

Ludwik WATYCHA

Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego

WSTĘP

Prawidłowości i związek pomiędzy budową geologiczną a obszarem występowania ropy naftowej są przedmiotem licznych prac, z których każda przybliżyła do istotnego, a nie rozwiązanego do dziś problemu, jakim jest geneza ropy naftowej. Badania te o znaczeniu praktycznym dla poszukiwań naftowych są szczególnie skomplikowane w strukturach o zawiłej budowie geologicznej, gdzie ustalenie czynników wpływających na powstawanie złóż jest szczególnie trudne. W ramach wielkiego programu poszukiwawczego złóż bituminów w Polsce badania takie od lat przeprowadzane są również przez Instytut Geologiczny.

Terenem, który można uznać za doświadczalny, jak również nie pozbawiony możliwości odkrycia złóż ropy naftowej, o prostej stosunkowo budowie geologicznej, jest obszar występowania fliszu podhalańskiego, zajmujący znaczną część Podhala pomiędzy Tatrami a Pienińskim Pasem Skałkowym. Ślady powierzchniowe bituminów w tych utworach (J. Gołąb, 1959; L. Watycha, 1959; S. Sokołowski, L. Watycha, 1965), duża ilość odsłoneń naturalnych oraz notowane w otworze wiertniczym Zakopane IG-1 (S. Sokołowski — w przygotowaniu do druku) makroobjawy ropy naftowej zadecydowały o tym, że obszar ten poddano wstępnym badaniom geochemicznym, stawiając sobie za cel podjęcie próby określenia źródła pochodzenia węglowodorów oraz podania ich charakterystyki z punktu widzenia oceny stopnia dojrzałości bituminów i podobieństwa ich do ropy naftowej. Prace geologiczne i geochemiczne prowadzone równocześnie pozwoliły na przeprowadzenie konfrontacji wniosków wynikających z przesłanek geologicznych i badań geochemicznych. Wnioski te w niektórych przypadkach są zbliżone, w innych nie rozwiązują postawionych w opracowaniu zagadnień.

Niniejsza praca jest pierwszą pracą przeprowadzoną na obszarze Podhala pod kątem oceny możliwości występowania ropy naftowej. Wydaje się, że wyniki badań mogą być również pomocne przy rozwiązywaniu

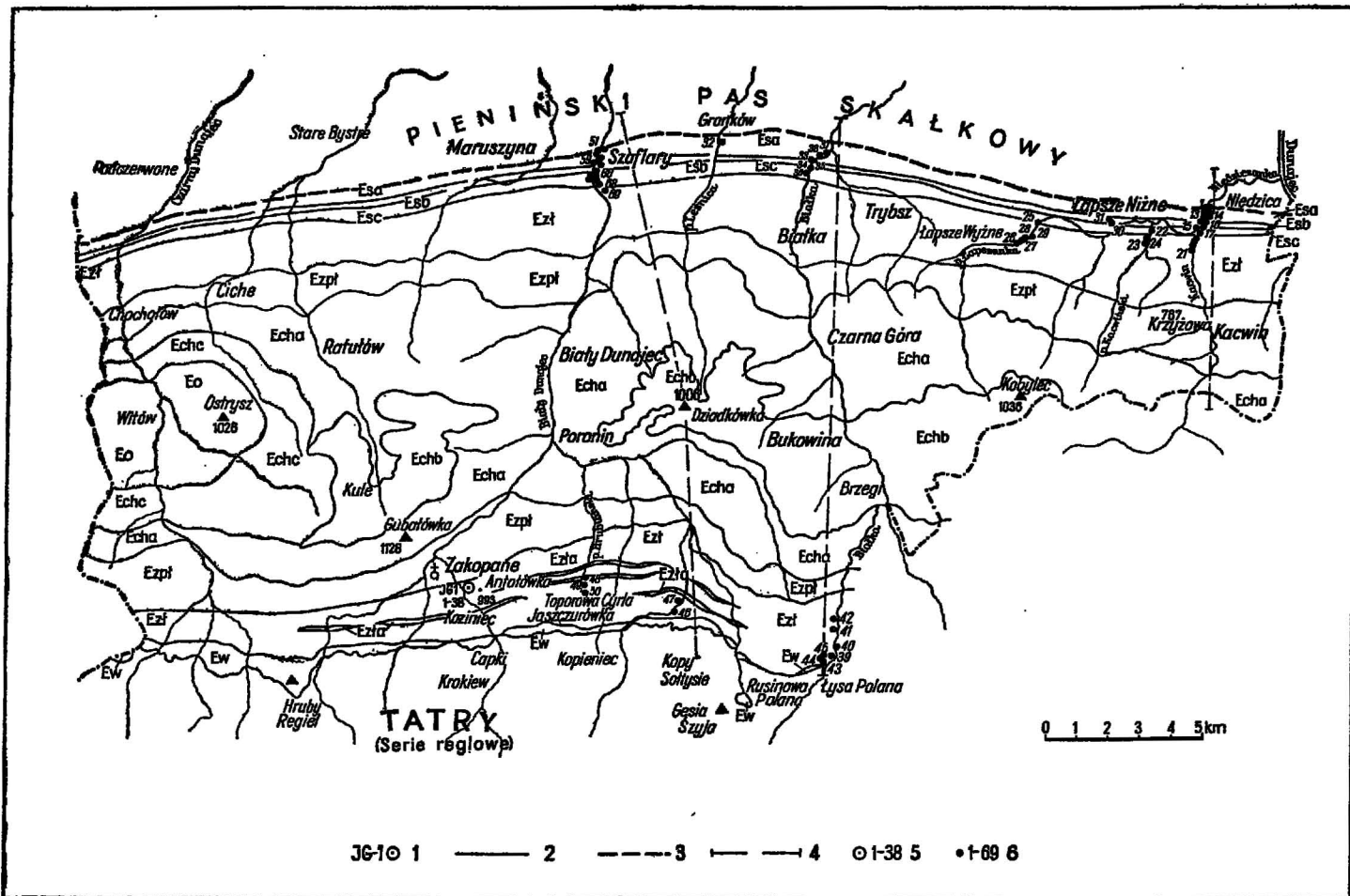


Fig. 1. Mapa geologiczna paleogenu podhalańskiego
Geologic map of Podhale Palaeogene

1 — wiercecie Instytutu Geologicznego w Zakopanem; 2 — granice geologiczne; 3 — linia nasunięcia; 4 — linie przekrojów; 5 — miejsca pobrania próbek w 1965 r.; 6 — miejsca pobrania próbek w 1966 r. 1 ich kolejna numeracja; Ew — seria numulitowa — lutet — barton dolny; Es — warstwy szafiarskie — priabon dolny; Esa — ogniwo piaskowcowe, Esb — ogniwo piaskowcowe z łupkami typu menilitowego, Esc — ogniwo piaskowcowo-zlepińcowe; Ezi — warstwy zakopiańskie, ogniwo łupkowe z dolomitami żelazistymi; Eza — grube wkładki piaskowców — priabon dolny i środkowy; Ezp — warstwy zakopiańskie, ogniwo piaskowcowo-łupkowe — priabon środkowy; Ech — warstwy chochołowskie — priabon górny — oligocen; Echa — ogniwo piaskowcowe, Echb — ogniwo łupkowo-piaskowcowe, Ehc — ogniwo piaskowcowo-zlepińcowe; Eo — warstwy ostrzyckie — oligocen

1 — bore hole made by Geological Institute at Zakopane; 2 — geological boundaries; 3 — line of overthrust; 4 — lines of cross sections; 5 — sampling sites in 1965; 6 — sampling sites in 1966 and their serial numbers; Ew — nummulite series, Lutetian — Lower Bartonian; Es — Szafiarskie beds — Lower Priabonian; Esa — sandstone member, Esb — sandstone member with shales of menillite type, Esc — sandstone-conglomerate member; Ezi — Zakopiańskie beds, shale member with ferruginous dolomites; Eza — thick sandstone intercalations — Lower and Middle Priabonian, Ezp — Zakopiańskie beds, sandstone-shale member — Middle Priabonian; Ech — Chochołowskie beds — Upper Priabonian — Oligocene; Echa — sandstone member, Echb — shale-sandstone member, Ehc — sandstone-conglomerate member; Eo — Ostrzyckie beds — Oligocene

zagadnień genezy ropności w innych terenach fliszu karpackiego. Porównanie jednostek Karpat Zewnętrznych i Wewnętrznych o odrębnej budowie geologicznej i innym rozwoju historycznym, leżących w niedalekim sąsiedztwie, dostarczy, być może, materiału do szerszego spojrzenia na genezę ropy naftowej w Karpatach.

W założeniach metodycznych postanowiono ze względów metodycznych i geochemicznych skoncentrować się na skałach pelitowo-aleurytowych górnej części paleogenu podhalańskiego, tzn. na skałach fliszu podhalańskiego lub serii fliszowej. Skały te mogą reprezentować środowisko najlepsze do tworzenia się bituminów.

Rejon badań został zacieśniony do dwu wąskich pasów rozciągających się we wschodniej części Podhala. Pierwszy obszar został wytypowany w strefie przy kontakcie tektonicznym fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skalkowym — między Szaflarami a Niedzicą (strefa przypienińska) a drugi — przy kontakcie sedymentacyjnym z Tatrami — między Zakopanem a Łysą Polaną (strefa przytatrzańska).

Postanowiono, również ze względów metodycznych, że najpierw zostaną przebadane mułowce z otworu wiertniczego Zakopane IG-1 (38 próbek zebranych na przełomie lat 1965—1966). Mułowce te przedstawiają materiał prawie świeży, o jednakowym stopniu zwietrzenia, występujący w jednym punkcie, lecz na różnych głębokościach. Później przebadana się mułowce zebrane z powierzchniowych odsłoneń we wschodniej części strefy przytatrzańskiej oraz w całej wschodniej części strefy przypienińskiej.

W 1966 r. wydobyto 69 próbek z naturalnych, niewiele pogłębionych odkrywek, występujących w dnach potoków i rzek oraz na zboczach dolin w strefie przypienińskiej, między Szaflarami a Niedzicą, głównie z warstw szaflarskich, a w strefie przytatrzańskiej — między rzeką Białką a Toporową Cyhrlą, przeważnie z ogniwa łupkowego z dolomitami żelazistymi warstw zakopiańskich.

Zebrane próbki skalne pod względem litologicznym są do siebie podobne, wobec czego zostaną scharakteryzowane grupami.

Część geologiczna niniejszego opracowania opiera się głównie na obserwacjach zebranych przez mnie w latach 1942—1967, a tylko w niewielkim stopniu na wynikach innych badaczy cytowanych w tekście.

W zakończeniu pragnę wyrazić wdzięczność drowi J. Calikowskiemu za serdeczne zainteresowanie się tym problemem nie tylko od strony geochemicznej, lecz również za wielki wkład pracy oraz konkretną, owocną dyskusję.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Flisz podhalański albo seria fliszowa jest kompleksem skalnym o dużej miąższości, reprezentującym wyższą część paleogenu podhalańskiego. Występuje on w południowej części Podhala między Pienińskim Pasem Skalkowym a Tatrami, gdzie rozciąga się pasem szerokości 15÷16 km, przebiegającym podłużnie z zachodu na wschód.

Bardzo liczne odsłonięcia, szczególnie w dnach potoków, pozwalają bez trudu rozpoznać w całości zarówno jego skład litologiczny, jak i tektonikę.

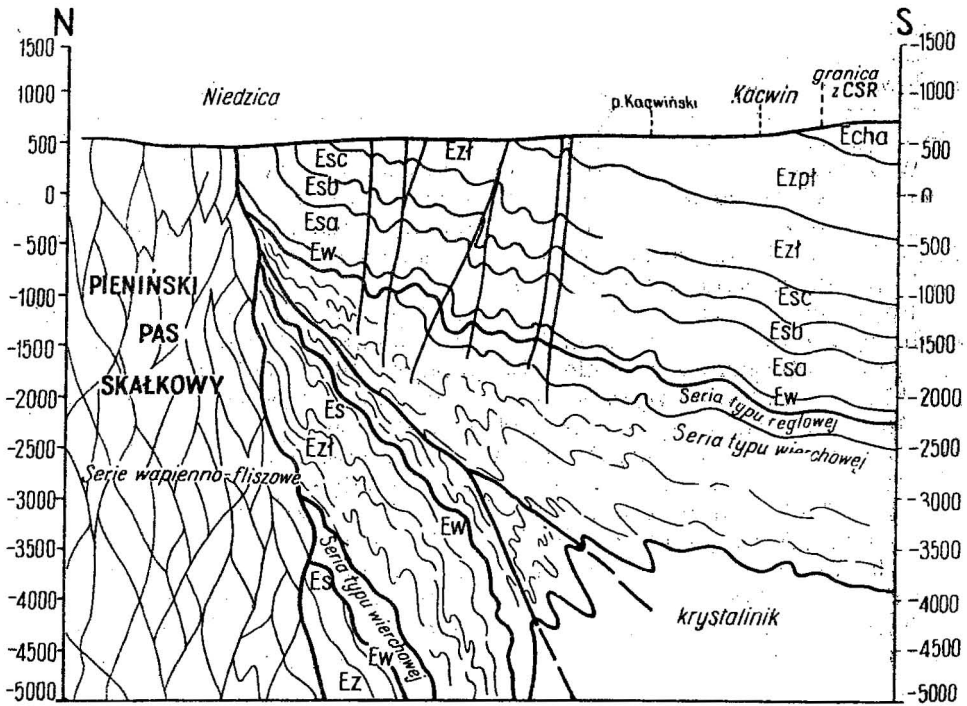


Fig. 2. Przekrój geologiczny Niedzica — Kacwin (interpretacja tektoniczna przez podwinięcie)

Geological cross section Niedzica — Kacwin (tectonic interpretations by folding down)

Objaśnienia symboli jak na fig. 1
Explanations as in Fig. 1

Niższą część paleogenu podhalańskiego, starszą od fliszu, tworzy seria węglanowa numulitowa lub węglanowy kompleks numulitowy (S. Sokołowski, 1959), odsłonięty na powierzchni tylko na południowym obrzeżeniu Podhala — w przejściu do Tatr — w postaci wąskiej, nierównej wstęgi.

SERIA WĘGLANOWA NUMULITOWA (EOCEN ŚRODKOWY — GÓRNY)

Utwory serii węglanowej numulitowej transgredują na różnych ogniwach tatrzańskich serii reglowych, które zostały przez procesy erozji i krasu silnie urzeźbione przed eocenem środkowym. Wskutek tego, jak wynika z badań geologicznych S. Sokołowskiego (1959) oraz F. Biedy (1963), różne elementy stratygraficzne serii węglanowej w rozmaitych miejscach weszły do kontaktu sedimentacyjnego ze skałami serii reglowej.

Seria węglanowa numulitowa tworzy kompleks skalny bardzo zmiennej miąższości, wahającej się po rozciągłości warstw od około 200 m w rejonie Hrubego Regła do 15 m w rejonie Łysej Polany (fig. 5). Kompleks ten, którego wiek określa się na eocen środkowy — eocen górny (lutet —

barton dolny, F. Bieda, 1963), składa się z szeregu następujących ogniwi (od dołu): zlepieńców czerwonych (a), zlepieńców szarych (b), dolomitów detrytycznych (c), wapieni dolomitycznych z numulitami i wapieni organodetrytycznych zlepieńcowatych (d), warstw florowych (e), wapieni zlepieńcowatych i zlepieńców (f), wapieni zlepieńcowatych (g), oraz piaskowców dolomitycznych (h). Z wymienionych ogniwi tylko dwa najmłodsze (g i h) występują w pełni w całym pasie przytatrzańskim, pozostałe niekompletne (a, b, c, d, e, f), tylko miejscami.

Seria węglanowa numulitowa chowa się na północ od Tatr pod fliszem (S. Sokołowski — w przygotowaniu do druku) i najprawdopodobniej rozwija się pod nim w kierunku Pienińskiego Pasa Skałkowego, ale nie wiadomo jak daleko i w jakiej formie. Na północnym, przypienińskim obrzeżeniu paleogenu podhalańskiego na razie nie znajdują się bowiem ani jej wychodni, ani jej facjalnego odpowiednika. Niewielkie wstęgi zlepieńcowe wapienno-dolomityczne, numulitowo-dyskocyklinowe, występujące u dołu serii fliszowej w rejonie Szaflar, wprawdzie wiekowo odpowiadają ogniwu g, tj. zlepieńcom i wapieniom zlepieńcowatym (barton dolny), lecz różnią się od nich facjalnie, składem petrograficznym i tym, że są wykształcone w postaci cienkich soczewek w spągu ławic piaskowcowych przewarstwiających mułowce. W strefie kontaktu tektonicznego w najniższym ogniwie warstw szaflarskich nie obserwuje się zmian procesu sedimentacyjnego, który sygnalizowałby bliskość serii węglanowej, co raczej potwierdza, niż wyklucza możliwość jej występowania głębiej pod serią fliszową. W strefie przypienińskiej, jak wykazały badania terenowe, dolna część serii fliszowej, jak również utwory serii węglanowej numulitowej zostały tektonicznie wytarte lub obcięte w niejednakowym stopniu na całym odcinku kontaktu z Pienińskim Pasem Skałkowym.

Z dotychczasowych przeglądowych badań geofizycznych Podhala wynika, że od Tatr w stronę Pienińskiego Pasa Skałkowego rośnie ujemna anomalia grawimetryczna (S. Sokołowski, L. Watycha, 1965). Wskazuje to, że w strefie przypienińskiej pod paleogenem nastąpiło znacznej wielkości spiętrzenie i zaburzenie tektoniczne utworów osadowych, których część może należeć do skał paleogenu podhalańskiego lub skał serii skałkowych, a część do innych, zbliżonych do skał serii regłowej i wierchowej.

Można ze znaczną dozą prawdopodobieństwa przyjąć, że w tej masie skalnej występuje również seria fliszowa paleogenu podhalańskiego w postaci dolnej części fałdu przewalonego lub szeregu łusek wgłębnych (fig. 2—4).

SERIA FLISZOWA (FILSZ PODHALAŃSKI)

Utwory serii węglanowej interesowały już od dawna licznych badaczy (S. Sokołowski, 1959; J. Gołąb, 1959). Natomiast utwory serii fliszowej zostały systematycznie zbadane dopiero w ostatnim dziesięcioleciu.

Potężna, 3500 m miąższości seria fliszowa została podzielona w oparciu o zmienność litologiczną na szereg ogniwi (J. Gołąb, 1959; L. Watycha, 1959; S. Sokołowski, L. Watycha, 1965).

Jako najniższe ogniwo wydzielono warstwy zakopiańskie, przechodzące ku górze bez przerwy w warstwy chochołowskie, a te znów w warstwy ostrzyckie.

stwy zakopiańskie. W poszczególnych warstwach wyróżniono jeszcze ogniwa więcej lub mniej mułowcowo-lupkowe czy też piaskowcowe (fig. 1, fig. 5).

W niniejszym opracowaniu zostanie przedstawiona i szerzej zanalizowana tylko najniższa część serii fliszowej, skąd zostały pobrane próbki do badań.

Wiek niższej części serii fliszowej (warstwy zakopiańskie i dolne ogniwo warstw chochołowskich) został określony przez F. Biedę (1959, 1963) na podstawie dużych otwornic jako eocen górny (priabon). Wyższej części tej serii (górnego ogniwa warstw chochołowskich oraz warstwy ostrzyckiej) przypisuje się wiek oligoceński przez analogię do utworów fliszowych, występujących na Orawie Słowackiej, a których wiek określono na podstawie mikrofauny (D. Andrusow, 1965).

Badania geochemiczne nad zawartością węglowodorów podjęte zostały dopiero w 1965 r. przez J. Calikowskiego, B. Gondek, K. Szpanier (1967) i objęły w pierwszej fazie otwór wiertniczy Zakopane IG-1, a w następnej przypienińskie skrzydło niecki, koncentrując się tylko na najniższych ogniwach stratygraficznych serii fliszowej, tj. na warstwach szaflarskich i zakopiańskich (J. Calikowski, 1967).

WARSTWY SZAFLARSKIE — PRIABON DOLNY

Są one najniższym stratygraficznym elementem serii fliszowej. Miąższość ich w rejonie Szaflar i Białki wynosi około 750 m, malejąc w rejonie Niedzicy do około 600 m, a jeszcze bardziej w rejonie Maruszyny — wskutek redukcji tektonicznej, a częściowo wskutek zmian sedymentacyjnych (przejście piaskowców w łupki). Warstwy szaflarskie zostały rozdzielone na trzy ogniwa:

Ogniwo dolne — piaskowcowe, miąższości około 300 m, składa się z różnej grubości ławic piaskowcowych (1 cm do 3 m), zawierających lokalnie wstęgi zlepieńców. Piaskowce różnoziarniste i zlepieńcowate oraz mułowce zlepieńcowate, występujące w dolnej części ogniwa w mniejszej ilości (30÷70%), przeważają w części górnej tego ogniwa, gdzie tworzą duży, zwarty kompleks (90÷120 m). W kompleksie tym łupki i mułowce występują w niewielkiej ilości (1÷20%), przeważnie w postaci cienkich przewarstwień. Mułowce i łupki jako różnej grubości przeławiczenia lub cieniutkie laminy w piaskowcach przeważają (70÷80%) tylko w dolnej części ogniwa oraz w kilkumetrowej grubości zespołach skalnych, w których piaskowce są cienkoławicowe i drobnoziarniste.

Ogniwo dolne bez wyraźnej granicy przechodzi w ogniwo środkowe — piaskowcowe z łupkami typu menilitowego. Charakteryzuje się ono znaczną przewagą mułowców i łupków nad piaskowcami różnoławicowymi. Ilość warstw piaskowcowych, głównie cienkoławicowych (1÷25 cm), waha się w tym ogniwie w granicach 0÷70%. Mułowce i łupki są dość twarde i często przechodzą w cienkie warstwy łupków bardzo podobnych do menilitowych. Piaskowce średnio- i gruboławicowe występują w postaci pojedynczych ławic. Pojawiają się w nich również buły dolomitów żelazistych, zawierających miejscami asfaltyt. Lokalnie wiążą się one ze zlepieńcami i mułowcami dolomitycznymi zlepieńcowatymi, np. nad rzeką Białką lub Niedziczanką.

Miąższosc ogniwa środkowego zmienia się od 100 m w części zachodniej obszaru ich występowania do 150 m w części wschodniej.

Miejscami, np. między rzeką Białką a Białym Dunajcem, facja łupków typu menilitowego pojawia się jeszcze wśród piaskowców górnego ogniwa warstw szaflarskich.

Ogniwo górne — piaskowcowo-zlepieńcowe, miąższosci około 250 m, wykazuje spośród wymienionych wyżej ogniw największą jednolitość i ciągłość wykształcenia. Zbudowane jest ono niemal w całości z piaskowców średnio- i gruboławicowych (0,30÷4 m) z soczewkami zlepieńców skupionych w kilkudziesięciometrowych zespołach, w których ilość przewarstwień mułowcowych, przeważnie cienkich, nie przekracza 10%. Zespoły piaskowcowo-zlepieńcowe są rozdzielone kilku zespołami mułowcowo-łupkowo-piaskowcowymi (ilość ławic piaskowcowych 40÷60%) 5÷7 m miąższosci, zanikającymi ku górze na rzecz piaskowców.

W piaskowcach tego ogniwa ziarno jest przeważnie drobne. Ziarno średnie i grube występuje częściej w spągu ławic i w ławicach piaskowcowych dolnej części tego ogniwa. W tej części pojawiają się również wstęgi zlepieńców i bardzo grube ławice mułowca zlepieńcowatego, rozsypliwego.

Najważniejszą cechą sedymentacyjną utworów warstw szaflarskich są: wielka zmienność miąższosci warstw wzdłuż rozciągłości, przechodzenie piaskowców w mułowce lub łupki na niewielkich odcinkach, bardzo drobna laminacja mułowców warstewkami pylastymi lub pylasto-piaszczystymi grubości dziesiętnej milimetra. Mułowce te przechodzą wzdłuż rozciągłości w jednym miejscu w ławice piaskowców, w innym w łupki, w stropie niemal z reguły w łowce i łupki ilaste. Warstwowanie przeważnie równoległe, bywa dość często skośnie ścinające się, a co pewien okres zaburzone spływami (konwolutne).

Ziarno w piaskowcach średnio- i gruboławicowych jest tylko w niektórych warstwach frakcjonalnie ułożone, przeważnie jednak bezładnie, a w masie drobno- i średnioziarnistej występują w większej ilości grubsze ziarna (zlepieńcowatość).

Powszechną cechą utworów warstw szaflarskich jest wyraźny zapach bitumiczny, zaznaczający się najsilniej w ciemnoszarych mułowcach i szarych piaskowcach zlepieńcowatych, a słabo w jasnoszarych, pylastych, laminowanych mułowcach, w zwartych, drobnoziarnistych piaskowcach lub w jasnych łupkach.

Warstwy szaflarskie na południe w stronę Tatr przechodzą prawdopodobnie w łupki, mułowce i piaskowce drobnoziarniste, zazębiając się w pewnym miejscu profilu z górnymi ogniwami serii węglanowej numulitowej oraz ze starszymi utworami fliszowymi strefy przytatrzańskiej. Miejsce tego zazębiania się jest nieznanne, lecz z dynamiki sedymentacji można wnioskować, że ku górze warstw szaflarskich zasięg ich zbliża się coraz więcej w stronę Tatr, a nawet, co nie wykluczone, dochodzi do powiązania grubego osadu skrzydła przypienińskiego z przytatrzańskim (piaskowce z Kozińca).

Głównymi typami litologicznymi warstw szaflarskich są: łupki, mułowce, piaskowce drobnoziarniste, cienkoławicowe, piaskowce różnoziarniste, mułowce zlepieńcowate.

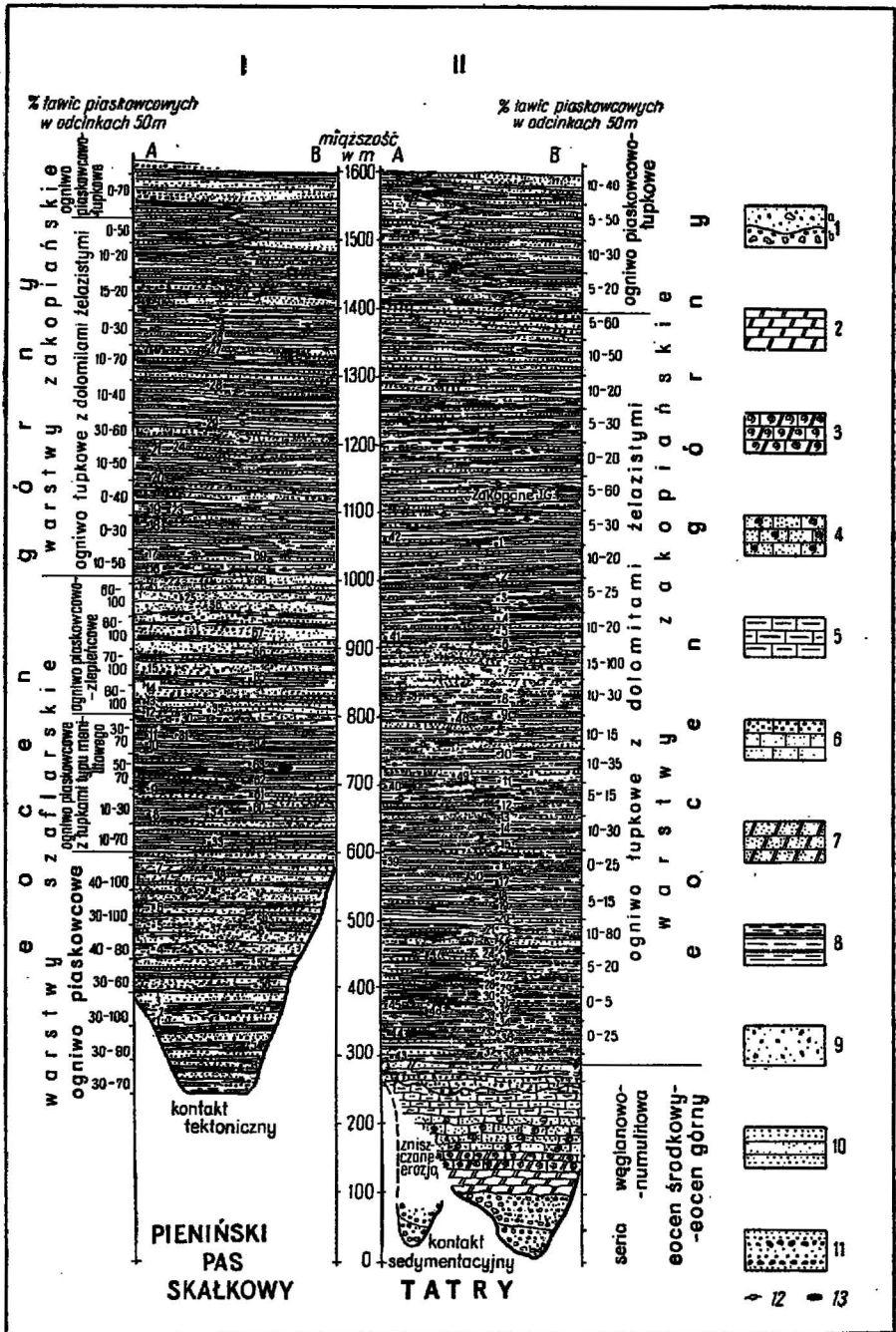


Fig. 6. Syntetyczny profil litologiczno-stratygraficzny dolnej części paleogenu podhalańskiego
 Synthetical lithological-stratigraphical section of the lower part of Podhale Palaeogene

I — strefa przypienińska, skrzydło N synklinorialnej niecki podhalańskiej; II — strefa przytatrzańska, skrzydło S synklinorialnej niecki podhalańskiej; A — część wschodnia, B — część zachodnia
 1 — zlepnieńce: a — czerwone, b — szare; 2 — dolomity detrytyczne; 3 — wapienie dolomityczne z numullitami; 4 — wapienie organodetrytyczne, zlepnieńcowate; 5 — łupki margliste i łupki wapniste (warstwy florowe); 6 — zlepnieńce i wapienie zlepnieńcowate; 7 — płaskowce dolomityczne 8 — mułowce kwarcowo-dolomityczno-łyszczykowe; 9 — płaskowce zlepnieńcowate, różnoziarniste i mułowce zlepnieńcowate; 10 — płaskowce drobno- i średnioziarniste; 11 — zlepnieńce różnoziarniste w soczewkach lub warstwach; 12 — sterosydyerty; 13 — rogowce
 I — Near-Pieniny zone, northern limb of the synclinalorial Podhale trough; II — Near-Tatra zone, southern limb of the synclinalorial Podhale trough; A — eastern part, B — western part
 1 — conglomerates: a — red, b — grey; 2 — detrital dolomites; 3 — dolomitic limestones with nummullites; 4 — organodetrital conglomeratic, limestones; 5 — marly shales and calcareous shales (Flora beds); 6 — conglomerates and conglomerate-like limestones; 7 — dolomitic sandstones; 8 — quartz-dolomite-mica siltstones; 9 — conglomeratic, variously grained sandstones and conglomerate-like siltstones; 10 — fine-grained and middle-grained sandstones; 11 — variously grained conglomerates in lenses or layers; 12 — sphaerosiderites, 13 — hornstones

Łupki ilaste lub wapienno-dolomityczne są jasnoszare i szare (próbki nr 1, 10, 52, 58), a tylko we wkładkach typu menilitowego (próbki nr 9, 12, 33, 34, 61) nieco krzemieniste. Ciemnoszare występują najczęściej w postaci warstewek kilkucentymetrowej grubości, którymi kończy się cykl sedimentacyjny przebiegający od piaskowców poprzez mułowce do łupków. Granica dolna warstw łupkowych jest bardzo niewyraźna, zatarta przejściem z mułowców lub od ilowców, natomiast powierzchnia stropowa jest wyraźnie podkreślona gładką, twardą powierzchnią spagową nadległej ławicy piaskowcowej. Łupki na powierzchni dzielą się na cieniutkie blaszki, pokryte w płaszczyznach oddzielności bardzo drobnym, jasnym łyszczkiem. Miejscami zawierają również drobny, zwęglony detrytus roślinny.

Łupki typu menilitowego — twarde, ciemnoszare — rozpadają się podczas wietrzenia na blaszki pokryte rdzawym nalotem związków żelaza, a miejscami żółtymi wykwitami ałunów. Łupki te, wykształcone wśród mułowców lub łupków ilastych jako przewarstwienia grubości 2÷40 cm, zawierają jeszcze sporo ziarn pirytu, nieliczne okruchy detrytus roślinnego oraz ślady łusek i szkieletów rybich. Udział łupków w warstwach szaflarskich, mimo znacznej częstotliwości ich występowania jest ilościowo niewielki.

Mułowce (próbki nr 4, 5, 6, 7, 12, 13, 14, 15, 16, 22, 26, 27, 31, 35, 54, 56, 60, 64, 65, 66, 67, 68) są skałą masywną, barwy szarej lub ciemnoszarej, rzadko jasnoszarej, zbudowaną z cząstek frakcji pyłowej z pewną zmienną zawartością frakcji ilowej i z domieszką najdrobniejszego piasku. Ziarno w skale jest rozmieszczone bezładnie, bez zaznaczenia warstwowania, wskutek czego sprawia wrażenie jednolitej, masywnej warstwy. Mułowce wietrzeją na nierówne, owalne bryły, rozpadające się na sierpowate odłupki i szczapy.

Omawiana skała składa się głównie z pyłu kwarcowego i dolomitowego, w mniejszym stopniu wapiennego, wśród którego występuje znaczna, lecz zmienna zawartość drobnych blaszek łyszczykowych (mułowce kwarcowo-dolomitowo-łyszczykowe). Łyszczyków miejscami jest tak wiele, że skała aż łni od nich na przełamie. Blaszk łyszczyków — jasne muskowitu, bardzo rzadkie biotyту lub chlorytu — rozsiane są w skale względnie równomiernie z zachowaniem poziomego ułożenia. W składzie petrograficznym mułowców występuje jeszcze nieco czarnych związków żelaza, żółtych pirytu (lokalnie nawet dość dużo). Ostatnie podczas wietrzenia barwią skałę na żółtawobrunatną. Ponadto są w nich rozsiane drobnutkie lub większe ciemnobrunatne okruchy zwęglonych szczątków roślinnych, lokalnie łuski rybie, które łącznie z czarnymi nalotami lub cząstkami asfaltowymi barwią skałę na kolor ciemnoszary. Im mniej jest w skale tych ostatnich, tym jest ona jaśniejsza. Mułowce jasnoszare zawierają wiele kwarcu, dolomitu, muskowitu, nieco wapienia, lecz bardzo mało szczątków roślinnych. Mają przełam nierówny, a prostopadle do warstwy zadziorowaty, matowy, rysę szarą lub szarobrunatną. Burzą słabo z HCl, silnie po roztarciu, lecz nie jednako.

Miąższość warstw mułowców kwarcowo-dolomitowo-łyszczykowych waha się 2 cm ÷ 3 m (przeważa 30 cm ÷ 1 m). Mułowce w strefie kontaktu tektonicznego lub w miejscu większego zaangażowania tektonicznego uległy złupkowaniu (próbki nr 2, 3, 51, 53, 59). Gdzie indziej wsku-

tek silniej zarysowującej się w nich tendencji do warstwowego ułożenia elementów składowych, przede wszystkim łyszczyków, pojawiła się struktura łupkowa, która wyraźnie ujawnia się dopiero podczas wietrzenia. Do nich należą próbki nr 32, 36, 38, 59, 62. Mułowce łupkowe są formą przejściową do mułowców laminowanych, które z kolei są przejściowe od drobnoziarnistych piaskowców pylastych do mułowców. Mułowce laminowane wykształcone są głównie w postaci cienkich i średnich ławic (1÷50 cm), wyjątkowo jako gruboławicowe (do 1 m). Pojawiają się najczęściej po mułowcach masywnych.

Mułowce laminowane składają się z jasnych warstewek piaszczystych na przemian z ciemnymi warstewkami (laminami) mułowcowymi, ułożonymi zazwyczaj równolegle, nierzadko skośnie lub ścinająco. Bardzo rzadko są sfalowane (konwolutive). Warstwy najczęściej zaznaczają się układem równoległym i poprzez ścinający przechodzą znów w równoległy, od którego w górę zaczyna się mułowiec masywny. Grubość poszczególnych lamin mułowcowych, mułowcowo-piaszczystych czy piaszczystych jest zmienna i waha się od dziesiętnej milimetra do paru milimetrów. Laminę piaszczystą są przeważnie wapieniste, twarde, zwarte i słabiej bitumiczne niż laminę mułowcową.

Piaskowce drobnoziarniste cienkoławicowe (1÷30 cm) występują w kilku odmianach. W stropie przeważają piaskowce laminowane, a w spagu masywne. Laminę pylastą lub piaszczystą, o dziesiętnej milimetra, składają się z kwarcu, dolomitu, czarnych ziarn związków żelaza, niekiedy piryty. Blaszki muskowitu ułożone zwarcie na płaszczyźnie warstwowania ułatwiają oddzielność warstwową. Do muskowitu nierzadko dołącza się detrytus zwęglonych roślin. W niektórych ławicach jest go tak wiele, że w skale tworzy się ciemna smuga piaszczysto-węglista (próbka nr 8, 11, 57). Piaskowce są ciemnoszare, niebieskawoszare, twarde, o spoiwie wapienno-dolomitycznym, pękają one na romboidalne kostki ostrokrawędziste. Odmiana ciemnoszara, masywna wykazuje silny zapach bitumiczny.

Piaskowce różnoziarniste wykształcone są w dwu odmianach: zwartej oraz zlepieńcowatej, rozsypłowej.

Odmianę zwartą tworzą piaskowce średnio- i gruboławicowe, jasnoszare lub niebieskawoszare, drobno- i średnioziarniste, a w spagu ławicy lokalnie gruboziarniste, o spoiwie wapienno-dolomitowym, częściowo kontaktowym. Ziamno ułożone przeważnie frakcjonalnie i równomiernie w całej ławicy składa się głównie z kwarcu. Muskowit, dolomit, związki żelaza, lityt znajdują się w mniejszości. Na dolnej powierzchni ławicy, zwykle wyraźnie zarysowanej, bioglify jest bardzo mało, przeważają mechanoglify prądowe i wleczeniowe.

Piaskowce różnoziarniste zlepieńcowate, rozsypłowe, o zmiennej miąższości ławicy (15 cm do 4 m) oraz miejsca występowania i wykształcenia (ławice, smugi, soczewki) są najczęstszym utworem warstw szafłarskich, ważnym przede wszystkim ze względów kolektorskich, gdyż tworzą dość duże kompleksy skalne, które miejscami razem z mułowcami zlepieńcowatymi rozrastają się wśród mułowców w soczewki kilkudziesięciometrowej miąższości. Utwory te powstały podczas bardzo szybkiej sedymentacji w środowisku burzliwym (utwory brzeżne w pobliżu ujścia małych potoków). Piaskowce różnoziarniste, zlepieńcowate charakteryzują się tym,

że wśród masy skalnej drobno- i średnioziarnistej, składającej się z kwarcu i łyszczyków, są rozsypane bezładnie ziarna średnicy 1-5 mm, głównie kwarcu, dolomitu, lidytu. Ostatnie miejscami są tak liczne, że skała zamienia się w zlepieniec. Ziarno drobne i średnie jest słabo- lub średnio obtoczone, natomiast grubsze przeważnie obtoczone dobrze. Pokrywa je otoczka ilasta, niekiedy ilasto-pirytowa. Spoiwo ilaste, ilasto-wapienne lub dolomitowe wiąże słabo tę skałę, co przy domieszce pirytu sprawia, że szybko ona wietrzeje i rozpada się na piasek.

W składzie petrograficznym oprócz kwarcu i łyszczyków (muskowit, rzadko biotyt i chloryt), dolomitu i lidytu pojawiają się jeszcze związki żelaza jako czarne skupienia, lokalnie duże ilości pirytu rozproszonego lub w skupieniach, łupki serycytowe, chlorytowe. Prawie wszędzie znajdują się w nich różnej wielkości szczątki zwęglonych roślin, miejscami nagromadzone w bardzo dużej ilości. W spoiwie ciemnoszarym, jak się zdaje, bierze duży udział asfaltyt. Piaskowce te mają wyraźny zapach bitumiczny. Część substancji organicznej może być asfaltytem.

Według badań laboratoryjnych ciężar właściwy tych piaskowców (skała świeża) wynosi 2,71 g/cm³, ciężar objętościowy 2,47 g/cm³, porowatość 9,6%, wilgotność 0,67, nasiąkliwość 2,59%, współczynnik przepuszczalności wyrażony w milidarsach 0,00053.

Mułowce zlepieńcowate tworzą duże (do 10 m miąższości) ławice (soczewki) pojawiające się w omawianych warstwach nieregularnie w różnych miejscach i na różnych głębokościach. Ich powstanie wiąże się z fazą szybkiej, niespokojnej sedymentacji, na którą w niektórych partiach niecki sedymentacyjnej nakładały się procesy osuwiskowe. Procesy te spowodowały spiętrzenie się masy pylasto-piaszczystej, w której tkwią różnej wielkości otoczki lub odłamki krawędziste skał krystalicznych (granit, gnejsy, łupki biotytowe, serycytowe, amfibolity) i osadowych (kwarcyty, dolomity, piaskowce kwarcytowe, wapienie, lidyty, rogowce) dochodzące do 20 cm średnicy.

Ziarno mniejsze od 2 cm jest w mułowcach zlepieńcowatych przeważnie dobrze obtoczone i pokryte otoczką ilasto-pirytową. Szara masa pylasto-piaszczysta (mułowcowa), bezładnie wymieszana, słabo spojona ilasto-wapiennym spoiwem zawiera oprócz pirytu, kwarcu i skał wyżej wymienionych detrytus zwęglonych roślin. Masa skalna miejscami jest więcej wapnista i wtedy skała staje się zwarta, a gdzie spoiwo jest w niej tylko ilasto-pylaste, tam jest miękka i łatwo się rozsypuje. Skała ta wykazuje wyraźny zapach bitumiczny. Miejscami przechodzi w dolomit żelazisty. Niektóre soczewki dolomitów żelazistych są spękane, a szczeliny wypełnione asfaltytem (próbka 30).

WARSTWY ZAKOPIAŃSKIE

Warstwy zakopiańskie zostały podzielone na dwa ogniwa: łupkowe z dolomitami żelazistymi oraz leżące na nim piaskowcowo-łupkowe.

W strefie przytatrzańskiej miąższość ogniwa łupkowego z dolomitami żelazistymi wynosi około 1300 m, a w strefie przypienińskiej około 600 m. Miąższość ogniwa piaskowcowo-łupkowego waha się 600-700 m. To ostatnie ogniwo, jak również nadległe mu warstwy chochołowskie i ostryskie nie będą szczegółowiej omawiane, gdyż nie zostały objęte badaniami nad ich bitumicznością.

Ogniwo łupkowe z dolomitami żelazistymi występuje szerokim pasem w strefie przytatrzańskiej i leży bezpośrednio na serii węglanowej numulitowej oraz nieco węższym pasem w strefie przypienińskiej, gdzie leży na warstwach szaflarskich (fig. 1). Składa się ono z mułowców oraz łupków przedzielonych cienkoławicowymi piaskowcami. W strefie przytatrzańskiej rozwinęły się w nim miejscami 2—3 zespoły średnich i grubych ławic piaskowcowych, tworzących wśród mułowców nieciągłe wkładki, miąższości do 20 m. Jedną z nich stanowią piaskowce z Kozinca (J. Gołąb, 1959). Ponadto w dolnej części występują jeszcze niewielkie soczewki zlepieńców, w których głównym składnikiem są tatrzańskie dolomity i wapienie. W strefie przypienińskiej natomiast ogniwo łupkowe zawiera nieliczne, średnie lub grube ławice piaskowcowo-zlepieńcowate. Ilość mułowców i łupków, z wyjątkiem owych zespołów piaskowcowych, waha się 50÷100%, a piaskowców 0÷50%.

Piaskowce cienkoławicowe są przeważnie drobnoziarniste, podobne pod względem litologicznym, sedymentacyjnym oraz petrograficznym do tego typu piaskowców opisanych z warstw szaflarskich. Mułowce we wschodniej części strefy przytatrzańskiej są ciemnoszare z odcieniem brunatnawym, twarde i jednolite. Ilość łupków, jak również cienkich przewarstwień piaskowcowych (lamin) jest w nich niewielka. Te dolomityczne mułowce, kwarcowo-muskowitowe, łupią się na grube okruchy i są bitumiczne (próbki 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46).

W stronę zachodnią od Suchej Wody oraz ku górze ogniwa mułowcowe jaśnieją (próbki 47, 48, 49) i zawierają więcej piaskowców i pyłu piaszczystego, skoncentrowanego zazwyczaj w drobnych, gęstych laminach. Pojawiają się też w większej ilości buły i wydłużone soczewki dolomitów żelazistych.

Mułowce strefy przypienińskiej (próbki 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 69) są skałą masywną, szarą lub jasnoszarą, składającą się z pyłu kwarcowo-dolomitowo-łyszczykowego. Dość często w ławicach ilość składnika wapienno-dolomitowego przeważa nad kwarcem i łyszczikiem. Skała ta burzy słabo z HCl, silniej po jej roztarciu. Ilość łyszczyków jest zmienna, lecz ogólnie znaczna. Mułowce zawierają nieco biotyту i chlorytu, piryту oraz drobnych szczątków roślinnych. Mają przełam nierówny, matowy, rysy szare, są twarde, rozpadają się na grube, nierówne odłupki. Tworzą ławice od 10 cm do 4 m.

Wśród mułowców w rejonie Niedzicy pojawiają się nieliczne grube ławice piaskowcowo-zlepieńcowe, które ku zachodowi przeradzają się w cienkoławicowe piaskowce. W zlepieńcach występuje głównie materiał wapienno-dolomitowy, niekiedy bardzo słabo obtoczony i krawędzisty. Zapach bitumiczny zaznacza się szczególnie wyraźnie w mułowcach dolnej części tego ogniwa.

Mułowce wykazują następujące cechy fizyczne: ciężar właściwy 2,78 g/cm³, ciężar objętościowy 2,61 g/cm³, porowatość 7,2%, wilgotność 28%, nasiąkliwość 0,57%.

Warstwy chochołowskie (fig. 1, fig. 5), które w części zachodniej są bardziej piaskowcowe, zajmują wielki obszar centralnej niecki podhalańskiej. Są one niemal w całości rozcięte i odsłonięte w rzekach, jak Białka, Biały Dunajec, Czarny Dunajec oraz w licznych dopływach tych rzek.

Nadległe warstwy ostryskie (fig. 1, 5) są skoncentrowane w dużym płacie w zachodniej części Podhala i całkowicie odsłaniają się na powierzchni. W miarę zbliżania się ku stropowi serii fliszowej zwiększa się w nich udział skał tatrzańskich tak osadowych, jak i krystalicznych. Nie brakuje w nich również materiału serii węglanowej numullitowej.

PALEOGEOGRAFIA I TEKTONIKA

Obecnie rozpoznany ponad 4000-metrowej miąższości kompleks skałny paleogenu podhalańskiego, a gdy uwzględni się jego część zerodowaną — na pewno przekraczający 5000 m, osadzał się szybko w stosunkowo krótkim okresie między wyższą częścią eocenu środkowego a dolnym oligocenem. Sedymentacja odbywała się w tektonicznym obniżeniu (niecka podhalańska), wydłużonym z W na E, zapewne niewiele szerszym niż 25 km, rozciągającym się między Tatrami a wydłużoną barierą lądową (bariera przypienińska), która na północy oddzielała nieckę podhalańską od Pienińskiego Pasa Skałkowego.

Dla niecki podhalańskiej najbardziej charakterystyczne było to, że gdy jej część północna (oparta o barierę przypienińską i część południowa (oparta o Tatry) wykonywały ruchy zmienne w czasie, nierzadko o przeciwnym znaku, jej centralna część systematycznie obniżala się szybciej do końca eocenu, później coraz wolniej aż do zaniku i zmiany kierunku tego ruchu na przeciwny (dźwiganie) w dobie przygotowywania się tego rejonu do fałdowania po dolnym oligocenie.

Z końcem eocenu środkowego do niecki podhalańskiej napływał materiał z południowego, tatrzańskiego obszaru lądowego, osadzający się głównie w części przytatrzańskiej, obniżającej się w tym czasie (zlepience i skały węglanowe) oraz z bariery przypienińskiej w strefie północnej. Czy materiał płynący z Tatr sięgał do brzegu północnego niecki tego obecnie, na razie nie można stwierdzić.

Na początku eocenu górnego (priabon dolny) — w dobie osadzania się warstw szaflarskich — do północnej części niecki dostaje się różnej grubości materiał, płynący z bariery przypienińskiej. W tym okresie bariera ta, zapewne pod wpływem ruchów przygotowujących fałdowanie się południowej części płaszczowiny magurskiej, dźwigała się i prawdopodobnie połączyła się z Pienińskim Pasem Skałkowym w jeden lądowy blok. Przemawia za tym nie tylko skład petrograficzny materiału skalnego, lecz również stan obtoczenia oraz położenie materiału gruboklastycznego i kierunek prądów.

Bariera przypienińska była zbudowana ze skał krystalicznych nie występujących w Tatrach (granity, gnejsy, łupki biotytowe, serycytowe, chlorytowe, amfibolity strefy mezo) oraz ze skał osadowych, wśród których znaczny udział miały dolomity, kwarcyty, litydy i rogowce. Skały osadowe są zbliżone do skał tatrzańskich serii reglowych lub wierchowych, lecz nie ma w nich skał z serii pienińskich. Na przełomie priabonu dolnego i środkowego bariera przypienińska zaczyna powoli się obniżać, co uwidoczni się w osadach — przy przechodzeniu warstw szaflarskich do zakopiańskich coraz bardziej zanika dopływ materiału krystalicznego, a zwiększa się udział osadowego, zwłaszcza tatrzańskiego. Te ostatnie ma-

ją już wyraźnie przewagę w ogniwie piaskowcowo-lupkowym warstw zakopiańskich północnego skrzydła niecki (rejon Niedzica-Kacwin). W przejściu do warstw chochołowskich (priabon środkowy) wśród skał krystalicznych nietatrzańskich, ale też przeważnie niepodobnych do skał bariery przypienińskiej występują bardzo liczne okruchy i otoczaki skał osadowych tatrzańskich, wśród których pojawiają się otoczaki serii węglanowej numulitowej.

Tak więc w rejonie tatrzańskim po dłuższej fazie obniżania się (eocen środkowy — priabon dolny), przerwanej krótkotrwałymi wahnięciami pozytywnymi, rozpoczyna się od końca priabonu dolnego tendencja systematycznego dźwigania. W sedymencie składanym w niecce wzmacnia się wpływ materiału tatrzańskiego, który aż do końca (oligocen dolny) dominuje tak w jej części południowej, jak i w centralnej, czego najlepszym przykładem są gruboklastyczne osady warstw chochołowskich i ostryskich.

Skały serii reglowych i wierchowej niszczone erozją i procesami krasowymi oprócz ziarn kwarcu dostarczają do morza wielką ilość materiału dolomitowo-wapiennego, głównie frakcji pylastej. Skały krystaliczne, ulegające bardzo szybko całkowitemu rozpadowi pod wpływem wietrzenia w klimacie wilgotnym i ciepłym, szczególnie granit, były źródłem frakcji ilowej i łyszczyków, w mniejszym stopniu kwarcu.

Sedymентация w morzu niecki podhalańskiej odbywała się w warunkach redukcyjnych (T. Wieser — w przygotowaniu do druku; A. Langier-Kuźniarowa, 1966; J. Calikowski, 1967). Życie denne było słabe (ubogie i rzadkie bioglify), ryb jest dość dużo, ruch prądów o kierunkach zmiennych dość znaczny. Morze jest niegłębokie, a brzegi bardzo ruchliwe (ruchy pozytywne i negatywne). Częste zaburzenia warstw, występowanie zlepieńców synsedymencyjnych składających się z lokalnego materiału, różnorodność obtoczenia materiału i jego rozmieszczenie, erozja warstw oraz wielka ilość szczątków roślinnych wskazują, że zmiany ilości opadów na lądzie, na którym panował klimat prawie tropikalny (Z. Bąkowski, 1967), miały wielki wpływ na charakter osadów i sposób sedymentacji w tym morzu.

Z końcem oligocenu dolnego pozytywny ruch Tatr przenosi się na północ i obejmuje centralną część niecki, co powoduje zmianę ruchu na wypiętrzający. Zmiana ta powstała w wyniku przesuwania się na północ bloku tatrzańsko-paleogeńskiego pod wpływem ruchów przygotowujących główną fazę fałdowania, co najpierw ujawniło się w północnym skrzydle niecki, na przedpolu niecki fliszu podhalańskiego. Od dolnego oligocenu wzrasta coraz silniej parcie fliszu podhalańskiego i starszego jego podłoża na barierę przypienińską. Pod tym naciskiem oraz wskutek ogólnej tendencji do ruchu negatywnego tego rejonu w oligocenie środkowym lub górnym zapada się w głąb bariera przypienińska łącznie ze starszym podłożem serii Pienińskiego Pasa Skałkowego oraz z tą barierą lądową, która dostarczała materiału fliszowi magurskiemu.

Wielka obszarom bryła podfliszowego podłoża (razem około 70 km szerokości) przemieszczając się w głąb naruszyła nie tylko swoją pokrywą osadową starszą od doggeru, lecz również część utworów serii magurskiej oraz część północną fliszu podhalańskiego. Między serią magurską a serią fliszu podhalańskiego powstała luka około 65 km szerokości. Pa-

leogen podhalański zbliżył się do serii magurskiej na odległość kilku kilometrów, nasuwając się na swoje złuszkowane lub podwinięte skrzydło północne. Podczas tego ruchu sunąca na północ bryła paleogeńsko-tatrzańska zgarnęła zluźnione przedtem i oderwane od utworów starszych od doggeru serie Pienińskiego Pasa Skałkowego i zmiażdżyła je na szereg różnej wielkości form dyskoidalnych, ułożonych stromo piętrami. Późniejsze ruchy górotwórcze obraz ten niewiele już zmieniły.

WNIOSKI

W wyniku tej zarysowo przedstawionej budowy geologicznej i historii niecki podhalańskiej oraz przyległych jej rejonów należy stwierdzić co następuje:

1. Utwory paleogenu podhalańskiego musiały mieć miąższość większą niż 4 km, czyli że w pewnym okresie najniższe ogniwa paleogenu, występujące w centralnej części niecki Podhala, znalazły się bardzo głęboko pod dużym naciskiem własnych osadów, co mogło przyspieszyć nie tylko proces diagenety, ale i uwęglowodorowanie części organicznych.

2. Utwory paleogenu podhalańskiego zostały zgięte w szeroką, dwuskrzydłową formę synklinalną — nieckę synklinorialną (fig. 2, 3, 4). Można nazywać ją synklinorialną, gdyż skrzydło północne tej formy jest załadowane w rejonie Chochołowa i Łapsz. Utworzyły się tutaj strome fałdy, słabo przechylone ku S. Fałdy te zanikają: jeden w stronę Szaflar, a drugi w stronę Białki. W rejonie zachodnim — w okolicy Cichego — obserwuje się następny fałd, a w centralnej części pozostałego obszaru tej niecki również kilka fałdów płaskich. Skrzydło południowe niecki leży pod kątem 40° na seriach tatrzańskich. Jest ono pocięte uskokami zarówno podłużnymi, jak i poprzecznymi do przebiegu warstw i miejscami zrzucone w głąb. Uskoki zrzucające schodowato w głąb młodsze kompleksy fliszowe obserwowane są również w części północnej i centralnej tej niecki. Część ich powstała w późnym miocenie, przecinają bowiem również utwory miocenijskie kotliny orawsko-nowotarskiej.

3. Skrzydło północne przypienińskie jest obcięte, a jego część brzeżna, długości co najmniej kilkukilometrowej, została wciągnięta lub zepchnięta w głąb. Fliszowe utwory przypowierzchniowe wykazują w strefie przypienińskiej zaburzenie i słożenie w pasie około 200 m szerokości. Nacisk tektoniczny w strefie kontaktowej oprócz wpływu na powstanie asfaltytów mógł przyczynić się do uwęglowodorowania szczątków organicznych w kompleksach skalnych, występujących w głębszych poziomach północnej części fliszu podhalańskiego.

4. Najniższe elementy serii fliszowej, których dzisiaj nie widać na powierzchni, w strefie przypienińskiej, być może, należące do serii węglanowej, zostały zamknięte kontaktem tektonicznym i mogą być pułapką dla węglowodorów.

5. Utwory piaskowcowe warstw szaflarskich, występujące pod łupkami warstw zakopiańskich w antyklinalnych formach Niedzicy, Łapsz lub Chochołowa, mogą również spełniać rolę kolektorów.

6. Nie wyklucza się, że w strefie kontaktowej pod fliszem leży złuszkowana (fig. 4) lub podwinięta (fig. 2, 3) część brzeżna skrzydła północnego niecki podhalańskiej, przykryta częściowo fliszem, a częściowo utwora-

mi skałkowymi. Może ona być nie tylko kolektorem, lecz również źródłem węglowodorów.

7. Piętro strukturalne niższe (tatrzańskie) sięga prawdopodobnie w pobliże Pienińskiego Pasa Skałkowego. W każdym razie skały tego piętra, jeśli w rejonie przypienińskim nie są osadowymi seriami tatrzańskimi, to są skałami bardzo do nich podobnymi. Podłoże krystaliczne w strefie przypienińskiej może składać się z nieco innych skał niż tatrzańskie. W strefie przypienińskiej mogą być spiętrzone nie tylko skały osadowe typu tatrzańskiego, lecz także pienińskie. Część tych skał wykazuje bitumiczność. Można przyjąć, że w pewnym stopniu mogą one być skałami macierzystymi dla ropy.

8. Wapienie nadposidoniowe, warstwy posidoniowe, dogger fliszowy w seriach pienińskich są wyraźnie bitumiczne. Skały te przy dogodnych skupieniach, co w warunkach pienińskiej tektoniki jest możliwe, mogą nie tylko dostarczać, lecz również gromadzić węglowodory.

9. Bituminy rozproszone we fliszu w dość znacznej ilości nie pochodzą, jak stwierdzono badaniami geochemicznymi (J. Calikowski, 1967), ze skał badanych, lecz są migrujące. Na pytanie, w których skałach powstały i skąd wędrują, można będzie odpowiedzieć po analizie geochemicznej pozostałej części skał paleogenu podhalańskiego oraz skał tatrzańskich, Pienińskiego Pasa Skałkowego i fliszu magurskiego, gdyż jak wynika z treści punktów 1—8, możliwości są bardzo różnorodne, a dotychczasowe badania żadnej z nich nie wykluczają.

Zespół Geologii Podhala i Tatr
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 1 lutego 1968 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDRUSOV D. (1965) — Geologia československých Karpat. 3. Bratislava.
- BAKOWSKI Z. (1967) — Rośliny eoceńskie z Tatr i Podhala. Pr. Muzeum Ziemi, nr 10, p. 167—213. Warszawa.
- BIEDA F. (1959) — Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. Biul. Inst. Geol., 149, p. 215—222. Warszawa.
- BIEDA F. (1963) — Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Pr. Inst. Geol., 37. Warszawa.
- CALIKOWSKI J., GONDEK B., SZPANIER K. (1967) — Zagadnienie genezy i migracji bituminów fliszu podhalańskiego w świetle badań geochemicznych materiału z wiercenia Zakopane IG-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- CALIKOWSKI J. (1967) — Wstępna ocena macierzystości dla ropy naftowej skał fliszu podhalańskiego (opracowanie syntetyczne, część geochemiczna). Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- GOŁĄB J. (1959) — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol., 149, p. 225—250. Warszawa.

- LANGIER-KUZNIAROWA A. (1966) — Eocen węglanowy w profilu otworu Zakopane IG-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. (1959) — Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr polskich. Biul. Inst. Geol., 149, p. 197—214. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S., WATYCHA L. (1965) — Analiza wglębnej budowy Karpat pod kątem widzenia poszukiwań złóż ropy naftowej. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. (w przygotowaniu do druku) — Wiercenie Zakopane IG-1.
- WATYCHA L. (1959) — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Prz. geol., 5, p. 350—355, nr 8. Warszawa.
- WIESER T. (w przygotowaniu do druku) — Otwór Zakopane IG-1. Flisz podhalański (petrografia).

Людвик ВАТЫХА

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УСЛОВИЙ И ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФТИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОДХАЛЯНЬСКОГО ФЛИША

Резюме

Подхальянский флиш или флишевая серия является верхней частью подхальянского палеогена, нижнюю его часть составляет нумулитовая карбонатная серия. Они составляют комплекс пород мощностью более 4000 м и относятся к среднему эоцену (лютет) — нижнему олигоцену (Ф. Беда, 1963).

Отложения палеогена распространены между Татрами и Пенинским Горным Поясом и представляют собой полосу шириной 15—16 км, протягивающуюся с запада на восток. Они изогнуты в виде относительно простой впадины синклинального вида (подхальянская впадина), южное крыло которой, местами нарушенное южными сбросами (З-В), опирается в Татры (притатровая зона), а северное крыло, смятое в складки вблизи тектонического контакта с Пенинским Горным Поясом (припенинская зона), на самом контакте срезано (фиг. 2—4).

В результате многолетних исследований Ю. Голомба (1959), С. Соколовского (1959), Л. Ватыхи (1959) отложения палеогена на основании литологической изменчивости были разделены на ряд комплексов (фиг. 5).

Нумулитовая карбонатная серия мощностью 15—200 м, залегает на поверхности только в притатровой зоне. Она откладывается здесь различными своими комплексами на породах татровых реглевых серий, задетых эрозией перед эоценом.

Во флишевой серии или в подхальянском флише мощностью свыше 3500 м выделены, как самые старшие, шафлярские пласты (нижний буртон, Ф. Беда, 1959), залегающие только в северном крыле впадины. Они состоят главным образом из разнослоистых, разнозернистых, конгломератовых песчаников и алевролитов (фиг. 6).

Покрывающие их закопяньские слои, как и выпележащие хохоловские и острьские слои, представлены в обоих крыльях впадины.

Закопяньские слои в притатровом районе залегают непосредственно на нуммулитовой карбонатной серии нижним своим комплексом, таким как сланцевый с железистыми доло-

митами, состоящий главным образом из алевролитов и сланцев и в меньшей степени из песчаников. Вышележащий закопянский песчанисто-сланцевый комплекс характеризуется увеличивающимся вверх по разрезу количеством песчаных прослоек и их превосходством над сланцами и алевролитами.

Флишевые породы отложились в неглубоком море восстановительного характера. Осадочный материал приносился, в основном, из Татр, а на севере из припенинского берегового барьера. Центральная часть впадины постоянно опускалась, а ее берега были неустойчивы. Северный берег, в связи с подготовкой этого района к складкообразованию, постоянно понижался от приабона и до погружения в среднем олигоцене. В то же время, южный берег (татровский) постоянно поднимался и напирал на север. В результате этих движений, район шириной около 70 км, включающий припенинский барьер, Пенинский Горный Пояс, межгорный барьер, погрузился в период главной фазы складчатости этого района, а осадки подхалиянского флиша приблизились к мазурской серии на расстояние 2—5 км.

В северной части впадины произошло значительное нагромождение серий пород близких к серии холмистых и высоких Татр, а также отложений Пенинского Горного Пояса, которые были раздавлены и образовали ряд дискообразных форм различной величины, расположенных круто, этажами.

Эти геологические предпосылки в сопоставлении с признаками битумичности склонили к проведению исследований об условиях и возможностях образования нефти в подхалияньском флише. В первой фазе исследований, принимая во внимание методику и технику, ограничили алевролитами залегающими в шафлярских пластах и в нижнем комплексе закопяньских пластов. Образцы были отобраны в скважине Закопане ИГ-1 на обнажениях (фиг. 1).

В результате геохимических исследований, проведенных Я. Цаликовским (1967), получено, что битумины в подхалияньском флише расплывены в значительных количествах и не образовались в исследованных породах, а являются мигрирующими.

Ludwik WATYCHA

PRELIMINARY ESTIMATION OF CONDITIONS AND POSSIBILITIES OF FORMATION OF OIL DEPOSITS IN THE EASTERN PART OF THE PODHALE FLYSCH

Summary

The Podhale flysch or the flysch series is the upper part of the Podhale Palaeogene. It represents a rock member, about 4000 m in thickness, referred to Middle Eocene (Lutetian) — Lower Oligocene (F. Bieda, 1963). The Palaeogene formations occur between the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt in a zone of about 15—16 km in breadth, running from west to east. They form a relatively straight synclinal trough (Podhale trough), the southern limb of which, locally thrown by longitudinal faults of a W-E direction, adjoins the Tatra Mts. (near-Tatra zone). The northern limb, in turn, folded at the tectonical contact with the Pieniny Klippen Belt (near-Pieniny zone), is cut off at the very contact (Figs. 2—4).

As a result of exhaustive investigations made by J. Gołab (1959), S. Sokolowski (1959) and L. Watycha (1959), the Palaeogene formations have been subdivided into several members, mainly on the basis of lithological evidences (Fig. 5).

Carbonate nummulite series (15–200 m in thickness) occurs at the surface only in the near-Tatra zone. It transgresses here with its various members on the Tatra rocks of the Sub-Tatra series, slightly eroded before the Eocene.

Within the flysch series or Podhale flysch, more than 3500 m in thickness, Szaflarskie beds have been distinguished as the oldest member (Lower Bartonian, F. Bieda, 1959) that occurs in the area of the northern limb of the trough only. They consist mainly of variously bedded, and variously grained, conglomerate-like sandstones, and of siltstones (Fig. 6).

The overlying Zakopiańskie beds, as well as the higher Chochołowskie and Ostryskie beds, are represented in both limbs of the trough.

In the near-Tatra region, the Zakopiańskie beds rest immediately on the carbonate nummulite series. The lower member of these beds, i.e. the shale member with ferruginous dolomites, is built up mainly of siltstones and shales, secondarily of sandstones. The upper member of the Zakopiańskie beds of sandstone-shale nature, is characterized by the predominance of sandstone banks, over shales and siltstones, increasing upwards.

The flysch formations were laid down in a shallow reduction sea. Materials were brought mainly from the area of the Tatra Mts., and in the north, from the near-Pieniny continental bar. The central part of the trough continuously lowered, but its shores were labile. The northern shore continually subsided due to the pre-folding processes, from the Priabonian up to the time at which it was submerged (Middle Oligocene). In that period, the southern shore (Tatra shore) continually rose and moved northwards. Due to these movements, a region approximately 70 km in breadth, comprising the near-Pieniny zone, the Pieniny Klippen Belt, and the Magurska bar, was subsided during the main folding phase of this region, and the deposits of the Podhale flysch approached the Magurska series at a distance of 2–5 km.

In the northern part of the trough, a considerable amassment of rock series, adjacent to the Sub-Tatra and Tatra series, and to the formations of the Pieniny Klippen Belt, took place. All the series were squeezed and pressed, forming various discoidal members arranged steeply in stages.

Such geological situation and bitumen manifestations forced to initiate new researches on conditions and possibilities of formation of oil deposits in the Podhale flysch formations. In the first phase, due to methodical and technical reasons, the researches were restricted only to the siltstones which occur in the Szaflarskie beds and in the lower member of the Zakopiańskie beds. Samples were taken from the rocks pierced by bore hole Zakopane IG-1 and from exposures (Fig. 1).

As a result of the geochemical examinations made by J. Calikowski (1967) it has been ascertained that bitumens of the Podhale flysch are found to occur in considerable amounts. They have not been formed in the rocks under examination, but are of migration origin.