (Lower Beskid). *Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 59, p. 101, Warszawa.
- Unrug R. (1969), Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Żytko K. (1977), Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. *Kwart. geol.*, 21, 4: 938—940, Warszawa.

SUMMARY

The Beskid Sądecki Mts. are situated in the southern part of the Polish Flysch Carpathians (Fig. 1A). The area under description constitutes their northern section, placed between the Dunajec and the Poprad rivers. The Beskid Sądecki Mts are built up of deposits of the Magura nappe the highest (southernmost) unit of the Flysch Carpathians. A few facial zones can be distinguished within this unit. They are, coming from the south, the Krynica, Sącz, Gorlice and Harkłowa zones. The purpose of the present paper was to discuss the stratigraphy and tectonics of the Sącz and Krynica zones (Fig. 1 B).

The earliest deposits of the Sącz zone are the Variegated Shales (Paleocene — Lower Eocene) whose thickness amounts to ca. 40 m. Successive deposits are the Beloveza Beds (Lower Eocene), composed of fine-bedded flysch ca. 250 m thick. These beds are overlain by (dichous) Łącko Beds (Lower — Middle Eocene?) characterized by the

occurrence of a few metres thick sets of the Łącko Marls (Fig. 3). Later in succession there are the Maszkowice Beds (Middle Eocene), represented by thick-bedded muscovite sandstones. The sandstones often contain shale fragments and gypsum veins (Książkiewicz, 1962). The latest deposits of the Sącz Zone are the Jazowsko Beds (Middle — Upper Eocene). They are represented by fine-bedded flysch with intercalations of variegated shales and thick-bedded sandstones with shale fragments (Fig. 3). In the variegated shales there occurs a horizon of manganese nodules.

The earliest deposits of the Krynica zone are the Ropianka (Inoceramian) Beds, characteristic of Senonian — Paleocene (Fig. 1 B, 2). They are represented by fine- and middle-bedded flysch with a layer of variegated shales at the bottom. At the top of these beds there lies a complex of thick-bedded sandstones and conglomerates. The overlying Zarzecze Beds belong to Paleocene — Lower Eocene. They are composed of fine-bedded flysch. The lower part of these beds was formerly included with the Inoceramian Beds (Oszczypko, 1973a).

A successive overlying lithostratigraphic unit is known under the name of Piwniczna Beds (Ostrowicka, 1966). It is built up of thick-bedded sandstones and conglomerates with scarce shaly-sandy intercalations. The beds under description are characterized by the presence of pebble mudstones, often disturbed by submarine slides. The age of the deposits described above was estimated approximally as Lower — Middle Eocene.

The Piwniczna Beds are overlain by the Kowaniec Beds. The latter are composed of fine-bedded flysch, formerly known as the Hieroglyphic Beds (Oszczypko, 1975a). In shales there occur here and there thin layers (1—2 cm) of oxidized manganese ores. At Moszczenica, south of Nowy Sącz, these beds include intercalations of cherry-red shales containing a Middle Eocene microfauna.

The latest unit of the Beskid Sądecki Mts. are the Magura Beds. Their main component are thick-bedded sandstones (1—2 m); their age was attributed approximately to Middle-Upper Eocene.

The present paper correlated Paleogene lithostratigraphic units of the Sącz and Krynica facial zones (Fig. 3, 5) and discussed their facial changeability at the meridian of Nowy Sącz (Fig. 6). Comparative studies indicate that the majority of the distinguished lithostratigraphic units have diachronic boundaries. The Variegated Shales, Beloveza Beds and Lower Łącko Beds of the Sącz zone can be correlated with the Zarzecze Beds of the Krynica zone. On the other hand, the Upper Łącko Beds are equivalent to the Piwniczna Beds. The Jazowsko and Kowaniec Beds correspond to each other. In the described area of the Sącz zone there is no lithostratigraphic equivalent of the Magura Beds of the Krynica zone. The above findings indicate that basic changes in

paleogeography and sedimentation conditions took place at the end of Paleocene and were effected by the Laramide orogeny. These movements resulted in activation of an alimentary region situated on the SE margin of the Magura Basin. The facial changeability discussed above is well accounted for by flysch sedimentation models, presented by Stanley et Bouma (1964) and Walker (1978). The accepted model suggests that Paleocene deposits were formed under deep-sea conditions at the slope foot and on the basin plain. The material was supplied by canyons and channels forming submarine fans. An increase in the distance from the alimentary region and a decrease in the density of slurry currents accompanied a successive sedimentation of pebble mudstones, conglomerates, sandy conglomerates, massive sandstones and typical turbidites (Middleton, Hampton, 1976). The southern part of the Krynica zone was situated nearest to the main channel. During Eocene the fan was gradually shifted to the north. In Paleocene the length of the Magura Basin amounted to ca. 600 km, while its width did not exceed 50—100 km. A comparison with recent submarine fans (Normark, 1978) indicates that the Magura Basin was twice as long and at least twice narrower than the Monterey Fan. On the bases of the above analogies it may be assumed that the Magura Basin was alimented by at least two fans.

The distinguished facial zones constitute, at the same time, subordinate tectonic units (Nowak, 1924; Świdziński, 1963). Between the Dunajec and Poprad rivers, the longitudinal Krynica dislocation separating these zones (Fig. 7, 8, 9, 10) is steep, often reversed (towards the south). The reversed position of beds, observed in the southern part of the Sącz zone, as well as the usually reversed position of the Krynica dislocation may corroborate the opinion that at an early stage of orogenic evolution of this part of the Magura nappe the folding stress was directed towards the south (see Nemčok, 1978). These movements were likely to take place in Late Eocene, prior to sedimentation of the Malcow Beds (Old Pyrenean phase; Żytko, 1977). Both in the Sącz and Krynica zones a pronounced reduction of southern limbs of synclines was observed. In the area under description a number of transversal dislocations were found to run approximately in the S—N direction (Fig. 1B, 2). It is not unlikely that those dislocations resulted from movements of the deep substratum, before the overthrust of Carpathian nappes (Nemčok, 1978).