

ADAM TOKARSKI

Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich

TREŚĆ: Wstęp — Tufity w przekroju i profilu struktury Bóbrki: przekrój; profil — Powiązanie znalezisk — Ślady cyklu magmowego w serii fliszowej — Literatura cytowana

WSTĘP

W r. 1954 wspólnie z J. Tokarskim opisaliśmy i opracowaliśmy występowanie tufitów w warstwach krośnieńskich górnych leżącej synkliny dukielskiej, podścielającej nasuwający się czołowy element antyklinalny podjednostki dukielsko-michowskiej w południowej części Karpat Jasielskich (1954, tabl. I przekrój A). Ostatnio M. Kamiński i K. Ciszewska (1956) zasygnalizowali i zanalizowali obecność tufitów wykrytych przez K. Ciszewską w piaskowcach i łupkach istebniańskich oraz w dolnej części eoceńskich łupków pstrych w północnym obrzeżeniu Karpat Jasielskich w antyklinie Podzamcza-Liwocza-Brzanki (tabl. I przekrój F). Autorowie ci użyczyli mi uprzejmie swoich materiałów w trakcie przygotowania ich do druku. Ponadto doc. K. Ciszewska za uprzejmą zgodą dyrektora Instytutu Geologicznego prof. dr. E. Rühlego sporządziła i oddała mi do dyspozycji przekrój fałdu Brzanki zamieszczony na tablicy I (przekrój F). Obu autorom, a w pierwszym rzędzie doc. dr. K. Ciszewskiej składam serdeczne podziękowanie.

W r. 1954 profilując z J. Kruczkiem głęboki odwiert poszukiwawczy K 21, przebijający strukturę Bóbrki w tychże Karpatach, znalazłem wspólnie z wymienionym geologiem podwójną warstewkę tufitową w eoceńskich pierwszych łupkach pstrych (fig. 1 i tabl. I przekrój B). Nasza diagnoza co do tufitowego charakteru tej skały została następnie skontrolowana mikroskopowo i chemicznie przez J. Tokarskiego. Potem ten materiał tufitowy został szczegółowo opracowany petrograficznie przez Wł. Parachoniaka. Obaj wymienieni petrografowie przeprowadzili ze mną szereg dyskusji na temat omawianych w tej pracy tufitów, za co im szczerze dziękuję. Tufity z odwiertu K 21, na skutek występującej ku południowi ciągłości struktur i przekrojów (tabl. I przekroje A, B, C), znajdują się w skartowanym przeze mnie terenie we wspólnym, nieprzer-

wanym profilu serii fliszowej z wkładką tufitów wśród warstw krośnieńskich górnych synkliny dukielskiej, opisanych poprzednio (A. Tokarski i J. Tokarski 1954). Z drugiej zaś strony, nawiązując te warstewki ku północy, można je umieścić we wspólnym profilu stratygraficznym z tufitami łupków istebniańskich wykrytymi przez K. Ciszewską w elemencie Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Można to zrobić mianowicie przez konstrukcję przekrojów i ciągłość struktur, w oparciu o prace terenowe K. Ciszewskiej (1956), J. Obtulowicza (1932a), R. Osiki (1947), H. Świdzińskiego (1939) i moją (1947, tabl. I, przekroje C, E, F).

W ten sposób tufity napotkane w odwiercie K 21, o pozycji dobrze określonej litostratygraficznie i paleontologicznie, stanowią ważne ogniwo pośrednie w chronologii pomiędzy dwoma tamtymi, skrajnymi poziomami. Poza tym występują tu one w przewodnim elemencie budowy Karpat Jasielskich — w strukturze Bóbrki i wiążą się w nim z eoceńskimi pierwszymi łupkami pstryimi. Dlatego poprzez typową litostratygrafię struktury Bóbrki historia karpaccich piroklastyków może być przenoszona także i na inne obszary Depresji Centralnej.

TUFITY W PRZEKROJU I PROFILU STRUKTURY BÓBRKI

Przekrój struktury Bóbrki

Trzon struktury Bóbrki, wysad antyklinalny podniesionej części Karpat Jasielskich (Obtulowicz 1932b, A. Tokarski 1947) przewodni jest jako specjalna strefa intersekcyjna oraz przede wszystkim jako wyraźny element „oporowy“ w tektonicznej dynamice regionu. Przekroje B i C przedstawione na tablicy I tną tę strukturę na odcinku kulminacyjnym jej osi podłużnej. Zostały one przeze mnie szczegółowo skartowane na powierzchni i sprofilowane w głąb aż do 2500 m osiągniętych w odwiercie K 21 na przekroju B, w którym wykryto po raz pierwszy w tej części Karpat pod warstwami istebniańskimi warstwy godulskie i dolno-kredową serię „DK“ aż do warstw cieszyńskich w spągu.

Struktura ta w swoim obrazie powierzchniowym i przypowierzchniowym składa się ze skrzyniowego fałdu Bóbrki z odsoniętym sztywnym jądrem utworzonym z piaskowców istebniańskich w środku, oraz z towarzyszących temu fałdowi od północy i południa dwu synklin wypełnionych warstwami krośnieńskimi. Przy tym zewnętrzny brzeg północnej z tych synklin nasunięty jest ku północy na swoje przedpole jako podcięta łuska, o jądrze utworzonym z łupków menilitowych, a także — być może — z pstrych warstw eoceńskich.

Przy ogólnej stromości wszystkich form struktury, w których upady rzadko spadają poniżej 60°, zaznacza się w niej charakterystyczna asy-

metria — odwrotna w stosunku do normalnej karpackiej. Mamy tu mianowicie przechylenie całości ku południowi. Przez to synklina południowa jest głęboka, ze stromo ustawionym jądrem wypełnionym przez łupkowe warstwy krośnieńskie górne. Synklina zaś północna, zondulowana w swoim przebiegu podłużnym i podnosząca się osiowo od zachodniego przekroju C do wschodniego przekroju B, jest stosunkowo płytka. Przy tym jej skrzydło południowe jest nie tak strome w przekroju B i nie tak obalone w przekroju C, jak to ma miejsce w szeregu innych karpackich form tektonicznych, utworzonych przez zdecydowany nacisk idący od południa.

Charakterystyczny dla tej odwrotnej asymetrii struktury Bóbrki jest również stopień samodzielnego zaangażowania tektonicznego obu „miękkich“ stref skrzydłowych środkowej antykliny, utworzonych z eoceńskich łupków pstrych z piaskowcami ciężkowickimi. W skrzydle północnym wyciśnięcie tej serii, normalne przy nacisku idącym z południa, jest na tyle umiarkowane, że zdołały zachować się w nim w łupkach pstrych wkłady piaskowców ciężkowickich — w przekroju C — jeden, a w przekroju B — dwa. W skrzydle południowym natomiast widzimy niewielkie, ale charakterystyczne zaakcentowanie znaczenia samodzielnej tektoniki. Pas wychodni łupków menilitowych ma tu zdwojoną szerokość, wskazując na możliwość wtórnego sfałdowania, stwierdzonego zresztą wierceniami o 4 km stąd wzdłuż biegu fałdu ku wschodowi (Kruczek 1957). Poza tym pierwsze łupki pstre tego skrzydła zapadające średnio pod kątem 60° ku południowi, jakkolwiek mają w przekroju powierzchniowym i w profilu wiercenia K 21 swoją normalną grubość 175 m, są jednak w rdzeniach powyciskane i zlustrowane (fig. 1).

Wreszcie także i południowa synklina struktury ma odwrotną asymetrię z wyciśnięciem jej skrzydła północnego, co wskazuje na nacisk idący z północy.

Dolną częścią swojej eoceńskiej serii pstrej południowe skrzydło antykliny Bóbrki dostosowuje się w zupełności do sztywnej tektoniki jej jądrowej części. Są tu przede wszystkim u góry wszystkie trzy wkłady piaskowców ciężkowickich licząc od najwyższego: pierwszy, drugi i trzeci o grubości 20-50 m, rozdzielone drugimi i trzecimi łupkami pstrymi, których grubość wynosi 30-40 m. Stosunki te widoczne są na wychodniach odsłoniętych wzdłuż przekroju. W wierceniu K.21, prowadzonym dla rozpoznania kompleksów dolno-kredowych (fig. 1), rzadkie rdzieniewanie na odcinku serii eoceńskiej nie trafiło wyraźnie w ogniwa stratygraficzne tego zespołu warstw, a przeciwnie — miejscami uzyskiwano rdzeń z podrzędnej wkładki łupkowej kompleksu piaskowcowego lub z wkładki piaskowcowej kompleksu łupkowego. Wyznaczenie granic po-

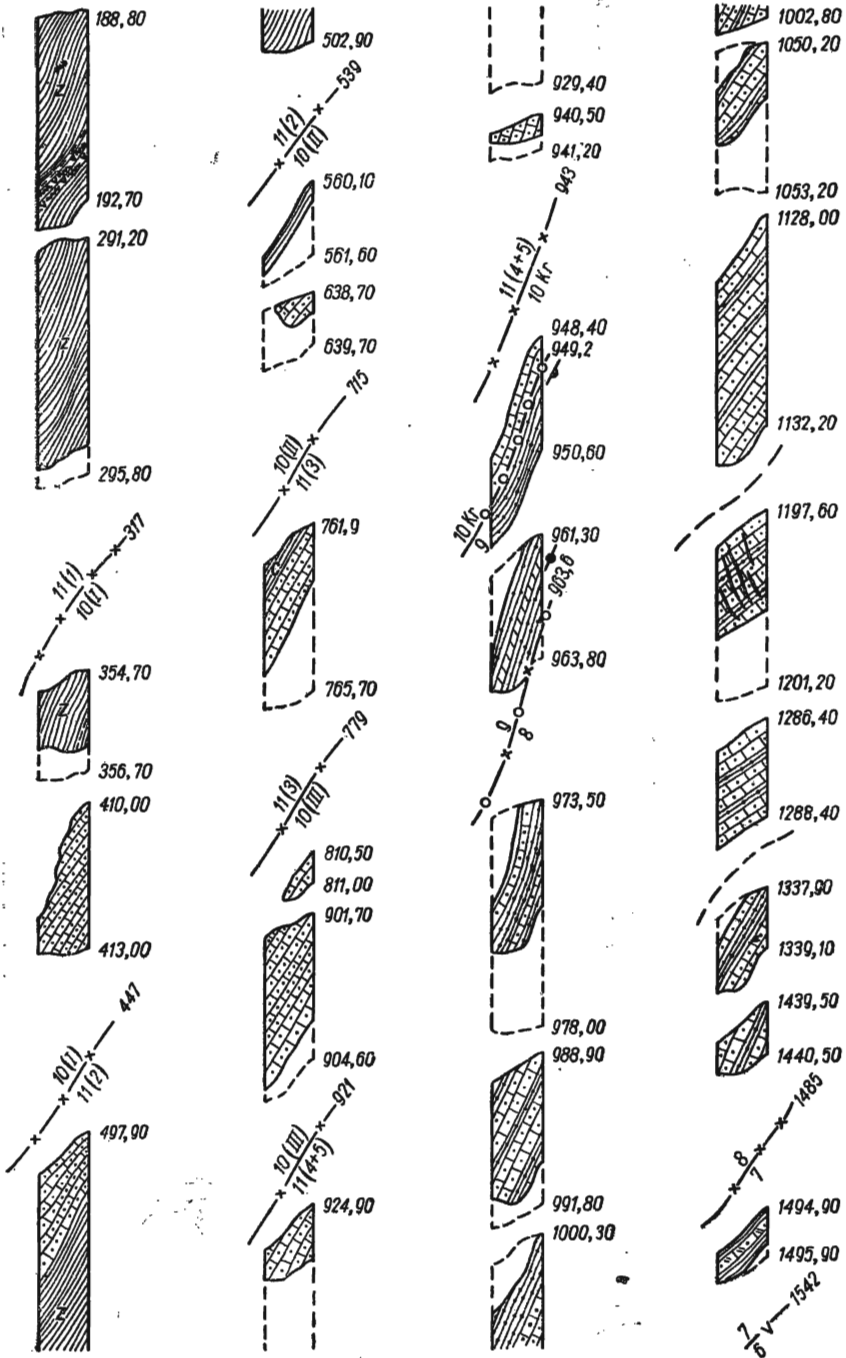


Fig. 1

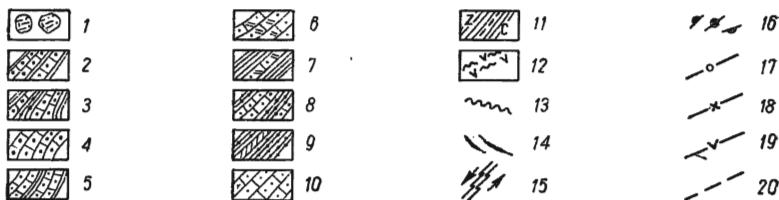
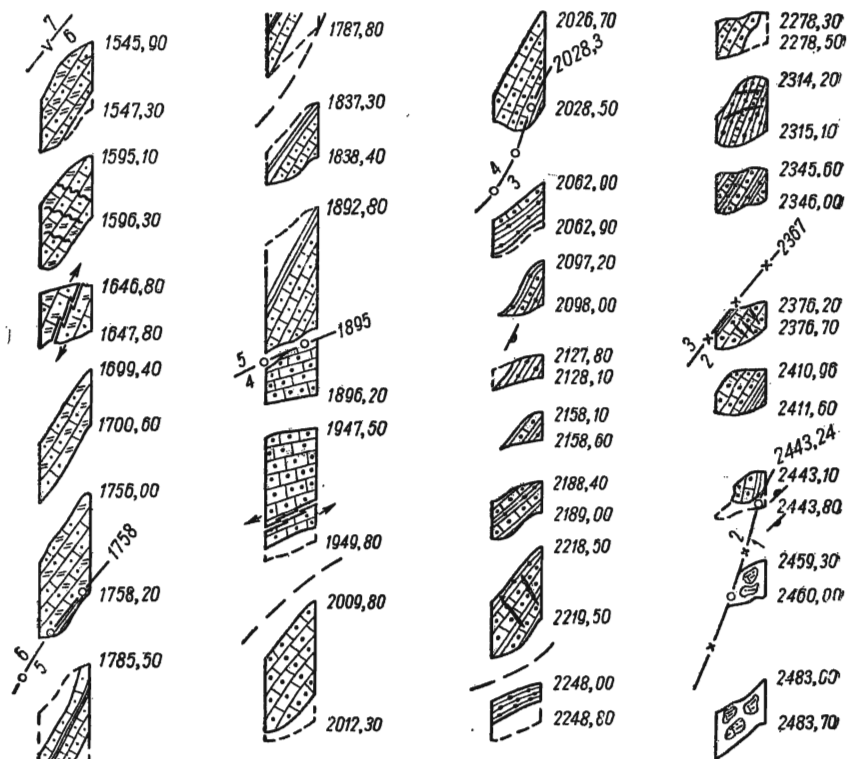


Fig. 1

Profil rdzeniowy wiercenia K 21

1-5 kreda dolna: 1 łupki cieszyńskie górne, 2 DK₅ — piaskowiec grodziski, 3 DK₄ — warstwy wierzowskie, 4 DK₃ — warstwy łgockie górne, 5 DK₁ — warstwy łgockie dolne; 6-9 kreda górna: 6 warstwy goduńskie dolne i środkowe, 7 warstwy goduńskie górne (łupkowe), 8 piaskowce istebniańskie, 9 łupki istebniańskie; 10-11 trzeciorzęd: 10 Kr piaskowiec „kryjący“ 10 (III, II, I) — piaskowiec ciężkowicki, 11 (4 + 5, 3, 2, 1) — pstre łupki eocenu (z zielone, c czerwone) z wkładkami łowców; 12 tufity; 13 żyłki kalcytowe; 14 szczeliny; 15 „progi“ Lahee; 16 hieroglify; 17-19 granice między jednostkami litostratygraficznymi: 17 wg rdzeni, 18 wg karotażu, 19 wg kawernometru; 20 linie interpretacyjne

szczególnych zasadniczych partii piaskowcowych i łupkowych otrzymaliśmy tu natomiast z profilowania elektrycznego (fig. 2), normalnie już używanego dla celów elektrostratygraficznych przez geologów Przemysłu Naftowego, zwłaszcza w omawianej części profilu fliszowego. Według odpowiednich wspólnych maksimów potencjału własnego (porowatości) i oporów, poniżej najwyższego odcinka wykresu rozpoczętego na głębokości 217 m, w którym dwie gładkie linie odpowiadają pierwszym pstrym łupkom — wyodrębniają się tu poszczególne piaskowce ciężkowickie: pierwszy na odcinku 317-447 m, drugi pomiędzy głębokościami 539-715 m, a trzeci w interwale 779-921 m.

Zgodne z tymi danymi są materiały mikrofaunistyczne opracowane przez H. Jurkiewicza w oparciu o zespoły otwornicowe ustalone jako typowe dla poszczególnych poziomów przez mikropaleontologów Przemysłu Naftowego (Czernikowski 1950, Jurkiewicz 1955). Ponad pierwszym piaskowcem ciężkowickim, od samej góry profilu, pojawiła się mikrofauna z *Ammodiscus umbonatus* (pl. XL, fig. 1), a od głębokości 148 m — mikrofauna z *Cyclammina amplexans* i *Spiroplectammina grzybowskii* (pl. XL, fig. 2), obie typowe dla pierwszych łupków pstrych, pierwsza dla wyższej, druga dla niższej ich partii. Natomiast w interwale odpowiadającym trzecim pstrym łupkom 715-779 m znalazł H. Jurkiewicz w urobku,

Fig. 1

Core profile of deep boring K 21

1-5 Lower Cretaceous: 1 upper Cieszyn shales, 2 DK₅ — Grodzisko sandstone, 3 DK₄ Wierzowice beds, 4 DK₃ — lower Lgota beds, 5 DK₁ — upper Lgota beds; 6-9 Upper Cretaceous: 6 lower and middle Godula beds, 7 upper Godula beds (shaly), 8 Istebna sandstones, 9 Istebna shales; 10-11 Tertiary: 10 Kr „top“ sandstone, 10 (III, II, I) — Ciężkowice sandstone, 11 (4 + 5, 3, 2, 1) — Eocene variegated shales (z green, c red) with mudstone intercalations; 12 tuffites; 13 calcite veins, 14 fissures, 15 slide surfaces, 16 hieroglyphs; 17-19 boundary between lithostratigraphic units: 17 determined by cores, 18 determined by el. logging, 19 determined by cavernometer; 20 interpretation lines

Fig. 2

Elektrostratygrafia wiercenia K 21

1 łupki cieszyńskie górne, 2 warstwy DK₅, 3 warstwy DK₄, 4 warstwy DK₃, 5 warstwy DK₁, 6 warstwy godulskie dolne i środkowe (piaskowcowe), 7 warstwy godulskie górne (łupkowe), 8 piaskowiec istebniański, 9 łupki istebniańskie, 10 (kr, III, II, I) — piaskowiec ciężkowicki, 11 (4 + 5, 3, 2, 1) — łupki pstry eocenu

Electrostratigraphy of deep boring K 21

1 upper Cieszyn shales, 2 DK₅ beds, 3 DK₄ beds, 4 DK₃ beds, 5 DK₁ beds, 6 lower and middle Godula beds (sandstones), 7 upper Godula beds (shaly), 8 Istebna sandstone, 9 Istebna shales, 10 (kr, III, II, I) — Ciężkowice sandstone, 11 (4 + 5, 3, 2, 1) — Eocene variegated shales

w głębokości 725 m pierwsze wystąpienie mikrofauny z *Trochamminoides coronatus* i *Glomospira charoides* (pl. XLI, fig. 1), charakteryzującej w sposób typowy trzecie pstre łupki.

Upady, widoczne w rdzeniach wydobytych na odcinku przewierceni trzech wkładów piaskowców ciężkowickich i rozdzielających je łupków pstrych, wynoszą 60°.

U spodu warstw eoceńskich mamy odsłonięty na powierzchni typowy dla antykliny Bóbrki „przekładaniec“ utworzony z kolejnych kilku do kilkudziesięciometrowych kompleksów: łupków pstrych przeważnie czerwonych czwartych z piątymi, piaskowca „kryjącego“ i czarnych piaszczystych łupków istebniańskich, leżących już na dwustumetrowej serii piaskowców istebniańskich. W wierceniu również i ten „przekładaniec“ wydzielony został jedynie na podstawie elektrostratygrafii, zresztą w sposób klasyczny. Od spągowej granicy trzeciego piaskowca ciężkowickiego tzn. od głębokości 921 m, a nad wyraźnie zaznaczonym swoją stropową granicą w głębokości 943 m piaskowcem „kryjącym“ wystąpiły gładką linią potencjału własnego (porowatości) i oporów czwarte i piąte łupki pstre, bez zaznaczenia wkładki piaskowcowej, którą sygnalizuje rdzeń wyniesiony z głębokości 940,50-941,20 m. Spąg piaskowca „kryjącego“ według rdzenia może być przyjęty w głębokości 949,2 m, nad kompleksem piaskowców istebniańskich, który został wyznaczony przez dolną granicę rdzenia łupkowego i przez górną granicę wychyleń obu linii karotazu elektrycznego w głębokości 963,60 m. Bezpośrednio pod piaskowcem „kryjącym“, a nad piaskowcami istebniańskimi znajdują się łupki, jak na to wskazują niskie wartości obu wykresów. Łamany przebieg linii wykresów mówi przy tym o obecności cienkich wkładek piaskowcowych, a taka jest właśnie charakterystyka elektrostratygraficzna łupków istebniańskich, odpowiadająca ich litologii. Zostały one zresztą wydobyte na tym odcinku w dwóch rdzeniach uzyskanych z głębokości 948,40-950,60 m oraz 961,30-963,80 m. Upady we wszystkich rdzeniach uzyskanych z „przekładania“ wynoszą 70° i 80°.

We wglębnej części antykliny Bóbrki przewiercono w otworze K 21 do głębokości 1485 m (200 m grubości) piaskowce istebniańskie (grubości średnioziarniste z miką i z plamami kaolinu w spoiwie) z wkładkami czarnych łupków piaszczystych, z których jedna została uchwycona w najwyższym rdzeniu wziętym z tej serii, z interwału 973,50-978,00. Upady, w górze wynoszące 70°, stopniowo ku dołowi maleją do 35°, aby u samego spągu serii wzrosnąć znowu do 70°. Granicę spągową piaskowców istebniańskich wyznacza nagłe zmniejszenie się oporów wykresu karotazowego w głębokości 1485 m. Niżej do głębokości 1542 m wierzenie szło, zgodnie z niskimi oporami widocznymi na wykresie profilowania elektrycznego, w serii łupkowej, dając z niej rdzeń łupków zielonych

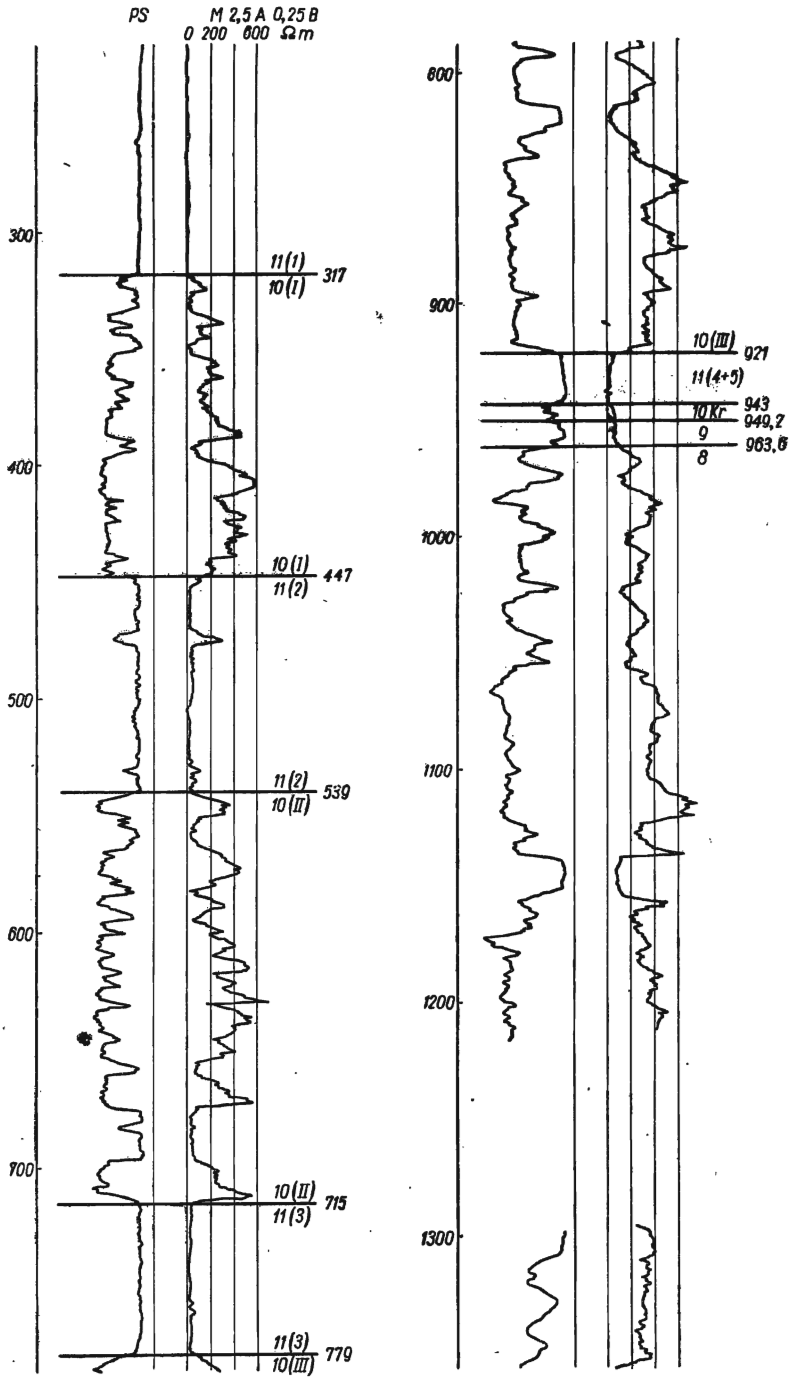


Fig. 2

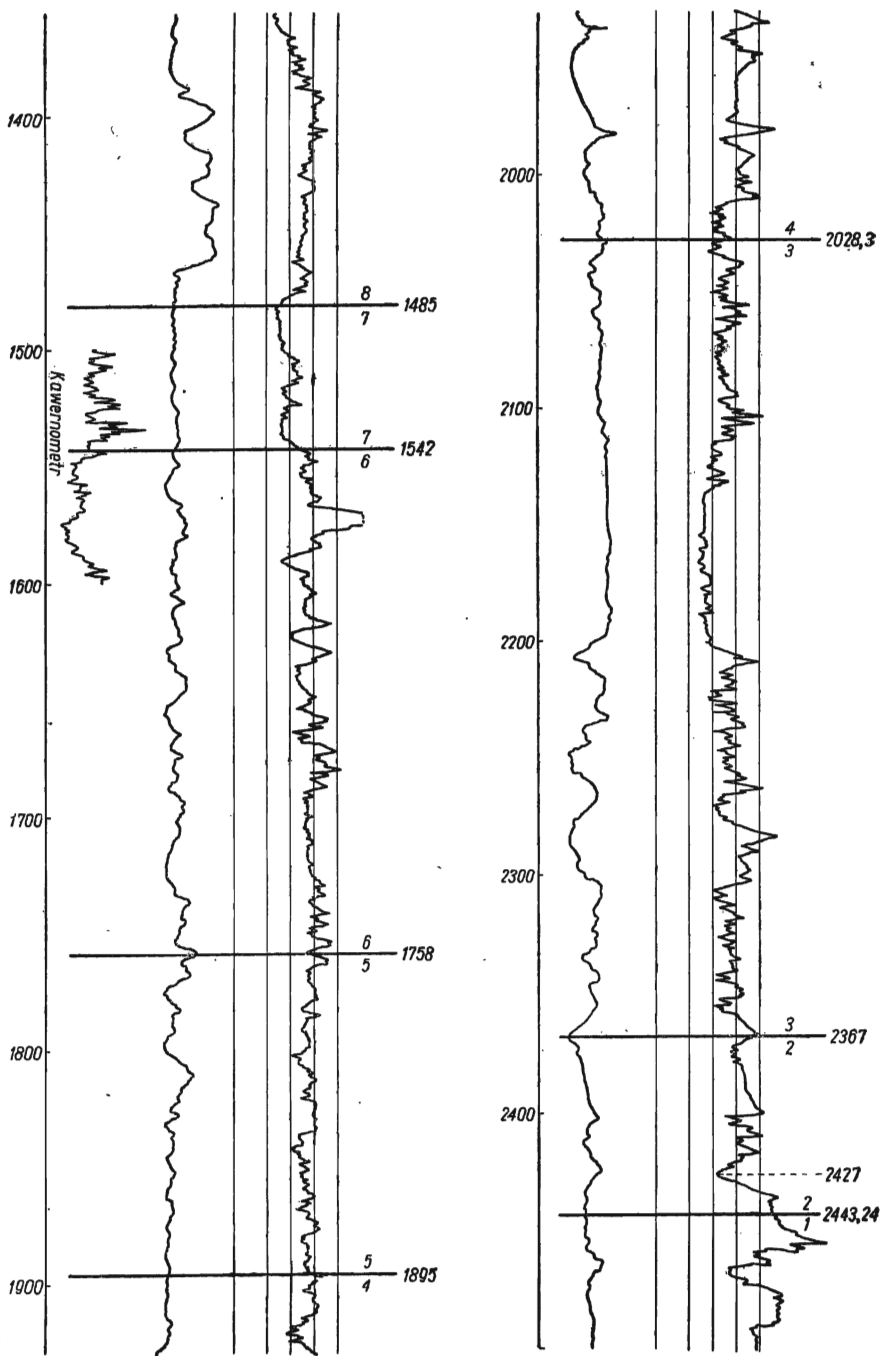


Fig. 2

z upadem 45° wzięty z głębokości 1494,90–1495,90 m oraz łupki czerwone (od 1500 m) i zielone w urobku. Uważa się je za warstwy godulskie górne według typowej litologii, o rzeczywistej grubości 30 m. Niżej przebito od głębokości 1542 do 1758 m warstwy godulskie środkowe i dolne złożone ze zbitych, glaukonitycznych piaskowców, przeważnie drobnoziarnistych, o upadzie 50° , z żyłami kalcytu. Ich górną granicę wyznacza wzrost oporów na wykresie profilowania elektrycznego, a ich dolna granica, nie wyróżniająca się niczym specjalnym w elektrostratygrafii, znajduje się na głębokości 1758 m. Została ona napotkana w „pełnym“ rdzeniu wydobytym z głębokości 1756,00–1758,20 m, w którego najniższej części pojawiły się czarne łupki bezwapienne. Poniżej znajdują się typowe utwory górnej części warstw łgockich oznaczone przez geologów Przemysłu Naftowego symbolem DK_1 (St. Wdowiarz, 1953). Są to drobnoziarniste, zbite piaskowce krzemionkowe ze smugami czarnego iłu i z wkładkami czarnych łupków bezwapiennych. Mają one upad 60° . Kompleks ten został przebito w wierceniu K 21 w grubości rzeczywistej 120 m. Dolną granicę warstw DK_1 , niewidoczną w wykresie karotażowym, zdaje się tu tworzyć powierzchnia nieciągłości. Mianowicie w dość „pełnym“ trzymetrowym rdzeniu wziętym z głębokości 1892,80–1896,20 m, w dwu wyższych jego metrach wydobyto typowe piaskowce krzemionkowe, smugowane oraz czarne łupki bezwapienne warstw DK_1 z upadem 60° . Natomiast w trzecim, najniższym metrze znalazła się skała typowa dla dolnych warstw łgockich Depresji Centralnej — DK_2 , tzn. piaskowiec jasnożółty, gruboziarnisty, kruchy, z upadem 15° . Ponieważ zaś również niżej w rdzeniach są podobne skały, górną granicę warstw DK_2 kładę pomiędzy środkowym i najniższym metrem omówionego interwału. Granicę tę mimo braku oznak silniejszych napięć tektonicznych oprócz gwałtownego zmniejszania się upadu przy zmianie typów litologicznych, widzę w formie niezgodności tektonicznej. Polegałaby ona na zgarnięciu warstw DK_1 i DK_2 jako podstawy stromszego fałdu ponad stropem łagodnie zapadających warstw DK_3 . Brak byłoby przy tym w profilu omawianego odwiertu łupkowych warstw DK_2 , które właśnie dzięki swojej podatnej teksturze mogły tu stworzyć strefę początkowego zluźnienia i następnie mogły zostać wtórnie nagromadzone w środkowej części fałdu.

Warstwy kruchych piaskowców DK_3 zostały przebite do głębokości 2028,20 m (miąższość rzeczywista 75 m), z upadami rosnącymi ku dołowi od 15° aż do 60° . Ich dolną granicę uchwyciono na głęb. 2028,30 m w „pełnym“ rdzeniu z głęb. 2026,70–2028,50 m. Pod typowym piaskowcem DK_3 znajdują się tam bezwapienne czarne łupki z charakterystycznymi pojedynczymi otoczkami kwarcu o średnicy kilku mm i z wkładkami piaskowców gruboziarnistych. Można je uważać za odpowiednik warstw wierzowskich czyli DK_4 geologów naftowych. Poza tym, z dolną granicą

warstw DK₃, związane jest nagłe zmniejszenie oporów na wykresie karotażowym już w głębokości 2012 m. Upady w warstwach DK₄ w górze, ponad głębokością 2230 m wynoszą od 40° do 60° przy hieroglifach występujących na dolnej powierzchni warstwy napotkanej w rdzeniu wziętym z głębokości 2097,20-2098,00 m. Potem do głębokości 2300 m upady maleją do 20°, aby wreszcie dalej w dół znowu wzrosnąć do 60° i potem do 80°. Dolną granicę tego kompleksu pozwalającą na określenie jego rzeczywistej miąższości na 175 m prowadzę na podstawie wyników karotażu tam, gdzie w głębokości 2367 m powiększają się opory skał dość słabo porowatych. W rdzeniach bowiem zaraz poniżej tej głębokości znajdują się zlewne piaskowce gruboziarniste, które mogą być uważane za piaskowiec grodziski (kompleks DK₅). Upady w nich wynoszą 60° i 80°. Wreszcie na wykresie karotażowym od głębokości 2436 m w dół zaczynają się pojawiać, przy niezmiennych wartościach potencjału własnego (porowatości), niezwykle wielkie opory, wskazujące na przewiercanie zupełnie nowego typu skalnego. W rzeczywistości mógł on wystąpić w profilu wiercenia dopiero od głębokości 2443,24 m w dół, gdyż jeszcze w interwale 2443,10-2443,80 m wydobyto czternastocentymetrowy rdzeń piaskowca o teksturze odpowiadającej kompleksowi DK₅. Niżej zaś, w dwu rdzeniach, ostatnich w tym odwiercie wziętych z głębokości 2459,30-2460,00 m oraz 2483,00-2483,70 m bez możliwości zmierzenia upadu, znalazły się luźno występujące skały nowego typu — czarne łupki i mułowce piaszczyste i wapienste. Są to zapewne łupki cieszyńskie górne, zgodnie z diagnozą P. Karnkowskiego i E. Konarskiego, którzy pierwsi profilowali najniższy odcinek tego odwiertu.

Pomiar stratametryczny wykonany pod kierownictwem T. Rokosza w odwiercie K 21 dał w głębokości 1900 m południowy kierunek upadu warstw DK₃, zgodny z przypowierzchniową budową południowego skrzydła fałdu Bóbrki. Prawdopodobnie w całym przewierconym profilu warstwy zapadają ku południowi dając ku dołowi pełny ciąg stratygraficzny od eoceńskich pierwszych pstrych łupków, aż do warstw cieszyńskich górnych, z wypadnięciem jedynie warstw DK₂ na przerwie strukturalnej.

Profil struktury Bóbrki

W obrębie pstrych utworów eoceńskich południowego skrzydła fałdu Bóbrki przebitego odwiertem K 21, położenie stratygraficzne tufitów daje się określić dość dokładnie.

Znaleźliśmy je z J. Kruczkiem w pełnym rdzeniu długim na 3,9 m, wydobytym z głębokości 188,80-192,70 m, składającym się ze zlustrowanych łupków zielonych o upadach zmieniających się od 50° do 80° (fig. 1). W trzecim od góry metrze tego rdzenia, na 47-50 cm i na 98-100 cm poniżej jego górnej granicy, tufity wyróżniły się jako wkładki ciemnosza-

rej skały ilastej usianej blaszkami biotytu, o powierzchniach łupliwości zgodnych z upadami łupków zielonych w podłożu i nadkładzie tych warstewek.

Miejsca występowania tych wkładek w profilu odwiertu 191,27-191,30 m oraz 191,78-191,80 m znajdują się w obrębie pierwszych pstrych łupków, o około 125,50 m ponad stropem pierwszego piaskowca ciężkowickiego wyznaczonym przez rdzeniowanie elektryczne (fig. 2). W konstrukcji przekroju daje to wysokość około 60 m nad spagiem 170-metrowego kompleksu pierwszych pstrych łupków. W urobku uzyskanym przy przewiercaniu pierwszych pstrych łupków H. Jurkiewicz wyróżnił tu górny odcinek profilowy 0-148 m z fauną zespołu *Ammodiscus umbonatus* charakteryzującą w całej Depresji Centralnej górną część pierwszych łupków pstrych. Natomiast w niższym odcinku profilowym 148-317 m znalazł on mikrofaunę z *Cyclammina amplexens* i *Spiroplectammina grzybowskii* typową dla dolnej części pierwszych pstrych łupków omawianych obszarów. Granica pomiędzy obu tymi zespołami stratygraficznymi wypada w rzeczywistym profilu serii na 70 m nad jej spagiem i tufity znajdują się w stropowej partii niższego oddziału z *Cyclammina amplexens*, a więc w położeniu dającym się w obrębie pierwszych łupków pstrych zidentyfikować na dużych obszarach Środkowych Karpat (Czerwikowski 1950, Jurkiewicz 1957).

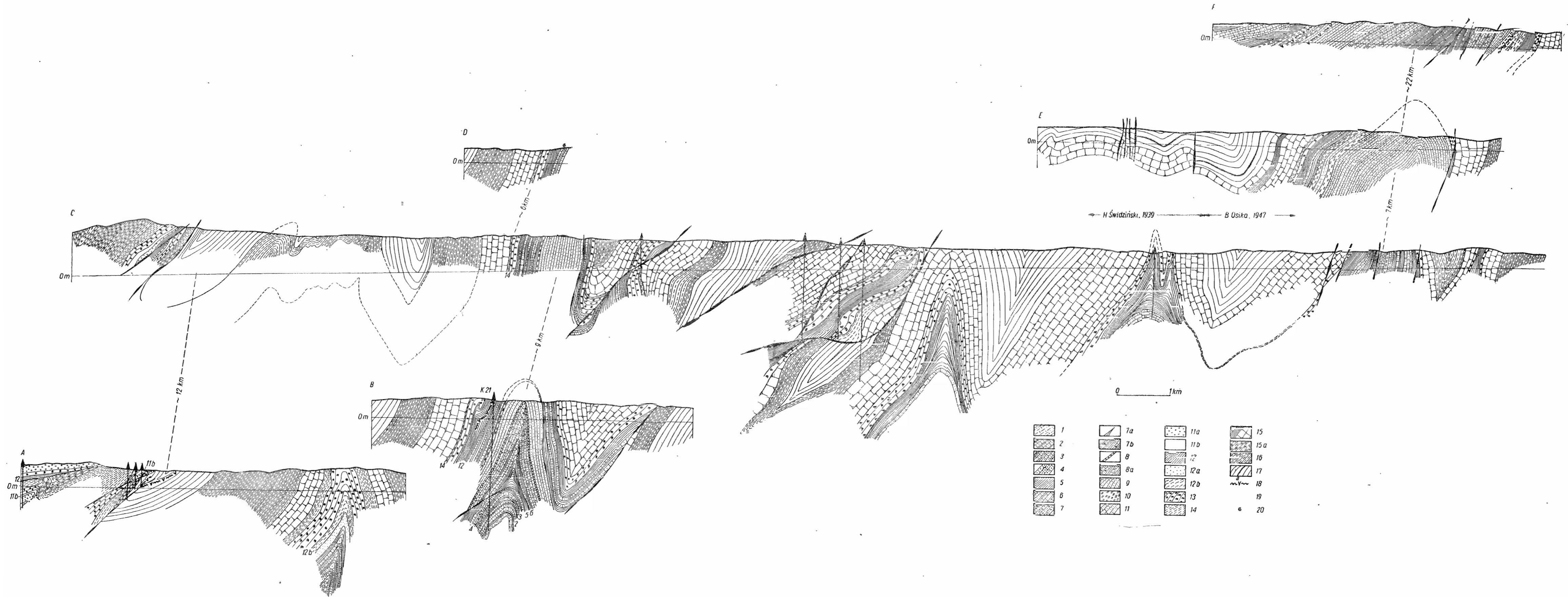
Wreszcie pierwszy piaskowiec ciężkowicki podścielający pierwsze łupki pstre o 70 m poniżej wkładek tufitowych ciągnie się wzdłuż fałdu Bóbrki swoimi wychodniami ku zachodowi, gdzie w odległości 10 km w Łężynach w skartowanym przeze mnie przekroju D (tabl. I) znalazłem w łupkach faunę nummulitów, którą następnie zebrał i oznaczył F. Bieda (1946). Zawiera ona według tego autora następujące formy: *Nummulites planulatus* Lamk., *N. ataticus* Leym., *N. parvulus* Douv., *N. mamillinus* Douv., *N. irregularis* Desh., *N. purchisoni* Brunn., *N. partschi* de la Harpe, *N. praetuberculatus* Rozl. Na podstawie tej fauny F. Bieda wiek zawierających ją warstw oznaczył na *iprez*. Wynika z tego, że opisywane tufity mogły osadzać się w *iprezie* lub w *dolnym lutecie*.

POWIĄZANIE ZNALEZISK

Południowa synklina struktury Bóbrki wypełniona jest łupkowymi warstwami krośnieńskimi górnymi z widocznym w odsłonięciach prze-gubem synklinalnym. Mimo widocznej z przekroju C (tabl. I) jej asymetrii i mimo związanej z tym konieczności przyjęcia wyciśnięć jej w skrzydło północnym tłumaczonych jako wynik wstecznego przechylenia całej struktury (por. wyżej str. 189), forma ta robi wrażenie elementu ciągłego. Również facjalno-stratygraficzne przejście od łupkowych warstw krośnieńskich górnych do łupkowo-piaskowcowych warstw krośnieńskich

Przekroje Karpat Jasielskich — Geological sections of the Jasło Carpathians

Przekrój C częściowo wg H. Świdzińskiego i R. Osiki, przekrój F wg K. Ciszewskiej — Section C after H. Świdziński and R. Osika partly, section F after K. Ciszewska



1-6 kreda dolna: 1 łupki cieszyńskie, 2 warstwy DK₅, 3 warstwy DK₄, 4 warstwy DK₃, 5 warstwy DK₂, 6 warstwy DK₁; 7-10 kreda górna: 7 warstwy godulskie dolne i środkowe, 7a warstwy godulskie dolne — łupki pstre, 7b warstwy godulskie środkowe — łupkowo-piaskowcowe, 8 warstwy godulskie górne — łupki pstre, 8a warstwy godulskie górne — piaskowcowo-łupkowe, 9 piaskowce istebniańskie, 10 łupki istebniańskie; 11-18 trzeciorzęd: 11 piaskowce ciężkowickie, 11a piaskowce cergowskie,

11b łupki cergowskie, 12 łupki pstre eocenu z piaskowcami, 12a warstwy podrogowcowe piaskowcowe, 12b warstwy podrogowcowe łupkowe, 13 łupki menilitowe, 14 warstwy przejściowe, 15 warstwy krośnieńskie dolne, 15a warstwy krośnieńskie dolne i środkowe, 16 warstwy krośnieńskie środkowe, 17 warstwy krośnieńskie górne (a łupki jasielskie w profilu E), 18 tuffity; 19 grube linie z przewężeniami — dyslokacje; 20 fauna numulitowa

1-6 Lower Cretaceous: 1 Cieszyn shales, 2 DK₅ beds, 3 DK₄ beds, 4 DK₃ beds, 5 DK₂ beds, 6 DK₁ beds; 7-10 Upper Cretaceous: 7 lower and middle Godula beds, 7a lower Godula beds — variegated shales, 7b middle Godula beds — shaly arenaceous, 8 upper Godula beds — variegated shales, 8a upper Godula beds — sandstones with shales, 9 Istebna sandstones, 10 Istebna shales; 11-18 Tertiary: 11 Ciężkowice sandstones, 11a Cergowa sandstones, 11b Cergowa shales, 12 Eocene variegated shales

with sandstones, 12a submenilitic beds — sandstones, 12b submenilitic beds — shales, 13 menilitic shales, 14 passage beds, 15 lower Krosno beds, 15a lower and middle Krosno beds, 16 middle Krosno beds, 17 upper Krosno beds (a Jasło shales in section E), 18 tuffites; 19 thick lines with narrowings — dislocations; 20 nummulitic fauna

środkowych jest w obu skrzydłach tej synkliny dość ostre. Dlatego uważam warstwy krośnieńskie środkowe następnego ku południowi elementu antyklinalnego fałdu Iwonicza-Zdroju za bezpośredni, dalszy ciąg kompleksu warstw krośnieńskich środkowych południowego skrzydła antykliny Bóbrki. Sam element Iwonicza-Zdroju jest w przekroju C formą regularną, z kilkakrotnie wtórnie przełażdowaną stropową częścią warstw krośnieńskich środkowych. Stropowa granica tych serii daje się łatwo prześledzić na powierzchni i ekstrapolować „w powietrzu“. W ten sposób stropowa granica warstw krośnieńskich środkowych w południowym skrzydle fałdu Iwonicza-Zdroju w przekroju C jest wciąż związana dość ściśle z profilem litostratygraficznym struktury Bóbrki i to samo wiązanie może być przerwane na przekrój A, wzdłuż tego fałdu skartowanego przeze mnie pomiędzy przekrojami C i A. Niemniej widać, że zachodzi tu podniesienie omawianej granicy w stosunku do struktury Bóbrki o 425 m, gdyż o tyle większa jest odległość „stratygraficzna“ stropu środkowych warstw krośnieńskich od stropu łupków menilitowych w fałdzie Iwonicza-Zdroju w przekroju A w porównaniu z tą samą odległością w południowym skrzydle fałdu Bóbrki w przekroju C, a o 675 m większa niż w przekroju B. Wreszcie w przekroju A mamy już od stropu warstw krośnieńskich środkowych tylko 400 m „stratygraficznej“ odległości ciągłego profilu warstw krośnieńskich górnych do warstewki tufitowej ujętej w zdyslokowane jądro synkliny dukielskiej (A. Tokarski i J. Tokarski 1954).

Ku północy powiązanie tufitów struktury Bóbrki z tufitami fałdu Brzanki znalezionymi przez K. Ciszewską (tabl. I przekroje B, C, E, F) nie jest już strukturalnie bezpośrednio ani facjalnie proste. Naprzód przeszedłszy wzdłuż struktury Bóbrki z przekroju B na C i idąc tym ostatnim ku NE mijamy w terenie skartowanym i sprofilowanym przeze mnie trzy podłużne przesunięcia dyslokacyjne rozrywające ciągłość strukturalną. Trzecie z nich, czołowe nasunięcie fałdu Tangowisk, daje nieciągłość około dwukilometrową. Niemniej jednak wszystkie te przesunięcia przebiegają w obrębie jednolitego facjalnie typu profilu, przynajmniej od łupków menilitowych w górę, z charakterystycznym trójpodziałem warstw krośnieńskich. Trójpodział ten dopiero poza strefą dyslokacyjną, w północnym skrzydle fałdu Chlebnej zmienia się na dwupodział przez facjalny zanik warstw krośnieńskich środkowych. Jako jedyny horyzont wiążący można tu dalej brać tylko spagową granicę łupków menilitowych, co zresztą również dlatego jest wskazane, że szukamy tu wiązania ku dołowi. Owa przewodnia granica odsłania się w skartowanym przez J. Obtułowicza (1932a) i zanalizowanym przez H. Świdzińskiego (1939) przekroju fałdu Potoka, aby potem, po zakręceniu w przegubie regularnej synkliny Gorajowic opracowanej przez R. Osikę (1947), wyjść znowu

na powierzchnię w południowym skrzydle skartowanego przeze mnie (1947) przekroju fałdu Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Stąd ku zachodowi wzdłuż wychodni rogowców południowego skrzydła tego fałdu prześlędzonych przeze mnie i częściowo przez St. Krajewskiego dochodzimy po siedmiu kilometrach do skartowanego przeze mnie przekroju E tam, gdzie tnie on fałd Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Tu mamy pod łupkami menilitowymi kolejno: 125 m pierwszych łupków pstrych, 20 m pierwszego piaskowca ciężkowickiego, 50 m drugich łupków pstrych, 30 m drugiego piaskowca ciężkowickiego, 60 m „szarych“ łupków istebniańskich, 75 m piaskowca typu istebniańskiego, 65 m „czarnych“ łupków istebniańskich i nie mniej niż 700 m piaskowców istebniańskich. Natomiast w odległym o 22 km ku zachodowi wzdłuż tego samego fałdu, w jego części bardziej wynurzonej, w przekroju F skartowanym przez K. Ciszewską (1956) mamy, według otrzymanych od niej uprzejmych informacji, u dołu kilkanaście metrów warstw godulskich dolnych w formie łupków zielonych i czerwonych bez spągowej granicy. Potem idzie kolejno ku górze 600 m warstw godulskich środkowych złożonych z kilkudziesięciocentymetrowych ławic piaskowców glaukonitowych, przedzielonych kilkumetrowymi pakietami piaskowców cieńszych przekładanych szaro-zielonymi łupkami, 470 m warstw godulskich górnych składających się z piaskowców gruboławicowych typu „istebniańskiego“, tylko bardziej zbitych. Nad nimi podaje K. Ciszewska 600 m typowych piaskowców istebniańskich, 200 m ciemnoszarych łupków istebniańskich z dwiema kilkumetrowymi wkładkami piaskowców typu „istebniańskich“ i z rzadkimi wtrąceniami łupków czerwonych, 150 m eoceńskich niższych łupków pstrych, 300 m piaskowca ciężkowickiego (jedynego w profilu stratygraficznym) i 100 m wyższych eoceńskich łupków pstrych, których górna granica od strony łupków menilitowych nie została uchwycona w przekroju.

W skrzydle północnym, obalonym i pociętym dyslokacjami, widzi K. Ciszewska u dołu zredukowane tektonicznie przez ścięcia warstwy godulskie i piaskowce istebniańskie. Nad nimi znajdują się łupki istebniańskie o grubości 300 m z jednym 40-metrowym wkładem piaskowcowym w środku. Grubość eoceńskich pstrych łupków, zapewne wyciśniętych tektonicznie i nie zawierających piaskowca ciężkowickiego wynosi tu 190 m. Potem idzie 110 m łupków menilitowych z rogowcami w środku i nad nimi 325 m warstw krośnieńskich dolnych bez ograniczenia stropowego. Facja warstw godulskich tego przekroju jest odmienna od fałdu Bóbrki — „północna“, według określenia K. Ciszewskiej. Również nie mam możliwości skorelowania grubego piaskowca ciężkowickiego z tego przekroju z jednym z dwu piaskowców ciężkowickich przekroju E, gdyż nie rozporządzam materiałem mikropaleontologicznym z żadnego z nich.

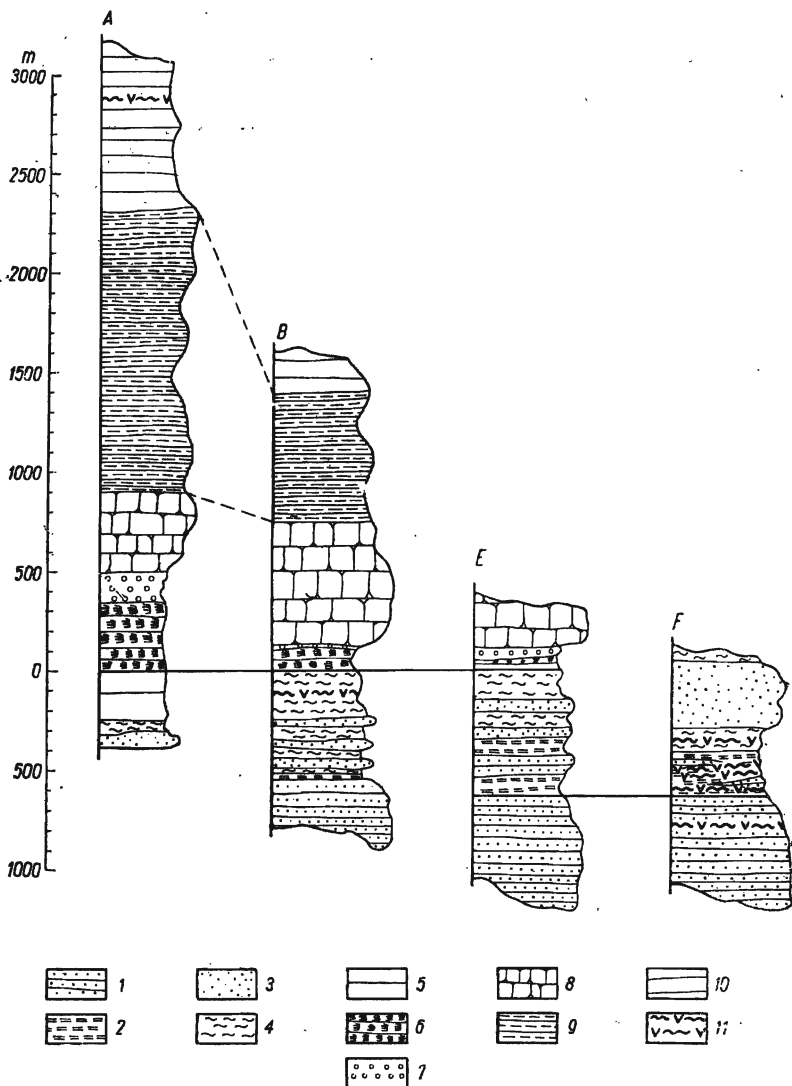


Fig. 3

Litostratygraficzna korelacja poziomów tufitowych w Karpatach Jasielskich
Przekrój F — według K. Ciszewskiej

1 piaskowce istebniańskie, 2 łupki istebniańskie, 3 piaskowiec ciężkowicki, 4 łupki pstre eocenu, 5 warstwy nad- i podrogowcowe z rogowcami w środku, 6 łupki menilitowe, 7 warstwy przejściowe, 8-10 warstwy krosniańskie (8 dolne, 9 środkowe, 10 górne), 11 tufity

Lithostratigraphic correlation of the tuffite horizons

Section F after K. Ciszewska

1 Istebna sandstones, 2 Istebna shales, 3 Ciężkowice sandstone, 4 Eocene variegated shales, 5 submenilitic beds with silex in the middle part, 6 menilitic shales, 7 passage beds, 8-10 Krosno beds (8 lower, 9 middle, 10 upper), 11 tuffites

Dlatego jedyne możliwe wiązanie tego przekroju zawierającego tufity z przekrojem struktury Bóbrki widzę przez porównanie stropowej granicy kompleksu piaskowców istebniańskich i nadległych łupków istebniańskich południowego skrzydła fałdu z taką granicą stropową piaskowców istebniańskich tego samego skrzydła fałdu w przekroju E. Leżący ponad tą granicą w przekroju E kompleks składa się z dwu pakietów łupków istebniańskich, czarnych w dole i szarych w stropie, przedzielonych wkładem piaskowcowym. Wkład ten można porównywać z wtrąceniami piaskowcowymi w łupkach istebniańskich przekroju F.

Tufity w przekroju F występują stosunkowo obficie w obu skrzydłach fałdu Podzamcze-Brzanka-Liwocz. W najniższym położeniu stratygraficznym znalazła je K. Ciszewska w piaskowcach istebniańskich w odległości około 50 m niżej ich stropu. Wyższy zespół tufitowy złożony z czterech warstewek został odkryty przez nią w skrzydle północnym w łupkach istebniańskich w wysokości około 60 m nad stropem piaskowców istebniańskich pod 40-metrowym wkładem piaskowcowym, który w tym skrzydle znajduje się w łupkach istebniańskich o około 200 m powyżej stropu piaskowców istebniańskich. Wyżej leżące tufity w łupkach istebniańskich znalazła wymieniona badaczka w skrzydle południowym w odległości około 150 m ponad stropem piaskowców istebniańskich, powyżej niższego z dwu występujących w tym skrzydle wkładów piaskowcowych w łupkach istebniańskich, który ma 30 m grubości i znajduje się tu na 90 m ponad stropem piaskowców istebniańskich. Wreszcie w najwyższym położeniu stratygraficznym wykryła K. Ciszewska w tym przekroju tufity w niższych łupkach pstrych południowego skrzydła o około 50 m powyżej stropowej granicy łupków istebniańskich.

Zestawiając wszystkie znaleziska tufitów z Karpat Jasielskich na kombinowanym profilu litostratygraficznym Karpat Jasielskich (fig. 3), wydzielić możemy sześć różnych poziomów. Rozmieszczone są one od najwyższej części piaskowców istebniańskich, której wiek określony jest w granicach górny mastrycht-dan (Książkiewicz 1951), do warstw krośnieńskich górnych mogących należeć już do bardzo wysokiego oligocenu, sądząc ze znalezionej przez F. Hussównę (1952) w nierozdzielonych litostratygraficznie warstwach krośnieńskich Węglówki mikrofauny o charakterze zbliżonym do miocenijskiego. W tak zakreślonych granicach stratygraficznych pozycje poszczególnych poziomów tufitowych Karpat Jasielskich są już dość dobrze określone w litostratygrafii tego obszaru. Poziom najniższy, znajdujących się w górnej części piaskowców istebniańskich, ma pozycję wyraźną z powodu roli stropowej granicy piaskowców istebniańskich jako regionalnego poziomu odniesienia stratygraficznego. Dwa poziomy tufitów występują w paleocenijskich (Książkiewicz 1951) łupkach istebniańskich, również dających się prześledzić na całym oma-

wianym obszarze. Tufity znalezione przez K. Ciszewską w niższych eoceńskich łupkach pstrych znajdują się pod grubym piaskowcem ciężkowickim, na razie trudnym do skorelowania z jednym z kompleksów piaskowcowych rozpoznanych i prześlędzonych w bardziej południowych fałdach. Niemniej występują one niżej niż ipreskie lub dolno-luteckie tufity ze struktury Bóbrki znajdujące się wyraźnie nad najwyższym możliwym w Karpatach Jasielskich piaskowcem ciężkowickim. Wreszcie warstewka najwyższych tufitów z przekroju synkliny dukielskiej przebiega w obrębie łupkowych warstw krośnieńskich górnych. Te zaś są zespołem litostratygraficznym bardzo typowym i bardzo stałym w Karpatach Jasielskich. Tu bowiem zmiany facjalne w obrębie warstw krośnieńskich i warstw przejściowych zasadniczo zachodzą tylko w niższej części profilu warstw krośnieńskich po warstwy krośnieńskie środkowe włącznie.

ŚLADY CYKLU MAGMOWEGO W SERII FLISZOWEJ

Tufity górno-kredowe z najniższej części pstrej serii eocenu z przekroju F, według opracowania K. Ciszewskiej i M. Kamińskiego (1956), nie pozwalają na odtworzenie ich przynależności magmowej. Są one mianowicie wtórnie przekształcone przez halmyrolizę i przez adsorbcję tlenu fosforowego. Z ich stratygraficznego położenia wynika jednak, iż mogą one być związane z poaustrydzkimi wylewami kwaśnej magmy, które miały miejsce na południowym zapleczu Karpat. Należałyby więc one, zgodnie z ostatnio ogłoszoną koncepcją Stillego (1953), do nieco opóźnionych wylewów orogenezy austrydzkiej. Orogeneza ta dała fliszowej jednostce śląskiej, do której należy flisz Karpat Jasielskich, wielkie masy utworów detrytycznych. Z mas tych powstały piaskowce godulskie oraz istebniańskie, a piaskowce ciężkowickie przedstawiają wygasanie tej sedymentacji detrytycznej.

Tufity iprezu lub dolnego lutetu ze struktury Bóbrki należą według W. Parachoniaka (1957) do magmy kwaśnej — granodiorytowej. Z takiej samej magmy powstały również tufity, prawdopodobnie górno-oligocieńskie, przekroju dukielskiego, uznane przez J. Tokarskiego za dacytowe (Tokarscy 1954). Mielibyśmy tu więc ciągle aż do górnego oligocenu wpływy wylewów magmy kwaśnej będących, być może, dalszym ciągiem zapoczątkowanych w górnej kredzie kwaśnych wylewów poaustrydzkich, według ujęcia H. Stillego. Trwałyby one więc dłużej niż sedymentacyjne skutki orogenezy austrydzkiej znikające zasadniczo wraz ze stropową granicą pierwszego piaskowca ciężkowickiego. Może z tą właśnie ciągłością zjawisk wulkanicznych w okresie osadzania się eoceńskiej fliszowej pstrej serii związany jest, zgodnie z przypuszczeniem W. Narębskiego (1956), dopływ manganu do rud eoceńskich?

Nie zmieniający się charakter petrograficzny tufitów przechodzi i poza fliszowy cykl osadowy na molasowe utwory miocenu, gdzie mamy w wielu miejscach odmianę piroklastycznych pochodnych kwaśnej magmy — tufity dacytowe lub andezytowe (Parachoniak 1954). W dyskusjach

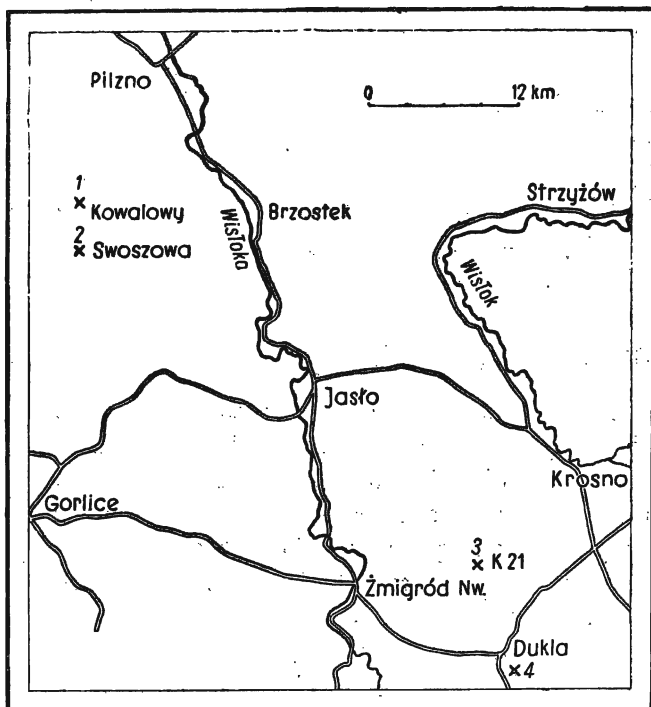


Fig. 4

Punkty znajdowania tufitów w Karpatach Jasielskich
Localities with tuffites in Jasło Carpathians

przeprowadzonych z petrografami J. Tokarskim i Wł. Parachoniakiem zostałem przez nich przekonany, iż — inaczej niż to ujęliśmy w naszej poprzedniej pracy (1954) — charakter petrograficzny tufitów dukielskich z warstw krośnieńskich górnych nie różni je na tyle od tufitów występujących w utworach miocennych przedgórz, aby wskazywać na zasadnicze różnice w magmatyzmie. Widać z tego, że cały okres tworzenia się naszego fliszu między fazą austrydzką i alpejską był okresem synorogenicznych wylewów kwaśnych magm na węgiersko-słowackim zapleczu Karpat. Widać nadto, że wulkanizm fazy alpejskiej, mimo odrębnej ilościowo jej roli w tektogenezie, nałożył się na wulkanizm poaustrydzki jako dalszy ciąg jednego cyklu.

Znaleziska piroklastyków cyklu magmowego występują we fliszu Karpat Jasielskich w czterech punktach na rozpiętości 48 km, od prze-

kroju dukielskiego do przekroju Brzanki (fig. 4). Jest to, jak zwróciła mi uwagę w dyskusji doc. K. Ciszewska, stosunkowo znaczne ich nagromadzenie, biorąc pod uwagę przypadkowość trafienia na stanowisko tufitów we fliszu. Zdaniem jej, również występowanie tufitów w przekroju fałdu Brzanki w obu jego skrzydłach wskazuje na możliwość, że tamtejsza strefa ich występowania jest zorientowana południkowo. Wynikałoby z tego uprzywilejowanie pewnych regionów i pewnych kierunków dla przyniesienia przez wiatry tufów cyklu poaustrydzkiego. Sądząc z dotychczas opublikowanych materiałów (Birkenmajer i Wieser 1956), oprócz Karpat Jasielskich inne takie regiony znajdowały się w zachodniej części polskich Karpat.

*Katedra Geologii Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, listopad 1956*

LITERATURA CYTOWANA

- BIEDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Carpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol., Pol.), t. XVI. Kraków.
- BIRKIENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienin-skiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.
- CZERNIKOWSKI J. 1950. Otwornice pstręgo eocenu i jego paleogeografia na obszarze między Sanokiem a Gorlicami. — Nafta VI, nr 5. Kraków.
- HUSS F. 1952. Mikrofauna warstw krośnieńskich. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.
- JURKIEWICZ H. 1955. Fauna pstręgo trzeciorzędu wschodniej części jednostki śląskiej. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.
- KAMIENSKI M. & SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. 1956. O skałe wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach Fliszowych (Notes on a rock enriched in P_2O_5 , occurring in the Flysch Carpathians). — Arch. Miner., t. XIX/2. Warszawa.
- KRUCZEK J. 1957. Najmłodsza tektonika fałdu Bóbrki. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951. Kreda Karpat zewnętrznych. — Reg. Geologia Polski, t. I: Karpaty, z. 1: Stratygrafia. Rozdz. V. P. T. Geol. Kraków.
- NARĘBSKI W. 1956. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy syderytów fliszu karpacciego. Kraków (rękopis pracy kandydackiej).
- OBTUŁOWICZ J. 1932a. Antyklina potocka. — Geologia i statystyka naftowa 1932, II/III.
- 1932b. Kopalnia Bóbrka. — Ibidem, 1932/XII, 1933/I/II.
- OSIKA R. 1947. Niektóre wyniki nowszych prac geologiczno-wiertniczych na polu gazowym Roztoki-Sobniów koło Jasła (Some new geological prospecting on the gas field Roztoki-Sobniów near Jasło — Central Carpathians). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 29. Warszawa.
- PARACHONIAK W. 1954. Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem (Tortonian facies of tuffites between Tarnów and Bochnia). — Acta Geol. Pol., vol. IV/1. Warszawa.

- 1957. Petrografia tuffitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich (Tuffites from the Bóbrka anticline in the Carpathians). — Ibidem, vol. VII/2, Warszawa.
- STILLE H. 1953. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beitr. z. Geol. Jhrb. d. Geol. L.-A. der Bundesrep. Deutschland, Nr 8, Hannover.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1939. Pole gazowe Sądkowa-Roztoki-Sobniów (Champs de gaz de Sądkowa-Roztoki-Sobniów). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 20, Warszawa.
- TOKARSKI A. 1947. „Ramowa“ tektonika fałdów jasielskich („Frame“ tectonics of the Jasło folds). Pol. Ak. Um. Docum. Physiogr. Pol., Nr 7, Kraków.
- TOKARSKI A. & TOKARSKI J. 1954. On the Tuffite Layer of the Upper Krosno Beds in the Dukla Region of the Carpathians. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Cl. III, v. II, no. 8, Warszawa.
- WDOWIARZ ST. 1953. Geologia fałdu Grabownicy (Geologia Grabownickoj antyklinali). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

A. ТОКАРСКИ

ТУФФИТЫ В РАЗРЕЗАХ ЯСЕЛЬСКИХ КАРПАТ

(Резюме)

Автор вместе с Ю. Кручком нашли в эоценовых пестроцветных сланцах туффиты в бурении проходящем через южное крыло складки Бубрка во флише Ясельских Карпат. Бурение было обработано при помощи электростратиграфического метода, проверенного керном. На основании доступных данных геологической съемки и бурений эти туффиты подобно как и туффиты, найденные в этом районе К. Цишевской, Ю. Кручком и автором, позволяют поместить их в комбинированном литостратиграфическом профиле. Из этих туффитов породы найденные в кросненских слоях олигоцена, а также в верхних пестроцветных сланцах эоцена указывают на кислую магму, вероятно послевостридского и альпийского циклов. Пирокластике, сравнительно часто выступающие в обсуждаемом районе, свидетельствуют о привилегированном палеогеографическом положении этого района, способствующем подобной аккумуляции. По Нарембскому, эоценовые туффиты могут разъяснить происхождение марганца связанного в конкрециях, встречаемых в эоценовых пестроцветных сланцах флиша Карпат.

A. TOKARSKI

TUFFITES IN JASŁO CARPATHIANS

(Summary)

The presence of two tuffite intercalations was in 1954 ascertained by the writer, J. Kruczek co-operating, within the Flysch formation of the Jasło Carpathians. They were discovered in deep boring K 21 which

pierced the southern limb of the great Bóbrka anticline occupying a special structural position within the Jasło Carpathians (Kruczek 1957, Obtulowicz 1932b, Tokarski A. & Tokarski J. 1954).

This bore-hole reached to a final depth of 2483.7 m, piercing a fairly complete Flysch profile, beginning with the first variegated shales of Ypresian-Lutetian age at top down to upper Cieszyn shales of Valangianian age at bottom (fig. 1 and 2). Within Lower Cretaceous DK Barremian-Aptian beds (Wdowiarz 1953) the DK₂ series was absent, probably owing to tectonic complications. The here mentioned stratigraphic column has been described on electrostratigraphic data supplemented by cores taken at rather broad intervals. As to the variegated Eocene shales the stratigraphic inferences were also based on microfauna (pl. XL, figs. 1, 2; pl. XLI, fig. 1).

The tuffites here have been found within green shales, dipping from 50 to 80°, in a core taken between 188.8 to 192 m, as two thin layers, 2 and 3 cm in thickness respectively, separated by shales, 48 cm thick. They were studied by W. Parachoniak and determined as generated by a granodioritic magma. Their stratigraphic position within the central part of the first variegated shales (Czernikowski 1950) has been determined on a microfauna with *Cyclammina amplexens*, found by H. Jurkiewicz (1955) and on a fauna, described by F. Bieda (1946), containing Ypresian nummulites yielded within the adjacent section (table I section D) by the first Ciężkowice sandstone, occurring 70 m lower than the tuffites.

The tuffites ascertained in deep boring K 21 may be placed in a common profile of the Jasło Carpathians together with other tuffites finds discovered by other authors and by the present writer (table I and fig. 3). The profile was done on field evidence and structure correlation.

Dacite tuffite, younger than those here considered, are recorded from upper Krosno beds of the Upper Oligocene in the Dukla syncline (table I section A). Of an older age, on the other hand, are tuffites from the top part of Istebna Maestrichtian-Danian sandstone, also those from the overlying Palaeocene Istebna shales and from the lowermost part of Palaeocene-Eocene variegated shales from the Podzamcze-Liwocz-Brzanka fold. They have been discovered there by K. Ciszewska (tabl. I, sect. F).

Tuffites within the Podzamcze-Liwocz-Brzanka fold, mostly affected by secondary alteration, show no traces of the primary magma type (Kamieński & Ciszewska 1956), while tuffites from deep boring K 21 (Parachoniak 1957) and from the Dukla syncline derived from acid magma. They pass, therefore, from the post-Austriacian to the Alpine cycle, without altering their petrographic character.

The presence of tuffites may, perhaps, explain the introduction of Mn into concretions of the variegated Eocene series (Narębski 1956). The relative frequency of tuffite finds within the Jasło Carpathians (fig. 4), as well as the wide range of their stratigraphic distribution here suggest that this terrain may fairly abound in accumulations of pyroclastic deposits. Another belt of this type is known in Polish Western Carpathians (Książkiewicz 1951, Birkenmajer & Wieser 1956).

Department of Geology
of the Oil and Natural Gas Resources
at the College of Mining & Metallurgy Engineering
Kraków, November 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ LX—XLI
DESCRIPTION OF PLATES XL—XLI

Pl. XL

Fig. 1

Zespół mikrofauny górnej części 1-szych pstrych łupków z *Ammodiscus umbonatus*.
Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage in the upper part of the first variegated shales with
Ammodiscus umbonatus. After H. Jurkiewicz

1 *Ammodiscus umbonatus*, 2 *Trochamminoides coronatus*, 3 *Reophax duplex*,
4 *Reophax* sp. (?) × 22

Fig. 2

Zespół mikrofauny dolnej części 1-szych pstrych łupków z *Cyclammina* i *Spiroplectammina*. Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage in the lower part of the first variegated shales with
Cyclammina and *Spiroplectammina*. After H. Jurkiewicz

1 *Spiroplectammina grzybowskii*, 2 *Glomospira charoides*, 3 *Hyperammima* sp., 4 *Haplophragmoides walteri*, 5 *Recurvooides walteri*, 6 *Cyclammina amplexens*, 7 *Trochamminoides coronatus*
× 22

Fot. T. Czachowski

Pl. XLI

Fig. 1

Zespół mikrofauny trzecich pstrych łupków z *Trochamminoides* i *Glomospira*.
Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage of the third variegated shales with *Trochamminoides*
and *Glomospira*. After H. Jurkiewicz

1 *Ammodiscus incertus*, 2 *Haplophragmoides walteri*, 3 *Lituotuba lituiformis* (?),
4 *Glomospira charoides*, 5 *Trochamminoides* sp. × 22

Fot. T. Czachowski

Fig. 2

Okruh szkliwa wulkanicznego (typu pumekowego)

× 450

Fot. B. Ostrowicki

Fragment of pumice vitreous glass

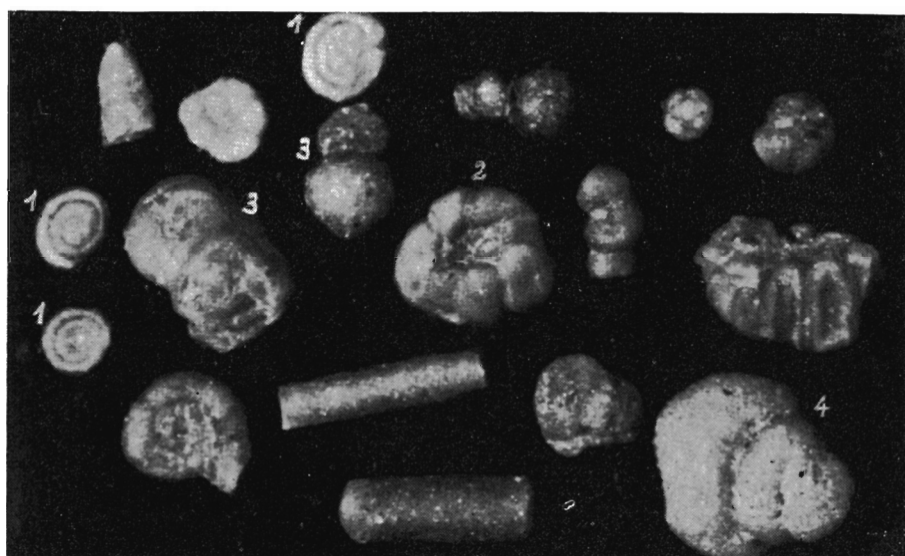


Fig. 1

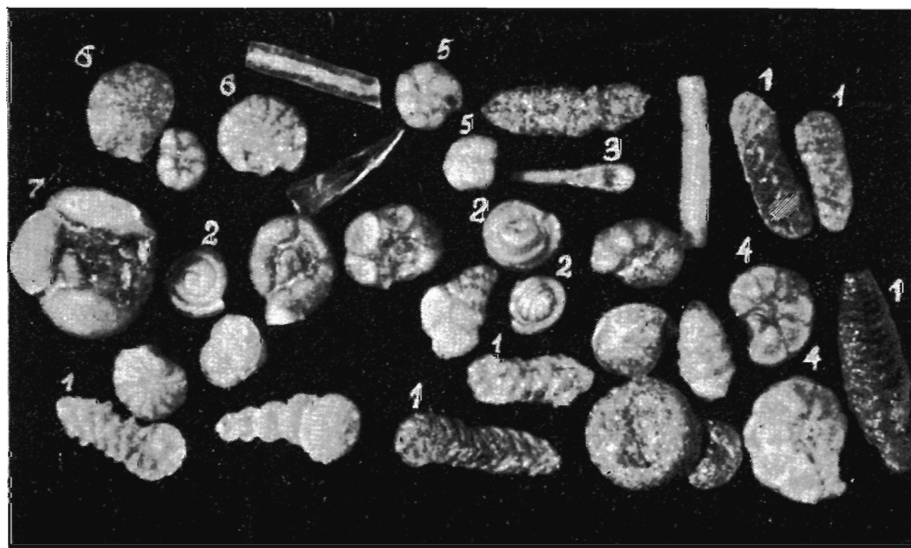


Fig. 2

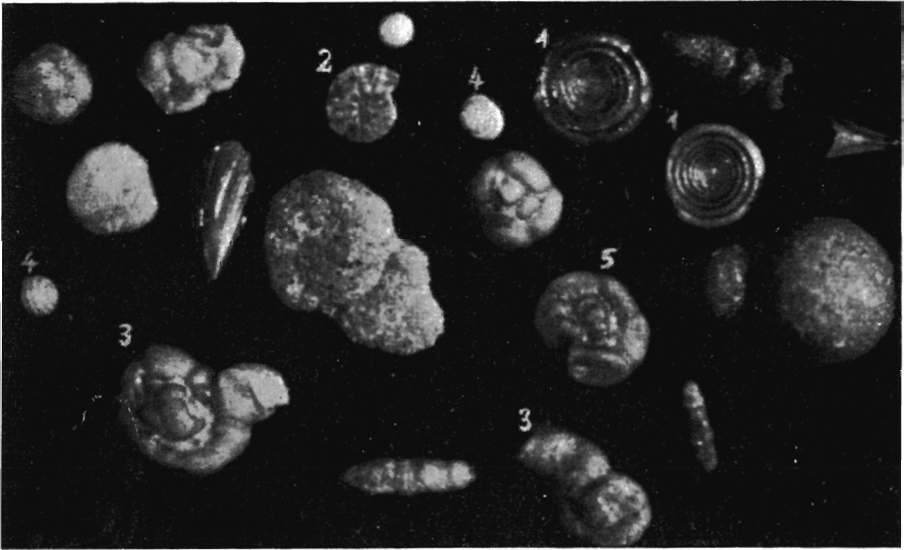


Fig. 1

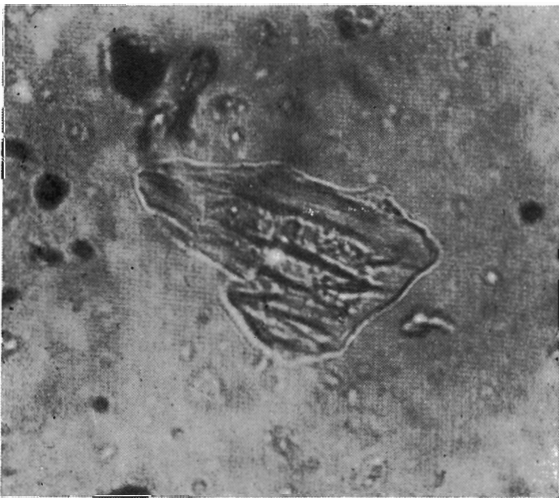


Fig. 2