

Henryk KOZIKOWSKI

Zarys geologii obszaru Krygu—Lipinek koło Gorlic

WSTĘP

Celem pracy jest wyjaśnienie rozwoju facjalnego, tektoniki i paleogeografii wschodniej części eocenu i kredy południowo-wschodniego skrzydła fałdu gorlickiego. Wykonanie tego zamiaru napotykało na wiele trudności mających swe źródło w braku kompletnych materiałów podstawowych. Wprawdzie istniały syntetyczne opracowania J. Strzetelskiego (1929) i jego współpracowników (J. Strzetelski, B. Trześniewski, 1933), a także K. Koniora (1932, 1933), jednakże wobec dzisiejszego stanu znajomości tego obszaru stały się one nieaktualne.

Z nowszych materiałów opublikowanych znana jest praca J. Oberca (1950). Materiały opublikowane przez tego autora były bardzo pomocne przy opracowywaniu obszaru występowania na powierzchni ziemi warstw krosnińskich, skąd nie miałem pełnych obserwacji terenowych opartych na robotach ziemnych.

Wielkie zasługi w opracowaniu podstaw geologicznych dla omawianego obszaru położyli S. Wegner i J. Obtulowicz. Ich nieopublikowane materiały obejmowały poszczególne kopalnie lub ich części.

W latach 1945 i 1946 przy wydatnej pomocy Ireny Kozikowskiej¹ wykonałem geologiczne opracowanie rejonu Krygu-Libuszy — Lipinek w formie graficznej w oparciu o zachowane, lecz zdekompletowane przez Niemców materiały geologiczne i wiertnicze. Po rewindykacji podstawowych materiałów temat uległ ponownemu opracowaniu w latach 1954 i 1955 oraz uzupełnieniom w latach następnych, przyjmując ostateczny kształt w niżej podanej formie.

Na obszarze Lipinek, Krygu i częściowo Libuszy od 1860 r. wykonano ponad 1200 otworów eksploatacyjnych. Dla 934 otworów zachowały się materiały geologiczne i inne. Z tego zaledwie dla 20% istniała stratygra-

¹ Autor serdecznie dziękuje p. Irenie A. Kozikowskiej za żmudne prace graficzne dotyczące analizy scalenia i korelowania poszczególnych fragmentów materiałów geologicznych i wydobywczych, które dopiero po tym kompleksowym ujęciu mogły stać się bazą wyjściową do szczegółowej analizy stratygraficznej, strukturalnej i przemysłowej przedstawionej w tym artykule.

fia określona przez T. Chlebowskiego, A. Nieniewskiego, S. Wegnera, S. Liszkę i W. Urygę. Dla 50% otworów zebrano szczegółowe opisy prób wiertniczych. 30% materiałów wiertniczych opierało się na raportach i luźnych notatkach. Z tych względów przeanalizowanie całego materiału podstawowego wymagało przeprowadzenia czasochłonnych studiów porównawczych, w których uwzględniono również horyzonty ropy naftowej, wodne i gazowe, a także przemysłowe dane odnoszące się do wydobycia.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

Zbadany teren jest słabo zróżnicowany pod względem morfologicznym. Łagodne wzgórza, na ogół nie przekraczające 350 m n.p.m., rozcinają potoki Libuszanica i Krygowianka w doliny o łagodnym spadku, położone na wysokości 300—320 m n.p.m. Doliny są szerokie i mają łagodne stoki. Północna część terenu leży na czwartorzędowym tarasie utworzonym z piasków, ilów, glin i torfów. Z geologicznego punktu widzenia badany obszar należy do jednostki tektonicznej nazywanej w literaturze fałdem gorlickim lub też fałdem Kryg-Libusza — Lipinki. W jej stratygraficzny skład wchodzi warstwy czarnorzeckie, eocen podmenilitowy z piaskowcami ciężkowickimi, warstwy menilitowe z piaskowcami magdaleńskimi oraz warstwy krośnieńskie.

PRZEGLĄD BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Badania poprzedników będą szerzej omówione przy poszczególnych problemach. W tym miejscu podaje się jedynie szkicowo kierunki badań geologicznych, których początek sięga 1893 r. W tym bowiem roku K. Angermann (1893) opublikował plan sytuacyjny terenów Libuszy—Lipinek opatrzony skrupulatnie wykonanymi przekrojami, na których przeprowadził następujący podział geologiczny (od dołu ku górze): 1 — piaskowiec gruboławicowy, drobnoziarnisty z wkładkami łupków; 2 — łupki czarne; 3 — piaskowce wodne (zapewne wodonośne — H. K.) gruboławicowe; 4 — piaskowce białe, gruboziarniste i gradowce (tj. zlepienie złożone z materiału dobrze obtoczonego — H. K.); 5 — łupki czarne z wkładkami siwych, z piaskowcami; 6 — piaskowiec siwy, ciemny, przedzielony szarymi łupkami; 7 — łupek czarny menilitowy. Wszystkie warstwy według tego autora układają się bardzo regularnie. K. Angermann wydzielił dwie antykliny (Libuszy i Krygu) oraz starał się wyjaśnić znaczenie szczelin i uskoków dla rozmieszczenia poziomów ropnych.

W 1925 r. H. Hlauscheck (materiały archiwalne) omówił krótko rys budowy geologicznej omawianego rejonu na tle zagadnień ropności.

W 1929 r. J. Strzetelski opublikował szkicową mapę jasielskiego zagłębia naftowego. Było to pierwsze graficzne przedstawienie geologii okolic Gorlic.

W 1930 r. A. Nieniewski opracował projekt odbudowy górniczej złoża w Libuszy i Lipinkach, w którym omówił bardzo ogólnie geologię tego rejonu podając miąższość poszczególnych warstw i krótką charakterystykę horyzontów ropnych.

W kilka lat później K. Konior (1932, 1933) ogłosił rys geologiczny fałdu gorlickiego, omawiając tektonikę i paleogeografię w skali regionalnej (K. Konior, 1933).

Niemal w tym samym czasie T. Chlebowski i S. Wdowiarz (materiały archiwalne) wykonali zdjęcia geologiczne fałdu gorlickiego na wschód od rzeki Ropy. Z zachowanych materiałów wynika, że pracy tej nie ukończono.

Po latach dwudziestych naszego stulecia, dzięki wzmożonemu ruchowi wiertniczemu, rejonem Krygu — Libusza — Lipinki interesowali się i inni geolodzy pisząc dla poszczególnych firm krótkie i na ogół pobieżne orzeczenia (materiały archiwalne). Spośród nich wyróżnili się J. Nowak, H. Ortyński, S. Wegner i J. J. Zieliński.

Od 1930 r. szczególnie zainteresowanie geologią rejonu Gorlic wykazał S. Wegner. Pracując w charakterze geologa kopalnianego nie miał prawdopodobnie czasu na syntetyczne opracowanie swych materiałów, które zachowały się w formie licznych fragmentów map i przekrojów oraz opisów próbek wiertniczych, prowadzonych skrupulatnie i wnikliwie. Spośród wymienionych geologów, chyba największy wkład w poznanie fałdu gorlickiego przypisać należy S. Wegnerowi.

Od 1938 r. obok materiałów S. Wegnera pojawiają się rękopisy J. Obtułowicza. Szczególną jego troską była sprawa odbudowy górniczej oraz racjonalne zaważnianie złóż ropy naftowej powiązane ze zwiększeniem jej wydobycia.

W 1943 r. zachodnią część fałdu Gorlic opracował H. Świdziński (1950). Mapy tego autora są wykonane precyzyjnie i przejrzyste, a interpretacja tektoniczna przeprowadzona w sposób jasny i przekonywający. Udowodnił on, że fałd gorlicki jest silnie złuskowany i nasunięty na warstwy krosnieńskie swego przedpola.

J. Oberc (1950) przeprowadził badania terenowe w latach 1943—1944 na wschód od rzeki Ropy.

Prace J. Hempla (1948) i W. Urygi (materiały archiwalne), poza wykończeniem pewnych szczegółów budowy geologicznej niektórych kopalń, wnoszą niewiele nowych danych. Natomiast na wyróżnienie zasługuje opracowanie oceny przydatności odbudowy ciśnienia złożonego, wykonane wnikliwie przez W. Urygę (materiały archiwalne).

LITOSTRATYGRAFIA

Pierwszy podział litologiczny skał omawianego rejonu podał K. Angermann (1893). H. Hlauscheck (materiały archiwalne) zastosował podział zbliżony do obecnego (fig. 2). Podział ten jeszcze bardziej uwypuklił się w pracach J. Strzetelskiego (1929, 1933), A. Nieniewskiego (1930) i K. Koniora (1932, 1933). Pierwszy z nich, a także częściowo i Konior, błędnie jednak przyjęli część warstw czarnorzeckich za piaskowce ciężkowickie. Błędu tego uniknęli już T. Chlebowski i S. Wdowiarz (materiały archiwalne). Prace późniejszych geologów są fragmentaryczne i nie wnoszą nic nowego do litostratygrafii interesującego nas rejonu. Właściwe podwaliny do poznania litostratygrafii fałdu gorlickiego stworzyli S. Wegner i J. Obtułowicz.

WARSTWY CZARNORZECKIE (ISTEBNIAŃSKIE)

Termin — warstwy czarnorzecze wprowadzony przez R. Zuberę (H. Świdziński, 1947) usankcjonował J. Nowak (1922), który sprecyzował jego definicję. Utrzymała się ona do dziś w geologicznej terminologii karpackiej rejonów położonych na wschód od rzeki Białej i dzięki szczegółowemu podziałowi litostratygraficznemu dokonанemu przez H. Gó-

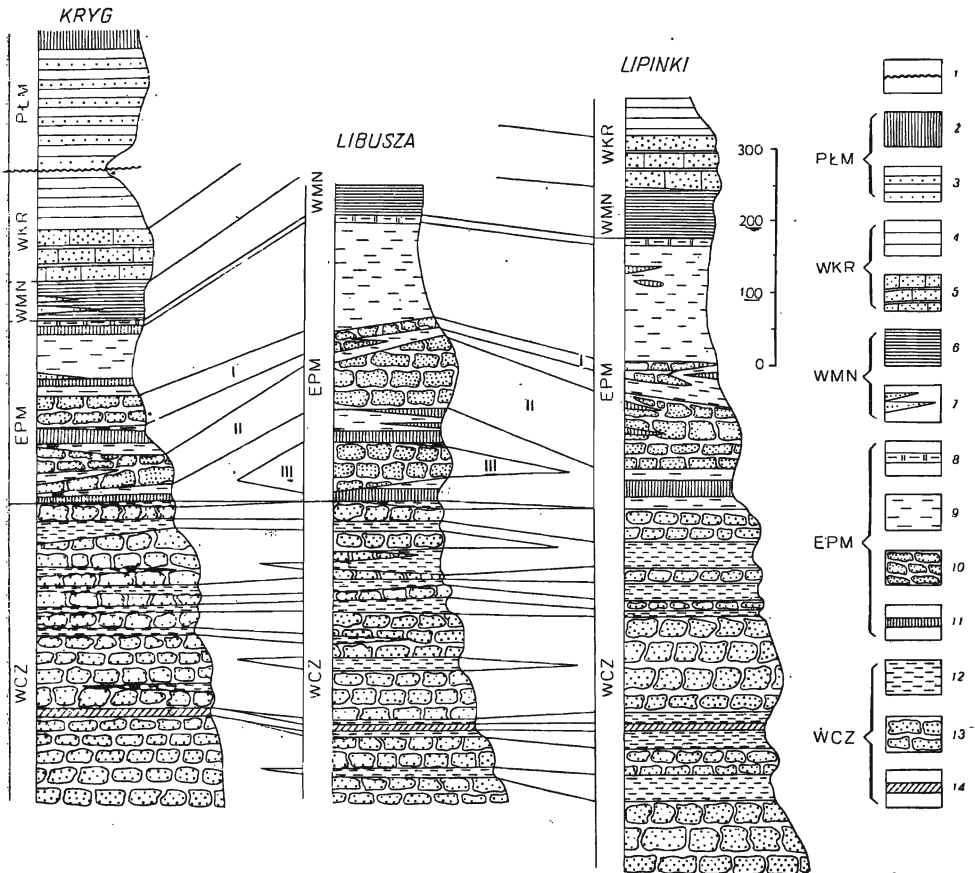


Fig. 1. Korelacja litologiczno-stratygraficzna
Lithologic-stratigraphical correlation

1 — kontakt tektoniczny; PŁM — płaszczowina magurska: 2 — warstwy pstre, 3 — warstwy inoceramowe; WKR — warstwy krośnieńskie: 4 — górne, 5 — dolne; WMN — warstwy menilitowe: 6 — łupki menilitowe, 7 — piaskowce magdaleńskie; EPM — eocen podmenilitowy: 8 — margle globigerynowe, 9 — łupki zielone i szare z wkładkami piaskowców, 10 — piaskowce ciężkowickie, 11 — łupki pstre (przeważnie czerwone); WCZ — warstwy czarnorzecze: 12 — seria łupkowo-piaskowcowa, 13 — seria piaskowcowa, 14 — czarne mułowce i łupki

1 — tectonical contact; PŁM — Magura nappe: 2 — variegated beds, 3 — Inoceramus beds; WKR — Krosno beds: 4 — upper, 5 — lower; WMN — menillite beds: 6 — menillite shales, 7 — Magdalenian sandstones; EPM — sub-menillite Eocene: 8 — globigerina marls, 9 — green shales and grey shales with sandstone intercalations, 10 — Cieżkowice sandstones, 11 — variegated shales (mainly red in colour); WCZ — Czarnorzecze beds: 12 — shale-sandstone series, 13 — sandstone series, 14 — black mudstones and shales

lota (1936) weszła w powszechne użycie. Podział ten w pełni da się zastosować do rejonu Gorlic, a w szczególności dla profilu stratygraficznego (fig. 1), który przedstawia się następująco:

4. Kompleks łupków czarnorzeckich w stropie, który ku zachodowi zmniejsza swą miąższość,

3. Piaskowce czarnorzeckie, wyraźnie powiązane z serią 4,

2. Odpowiednik margli fukoidowych pojawiając się w postaci dość grubych wkładek czarnych łupków z łożami i zlepieńcami. Łupki te wyklonują się w kierunku zachodnim od Lipinek.

1. Odpowiednik piaskowców z Suchoj Góry, nie różniący się petrograficznie od kompleksu 3, stanowi spąg tej serii.

Konfrontując profil stratygraficzny z Lipinek (fig. 1) z profilem podawanym przez H. Świdzińskiego (H. Świdziński, J. Wdowiarz, 1950) z okolic Czarnego Potoka stwierdza się ich zgodność nawet w rytmice sedimentacyjnej i miąższościach warstw. Do tego samego wniosku dojść można porównując profile stratygraficzne z Brzozowej i Ciężkowic (H. Kozikowski, 1964).

Z podanego zestawienia wynika, że na warstwy czarnorzeckie składają się dwa typy petrograficzne skał — łupki i piaskowce.

Piaskowce czarnorzeckie pozornie są dość podobne do ciężkowickich, co było swego czasu wynikiem nieporozumień w dziedzinie litostratygrafii Karpat. Według niektórych autorów zasadniczą różnicą jest brak pstrych łupków w warstwach czarnorzeckich. Badania F. Biedy, H. Kozikowskiego (1964), A. Dominik i L. Koszarskiego w okolicach Ciężkowic (materiały archiwalne) stwierdziły jednakże obecność pstrych łupków i w warstwach czarnorzeckich. To samo zaobserwował J. Oberc (1950) w okolicy Gorlic. Występują one w 3 kompleksie (według podziału H. Goblota, 1936) pod postacią cienkich smug ceglastej barwy.

Piaskowce czarnorzeckie są ciemnoszare, zwykle jednak szare lub żółto zabarwione przez tlenki żelaza, ukazujące się pod postacią smug i nacieków. Przeważnie nie zawierają wapna. Ziarno ich jest średnie lub grube. Dość licznie występują wkładki zlepieńcowe (gradowiec według K. Angermann, 1893), bogate w skały egzotyczne pochodzenia prakarpackiego. Piaskowce czarnorzeckie występują w grubych i średnich ławicach dość silnie scementowanych. Niektóre partie są bardziej kruche, wietrzejąc odpadają płatami i rozsypują się na piasek. Często też spotyka się kulisty sposób wietrzenia (H. Świdziński, 1950). Tego rodzaju kule, nieraz znacznych rozmiarów (ponad 1 m średnicy) spotyka się w parku gorlickim.

Brak jest analiz petrograficznych piaskowców czarnorzeckich badanego rejonu. Analizę J. Zerndta (1924) piaskowców z Ciężkowic należy traktować przykładowo, gdyż piaskowce te odznaczają się dużą zmiennością petrograficzną.

Łupki w warstwach czarnorzeckich są ciemne, ilasto piaszczyste. Tworzą cienkie wkładki wśród piaskowców gruboławicowych. W niższych częściach warstw czarnorzeckich pojawiają się wkłady czarnych łupków i czarnej skały ilasto-piaszczystej i kruchej, której towarzyszą grubo- i drobnoziarniste zlepieńce z egzotykami gnejsów, kwarcytów i łupków krystalicznych. Są to skały typu babickiego, które spotykałem przede wszystkim w serii 3 lub w jej sąsiedztwie (typ 1). Znana

miąższość warstw czarnorzeckich, tzn. stwierdzona wierceniami, wynosi 550 m, z czego na poziom 4 przypada średnio 150 m, na poziom 3 — 130 m, na poziom 2 — 120, a na poziom 1 — 150 m.

EOCEN PODMENILITOWY

Terminem tym, zgodnie z H. Świdzińskim (1947), określam serię warstw występującą między spągami warstw menilitowych a stropem warstw czarnorzeckich.

Pod względem litologicznym eocen podmenilitowy jest serią urozmaiconą i dlatego szczególnie interesującą nie tylko z przemysłowego punktu widzenia (fig. 1). Zajmowali się nim wszyscy geolodzy pracujący w rejonie Gorlic. Najbardziej wszechstronne opracowanie eocenu podmenilitowego podał K. Konior (1933). W skład eocenu podmenilitowego wchodzi dwa typy litologiczne skał (piaskowce ciężkowickie i łupki), wśród których wyróżniają się łupki czerwone.

Stosuje się następujący podział eocenu podmenilitowego (licząc od spągu warstw menilitowych ku dołowi):

- I Pstre łupki, szczególnie silnie rozwinięte
- I Piaskowiec ciężkowicki
- II Pstre łupki
- II Piaskowiec ciężkowicki
- III Pstre łupki, wiążące się przejściem stratygraficznym ze stropem warstw czarnorzeckich o wykształceniu piaskowcowym lub łupkowym.

Na dalszych stronach artykułu staram się uzasadnić, że podział ten stwarza pewne niebezpieczeństwo stosowania niewłaściwej interpretacji materiału wiertniczego, dlatego omawiam osobno serie ilaste i piaszczyste.

III pstre łupki składają się z łupków szarych i szarozielonych. W wielu jednak miejscach są zastępowane przez łupki czerwone, które na znacznym obszarze, a zwłaszcza w części północnej rejonu, odgrywają dominującą rolę w tej niezbyt miąższej serii.

II pstre łupki są kompleksem nieco silniej rozwiniętym i różniącym się od poprzedniego. Wykształcone są głównie pod postacią szarozielonych łupków ilastych ze smugami łupków czerwonych, ukazujących się lokalnie.

I pstre łupki stanowią najbardziej miąższą serię. W skład ich wchodzi łupki szarozielone z charakterystycznymi brunatnymi smugami. Wkładki łupków czerwonych są nieliczne, cienkie i nieregularne. W stropie tej serii występuje 10÷15 m warstwa szarozielonych margli globigerinowych, stwierdzona wierceniami na terenie Krygu i po raz pierwszy opisana przez T. Chlebowskiego (materiały archiwalne). J. Oberc (1950) niesłusznie uważa je za warstwy popielskie, występujące zresztą w innym — inoceramowym zewnętrznym regionie facjalnym, gdzie w swej typowej postaci uważane są za fację lokalną, występującą w Karpatach północno-wschodnich między Doliną a Przemyślem. Osiągają one tam nawet 120 m miąższości. Facja ta stopniowo zanika we wszystkich kierunkach, a na jej miejscu pojawiają się inne facje.

Warstwy popielskie są odmienne wykształcone. W ich skład wchodzi łupki ciemnoszare i zielonawe, miejscami przedzielone czarnymi i brunatnymi ilami łupkowymi. Charakterystyczne są tu szczątki fauny i licz-

ne bloki egzotyków, w których szczególnie często występuje wapień stramberski, w blokach nieraz pokaźnych rozmiarów. A więc margle globigerinowe stanowią odmienny typ litologiczny i nie mogą być identyfikowane z warstwami popieliskimi. Margle globigerinowe występują także w antyklinie Biecz — Ciężkowic (K. Guzik, W. Pożaryski, 1949) i w południowym skrzydle fałdu Brzanki — Liwocza (W. Baniak, materiały archiwalne). Są one niewątpliwie odpowiednikiem dość silnie rozwiniętej serii globigerinowej, opisanej przez autora z okolic Rudawki Rymanowskiej (H. Kozikowski, 1964).

Najbardziej interesujące, zwłaszcza dla przemysłu naftowego są piaskowce ciężkowickie. Przeprowadzona przeze mnie analiza materiałów geologicznych i wiertniczych wykazała, że na obszarze fałdu gorlickiego, oprócz wydzielonych dwu piaskowców ciężkowickich występujących na całym fałdzie, na terenie gminy Libusza ukazuje się lokalnie rozwinięty III piaskowiec ciężkowicki, niesłusznie zaliczony przez J. Oberca (1950) do warstw czarnorzeckich. Geolodzy pracujący w rejonie gorlickim popełniali błąd, wiążąc I piaskowiec z wychodniami II piaskowca ciężkowickiego z rejonu Libuszy i zachodniej części Lipinek. Już w 1946 r. wydawało mi się to podejrzane, zwłaszcza ze względu na występowanie złożeń ropy naftowej w tym piaskowcu, które powinno być częściowo zawodnione i mniej wydajne. Wykonanie szeregu przekrojów i uzupełniających wierceń wykazało, że na terenie wymienionych gmin I piaskowiec ciężkowicki wyklinowuje się ku północy, nie dochodząc do powierzchni ziemi. Wskutek tego na II pstrych łupkach spoczywają bezpośrednio I pstry łupki. W Krygu i w południowej części Libuszy I piaskowiec jest roponośny, dzięki oddzieleniu horyzontów ropnych od wychodni tego piaskowca (z reguły zawodnionych) podłużnymi dyslokacjami.

Oba piaskowce ciężkowickie pod względem petrograficznym nie wykazują różnic. Mają one wspólne cechy facjalne. Dzięki istnieniu w nich wkładek i soczewek łupkowych rozdzielają się nieraz na kilka „podpoziomów“, co bywało przyczyną niejednej pomyłki w interpretacji materiałów. Pod tym względem szczególną zmienność wykazuje I piaskowiec, tworzący szereg szybko wyklinowujących się odgałęzień. Zmiany te wyaczał K. Konior (1933), którego cennym osiągnięciem jest stwierdzenie zmiennej miąższości eocenu podmenilitowego, zwanego przez niego eocenem środkowym i dolnym. Podkreślał on również zmienną ilość horyzontów piaskowców ciężkowickich. Zmiany te spowodowane są różnicą w warunkach sedymentacji. K. Konior (1933) ujmując to zagadnienie regionalnie, na odcinku od Gorlic po Sanok, przedstawił mapę miąższości całego eocenu podmenilitowego wraz z liniami równej procentowej ilości piaskowca ciężkowickiego, bez uwzględnienia tektonicznych deformacji i drugą — po uwzględnieniu „wyprostowania“ fałdów. Ze szkieł tych wynika, że najwięcej piaskowców spotyka się w Bóbrce (65%) i Klimkówce (68%), najmniej — w Potoku (25%). W okolicach Gorlic natomiast: w Harkłowej 30%, w Lipinkach 40%, a dalej ku zachodowi — w Stróżnej nawet 60%.

Nazwę — piaskowiec ciężkowicki wprowadzili do literatury H. Walter i E. Duniowski (1882, 1883). Jednakże przez długi czas tym terminem określano różne kompleksy piaskowcowe i dopiero J. Grzybowski

(1921) ustalili, że piaskowiec ciężkowicki występuje w serii warstw spoczywających na warstwach czarnorzeczkich, a pod łupkami menilitowymi, zajmując niższą część tej serii, gdzie tworzy jeden lub kilka kompleksów, przedzielonych pstryimi łupkami.

Piaskowce ciężkowickie są gruboziarniste, bryłowe. Rozsypując się na piasek tworzą często malownicze skałki. Są to piaskowce gruboławicowe (do 20 m), wewnątrz ławic zwykle nie uwarstwione, przeważnie grubo- i średnioziarniste. Często zawierają wkładki i soczewki zlepieńców. Z reguły jednak piaskowiec ciężkowicki zawiera źle posortowany materiał. W materiale drobniejszym tkwią grubsze okruchy skał złożone głównie z kwarcu oraz ze skał egzotycznych.

Na terenie Lipinek I piaskowiec ciężkowicki posiada na swej powierzchni „skórę“, składającą się ze zbitego drobnoziarnistego piaskowca, mającą dość ważne znaczenie przy akumulacji i rozmieszczeniu ropy naftowej.

Dotychczas dysponujemy tylko jedną analizą piaskowca ciężkowickiego, wykonaną przez J. Zerndta (1924) na próbkach pobranych z Ciężkowic. Nie ma danych odnoszących się do przepuszczalności piaskowców ciężkowickich. Można jedynie przypuszczać, że może w niektórych partiach, a zwłaszcza w pobliżu wody okalającej horyzonty ropne, porowatość i przepuszczalność będą zbliżone do tych wartości, które według doświadczeń amerykańskich określone są jako nadające się jeszcze do wtlaczania wody (przy zawadnianiu złoża). A. Nieniewski (1930) podaje, że porowatość piaskowca ciężkowickiego na terenie Liłbuszy i Lipinek wynosi 25,12%. Obliczono to metodą objętościową. Nie wiadomo jednak, czy wartość ta może być przyjęta jako wartość średnia dla większej połaci omawianego obszaru. Jednakże z braku innych danych należy ją za taką uważać, choć trzeba liczyć się z dużymi różnicami porowatości i przepuszczalności w różnych częściach terenu, jak również i w różnych warstwach samego piaskowca ciężkowickiego, w zależności od głębokości i rozwoju facjalnego. Również należy się liczyć z tym, że w niektórych częściach porowatość piaskowca będzie o wiele niższa od wartości podanej.

Miażdżość poszczególnych serii warstw eocenu podmenilitowego wała się w następujących granicach:

I pstre łupki	100÷150 m
I piaskowiec ciężkowicki	0÷ 40 m
II pstre łupki	30÷ 50 m
II piaskowiec ciężkowicki	40÷100 m
III pstre łupki	15÷ 50 m
III piaskowiec ciężkowicki (lokalnie)	0÷ 65 m
IV pstre łupki (lokalnie)	15÷ 30 m

WARSTWY MENILITOWE

Nazwą tą określam całą serię menilitową, do której zaliczam oprócz łupków menilitowych piaskowce magdaleńskie oraz rogowce (fig. 1).

Łupki menilitowe są wykształcone nietypowo. Brak w nich na ogół rogowców, a także brunatnych łupków bitumicznych. Te ostatnie

występują bardzo rzadko. Są to łupki ilasto-piaszczyste, barwy czarnej, miękkie i kruche. Przekładają je cienkie, twarde piaskowce i nieliczne bitumiczne margle. Dolna granica warstw jest ostra, a przejście stratygraficzne z eocenu podmenilitowego odbywa się na bardzo krótkiej przesłuzeni. Górna granica warstw menilitowych jest trudna do ustalenia, głównie ze względu na stopniowe i łagodne przejście w warstwy krośnieńskie dolne. Przeglądając opisy poszczególnych próbek z otworów odnosi się wrażenie, że te dwie serie wzajemnie zajązają się. W każdym razie stwierdzono, że w górnej części warstw menilitowych spotyka się wkłady łupków i piaskowców miłkowych charakterystycznych dla warstw krośnieńskich.

Piaskowce magdaleńskie nazwę swą wywodzą od przedmieścia Gorlic — Magdalena, gdzie są najlepiej rozwinięte i produktywne. Na opracowanym obszarze występują pod postacią cienkich wkładek zbitych piaskowców glaukonitowych. Zyskują one na miąższości ku południowi, tworząc na terenie kopalni „Fellnerówka“ w Krygu dwa zindywidualizowane (20 m) poziomy roponośne, wyklinowujące się w kierunku wychodni warstw menilitowych, czyli ku północy.

Znacznie większą miąższość osiągają na zachód od rzeki Ropa (H. Świdziński, 1950, 1953), gdzie występują pod postacią grubych i średnich ławic. Są one średnio- i gruboziarniste, a czasem zlepieńcowate, zwłaszcza w spągu serii. Barwę mają jasną lub szarą. W stanie zwietrzałym bywają żółte lub zielone od glaukonitu. Występują w nich cienkie wkładki i soczewki brunatnych, czarnych i zielonych łupków. Na zachód od Ropy stanowią około 80% serii menilitowej, osiągającej tu do 150 m miąższości.

Już K. Hlauscheck (materiały archiwalne) podkreśla, że rogowce serii menilitowej ukazują się w bardzo małej ilości. S. Wegner (materiały archiwalne) podaje, że charakterystyczne wtrącenia i warstwy rogowców występują tylko sporadycznie i w niewielkiej ilości. H. Świdziński (1950) podkreśla, że w bloku zachodnim fałdu gorlickiego (na zachód od rzeki Ropa) w ogóle nie występują. J. Obtułowicz (materiały archiwalne) i J. Oberc (1950) piszą także o nieregularnym i nikłym występowaniu rogowców. Potwierdzają to własne obserwacje autora, gdyż w próbkach wiertniczych z kilku otworów natrafiono zaledwie na parcentymetrowe wkładki czarnych rogowców.

Miąższość warstw menilitowych jest zmienna, waha się w granicach 50÷70 m i zwiększa się, podobnie jak w eocenie podmenilitowym, w kierunku północno-wschodnim.

WARSTWY KROŚNIEŃSKIE

Warstwy krośnieńskie występują daleko na południowym skrzydle fałdu gorlickiego i w przeciwieństwie do okolic Harklowej nie zawierają horyzontów roponośnych (fig. 1).

W skład tych warstw wchodzi margle i ilasto-wapniste łupki jasnoszare, miękkie, przegradzane szarymi piaskowcami drobnoziarnistymi, dobrze uławiconymi, obfitującymi w miękę. U spodu tego kompleksu występują szare piaskowce gruboławicowe, łatwo wietrzejące, rzadka przegradzane wkładkami ciemnych i czarnych łupków ilastych.

H. Świdziński (1950, 1953) i J. Oberc (1950) wyróżnili trzy poziomy warstw krośnieńskich: Poziom dolny, o miąższości 150÷200 m, repre-

zentowany jest głównie przez kruche piaskowce gruboławicowe. Poziom środkowy, o miąższości 200–300 m, posiada piaskowce skorupowe z szarymi łupkami. W skład górnego poziomu wchodzi głównie szare łupki margliste. W jego spągu można czasem spotkać cienkie wkładki łupków jasielskich, które w antyklinie Biecza występują w tej samej sytuacji stratygraficznej, co miałem możność stwierdzić w Kwiatonowicach, na południe od Rożnowic (Rożembark).

W dolnych warstwach krośnieńskich w Krygu i Lipinkach nad stropem warstw menilitowych występuje 70-metrowy zespół piaskowców gruboławicowych, który w kierunku stropu przechodzi w łupki z piaskowcami obserwowanymi w wierceniach na przestrzeni 90 m.

TEKTONIKA

Dla łatwiejszego zrozumienia tektoniki omawianego obszaru należałoby przedstawić najpierw ogólny rys tektoniczny całego fałdu gorlickiego i z kolei przejść do szczegółów tektonicznych. Jednakże i wówczas geneza pewnych zjawisk występujących w eocenie nie będzie zupełnie jasna. Dlatego też konieczne jest omówienie fałdu gorlickiego na szerszym tle regionalnym.

OGÓLNY RYS TEKTONICZNY

W wielkiej zatoce erozyjnego brzegu płaszczowiny magurskiej, między półwyspami Łużnej — Szalowej i Harkłowej, mieści się jednostka tektoniczna zwana w literaturze fałdem Krygu — Kobylanki — Wójtowej, lub też fałdem gorlickim (fig. 2). Jednostki te posiadają odmienną budowę. Warstwy eocenijskie i kredowe płaszczowiny magurskiej są silnie pofałdowane i sprasowane pod wpływem przesunięć. Natomiast fałd gorlicki posiada budowę wewnętrzną sztywniejszą i prostszą, jednakże pociętą wieloma uskokami poprzecznymi na bloki. Ogólny rys budowy geologicznej tego fałdu nakreślono dopiero po latach trzydziestych naszego stulecia. Wiele szczegółów wyjaśniono w czasie drugiej wojny światowej. Jednakże dopiero po roku 1945 zyskano właściwy pogląd na tektonikę rejonu Gorlic.

Fałd gorlicki to rozległa jednostka tektoniczna długości ponad 13 km, osiagająca największą (5 km) szerokość w dolinie rzeki Ropa (fig. 2). Od zachodu jest półokrągło zakończony i dość gwałtownie zanurza się pod tektoniczny półwysp Łużnej — Szalowej płaszczowiny magurskiej (H. Świdziński, 1950). Ku wschodowi przybiera kształt wydłużony, a zwiężając się zmienia kierunek swego biegu z W—E na SW—NE, znikając w Wójtowej pod magurskim językiem Harkłowej (J. Oberc, 1950). Fałd gorlicki dzieli się na dwa duże i wyraźnie zindywidualizowane pod względem tektonicznym bloki: zachodni i wschodni. Linia podziału jest wielka poprzeczna dyslokacja Ropy (H. Świdziński, 1950).

Ogólny charakter budowy geologicznej obu bloków przedstawiają przekroje A i B (fig. 3). Oba bloki w ogólnym zarysie posiadają ten sam charakter budowy, tj. dwie główne antykliny przedzielone synkliną. W szczegółach jednak blok wschodni jest tektonicznie bardziej zróżnicowany. Fałd gorlicki nie jest normalną dwuskrzydłową jednostką, albowiem dość płasko nasuwa się na swe przedpole zbudowane z warstw

krośnieńskich, prawdopodobnie wtórnie sfaldowanych. Wskutek nasunięcia skrzydło północne uległo nie tylko redukcji, ale nawet wytarciu. Stwierdzona wierceniami amplituda nasunięcia przekracza 900 m (H. Świdziński, 1950, 1953).

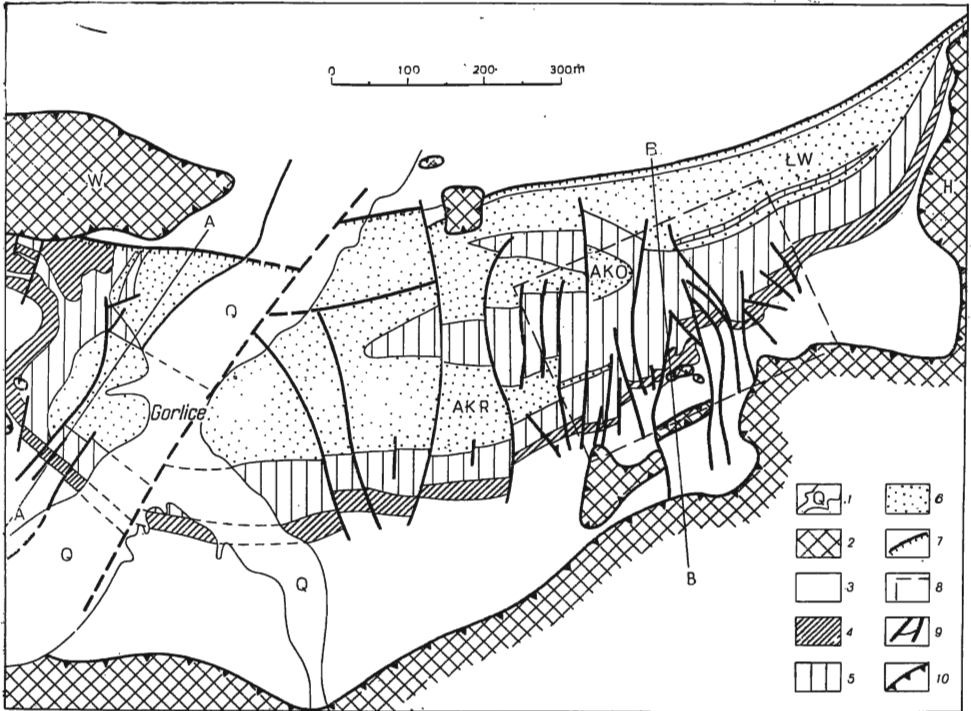


Fig. 2. Szkic tektoniczny fałdu gorlickiego (wg H. Kozikowskiego, J. Oberca i H. Świdzińskiego)

Tectonical sketch of the Gorlice fold (according to H. Kozikowski, J. Oberca and H. Świdziński)

1 — czwartorzęd dolinny; 2 — płaszczowina magurska; 3 — warstwy krośnieńskie; 4 — warstwy menilitowe; 5 — górne (I) pstre łupki; 6 — piaskowce ciężkowickie z niższymi pstrymi łupkami; 7 — nasunięcia tektoniczne niższego rzędu; 8 — obszar omówiony w tekście i przedstawiony na dalszych rysunkach; 9 — uskoki poprzeczne; 10 — nasunięcia wyższego rzędu; AKR — antyklina Krygu; AKO — antyklina Kobylanki; LW — łuska Wójtowej; W — tektoniczny półwysp Łużnej; H — tektoniczny półwysp Harkłowej; A, B — poprzeczne przekroje geologiczne

1 — Quaternary deposits in valleys; 2 — Magura nappe; 3 — Krosno beds; 4 — menilite beds; 5 — upper (I) variegated shales; 6 — Ciężkowice sandstones with the lower variegated shales; 7 — tectonical overfolds of lower rank; 8 — area discussed in the present text and presented on the figures; 9 — transverse faults; 10 — overfolds of higher rank; AKR — anticline of Krygu; AKO — anticline of Kobylanka. LW — dislodged slice of Wójtowa; W — tectonical peninsula of Łużna; H — tectonical peninsula of Harkłowa. A and B — geological cross sections

W bloku wschodnim wyróżniamy trzy antykliny: 1 — północną, zwaną też łuską Wójtowej; 2 — środkową, czyli antyklina Kobylanki; 3 — południową, zwaną antyklina Sokoła — Krygu. Ponadto w obrębie warstw krośnieńskich skrzydła południowego wyróżnia się: łuskę Krygu — Południe (J. Oberca, 1950), której istnienia na wschód od wielkiego uskoku Krygowianki jeszcze nie stwierdzono.

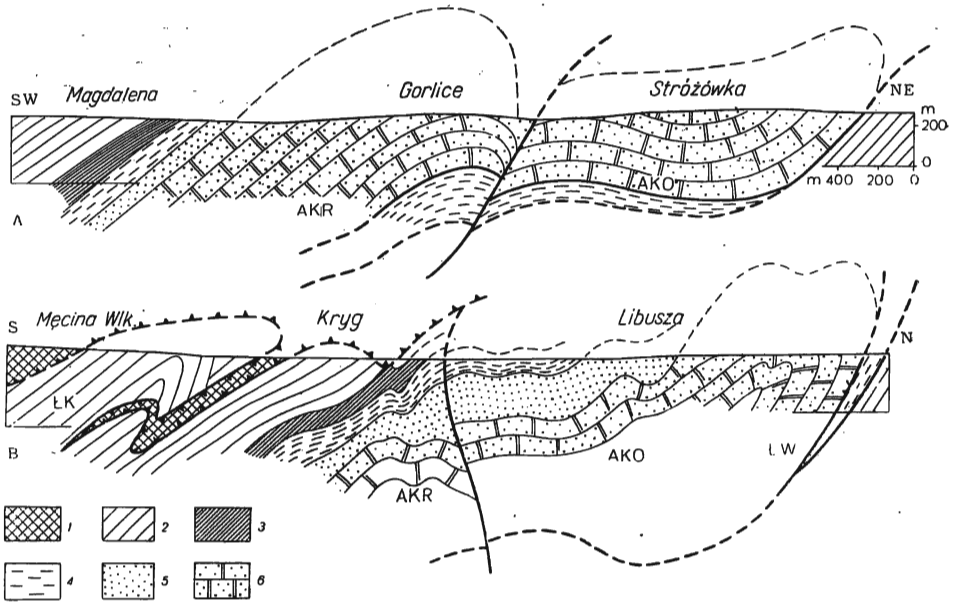


Fig. 3. Poprzeczne przekroje geologiczne fałdu gorlickiego (wg H. Kozikowskiego i H. Świdzińskiego)

Geological cross sections of the Gorlice folds (according to H. Kozikowski and H. Świdziński)

1 — płaszczowina magurska; 2 — warstwy krośnieńskie; 3 — warstwy menilitowe; 4 — górne (I) pstre łupki; 5 — piaskowce ciężkowickie z niższymi pstryimi łupkami; 6 — warstwy czarnorzecckie; ŁK — łuska Krygu — Południe; AKR — antyklina Krygu; AKO — antyklina Kobylanki; ŁW — łuska Wójtowej

1 — Magura nappe; 2 — Krosno beds; 3 — menilite beds; 4 — upper (I) variegated shales; 5 — Cieżkowice sandstones with the lower variegated shales; 6 — Czarnorzeczek beds; ŁK — dislodged slice of South-Kryg; AKR — anticline of Kryg; AKO — anticline of Kobylanka; ŁW — dislodged slice of Wójtowa

TEKTONIKA SZCZEGÓŁOWA

Łuska Wójtowej, widoczna na załączonych szkicach (fig. 2 i 4), na swym północno-wschodnim odcinku przedstawia element wtórnie sfałdowany (fig. 5, przekrój I). W jego jądrze występują warstwy czarnorzecckie. W skrzydle południowym ukazują się na powierzchni II piaskowce ciężkowickie. I piaskowiec ciężkowicki, jak to wskazują najdalej na północ wysunięte wiercenia w Lipinkach, na powierzchnię nie wychodzi, lecz wyklinaowuje się (fig. 5, przekrój IV). Wskutek tego drugie pstre łupki wiążą się litostratygraficznie z pierwszymi. Łuska ta, dwukrotnie przerzucona dyslokacjami poprzecznymi, przechodzi na teren północnej części Libuszy (teren opracowany przez A. Dominik — materiały archiwalne, która za J. Obercem (1950) nazywa ją antyklina (północną).

Antyklina Kobylanki (fig. 4) najwyraźniej zarysowuje się w Libuszy, gdzie w jądrze jej ukazują się warstwy czarnorzecckie otulone starszymi litostratygraficznymi ogniwami eocenu podmenilitowego, które zamykają ją od wschodu. W strefie dość gwałtownego zanurzenia tego siodła notuje się wielką poprzeczną dyslokację, tnącą równocześnie i inne elementy tektoniczne. Po wschodniej stronie tego uskoku oś antykliny Ko-

bylanki ulega przesunięciu ku północy o ponad 150 m. Jądro tego siodła tworzą tu nieznacznie sfałdowane II piaskowce ciężkowickie. Na jej skrzydle południowym, wśród pstrych łupków, szerokim pasem występuje pierwszy piaskowiec ciężkowicki, dwukrotnie przecięty uskokami poprzecznymi. Z ogólnego obrazu budowy geologicznej tego bloku wynika, że siodło Kobyłanki w dalszym ciągu zanurza się ku wschodowi, gdzie ponownie przecina je jeszcze jeden uskok, tnący w poprzek również i część południową łuski Wójtowej, a w przeciwnym kierunku lekkiem łukiem biegnący w kierunku erozyjnego brzegu płaszczyny magurskiej.

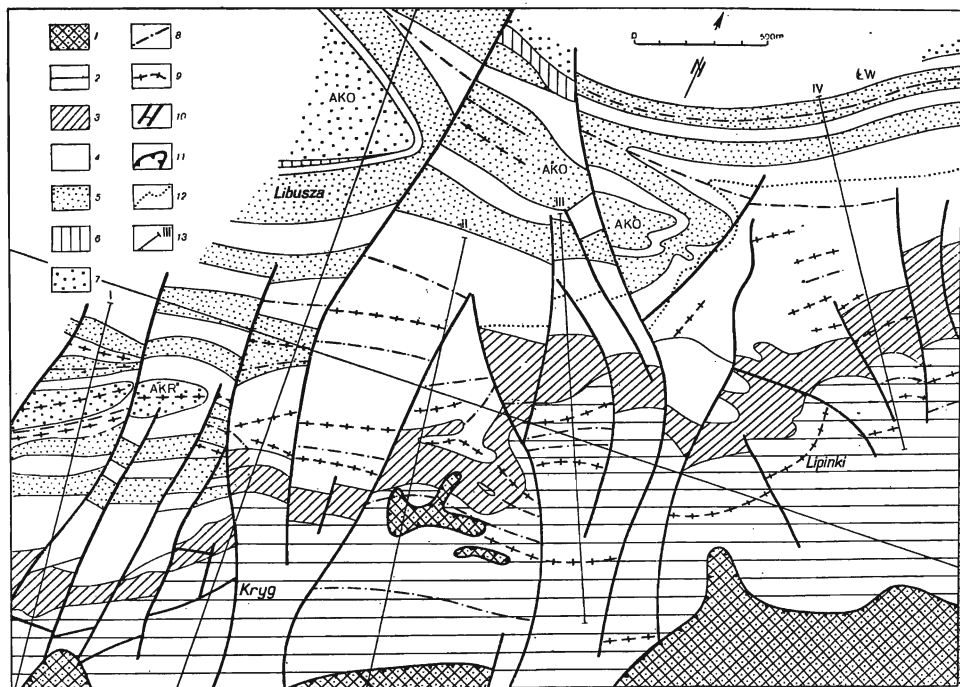


Fig. 4. Mapa geologiczna Krygu — Lipinek

Geologic map of the Krygu — Lipinki area

1 — płaszczowina magurska; 2 — warstwy krośnieńskie; 3 — warstwy menilitowe; 4 — pstre łupki; 5 — piaskowce ciężkowickie; 6 — łupki czarnorzeczkie; 7 — piaskowce czarnorzeczkie; 8 — oś synkliny; 9 — oś antykliny; 10 — uskoki poprzeczne; 11 — nasunięcie wyższego rzędu; 12 — strefa wyklinowania I piaskowca ciężkowickiego w Lipinkach; 13 — linie przekrojów geologicznych; ŁW — łuska Wójtowej; AKO — antyklina Kobyłanki; AKR — antyklina Krygu

1 — Magura nappe; 2 — Krosno beds; 3 — menilite beds; 4 — variegated shales; 5 — Ciężkowice sandstones; 6 — Czarnorzeki shales; 7 — Czarnorzeki sandstones; 8 — synclinal axis; 9 — anticlinal axis; 10 — transverse faults; 11 — overfolds of higher rank; 12 — zone of wedging out of the Ciężkowice sandstone at Lipinki; 13 — lines of geological cross sections; ŁW — dislodged slice of Wójtowa; AKO — anticline of Kobyłanka; AKR — anticline of Krygu

Na północny wschód od tego uskoku tektonika strefy jądrowej antykliny Kobyłanki zaczyna się dość nagle komplikować (fig. 4). Zachodnia część bloku dźwignęła się nieco, ukazując w swym jądrze III piaskowiec ciężkowicki, sfałdowany w dwa niewielkie siodła, które na odcinku około

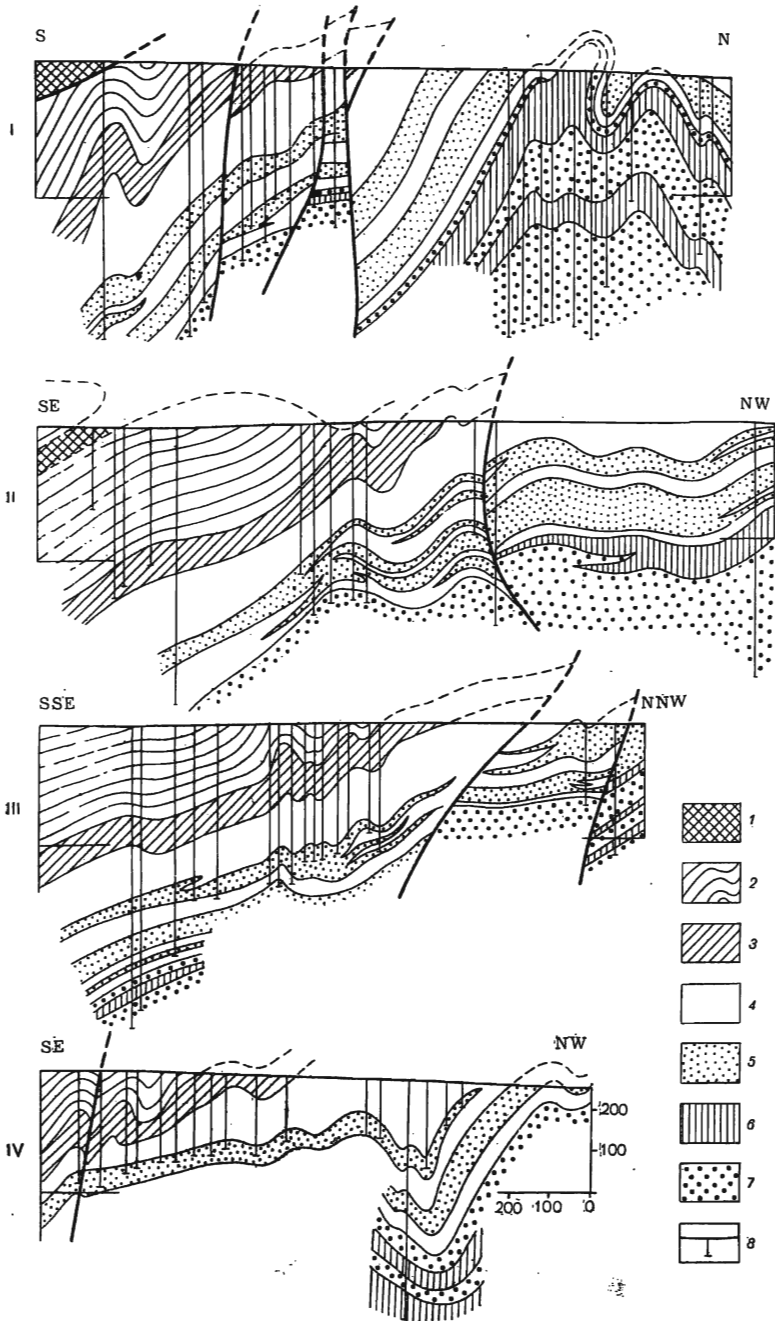


Fig. 5. Poprzeczne przekroje geologiczne z obszaru Kryg — Lipinki
 Geological cross sections of the Kryg — Lipinki area

jednego kilometra stopniowo zanurzają się w kierunku północno-wschodnim. Północne siodło jest nieco większe i wyraźniej zarysowane. Kształt siodła podkreśla przebieg podczwartorzędowej wychodni II piaskowca ciężkowickiego, który w południowo-wschodniej części terenu jest przecięty dyslokacją niższego rzędu. Przerzuca ona osie siodła o około 100 m ku południowi. Poza strefą zanurzenia II piaskowca ciężkowickiego (fig. 4), już w obrębie pstrych łupków, antyklina Kobylanki jest jeszcze raz zrzucana uskokiem.

Przy wyznaczeniu wszystkich linii dyslokacyjnych o typie uskokowym brano pod uwagę, oprócz danych geologicznych, występowanie i charakter objawów bitumicznych i wody oraz wysokość i rodzaj ich wydobycia dziennego, zwłaszcza początkowego. Tym sposobem ograniczono do minimum ewentualną przypadkowość lub dowolność w wyznaczeniu linii tektonicznych.

Na wschód od ostatnio wymienionego uskoku obraz tektoniczny (fig. 4) staje się dosyć niejasny. Antyklinalne zdwojenie pocięte drobnymi uskokami jest niewyraźne. W Lipinkach na obszarze występowania pstrych łupków pojawia się szereg drobnych sfałdowań, ukazujących się nagle i również nagle znikających (fig. 5, przekrój IV). Warstwy menilitowe tylko nieznacznie i nie wszędzie podkreślają zdwojenie antykliny Kobylanki. Niejasności te tłumaczy mapa strukturalna I piaskowca ciężkowickiego. Jego izobaty (fig. 6) i kontur wody okalającej wyraźnie podkreślają zdwojenie siodła Kobylanki, które tu stopniowo rozpląszcza się i przybiera bardzo łagodne formy. Ponadto zaznacza się spłaszczona synklina dzieląca łuskę Wójtowej od siodła Kobylanki.

Konfrontując na terenie Lipinek mapę geologiczną powierzchni podczwartorzędowej (fig. 4) z mapą strukturalną I piaskowca ciężkowickiego (fig. 6) oraz z mapą rozmieszczenia złóż ropy i wody okalającej daje się zauważyć interesujące zjawisko natury tektonicznej: Na mapie strukturalnej podłużne osie tektoniczne przybierają wyraźny kierunek południowo-wschodni. Natomiast na mapie powierzchniowej granice warstw biegną w kierunku północno-wschodnim. Różnica kątowa między obu kierunkami wynosi około 45° . To krzyżowanie się podłużnych osi tektonicznych w obrębie eocenu podmenilitowego obszaru Lipinek bezspornie wskazuje na dwoistość tektoniczną. Wynika ona z różnic w plastyczności pierwszych pstrych łupków i ich nadkładu w stosunku do niższej części eocenu podmenilitowego, w którym piaskowce ciężkowickie odgrywają dominującą i usztywniającą rolę, wzmocnioną przez podścielające, dosyć zwięzłe warstwy czarnorzeczek, przeważnie piaskowcowe. Ten styl tektoniczny ma głębsze uzasadnienie we wpływach płaszczowiny magurskiej na budowę jej przedpola.

Niemniej interesująca pod względem tektonicznym jest antyklina Krygu (fig. 4). W zachodniej części zbadanego obszaru w jądrze tej anty-

1 — płaszczowina magurska; 2 — warstwy krośnieńskie;
3 — warstwy menilitowe; 4 — pstry łupki; 5 — piaskowce ciężkowickie; 6 — łupki czarnorzeczek; 7 — piaskowce czarnorzeczek; 8 — profile otworów
1 — Magura nappe; 2 — Krosno beds; 3 — menilite beds;
4 — variegated shales; 5 — Cieżkowice sandstones; 6 — Czarnorzeczek shales; 7 — Czarnorzeczek sandstones; 8 — bore-hole sections

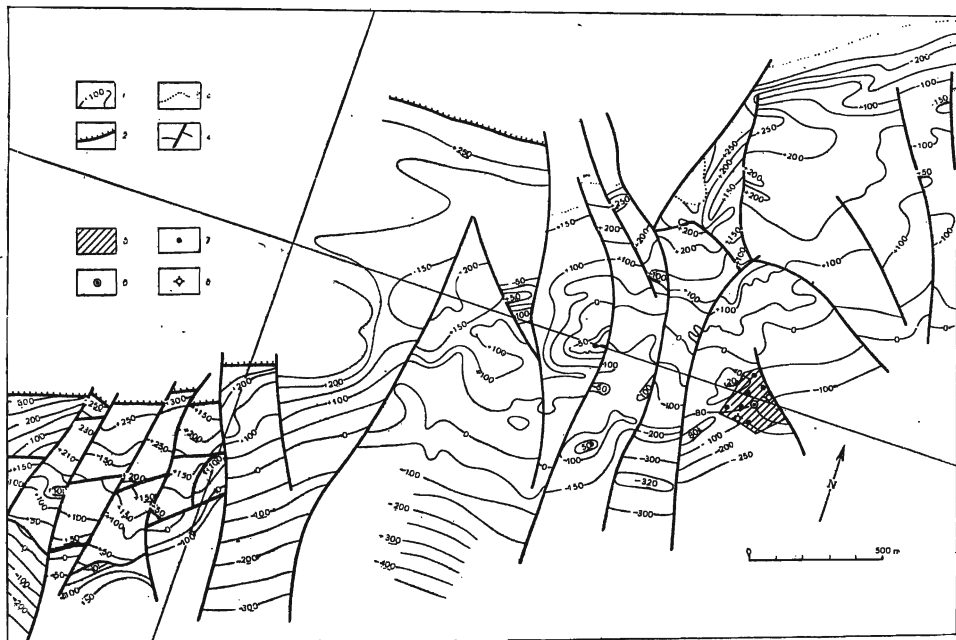


Fig. 6. Szkic strukturalny stropu I piaskowca ciężkowickiego z obszaru Kryg — Lipinki

Structural sketch of the top of the I Ciężkowice sandstone in the Kryg — Lipinki area

1 — warstwyce powierzchni stropu; 2 — strefy wychodni; 3 — strefy wyklinowania; 4 — uskoki poprzeczne; 5 — obszar eksperymentalny; 6 — odwiert szczepiony bakteriami; 7 — odwiert reagujący; 8 — odwiert zlikwidowany

1 — contour lines of the top surface; 2 — zones of outcrops; 3 — zones of wedging out; 4 — transverse faults; 5 — experimental area; 6 — bacterium-grafted bore hole; 7 — reacting bore hole; 8 — abandoned bore hole.

kliny występują warstwy czarnorzeckie. Siodło to jest potrójnie sfaldowane, a wschodnie warstw czarnorzeckich należą do środkowego siodła. Zbadana część antykliny jest pocięta uskokami poprzecznymi. Dalej ku wschodowi trójdzielność antykliny ukazuje się w obrębie I piaskowca ciężkowickiego i II pstrych łupków, a potem jeszcze raz objawia się w II pstrych łupkach i w I piaskowcu ciężkowickim. Osie poszczególnych siodła znacznie od siebie odsuwają się. Blok ten od wschodu ogranicza znany już nam wielki uskok.

Trójdzielność siodła Krygu, już bardzo rozplaszczonego, obserwujemy jeszcze w trójkątnym bloku, leżącym na północ od tektonicznych płyt płaszczowiny magurskiej. Dalej ku wschodowi brak wszelkich śladów po antyklinie południowej. Synklinę dzielącą antyklinę Krygu od siodła Kobylanki widzimy wyraźnie tylko na zachodnim odcinku zbadanego obszaru. Ku wschodowi ona zanika. Interesujące jest południowe skrzydło antykliny Krygu, którego specjalnie skomplikowana budowa przyczyniła się do nagromadzenia zasobów ropy naftowej w obu piaskowcach ciężkowickich.

Analizując geologiczną mapę zachodniej części Krygu (fig. 4) obserwuje się wiele uskoków poprzecznych, tnących całe południowe skrzydło

siodła Krygu na bloki tektoniczne. Widzimy ponadto, że każdy z tych bloków dzieli się na trzy mniejsze, oddzielone od siebie podłużnymi dyslokacjami. Bloki te są w różnym stopniu poprzesuwane (fig. 7). Obecny obraz tektoniczny jest wynikiem ostatniego stadium długotrwałych procesów górotwórczych. Jednakże we wcześniejszym etapie rozwoju strukturalnego budowa południowego skrzydła fałdu Krygu przedstawiała się zgoła inaczej.

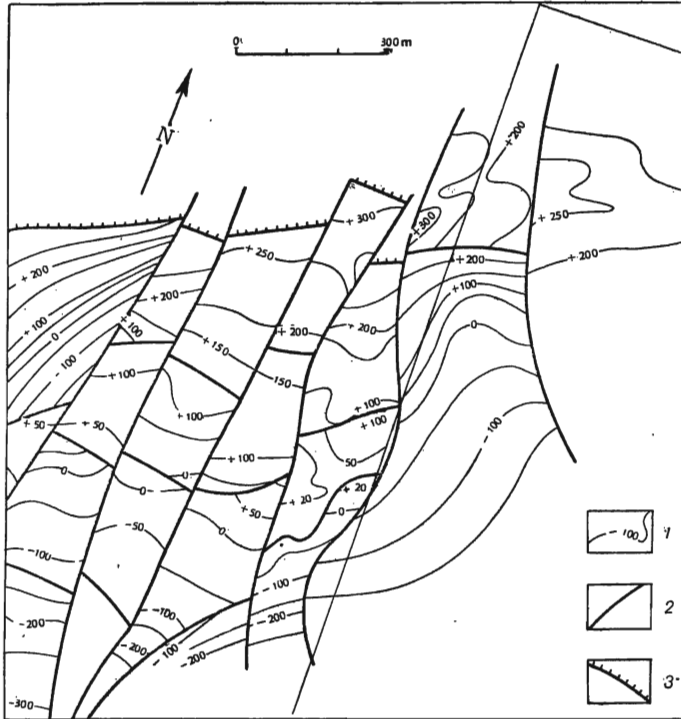


Fig. 7. Szkic strukturalny II piaskowca ciężkowickiego w Krygu

Structural sketch of the II Ciężkowice sandstone at Kryg

1 — Warstwie powierzchni stropu piaskowca; 2 — uskoki poprzeczne; 3 — strefy wychodni piaskowca

1 — contour lines of the sandstone top surface; 2 — transverse faults; 3 — zones of sandstone outcrops

Południowe skrzydło omawianego siodła nie było przecięte dyslokacją. W następnej fazie górotwórczej zarysowały się podłużne pęknięcia. Dalsze nasilenie ruchów orogenicznych przyczyniło się do powstania poprzecznych uskoków, wzdłuż których uległy przesuwaniu poszczególne bloki, tnąc tym samym owe podłużne dyslokacje na segmenty. Dzięki tak skomplikowanej tektonice bloki środkowe uległy odseparowaniu od wychodni piaskowców ciężkowickich i dlatego nie zagraża im górna woda okalająca, a istniejące tu złoża ropy naftowej zostały naruszone dopiero przez świder górniczy.

Analizując tektonikę obszaru Kryg — Libusza — Lipinki nie można pominąć tektoniki warstw krośnieńskich południowego skrzydła fałdu gorlickiego na terenie Krygu i Lipinek (fig. 4). Jest to tektonika o znacznie mniejszej, ściśle lokalnej skali i genetycznie nieco młodsza od głównych elementów tektonicznych fałdu gorlickiego.

Na niektórych przekrojach (fig. 5) widać niezbyt strome zapadanie warstw krośnieńskich ku południowi, gdzieśniedzie zrzucone uskokiem podłużnym. W obrębie warstw menilitowych zarysowuje się niewielka antyklina, którą w znacznie łagodniejszej formie obserwujemy jeszcze dalej ku wschodowi. Niezależnie od niej, tuż pod czołem płaszczowiny magurskiej, warstwy krośnieńskie układają się w strome siodło, które w innym miejscu rozpląszcza się, zaznaczając się jeszcze silniejszym zestromieniem południowego skrzydła. Dalsze przekroje wykazują nadal nieznaczne sfałdowania, które ograniczają się przeważnie do stref płytszych. W głębszych partiach warstw krośnieńskich — bardziej piaskowcowych — stopniowo wygasają. Niekiedy warstwy krośnieńskie nie wykazują nawet śladów wtórnej tektoniki. Wyraźnie natomiast zaznacza się zaklinowanie tektonicznego płata płaszczowiny magurskiej w warstwach krośnieńskich, dzielącego je na dwa tektoniczne elementy (fig. 5, przekrój II). Północna część warstw krośnieńskich należy do południowego skrzydła antykliny Krygu.

Warstwy krośnieńskie położone na południe od wymienionego płata tworzą natomiast odrębny element tektoniczny, będący zapewne przedłużeniem łuski Krygu — Południa (H. Kozikowski, 1947; J. Oberc, 1950). Łuska ta, przebita otworem Kryg-Południe 101, stanowi wyraźnie zindywidualizowaną jednostkę (fig. 3, przekrój B). Natomiast południowe skrzydło siodła Krygu, tworzy drobną antyklinę ukazującą się pod północnym małym płatem tektonicznym płaszczowiny magurskiej. Tektonika ta z pewnymi modyfikacjami powtarza się i w innych przekrojach. Tworzy się tam kilka zmarszczek — antykin, które ku południowemu wschodowi przechodzą w wyraźną synklinę, a ta z kolei w niewielką regularną antyklinę.

W świetle powyższego opisu wyraźnie uwypukla się dwoistość stylu tektonicznego zbadanej jednostki. Piaskowce ciężkowickie dzięki swej sztywności przybierają formy raczej płaskie lub nieznacznie sfałdowane, natomiast górna część pierwszych pstrych łupków i nadległe warstwy fałdują się w liczne drobne antykliny o dość polkażnej amplitudzie i znacznej gęstości ich występowania. Tego rodzaju tektonikę widzimy na wielu przekrojach. Jednakże właśnie dzięki wyjątkowej bliskości erozyjnego brzegu płaszczowiny magurskiej, piaskowiec ciężkowicki bierze bardziej czynny udział we wtórnych sfałdowaniach.

Na północ od synkliny warstw krośnieńskich zaznacza się nieznacznie wybrzuszenie w obrębie tych warstw i serii menilitowej, które wreszcie przeradza się w wyraźną antyklinę (fig. 4). To wtórne siodło wyraźnie występuje na całym obszarze warstw krośnieńskich w Lipinkach.

FAŁD GORLICKI NA TLE REGIONALNEJ BUDOWY

Obszar gorlicki znajduje się na zachodnim odcinku centralnego synklinorium karpackiego. W przeciwieństwie do części wschodniej odcinek ten, na przestrzeni między rzekami Biała i Wisłok, uległ silnym znie-

kształceniom tektonicznym. Przyczyną tego jest nagłe wysunięcie się płaszczowiny magurskiej w kierunku północnym.

Na omawianym obszarze występują dwie jednostki tektoniczne wyższego rzędu:

1 — centralne synklinorium karpackie, wiążące się ściśle ze śląskim rejonem facjalnym;

2 — płaszczowina magurska, należąca do południowego regionu ino-ceramowego, której dwa tektoniczne półwyspy rozdzielają wspomniane synklinorium na trzy części.

Również poprzeczne elementy tektoniczne odgrywają poważną rolę w regionalnej budowie geologicznej okręgu gorlickiego (fig. 2). Na pierwszy plan wysuwa się kulminacja Gorlic, ograniczająca się głównie do fałdu gorlickiego i brzeżnej części płaszczowiny magurskiej. Kulminację tę określa od zachodu depresja Woli Łużańskiej, a od wschodu — depresja jasielska, która wyraźnie zarysowuje się zarówno w obrębie płaszczowiny magurskiej, jak też i na jej przedpołu.

Depresja Woli Łużańskiej (Szalowej) odznacza się u czoła płaszczowiny najsilniejszym wygięciem siodła Biecza — Ciężkowic ku północy (następnego ku północy siodła po fałdzie Gorlic) i zamurzaniem się ku osi tej depresji osi siodła Jankowej. Wschodni jej skłon jest bardziej stromy, o czym świadczy gwałtowne zamurzenie się osi fałdu Gorlic ku zachodowi. Również wyraźny depresyjny charakter widzimy w obniżeniu jasielskim w obrębie płaszczowiny magurskiej (język Harkłowej i tektoniczne płyty leżące na północ od niego). Jednostki przedpoła płaszczowiny magurskiej — czyli wschodnie krańce sioseł Biecza i Gorlic — uległy silnemu zniekształceniu, wleczeniu i stłoczeniu, przy czym powstały odkłucia i różnicowane ruchy w poszczególnych seriach warstw.

Na tle poprzecznych elementów tektonicznych zaznacza się silnie wpływ płaszczowiny magurskiej na fałdy fliszu zewnętrznego. Na to zjawisko zwrócił uwagę już K. Konior (1933), który zmiany powstałe drogą tektoniki ujął w kilka punktów. Przytaczam je niżej uzupełniając nowszymi danymi:

1. Odchylenie kierunków fałdów zaznacza się przede wszystkim w rejonie węzła harkłowskiego. Tu do antykliny Biecza zbliża się siodło gorlickie, które w Wójtowej z kierunku równoleżnikowego przechodzi w kierunku północno-wschodni i jako stromo wypiętrzona łuska zamurza się pod harkłowski półwysep tektoniczny. Jest on bezpośrednią przyczyną zgarnięcia i zbliżenia do siebie obu sioseł, tworząc przy tym kilka drugorzędnych fałdów, dzięki czemu pod płatem Harkłowej uformowała się pozorna wirgacja.

2. Dyslokacje poprzeczne powstały w miejscach zmian kierunku danego fałdu, gdzie spójność kompleksów litologiczno-stratygraficznych najłatwiej mogła ulec rozluźnieniu. Wielką ilość dyslokacji widzimy w pobliżu języka Szalowej, jak i półwyspu Harkłowej. Środkowa część fałdu gorlickiego jest mniej zdyslokowana.

3. Obok uskoków poprzecznych mamy też pewną ilość dyslokacji podłużnych, powstałych wcześniej od poprzednio wymienionych.

4. Ścięcie przegubów sioseł grupy zewnętrznej przez tektoniczny płat Szalowej, jak i Harkłowej. Erozyjny brzeg płaszczowiny magurskiej mię-

dzy Lipinkami a Siarami ścina różne poziomy warstw krośnieńskich południowego skrzydła fałdu gorlickiego.

Uzgadniając mechanizm zjawisk związanych z nasuwaniem płaszczowiny magurskiej na jej przedpole, K. Konior (1933) stawia dwie tezy:

— Flisz przedpola uległ sfałdowaniu jeszcze przed nasunięciem płaszczowiny magurskiej, a zatem jego tektonika jest starsza od nasunięcia magurskiego.

— Nasunięcie magurskie na przedpole było wynikiem długotrwałego nacisku, który czasowo można rozłożyć na następujące etapy:

1 — płaszczowina magurska uległa sfałdowaniu zapewne w akwitanie i wypiętrzeniu ponad poziom morza,

2 — następnie nastąpiła denudacja niszcząca warstwy krośnieńskie i odkrywająca w jądrach siodeł starsze warstwy,

3 — na zdenudowany teren nasuwa się płaszczowina magurska.

Dolna granica wiekowa jej nasuwania może przypadać na górny akwitant. Za górną granicę przyjmuje K. Konior okres połortoński, kiedy to nastąpiło ostateczne wymodelowanie tektoniki. Okres ten, jak to już wcześniej uzasadnił J. Nowak (1929), należy uważać za epilog długotrwałych i ciągłych ruchów.

Dotychczasowe rezultaty badań przeprowadzonych w grupie magurskiej i u jej erozyjnego czoła (H. Kozikowski, 1947, 1956, 1958, 1963, 1964) wykazały, że na południe od fałdu gorlickiego znajduje się pod płaszczowiną magurską jeszcze jeden element tektoniczny, stanowiący przedłużenie fałdu Mrukowej, należącego do jednostki dukielskiej. Nieco dalej na południe stwierdzono istnienie tektonicznej jednostki Ropy — Pisarzowej. Obie jednostki przed nasunięciem płaszczowiny magurskiej również uległy denudacji. Dlatego też poglądy K. Koniora (1933) i idące w ślad za nim J. Oberca (1950) należy znacznie zmodyfikować. Do obu tez K. Koniora należy dodać jeszcze dalsze. Wobec tego kolejność zjawisk geologicznych w skali regionalnej przedstawia się następująco:

1. Sfałdowanie i wypiętrzenie płaszczowiny magurskiej.

2. Sfałdowanie jednostki Ropy — Pisarzowej i dalsze dofałdowanie płaszczowiny magurskiej.

3. Sfałdowanie jednostki dukielskiej, nasunięcie na nią jednostki Ropy — Pisarzowej oraz dalsze dofałdowanie i nasuwanie płaszczowiny magurskiej.

4. Sfałdowanie struktury gorlickiej i stopniowe nasuwanie się wyżej wymienionych jednostek ku północy.

5. Nasuwanie płaszczowiny magurskiej na jednostkę Ropy — Pisarzowej, na fałdy dukielskie i na strukturę gorlicką.

Okresom tym towarzyszyła denudacja, która była bardziej zaawansowana w jednostkach wcześniej sfałdowanych lub silniej wydźwigniętych. Po ostatnim z wymienionych okresów działalności tektonicznej nastąpiło wymodelowanie obecnej rzeźby terenu i pokrycie jej cienką powłoką osadów czwartorzędowych (6).

SZKIC PALEOGEOGRAFICZNY

Dla stosunków złożowych panujących na eoceńskim obszarze eksploatacyjnym ważna jest znajomość nie tylko zmian facjalnych, ale i ich przyczyn, wyrażających się różnicami w warunkach sedymentacyjnych.

K. Konior (1933) sporządził mapę miąższości eocenu środkowego i dolnego dla obszaru leżącego między Gorlicami a Sanokiem. Ponadto wrysował na nią linie równej procentowej ilości piaskowców ciężkowickich, bez uwzględnienia deformacji tektonicznych, które usunął na swej drugiej mapie. Z analizy tych map wynika, że miąższość eocenu podmenilitowego jest zmienna. Zmienna jest również ilość piaskowców ciężkowickich w stosunku do całkowitej miąższości eocenu podmenilitowego. Ponadto można z tych map również odczytać to, że tam gdzie występuje najmniejszy procent piaskowców spotyka się również najmniejsza miąższość eocenu podmenilitowego. Na zachód od Harkłowej (30% piaskowców) ogólna miąższość piaskowców ciężkowickich wzrasta i osiąga w Lipinkach 40%, a w Stróżanej nawet 60%.

W rejonie Gorlic przed okresem eoceńskim istniała zakłęśłość, a w okolicy obecnej depresji jasielskiej — wypiętrzenie podłoża. Według K. Koniora (1933) stosunki te musiały istnieć jeszcze i w eocenie górnym, gdyż miąższość łupków menilitowych jest tu mniejsza niż dalej ku zachodowi. W oligocenie wypiętrzenie to znikła, ustępując miejsca zakłęśnięciu, na co wskazuje większa ilość łupków w warstwach krośnieńskich. Na tej podstawie K. Konior doszedł do wniosku, że z początkiem okresu eoceńskiego istniały jakieś wyspy prakarpackie dostarczające materiału do eoceńskiego basenu. O przypuszczalnym istnieniu nad powierzchnią morza trzonów prakarpackich pisze również J. Zerndt (1924).

Według klasyfikacji M. Turnau-Morawskiej (1954) należy przyjąć, że osady eocenu podmenilitowego, jak zresztą i górnej kredy powstały w basenach śródlądowych. Mamy tu bowiem wieloskładnikowe osady piaszczyste z wkładkami i soczewkami żwirów, które również są wieloskładnikowe. Warunki klimatyczne były zapewne zbliżone do warunków panujących w strefach geosynklinalnych, na co wskazywać by mogła obecność ropy w osadach fliszowych, w przypadku przyjęcia założenia, że nie jest ona pochodzenia migracyjnego, co w świetle faktów w skali regionalnej wydaje się dosyć wątpliwe. Obecność utworów ilastych i brak osadów węglanowych wskazywałyby na klimat dość chłodny, A. Gawęł (1928) stwierdził bowiem, że czerwone ily i łupki eoceńskie są osadami wód zimnych. Niewątpliwie istniały również okresowe zmiany klimatyczne. Prawdopodobnie niższa część osadów eocenu podmenilitowego gromadziła się w basenach cieplejszych, niezbyt głębokich i zaopatrywanych w czystą wodę. Przemawia za tym obecność numulitów w piaskowcach ciężkowickich (F. Bieda, 1955).

Morfologia wybrzeży w eocenie dolnym musiała być dosyć młoda i urozmaicona, a materiał osadowy nie odbywał długiej drogi, gdyż J. Zerndt (1924) i W. Baniak (wiadomość ustna z 1953 r.) znajdowali w osadach piaskowców ciężkowickich i oligoceńskich materiał mało obtoczony, a nawet ostrokrawędzisty. W młodszym eocenie zaznacza się początek dojrzałości i już zdążającej ku starości morfologii lądów, a linie brzegowe były zapewne mniej zróżnicowane, o czym zdaje się świadczyć drobniejszy materiał sedymentacyjny. W najwyższym eocenie warunki w środowisku morskim wybitnie pogarszają się. Morze jest źle przewietrzane i rozwijają się w nim reakcje redukcyjne, nie sprzyjające rozwojowi fauny. W tym okresie osadzają się sedymenty warstw meni-

litowych. Tylko na krótko następuje zmiana na lepsze w czasie osadzania się materiału piaskowców magdaleńskich. Przybył on z południowego zachodu (wyklinowanie piaskowców ku NE i E), a obecność glaukonitu wskazuje na powolny dopływ materiału detrytycznego, przy znacznej ruchliwości dennej czystej wody. Ówczesne warunki sedimentacji musiały umożliwiać długotrwałe reakcje wymienne między materiałem osadzającym się a wodą morską, doprowadzające do powstania syngenetycznego glaukonitu.

Okres tworzenia się sedymentów serii menilitowej poprzedziło krótkotrwałe osadzenie się margli globigerynowych, wskazujących na istnienie w tym czasie krótkiego i ciepłego okresu, w którym morze było niezbyt głębokie.

W oligocenie, po początkowym spłyceciu dość chłodnego i dobrze przewietrzanego morza, następuje stopniowe pogłębienie.

Zakład Metod Geologiczno-Poszukiwawczych
Instytutu Naftowego
Kraków, ul. Lubicz 25a

Nadesłano dnia 30 marca 1965 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANGERMANN K. (1893) — Tereny naftowe W. Stawiarskiego i Sp. Angielskiej. Kosmos, 18, p. 267—283. Lwów.
- BIEDA F. (1955) — Duże otwornice fliszu karpackiego. Prz. geol., 3, p. 268—274, nr 6. Warszawa.
- GAWĘŁ A. (1928) — Über die chemisch-mineralogische Zusammensetzung roter und grüner Schiefertone der Ostkarpathen. Bull. intern. Acad. Pol. d. Sc. [A], p. 523—537. Kraków.
- GOBLOT H. (1936) — O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Spraw. Państw. Inst. Geol., 6, p. 442—463, nr 3/4. Warszawa.
- GRZYBOWSKI J. (1921) — Piaskowiec ciężkowicki. Kosmos, 46, p. 222—226. Lwów.
- GUZIK K., POŻARYSKI W. (1949) — Fałd Biecza. Biul. Inst. Geol., 53. Warszawa.
- HEMPEL J. (1948) — Nowy obszar gazowy Szalowej-Bieśnika koło Gorlic. Nafta, 4, p. 82—87, nr 3. Katowice.
- KONTOR K. (1932) — Fałd Kobylanka—Libusza—Lipinki—Wójtowa. Geol. i Stat. Naft., 7, p. 171—178, nr 5. Borysław.
- KONTOR K. (1933) — Z badań geologicznych w Karpatach Środkowych między Gorlicami a Sanokiem. Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, p. 246—278. Kraków.
- KOZIKOWSKI H. (1947) — Zarys budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej w okolicy Męciny Wielkiej koło Gorlic i jej stosunek do przedpola. Nafta, 3, p. 295—298, 338—342, 382—385, nr 10—12. Katowice.
- KOZIKOWSKI H. (1956) — Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. Biul. Inst. Geol., 110, p. 93—137. Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1958) — Stosunek płaszczowiny magurskiej do jej podłoża. Acta geol. pol., 8, p. 179—209, nr 2. Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1964a) — Geologia Rudawki Rymanowskiej w świetle nowych badań. Prace Inst. Naft. Kraków.

- KOZIKOWSKI H. (1964b) — Tektonika rejonu Brzozowej Góry koło Cieżkowic. *Nafta*, **20**, p. 289—294, nr 11. Katowice.
- NOWAK J. (1922) — Nafta Karpat Polskich w świetle geologii regionalnej. *Prace Geogr.*, **5**, p. 1—88. Lwów.
- NOWAK J. (1929) — Die Geologie der polnischen Ölfeldern. Ferd. Enke. Stuttgart.
- OBERC J. (1950) — Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od Gorlic. *Biul. spec. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- STRZETELSKI J. (1929) — Jasielskie zagłębienie naftowe, cz. I. *Izba Prac. Przem. Naft.*, p. 1—58. Borysław.
- STRZETELSKI J., TRZEŚNIEWSKI B., ORTYŃSKI H. (1933) — Mapa geologiczna obszaru naftowego Lipinki—Gorlice, (W: Karpaty 1.). *Stac. Geol.*, p. 11—19. Borysław.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1936) — Kompleksy piaskowcowe w eocenie karpackim. *Pos. Nauk Państw. Inst. Geol.*, **45**, p. 41—42. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1946) — Gazy ziemne w Bieśniku koło Gorlic. *Nafta*, **2**, p. 158—163, nr 5. Katowice.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1947) — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **37**. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1950) — Łuska Stróż koło Grybowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **50**. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H., WADOWIARZ J. (1952) — Przewodnik do wycieczek XXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., w Karpatach Krośnieńskich w r. 1950. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, p. 355—378, nr 4. Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem, W: *Reg. Geol. Pol.*, **1**, z. 2, p. 362—422. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków.
- ŚWIDERSKI B. (1952) — Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **8**. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1946) — Przewodnie rysy tektoniki Karpat (możliwości rozwoju polskiego kopalnictwa naftowego w Karpatach i na Przedgórzu). *Nafta*, **2**, p. 7—10, nr 1. Katowice.
- TOŁWIŃSKI K. (1921) — Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. *Prace Tow. Geogr. Lwów*.
- TOŁWIŃSKI K. (1932) — Kulminacje poprzeczne w Karpatach zachodnich i ich rola w rozmieszczeniu złóż bitumicznych. *Geol. i Stat. Naft.*, **7**, p. 30—32, 62—66, 101—107. Borysław.
- TOŁWIŃSKI K. (1956) — Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem Salidów. *Acta geol. pol.*, **6**, p. 75—226, nr 2. Warszawa.
- TOŁWIŃSKI K. (1961) — Zagadnienia naftowe w Polsce na geologicznym tle niektórych naftonośnych rejonów europejskich. II Konfer. Nauk. Inst. Naft. Polski, Czechosłowacji i Węgier (refer. i kom.). p. 17—63. *Inst. Naft.* Kraków.
- TURNAU-MORAŃSKA M. (1954) — Petrografia skał osadowych. *Wyd. Geol.* Warszawa.
- WALTER H., DUNIKOWSKI E. (1882) — Geologiczna budowa obszaru naftowego zachodnio-galicyjskich Karpat, cz. I. *Kosmos*, **7**, p. 263—302, 353—375, 449—474. Lwów.

- WALTER H., DUNIKOWSKI E. (1883) — Geologiczna budowa obszaru naftowego zachodnio-galicyskich Karpat, cz. II. Kosmos, 8, p. 309—347, 401—444. Lwów.
- ZERNDT J. (1924) — Petrographische Studien über Karpathensandsteine der Umgegend von Cieżkowice (südlich Tarnów). Bull. intern. Acad. Pol. d. Sc. [A], p. 6, nr 5. Kraków.

Хенрик КОЗИКОВСКИ

ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ РАЙОНА КРЫГ—ЛИПИНКИ ОКОЛО ГОРЛИЦ (польская часть флишевых Карпат)

Резюме

Исследуемый район расположен в западной части Центрального синклинория Флишевых Карпат. В его пределах простирается довольно крупная тектоническая единица, известная в литературе под названием Горлицкой складки или Складки Крыг-Либуша-Липинки. Основой для исследований послужил материал из 934 разведочных и эксплуатационных скважин, дополненный данными геологической съемки.

В литолого-стратиграфическом отношении автором выделяются следующие серии (в стратиграфической последовательности): 1. Черножецкие слои, состоящие из песчаниковых комплексов, разделенных сланцевыми прослоями; 2. Подменилитовые отложения эоцена, характерные из-за присутствия в них пестрых сланцев, в которых распространены толщи ценшковицких, в основном, нефтеносных песчаников; 3. Менилитовые слои, состоящие из черных сланцев с роговиками и глауконитовыми песчаниками, выклинивающимися в северном и восточном направлениях; 4. Кросненские слои, являющиеся самым молодым литолого-стратиграфическим (олигоценовым) звеном изучаемого флиша. Эти слои состоят из сланцево-песчаниковой серии, разделяющейся комплексами крупнослонистых песчаников.

Горлицкая складка залегает на территории прилегающей к Магурскому надвику. Она состоит из чешуй и расчленяется поперечными сбросами. Подразделяется на два основных блока: западный и восточный, отличающиеся тектоническим стилем и условиями залегания пластов. Предметом детальных исследований являлся восточный блок, где выделяются следующие основные тектонические элементы: Чешуя Вуйтовой, Антиклиналь Кобылянки, Антиклиналь Сокола-Крыга и Чешуя Крыг-юг.

На основании структурного и фациального анализов изучаемой территории и прилегающих районов была определена следующая последовательность тектонических явлений в региональном масштабе: 1. Складчатость и поднятие Магурского надвига; 2. Складчатость структуры Ропы-Писажёвой и дальнейшая складчатость Магурского надвига; 3. Складчатость Дукельской структуры и надвигание на нее структуры Ропы-Писажёвой, а также последующая складчатость и надвигание Магурского надвига; 4. Складчатость и образование чешуй Горлицкой структуры, а также постепенное перемещение к северу вышеуказанных структур; 5. Надвигание Магурского надвига на структуру Ропы-Писажёвой, на складки Дукельской структуры и отколотую Горлицкую структуру. Этим периодам сопутствовали денудационные процессы, проявляющиеся более интенсивно в структурах раньше складчатых и сильнее приподнятых. После последнего из указанных периодов деятельности тектонических сил происходит формирование современного рельефа местности.

Henryk KOZIKOWSKI

OUTLINE OF GEOLOGY IN THE KRYG — LIPINKI AREA, NEAR GORLICE
(POLISH FLYSCH CARPATHIANS)

S u m m a r y

The area under study occurs in the western part of the central synclinorium of the Flysch Carpathians. Here, a tectonical unit may be found known under the name of the Gorlice fold, or the Kryg—Libusza—Lipinki fold. The studies were based on the elaborated drilling and exploitation materials from 934 bore holes, supplemented by some cartographical data.

From the lithologic-stratigraphical point of view, the author distinguishes here the following series (in stratigraphical order): 1 — Czarnorzeki beds consisting of sandstone complexes, intercalated by shale layers; 2 — sub-menilite Eocene, characterized by variegated shales that contain the Ciężkowice, mainly oil-bearing sandstone series; 3 — menilite beds consisting of black shales with hornstones and glauconite sandstones that thin out toward the north and east; 4 — Krosno beds representing the youngest lithologic-stratigraphical (Oligocene) member of the Flysch investigated. They are made up of a shale-sandstone series intercalated by the complexes of thick-bedded sandstones.

The Gorlice fold occurs in the foreland of the Magura nappe. It is sheared off and cut by the transverse faults, and may be subdivided into two main blocks: western and eastern, differing in tectonical style and in conditions of deposits. Detailed examinations were concentrated on the eastern block. Here, the following main tectonical elements were distinguished: dislodged slice of Wójtowa, anticline of Kobylanka, anticline of Sokół-Kryg and dislodged slice of South-Kryg.

The structural and facial analyses of the area investigated and of the adjacent regions show the following sequence of the tectonical phenomena on the regional scale: 1 — folding and uplifting of the Magura nappe, 2 — folding of the Ropa-Pisarzowa unit and further folding of the Magura nappe; 3 — folding of the Dukla unit, up-thrusting of the Ropa-Pisarzowa unit upon this latter, as well as further folding and up-thrusting of the Magura nappe; 4 — folding and slicing of the Gorlice structure, as well as gradual displacement of these units towards the north; 5 — up-thrusting of the Magura nappe upon the Ropa-Pisarzowa unit, the folds of the Dukla unit and the sheared off Gorlice structure. The phenomena under consideration were accompanied by denudation stronger on the earlier folded and more uplifted units. The last period of the activity of tectonical forces mentioned above was followed by a process resulting in modelling the present-day landscape forms.