

KONRAD KONIOR i WILHELM KRACH

Zlepieńce dębowieckie i fauna miocenska z wiercenia B 4 koło Bielska

STRESZCZENIE: Autorzy opisują dolną część miocenu autochtonicznego ze zlepieńcami dębowieckimi odkrytą w wierceniu B 4 koło Bielska. W występującym w tym wierceniu pod zlepieńcami dębowieckimi 157-metrowym kompleksie warstw odkryta została na głębokości 1661,8—1668,2 m dość obfita makrofauna miocenska. Według opracowania W. Kracha, wiek makrofauny wskazuje na górny helwet lub na najniższy torton. Biorąc pod uwagę wyraźnie zaznaczający się podział omawianych utworów miocenskich na dwa cykle sedymentacyjne — wyższy do głębokości 1620,0 m i niższy od 1620,0 m do 1721,0 m — w oparciu o odkrytą makrofaunę, uznać można warunkowo serię wyższą, sięgającą w wierceniu B 4 do głębokości 1620,0 m i zawierającą zlepieńce dębowieckie, za przynależną do dolnego tortonu, natomiast warstwy niższe, piaskowcowo-lupkowe, mogłyby reprezentować górny helwet.

WSTĘP

Spośród pięciu głębokich wierceń, wykonanych przez P.P. Poszukiwania Naftowe w ostatnich latach w brzeżnej części Karpat w rejonie Bielsko-Kęty, ukończonych w 1963 roku wiercenie B 4 wyróżnia się nie tylko osiągniętą głębokością (2006,1 m), lecz również profilem odbiegającym znacznie od profilów uzyskanych przez inne wiercenia tego rejonu. Największe zmiany dotyczą warstw leżących pod znanym z wielu głębszych wierceń Śląska Cieszyńskiego poziomem tzw. „zlepieńców dębowieckich“ (Tołwiński 1950, 1956). Poziom tych zlepieńców znany był już od czasów rozpoczęcia głębokiego wiertniczego rozpoznania, w związku z obecnością karbonu produktywnego (Petrascheck 1912, 1928). Ze wszystkich dotychczas przeprowadzonych wierceń wynikało, że zlepieńce „dębowieckie“ występują w spągu utworów autochtonicznego miocenu, a osadzone zostały na karbońskim podłożu lub w niektórych przypadkach na zachowanych resztkach fliszu eocensko-kredowego (wiercenie D 3 — opinia J. Szymiewskiej i J. Liszkowej).

W omawianym wierceniu B 4, zupełnie nieoczekiwanie pod zlepieńcami dębowieckimi o miąższości 186,65 m i porwakiem karbońskim o miąższości 17,35 m, wystąpił zespół warstw grubości 115 m (od głębokości 1564,0 m do 1679,0 m), zawierających w niższej części, na głębokości

1661,8—1668,2 m, dość obfitą makrofaunę. Makrofauna ta zauważona została przez obsługujących wiercenie geologów Państwowego Przedsiębiorstwa Poszukiwania Naftowe, a mianowicie mgr inż. A. Myskę oraz mgr inż. T. Regulową i mgr inż. W. Jaworową. Pobieżne obejrzenie tej fauny przez prof. dr K. Koniora pozwoliło na wyrażenie przypuszczenia na temat jej młodotrzeciorzędowego wieku. W związku z powyższym główny geolog P. P. Poszukiwania Naftowe dr inż. J. Kruczek zwrócił się do prof. dr W. Kracha z prośbą o stratygraficzno-paleontologiczne opracowanie zebranej przez prof. dr K. Koniora, mgr inż. W. Jaworową i mgr inż. A. Myskę makrofauny z wiercenia B 4, ze względu na jej szczególną pozycję w przewierconym profilu. Ustalenie przez prof. dr W. Kracha miocenijskiego wieku tej makrofauny wskazuje, że lokalnie — w niektórych obszarach — tzw. „zlepieńce spągowe miocenu“ (zlepieńce dębowieckie) nie są w rzeczywistości w odniesieniu do paleozoicznego podłoża „spągowymi“, lecz że występuje pod nimi seria łupkowo-mułowcowo-piaskowcowa niewątpliwie starsza od zlepieńców.

Odkrycie makrofauny miocenijskiej w dolnej części warstw podścielających zlepieńce posiada pierwszorzędne znaczenie dla bliższego sprecyzowania wieku — do tej pory jeszcze niejasnego — tzw. zlepieńców dębowieckich. Doniosłość zagadnienia wieku tych zlepieńców i występujących pod nimi starszych warstw miocenu autochtonicznego jest dla szerszych rozważań stratygraficzno-paleogeograficzno-tektonicznych bezsporna. Okoliczność ta w pełni uzasadnia niniejszą osobną publikację poświęconą temu zagadnieniu.

Przystępując do przedstawienia wyników obserwacji i badań przeprowadzonych nad mioceniem autochtonicznym w wierceniu B 4, a zwłaszcza w jego dolnej części zawierającej makrofaunę, składamy uprzejme podziękowanie Dyrekcji P. P. Poszukiwania Naftowe za wyrażenie zgody na opublikowanie osiągniętych rezultatów.

PROFIL DOLNEJ CZĘŚCI WIERCENIA B 4

Na podstawie opisu rdzeni, wykonanego przez K. Koniora, oraz analizy wykresów uproszczonego bocznego sondowania elektrycznego i radioaktywnego, możliwe było ustalenie dokładniejszych granic między poszczególnymi ważniejszymi jednostkami geologicznymi i litologicznymi napotkanymi w omawianym wierceniu B 4.

Górną część profilu zajmują do głębokości 142,0 m warstwy cieczyńskie, a pod nimi utwory niezwykłej w profilu tego wiercenia miąższości (948,0 m) płaszczowiny podśląskiej (do głębokości 1090,0 m).

Pod utworami płaszczowiny podśląskiej występują osady autochtonicznego miocenu, na które nasunęły się brzeżne jednostki fliszowe. Ponieważ utwory te będą przedmiotem bliższych rozważań w niniejszej pracy, konieczne jest dokładniejsze ich scharakteryzowanie.

Z tego względu uznaliśmy za wskazane podać opis rdzeni pobranych w obrębie autochtonicznych warstw miocenkich aż do datowanej paleontologicznie serii łożupków z makrofauną na głębokości 1661,8—1668,2 m, a nawet jeszcze niżej, bo aż do spągu podścielającej je serii piaskowców na głębokości 1721,0 m, które wprawdzie nie zawierają dokumentów paleontologicznych, lecz mogą należeć jeszcze do miocenu, gdyż dopiero pod nimi występują dewońskie warstwy podłoża (fig. 1).

1069,6—1072,8 m (wydobyto 0,4 m rdzenia)

Sk. I¹ — 20 cm łożupki zielonawo-szare (+) rozsypliwe, 20 cm piaskowiec drobnoziarnisty szary (+) ciemnosmugowany z blaszkami miki (utwory serii podśląskiej). Spąg płaszczowiny podśląskiej 1090,0 m.

1133,8—1137,3 m (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I—IV — mułowce i łupki ciemnoszare (+) smugowane (miocen autochtoniczny).

1178,3—1180,8 m (wydobyto 2,5 m rdzenia)

Sk. I—III — mułowce i łupki ciemnoszare (+) smugowane (upad 10°).

1180,8—1184,6 m (wydobyto 3,8 m rdzenia)

Sk. I—IV — mułowce i łupki ciemnoszare (+) smugowane.

1205,3—1212,9 m (wydobyto 7 m rdzenia)

Sk. I—V — łupki ciemnoszare (+) smugowane, z wkładkami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych (+). Upad około 10°.

Sk. VI — łupki ciemnoszare (+) smugowane, z grubszymi wkładkami rozsypliwych, szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z blaszkami miki i sieczką roślinną. W środku skrzynki od 35 cm od góry szary piaskowiec drobnoziarnisty (+) o warstwowaniu przekątnym.

Sk. VII — łupki ciemnoszare (+) smugowane, z cienkimi wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+).

1212,9—1220,0 m (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I — 30 cm łupek ciemnoszary (+) smugowany, 30 cm piaskowiec rozsypliwym, nierównozziarnisty, jasnoszary (+), 40 cm drobny zlepieniec rozsypliwym szary (+) przypominający zlepieniec dębowiecki.

Sk. II — 40 cm łupek ciemnoszary (+) smugowany, 40 cm piaskowiec rozsypliwym, średnioziarnisty szary (+), 20 cm łupek ciemnoszary (+) smugowany.

Sk. III — 20 cm szary piaskowiec drobnoziarnisty (+), 60 cm łupek ciemnoszary (+), smugowany, 20 cm szary, rozsypliwym piaskowiec drobnoziarnisty (+).

¹ Wydobyty z otworu wiertniczego rdzeń dzieli się na jednometrowe odcinki, które wkłada się do odpowiednich skrzynek. Skrzynki te opatruje się nazwą wiercenia, głębokościami interwału rdzeniowanego mechanicznie, porządkowym numerem rdzenia, oraz liczbą skrzynki jak np. Sk. I, Sk. II itd., w zależności od długości wydobytego rdzenia. Sk. I oznacza zawsze najwyższy metrowy odcinek wydobytego rdzenia, a liczby wyższe odcinki metrowe następne. Najniższa skrzynka nie zawiera zwykle pełnego metra rdzenia, lecz pozostałość ponad całe metry. Używanie tego rodzaju oznaczeń jest konieczne ze względu na okoliczność, że są one ogólnie stosowane przy rdzeniach wydobytych z wierceń obrotowych. Znak (+) oznacza zawartość węgla wapnia, (—) brak węgla wapnia.

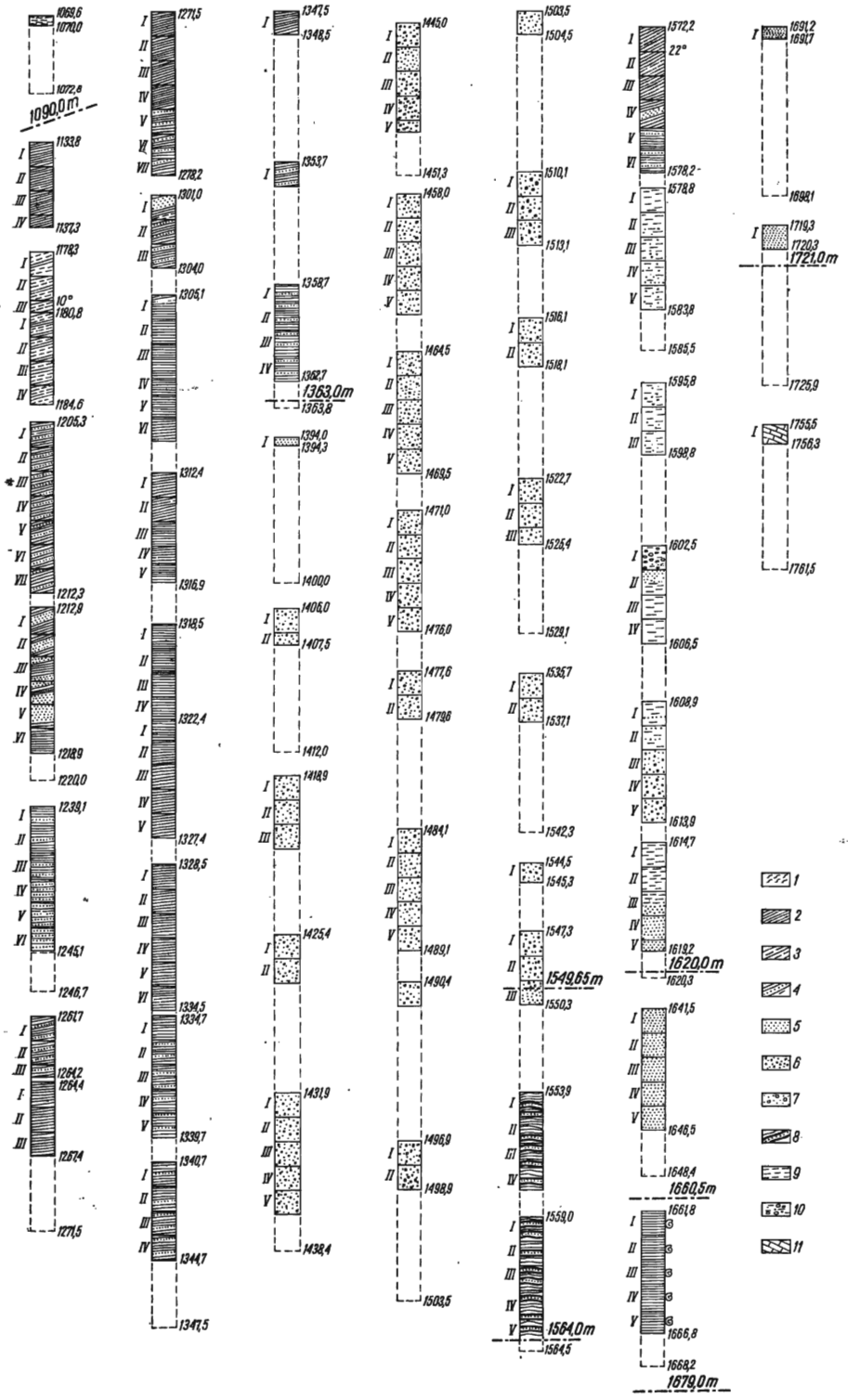


Fig. 1

Sk. IV — 20 cm szary, rozsypliwy piaskowiec zlepieńcowaty (+), 25 cm łupek ciemnoszary smugowany (+), 55 cm silnie rozsypliwy piaskowiec zlepieńcowaty szary (+).

Sk. V — 70 cm silnie rozsypliwy piaskowiec zlepieńcowaty (+), 20 cm łupek ciemnoszary smugowany (+), 10 cm silnie rozsypliwy piaskowiec zlepieńcowaty szary (+).

Sk. VI — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z wkładkami cienkimi piaskowca drobnoziarnistego szarego (+).

1239,1—1246,7 m (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z cienkimi wtrąceniami piaskowców drobnoziarnistych szarych (+).

Sk. II—III — łupek ciemnoszary smugowany (+) z cienkimi wtrąceniami piaskowców drobnoziarnistych szarych (+).

Sk. IV—VI — łupek ciemnoszary (+) z grubszymi do 10 cm wkładkami twardych, średnioziarnistych piaskowców smugowanych szarych (+), miejscami zlepieńcowatych.

1261,7—1264,4 m (wydobyto 2,5 m rdzenia)

Sk. I—III — łupki ciemnoszare smugowane (+), sporadycznie z cienkimi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców łupkowatych szarych (+), z blaszkami miki, nieregularnie smugowanych zwęgloną sieczką roślinną.

1264,4—1271,5 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I — łupki ciemnoszare smugowane (+) cieniutkimi 0,1—1,0 cm warstewkami szarego piaskowca drobnoziarnistego (+).

Sk. II—III — łupek ciemnoszary smugowany (+).

1271,5—1278,2 m (wydobyto 7 m rdzenia)

Sk. I—II — łupek ciemnoszary (+) słabo smugowany.

Sk. III — 20 cm mułowce zbity ciemnoszary (+), 80 cm łupek ciemnoszary (+) z drobnymi blaszkami miki.

Fig. 1

Rysunek rdzeni z autochtonicznego miocenu napotkanego w wierceniu Bielsko 4

1 łupki zielonawo-szare zlustrowane płaszczowiny podśląskiej, 2 łupki ciemnoszare smugowane miocenu autochtonicznego, 3 mułowce i łupki ciemnoszare, 4 łupki ciemnoszare z wkładkami jasnoszarych piasków drobnoziarnistych, 5 piaskowce drobno-, średnio-, gruboziarniste i zlepieńcowate, 6 zlepieńce i brekcje, 7 zlepieńce z domieszką grubych fragmentów skalnych, 8 łupki szarobrunatnawe z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców (porwak karboński z warstw brzeźnych), 9 mułowce szarobrunatnawe, 10 mułowce szarobrunatnawe z domieszką żwiru, otoczków i gruzu skalnego (wapieni, łupków i kwarcu), 11 wapienie i dolomity środkowodekańskie z podłoża paleozoicznego

Cores from the autochthonous Miocene encountered in borehole Bielsko 4

1 greenish-grey siltenslided shales of the Sub-Silesian nappe, 2 dark-grey streaky shales of the autochthonous Miocene, 3 mudstones and dark-grey shales, 4 dark-grey shales intercalated with light-grey fine-grained sandstones, 5 fine-grained, medium-grained, coarse-grained and conglomeratic sandstones, 6 conglomerates and breccias, 7 conglomerates with an admixture of large rock fragments, 8 grey-brown shales intercalated with fine-grained sandstones (Carboniferous relicts from marginal beds), 9 grey-brown mudstones, 10 grey-brown mudstones with an admixture of gravel, pebbles and rock fragments (limestones, shales and quartz), 11 Middle Devonian limestones and dolomites of the Palaeozoic substratum

Sk. IV — łupek ciemnoszary (+) słabo smugowany.

Sk. V—VII — łupek ciemnoszary (+) z wkładkami szarego piaskowca drobnoziarnistego (+) laminowanego.

1301,0—1305,1 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I — 10 cm łupek ciemnoszary (+) słabo smugowany, z drobnymi blaszkami miki, 50 cm piaskowiec drobnoziarnisty szary (+) z drobną minką i sieczką roślinną powodującą smugowanie, 25 cm łupek ciemnoszary (+) smugowany, 15 cm mułowiec szarobrunatnawy smugowany (+).

Sk. II—III — łupek ciemnoszary (+) z drobnymi blaszkami miki, smugowany, z cienkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych szarych (+), uwarstwienie równoległe, a czasem przekątne.

1305,1—1312,4 m (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I—IV — łupek ciemnoszary (+).

Sk. V—VI — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z cienkimi wkładkami szarych, twardych piaskowców drobnoziarnistych (+) z blaszkami miki, sieczką roślinną i wyraźną regularną lub zaburzoną laminacją.

1312,4—1318,6 m (wydobyto 4,5 m rdzenia)

Sk. I—V — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z cienkimi wkładkami twardych, szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z blaszkami miki, sieczką roślinną i regularną lub zaburzoną laminacją. Upady 2°—10°.

1318,6—1322,4 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z cienkimi wkładkami twardych, szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z blaszkami miki, sieczką roślinną i wyraźną regularną lub zaburzoną laminacją. Upady 2°—10°.

1322,4—1328,5 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z minką i sieczką roślinną, oraz wyraźną regularną lub zaburzoną laminacją.

1328,5—1334,7 m (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I—VI — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z minką, sieczką roślinną i regularną lub zaburzoną laminacją.

1334,7—1340,7 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) z minką, sieczką roślinną, oraz wyraźną regularną lub zaburzoną laminacją.

Sk. II—V — łupek ciemnoszary (+) smugowany, z nielicznymi cienkimi wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) nieregularnie smugowanych sieczką roślinną i blaszkami miki.

1340,7—1347,5 m (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I—IV — łupek ciemnoszary (+) z drobną minką i wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) smugowanych.

1347,5—1353,7 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I — łupek ciemnoszary (+) z drobną minką.

1353,7—1358,7 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I — łupek ciemnoszary (+) z nielicznymi cienkimi wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) smugowanych.

1358,7—1363,8 m (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I — łupek ciemnoszary (+) z drobnymi blaszkami miki i do 3 cm grubymi wkładkami szarych płaskowców drobnoziarnistych (+) o wyraźnie zaznaczonej laminacji.

Sk. II—IV — łupek ciemnoszary (+) z drobną miką. *Strop zlepieńców dębowieckich 1363,0 m.*

1394,0—1400,0 m (wydobyto 0,3 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec szary złożony przeważnie ze słabo obtoczonych, a często kanciastych fragmentów ciemnych łupków karbońskich o średnicy 0,3—3,0 cm, z domieszką nielicznych otoczków kwarcu i skał metamorficznych, którego nie wysortowany materiał spaja, wypełniając również próżnie między większymi fragmentami skalnymi, miazga z tego samego materiału, który tworzy duże fragmenty o ziarnie 0,05—0,2 cm, zlepiona węglanem wapnia, czasem z zawartością kaolinu.

1406,0—1412,4 m (wydobyto 1,5 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec jak wyżej.

1418,9—1425,4 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I—III — zlepieniec jak wyżej, lecz z dużą ilościową przewagą ciemnych, nieobrobionych łupków; zauważa się nieliczne okruchy czarnego węgla kamiennego o średnicy 0,5 cm.

1425,4—1431,9 m (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec jak wyżej.

1431,9—1438,4 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — zlepieniec szary (+) złożony z fragmentów i otoczków ciemnych łupków o średnicy 0,3—4,0 cm, z małą domieszką skał metamorficznych o średnicy około 0,8 cm, oraz ziarn kwarcu o średnicy 0,3—0,4 cm i nielicznych okruchów czarnego węgla kamiennego o średnicy do 0,8 cm, spojonych substancją jak w rdzeniu z głębokości 1394,0—1400,0 m.

1445,5—1451,3 m (wydobyto 4,5 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec jak wyżej.

Sk. II — zlepieniec jak wyżej pod względem składu, ale drobniejszy, średnica grubszych fragmentów skalnych wynosi przeciętnie 0,3—0,5 cm, wyjątkowo do 1,0 cm.

Sk. III—V — zlepieniec szary (+) obfitujący w okruchy czarnych łupków karbońskich (—) o średnicy 0,4—2,2 cm, okruchy czarnego węgla kamiennego oraz większe blaszki miki.

1458,0—1464,5 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—III — zlepieniec szary (+) obfitujący w okruchy czarnych łupków karbońskich, nie obtoczonych o średnicy 0,4—2,2 cm i okruchy czarnego węgla kamiennego, a także zawierający duże blaszki muskowitu.

Sk. IV — zlepieniec szary (+), o przeciętnej średnicy składników 0,3—1,5 cm, zawiera obficie płaskie fragmenty ciemnych i czarnych łupków (—) o średnicy do 5,0 cm bez śladów obróbki, oraz okruchy węgla kamiennego o średnicy do 2,0 cm.

Sk. V — zlepieniec (+) jak wyżej, kawałki węgla osiągają średnicę 5,0 cm.

1464,5—1471,0 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — zlepieniec (+) jak wyżej, wydatnie zmniejsza się ilość okruchów węgla kamiennego, w bardzo niewielkiej ilości ale stale występują fragmenty skał metamorficznych, przeważnie łupków mikowych, oraz rzadkie otoczki kwarcu.

1471,0—1477,6 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec szary (+) złożony ze słabo obtoczonych, płaskich fragmentów ciemnych łupków (—) o średnicy 0,3—3,0 cm, twardych, drobnoziarnistych

piaskowców szarych (—) o średnicy do 2,0 cm, oraz rzadkich kanciastych okruchów węgla i łupków mikowych.

Sk. III — zlepieniec jak wyżej, sporadyczne grube kawałki węgla o średnicy do 6,0 cm.

Sk. III—V — zlepieniec (+) złożony z fragmentów czarnych łupków (—) słabo obtoczonych, otoczków kwarcu, oraz łupków mikowych o średnicy 0,3—2,5 cm, a wyjątkowo 5,0 cm.

1477,6—1484,1 m (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec jak wyżej, lokalnie fragmenty i otoczaki skalne zmniejszają się do 0,8 cm.

1484,1—1490,4 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — zlepieniec szary (+) o średnicy fragmentów skalnych 0,3—3,2 cm, zawierający lokalnie obfitszą domieszkę kanciastych okruchów węgla, zwykle znacznie większych od innych fragmentów skalnych, lokalnie średnica grubszych składników zlepieńca maleje do 1,2 cm, a nawet do 0,8 cm.

1490,4—1496,9 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec jak wyżej.

1496,9—1503,5 m (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec szary (+) złożony głównie z fragmentów czarnych łupków (—) o średnicy do 2,0 cm, lokalnie występują dość obficie okruchy węgla.

1503,5—1510,1 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec jak wyżej, sporadycznie występują otoczaki kwarcu o średnicy do 1,0 cm.

1510,1—1516,1 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I—III — zlepieniec jak wyżej, w Sk. III większa ilość okruchów węgla.

1516,1—1522,7 m (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec jak wyżej, ale średnica fragmentów skalnych mniejsza — nie przekracza 1,0 cm.

1522,7—1529,1 m (wydobyto 2,7 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec jak wyżej, średnica fragmentów skalnych 0,3—3,0 cm, rzadkie okruchy węgla.

Sk. II—III — zlepieniec jak wyżej, okruchy węgla występują częściej.

1535,7—1542,3 m (wydobyto 2 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec złożony z fragmentów skalnych słabo obrobionych o średnicy do 9,0 cm.

Sk. II — 50 cm zlepieniec szary (+) złożony z otoczków i fragmentów czarnych łupków (—), szarych drobnoziarnistych piaskowców (—), przezrystego i mlecznego kwarcu, piaskowców drobnoziarnistych żelazistych, oraz jasnych wapieni o średnicy 0,3—3,0 cm, ponadto zaś obfitujących w kwarc skał metamorficznych spojonych gruboziarnistą piaszczystą substancją zlepioną węglanem wapnia, 50 cm zlepieniec (+) złożony w przewodzie z fragmentów łupków czarnych (—) karbońskich o średnicy do 3,0 cm, okruchów węgla kamiennego, szarych drobnoziarnistych piaskowców (—), oraz sporadycznie występujących większych kawałków drobnoziarnistych piaskowców szaro-brunatnawych i ciemnych wapieni o średnicy 6,0 cm.

1544,5—1547,3 m (wydobyto 0,8 m rdzenia)

Sk. I — zlepieniec jak wyżej.

1547,3—1553,9 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I—II — zlepieniec szary (+) złożony z fragmentów łupków czarnych (—)

karbońskich o średnicy do 3,5 cm, okruchów węgla kamiennego, oraz szarych drobnoziarnistych piaskowców (—).

Sk. III — 35 cm zlepieniec szary (+) drobny, przypominający raczej piaskowiec zlepieńcowaty, 65 cm piaskowiec szaro-brunatnawy, drobnoziarnisty (—) karboński. *Spąg zlepieńców dębowieckich 1549,65 m.*

1553,9—1559,0 m (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I—IV — łupki szarobrunatnawe (—) z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców szaro-brunatnawych (—) z warstw brzeżnych.

1559,0—1564,5 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — łupki szaro-brunatnawe (—) z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców szaro-brunatnawych (—). Pochodzący z północy porwak ze strefy zwietrzalej warstw brzeżnych. *Spąg porwaka karbońskiego 1564,0 m.*

1572,2—1578,8 m (wydobyto 6 m rdzenia)

Sk. I—III — łupki ciemnoszare (+), miejscami z wtroczeniami szaro-białych piaskowców drobnoziarnistych (+) z domieszką fragmentów łupków brunatno-szarych (—) z drobną miłą, niewątpliwie karbońskich. Upad warstw zaburzonych w dolnej części skrzynki około 22°.

Sk. IV — łupki jak wyżej, w środkowej części skrzynki grubsze nieobrobione fragmenty skał karbońskich.

Sk. V—VI — łupki ciemnoszare (+) z wkładkami szarych piaskowców drobnoziarnistych (+) i kawałkami popielatawych piaskowców drobnoziarnistych (—) z detrytusem roślinnym.

1578,8—1585,5 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—II — mułowce szaro-brunatnawe (+) rozsypliwe.

Sk. III—IV — mułowce szaro-brunatnawe (+) z nieznaczną domieszką drobnych otoczków kwarcu, czarnych łupków (—) o średnicy 0,2—1,5 cm, tworzącą jakby rodzaj zlepieńca.

Sk. V — mułowiec brunatnawo-szary (+) z większymi otoczkami kwarcu, oraz okruchami czarnych łupków (—) i szarych, drobnoziarnistych piaskowców (—) karbońskich o średnicy 0,2—1,5 cm.

1595,8—1602,5 m (wydobyto 3 m rdzenia)

Sk. I — mułowce brunatnawo-szare (+) z domieszką drobnych otoczków kwarcu, oraz fragmentów czarnych łupków (—) i wapieni najprawdopodobniej węglowych o średnicy 0,2—1,0 cm.

Sk. II — mułowce szarobrunatnawe (+).

Sk. III — mułowce szaro-brunatnawe (+), lokalnie z domieszką grubszego materiału skalnego w postaci czarnych łupków (—) i szaro-brunatnawych twardych wapieni o średnicy do 6,0 cm.

1602,5—1608,9 m (wydobyto 4 m rdzenia)

Sk. I — brekcja złożona z twardych, ciemnych wapieni dewońskich, najprawdopodobniej żywego o średnicy 5,0—12,0 cm. Masą zlepiającą grube fragmenty skalne jest obecnie przeważnie usunięta i wypłukana przez płuczkę substancją mułowcowa, występująca samodzielnie w wyższych rdzeniach.

Sk. II — 50 cm zlepieniec szarawy (+), twardy, złożony z otoczków zwietrzałych skał karbońskich przeciętnie o średnicy 0,5—3,0 cm, zawierających sporadycznie duże fragmenty skalne do 12,0 cm średnicy, 50 cm mułowiec ciemnoszarobrunatnawy (+) z drobną miłą.

Sk. III—IV — mułowiec brunatnawo-szary (+) z drobną miłą.

1608,9—1614,7 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—II — mułowce szaro-brunatnawe (+) przechodzące miejscami w piaskowce nierównoziarniste szare (+), a nawet w drobne zlepieńce.

Sk. III—V — zlepieńce szaro-brunatne (+) drobne, złożone z fragmentów zwietrzałych skał karbońskich i szarych wapieni dolnokarbońskich i dewońskich o średnicy do 2,0 cm, tkwiących w gruboziarnistej piaszczysto-wapnistej masie. Przypominają one zlepieńce dębowieckie.

1614,7—1620,3 m (wydobyto 4,5 m rdzenia)

Sk. I—II mułowce brunatnawo-szare (+).

Sk. III — 50 cm mułowce brunatnawo-szare (+), 50 cm piaskowiec brunatnawo-szary drobnoziarnisty (+).

Sk. IV—V — piaskowiec brunatnawo-szary, drobnoziarnisty (+). *Spąg serii łupkowo-mułowcowo-zlepieńcowej 1620,0 m.*

1641,5—1648,4 m (wydobyto 4,5 m rdzenia)

Sk. I—V — piaskowiec jasnoszary, drobnoziarnisty o ilastym spoiwie, w którym zwraca uwagę zawartość kaolinu. *Spąg serii piaskowcowej 1660,5 m.*

1661,8—1668,4 m (wydobyto 5 m rdzenia)

Sk. I—V — iłolupki ciemne, prawie czarne (—) z obfitą makrofauną, przeważnie małżów, ponadto zaś ślimaków, a nawet żebów żarłaczy. *Spąg serii iłolupkowej 1679,0 m.*

1691,2—1698,1 m (wydobyto 0,5 m rdzenia)

Sk. I — piaskowce białe, bardzo drobnoziarniste i równoziarniste o doskonale wysortowanym ziarnie (—).

1719,3—1725,9 m (wydobyto 1 m rdzenia)

Sk. I — piaskowce szaro-brunatnawe średnio- i gruboziarniste (—), przechodzące w również szaro-brunatnawe zlepieńce. *Spąg serii piaskowcowej 1721,0 m.*

1755,5—1761,5 m (wydobyto 0,8 m rdzenia)

Sk. I — (rdzeń w kawałkach) ciemnoszare wapienie i dolomity środkowo-dewońskie.

Łuki pomiędzy pobranymi rdzeniami są możliwe do wypełnienia dzięki wykresom profilowania elektrycznego i radioaktywnego. Profilowanie elektryczne wskazuje, że od granicy nasunięcia utworów płaszczowiny podśląskiej na autochtoniczny miocen, która przypada na głębokości 1090,0 m, do głębokości 1363,0 m jako wyższe ogniwo tego miocenu, występuje monotonna litologicznie i elektrostratygraficznie 273-metrowa seria łupkowo-mułowcowa z nieznacznymi, przeważnie cienkimi wtrąceniami piaskowców od bardzo sypkich do silnie spojonych. Jedynie na głębokości 1215,0—1245,0 m występują wkładki piaskowców osiagające nawet 40 cm grubości, co bardzo dobrze zaznacza się zarówno na wykresach profilowania elektrycznego, jak i profilowania radioaktywnego. Opisane utwory posiadają dość często warstwowanie charakterystyczne dla osadów przybrzeżnych i deltowych. Zaznacza się to szczególnie dobitnie we wspomnianej strefie na głębokości 1215,0—1245,0 m, wzbogaconej we wkładki i wtrącenia piaskowcowe.

Na głębokości 1363,0 m przypada ustalona — wobec braku pobra-

nych rdzeni w tym odcinku — na podstawie prac geofizycznych granica między wyższą łupkowo-mułowcową serią miocenu autochtonicznego, a jej częścią niższą, w danym konkretnym przypadku środkową, reprezentowaną przez 186,65-metrowej miąższości kompleks zlepieńców „dębowieckich“.

Na głębokości 1549,65 m należy postawić granicę pomiędzy zlepieńcami dębowieckimi, a dolną częścią utworów miocenских sięgającą — jak wskazuje na to wykres profilowania elektrycznego — w każdym razie do głębokości 1679,0 m. W chwili obecnej trudno jest z całą pewnością określić, czy podana dolna granica serii zawierającej makrofaunę jest zarazem spągową granicą utworów miocenских napotkanych w wierceniu B 4, czy też należą do nich jeszcze niżej przebite, a sięgające do głębokości 1721,0 m, białe piaskowce o doskonale wysortowanym drobnym ziarnie. Z tej strefy pochodzą, niestety, tylko nieznaczne rdzeniowane fragmenty. Z dużym prawdopodobieństwem przypuszczać można — na co zdają się wskazywać wykresy profilowania elektrycznego — że dopiero granica elektrostratygraficzna na głębokości 1721,0 m zaznacza kontakt autochtonicznych warstw miocenских z utworami podłoża paleozoiczno-metamorficznego. Reprezentowane są one u góry przez środkowodewońskie ciemne dolomity eiflu, identyczne mikroskopowo z takimiż utworami stwierdzonymi w wierceniu Puńców 1 (Konior & Tokarski 1957, 1959). Pod dolomitami eiflu wystąpiła w wierceniu B 4 seria jasnych piaskowców od zlepieńcowatych do drobnoziarnistych, oraz mułowców bezwapniowych ciemnobrunatno-czarnych, przynależna najprawdopodobniej do dolnego dewonu. Poniżej tej serii napotkano na głębokości 1963,6—1964,3 m zasadową, ciemną skałę magmową o strukturze diabazowej, przypominającą mikroskopowo cieszynity z wiercenia Pogórz 7. Skała ta będzie przedmiotem osobnych, specjalnych badań. Pod nią w głębokości 1970 m wystąpiły skały metamorficzne przynależne do głębszego podłoża.

OGÓLNY CHARAKTER „ZLEPIEŃCÓW“ DĘBOWIECKICH Z WIERCENIA B 4

Nazwa zlepieńce dębowieckie lub zlepieńce spągowe miocenu jest, jak to już podano uprzednio (Konior 1963a, b, c), nazwą ogólną obejmującą różne typy petrograficzne, bo od większych bloków poprzez brekcje, grube i drobniejsze zlepieńce do piaskowców zlepieńcowatych, grubo- i średnioziarnistych, a lokalnie nawet łupków. Nie jest to więc nazwa ścisła, lecz potoczna, zwyczajowa, używana przez wielu autorów pracujących na tym terenie (Tokarski 1954; Stemulak 1958; Konior 1959; 1960a, b, 1962, 1963a, b, c; Alexandrowicz 1963). K. Tołwiński (1950, 1956), który po raz pierwszy opisał i bliżej określił te charakterystyczne utwory w 1950 roku, użył dla nich określenia warstwy dębowiec-

kie. W miarę jak „warstwy dębowieckie“ napotymano w coraz liczniejszych wierceniach, zaczęła się wyraźnie zaznaczać różnorodność, często o charakterze lokalnym, składającego je materiału gruboklastycznego, różnaitość składających je typów petrograficznych, oraz pewne charakterystyczne cechy związane z poziomym i pionowym ich rozmieszczeniem. W takich warunkach zdezaktualizowała się nazwa „warstwy dębowieckie“ K. Tołwińskiego (1950, 1956). Zastępowano ją nazwą „zlepieńca podstawowego tortonu“ (Tokarski 1954), „zlepieńca podstawowego“ (Stemulak 1958) lub „zlepieńców spągowych miocenu“ (Konior 1959, 1960a, b, 1962, 1963a, b, c). W świetle obecnej znajomości zlepieńców dębowieckich uznać można, że — ponieważ nie zawsze, jak to stwierdzone zostało w wierceniach B 4, występują one w spągu miocenu autochtonicznego — nazwa „zlepieńce spągowe“ nie jest ścisła. Znacznie odpowiedniejszą wydaje się w tym przypadku wprowadzona przez K. Tołwińskiego (1950) regionalna nazwa warstw czy też zlepieńców dębowieckich. Ze względu na różnorodność typów petrograficznych, składających omawiane utwory, i pewne charakterystyczne ich właściwości, najodpowiedniejszym określeniem jest termin „seria“. Wydaje się więc, że obecna znajomość

Fig. 2

Zestawienie pobranych rdzeni, profilu litologicznego serii dębowieckiej i podścielających ją utworów miocennych, skład petrograficzny oraz miejsce występowania danych typów petrograficznych w „zlepieńcach“, oraz rozmiary fragmentów skalnych i żwiru wchodzącego w skład serii dębowieckiej i warstw niższych

I skala głębokości; *II* miejsca pobrania rdzeni; *III* profil litologiczny serii dębowieckiej i podścielających je utworów miocennych: 1 łupkowo-mułowoowa seria miocenu autochtonicznego, 2 zlepieńce „dębowieckie“, 3 mułowce szarobrunatnawe, 4 zlepieńce i brekcje z fragmentami skał dewońskich i karbońskich, 5 białe piaskowce, 6 łupki z makrofauną, 7 porwaki karbońskie z warstw brzeźnych, 8 dolomity środkowodewońskie; *IV* skład petrograficzny oraz miejsca występowania danych typów petrograficznych w „zlepieńcach“: *a* ciemne i czarne łupki karbońskie, *b* szare, drobnopielniste piaskowce karbońskie, *c* czarny węgiel kamienny, *d* wapienie i dolomity dolnokarbońskie i dewońskie, *e* otoczaki i duże ziarna kwarcu, *f* skały metamorficzne, przeważnie łupki mikowe; *V* rozmiary materiału gruboklastycznego (fragmentów skalnych i otoczek) w serii dębowieckiej i utworach niższych

Sampled cores; lithological profile of the Dębowiec beds and the underlying Miocene deposits; petrographic composition and occurrence sites of the given petrographic types in conglomerates; dimensions of the fragments and gravel in the Dębowiec beds and in the underlying beds

I scale of depth; *II* sites of core sampling; *III* lithological profile of the Dębowiec beds and of the underlying Miocene deposits: 1 shale-mudstone series of the autochthonous Miocene, 2 "Dębowiec" conglomerates, 3 grey-brownish mudstones, 4 conglomerates and breccias with fragments of Devonian and Carboniferous rocks, 5 white sandstones, 6 shales with macrofauna, 7 Carboniferous relicts from marginal beds, 8 Middle-Devonian dolomites; *IV* petrographic composition and the occurrence sites of the given petrographic types in "conglomerates": *a* dark or black Carboniferous shales, *b* grey, fine-grained Carboniferous sandstones, *c* black brown coal, *d* Lower Carboniferous and Devonian limestones and dolomites, *e* pebbles and rather large grains of quartz, *f* metamorphic rocks, mostly micaceous schists; *V* dimensions of coarse-grained material (rock fragments and pebbles) in the Dębowiec beds and the underlying deposits

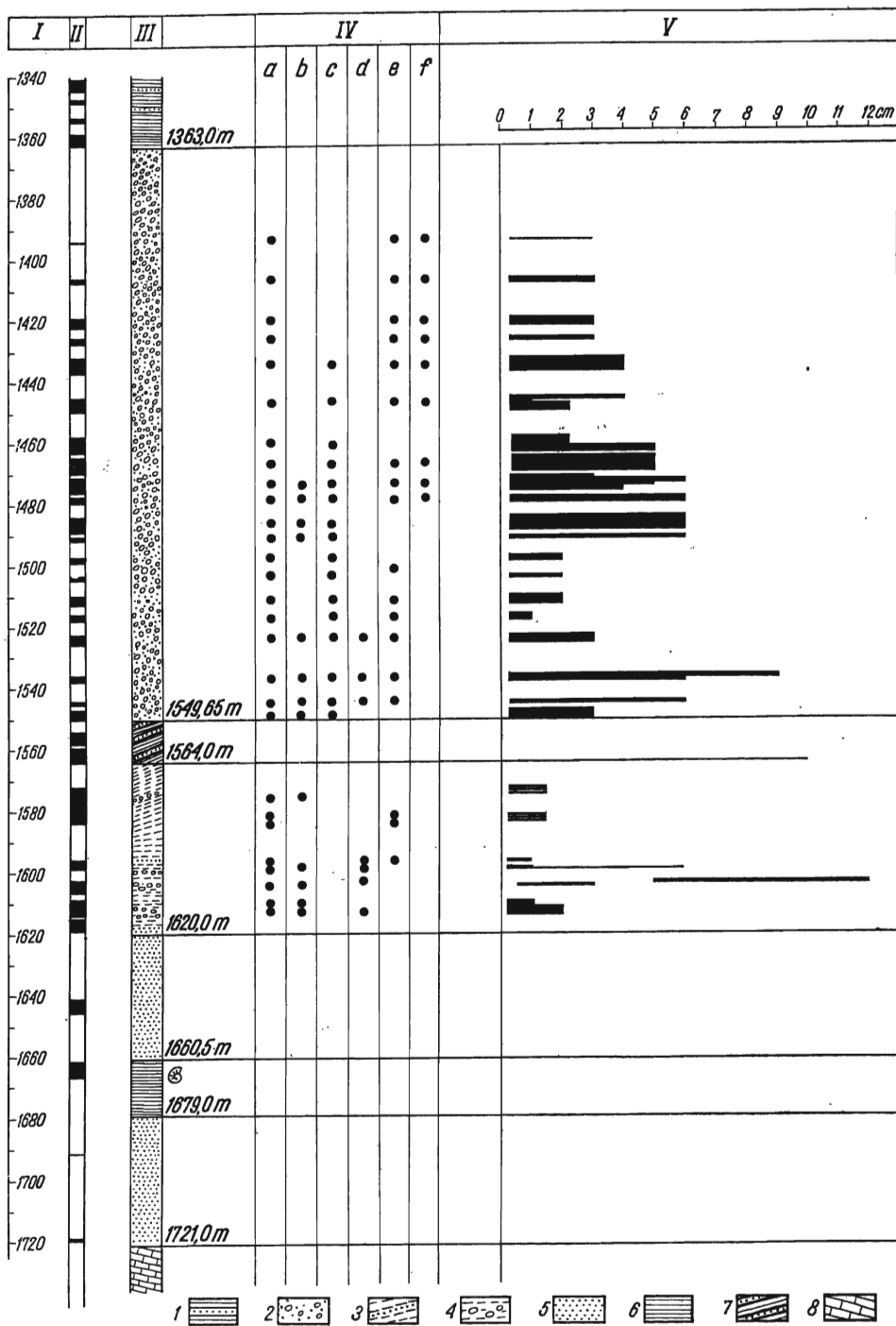


Fig. 2

tych niezmiernie oryginalnych utworów miocenijskich upoważnia do zastosowania dla nich nazwy *seria dębowiecka*.

Seria dębowiecka występuje w wierceniu B 4 na głębokości 1363,0—1549,65 m. Pomimo luk w rdzeniowaniu mechanicznym, dzięki właściwościom elektrostratygraficznym można było dokładnie określić jej strop i spąg. Pobrane rdzenie wskazują, że mamy tu do czynienia z brekcjami i zlepieńcami polimiktycznymi, przechodzącymi miejscami w piaskowce zlepieńcowate i gruboziarniste. Utwory gruboklastyczne, psefity, zawierają zwykle trzy typy fragmentów skalnych.

Najobficiej i to na całej poznanej w wierceniu miąższości serii dębowieckiej występują fragmenty skalne płaskie, kanciaste, ostrokrawędziste i bez śladów jakiegokolwiek dłuższego transportu. Wśród nich najczęściej obserwuje się ciemnoszare i czarne łupki karbońskie, bezwapniste o średnicy 0,3—6 cm, wyjątkowo do 9 cm, okruchy czarnego węgla kamiennego o średnicy 0,8—6 cm, a rzadko do 9 cm.

Miejscami i w mniejszej ilości występują drobno- i gruboziarniste szare piaskowce ilaste i krzemionkowe, również karbońskie o średnicy 2—6 cm, a czasem do 9 cm, oraz twarde ciemnoszare wapienie o średnicy 3—6 cm, o formach częściowo zaokrąglonych, świadczących o odbyciu pewnego transportu lub o częściowym obrobieniu w strefie litoralnej.

Najmniejsze wymiary mają doskonale zaokrąglone i obtoczone otoczaki kwarcu mlecznego i szarego o średnicy 0,3—3 cm, a także skał metamorficznych o średnicy 0,3—2,5 cm.

Ten różnorodny, zwykle pomieszany i źle wysortowany materiał, a raczej zupełnie niewysortowany, jest spojony masą skalną o ziarnie 0,05—0,2 cm złożoną z tego samego materiału, który tworzy duże fragmenty z zawartością węglanu wapnia, a czasem kaolinu. Charakterystyczna dla serii dębowieckiej zawartość węglanu wapnia wskazuje na jej powstanie w środowisku morskim.

Figura 2, na której zestawiono miejsca pobrania rdzeni, profil litologiczny serii dębowieckiej i podścielających ją utworów miocenijskich, skład petrograficzny, oraz miejsca występowania danych typów petrograficznych w „zlepieńcach“, a wreszcie rozmiary gruzu i żwiru wchodzącego w skład serii dębowieckiej, orientuje w charakterze utworu. Widać z niej doskonale, że na całej miąższości, napotkanej w wierceniu B 4 serii dębowieckiej, występują zasadniczo ciemne, nieobrobione łupki karbońskie, oraz żwir kwarcowy. Czarnych węgla karbońskich brak jest tylko w najwyższej części omawianej serii gruboklastycznej wiercenia B 4. Natomiast fragmenty szarych piaskowców z warstw brzeżnych ograniczają się do dolnej części, a twarde, ciemne wapienie dolnokarbońskie i dewońskie tylko do spągowej części „zlepieńców“. Dobrze obtoczone, ale najmniejsze otoczaki skał metamorficznych ograniczone są w wierceniu B 4 wyłącznie do górnej części serii dębowieckiej. W części dolnej otoczek tych skał nie zauważono. W świetle przedstawionych obser-

wacji serię dębowiecką napotkaną w wierceniu B 4 uznać należy za polimiktyczny utwór orogeniczny. Występowanie w tym utworze brekcji i zlepieńców residualnych (Konior 1960a, b, 1963a, b, c) wskazuje na bardzo złożone i zmienne warunki powstawania osadu.

Fotografie rdzeni, pobranych w serii dębowieckiej w wierceniu B 4 (pl. I i II), umożliwiają ogólne zorientowanie się w charakterystycznych cechach omawianych utworów. W celu zapoznania czytelnika z właściwościami i szczegółami budowy zlepieńców dębowieckich, zestawiono na planszy I odpowiednio zmniejszone fotografie fragmentów rdzeni z serii dębowieckiej z różnych głębokości, natomiast na planszy II umieszczono fotografie dwóch przekrojów rdzeni w naturalnej wielkości, zawierających duże kawałki czarnego węgla kamiennego.

POCHODZENIE MATERIAŁU GRUBOKLASTYCZNEGO W SERII DĘBOWIECKIEJ

Już W. Petrascheck (1928), obserwując napotykaną w wierceniach zlepieńce, niewątpliwie dębowieckie, wyraził przypuszczenie, że część ich materiału pochodzi z bezpośredniego pobliża, część zaś musiała odbyć dłuższy transport. Tego rodzaju wnioski narzuca się każdemu badaczowi obserwującemu tzw. zlepieńce dębowieckie. Autorzy, zajmujący się zagadnieniem materiału gruboklastycznego serii dębowieckiej i jego pochodzeniem (Petrascheck 1912, 1928; Tołwiński 1956; Jurková 1959), wyrażali przeważnie pogląd, iż materiał „egzotyczny“ tych zlepieńców pochodzi z południa. Zdaniem W. Petrascheka (1912), miejsca pochodzenia tego materiału należy szukać na południu pod Karpatami. Natomiast zdaniem K. Tołwińskiego (1956, s. 185), między ówczesnym, a więc z czasów powstawania zlepieńców dębowieckich,

„...brzegiem Karpat i rejonem warstw dębowieckich przypuszczalnie dźwigały się nieznanne nam dzisiaj wyżyny paleozoiczne, zniszczone następnie przez erozję lub może w głąb zapadnięte“.

Według poglądu A. Jurkovej (1959, s. 41), w zlepieńcach występuje przewaga skał z produktywnego karbonu, a więc zasadniczo materiału miejscowego, pochodzenia zaś egzotyków

„...można szukać na południe od górnośląskiej panwi w Prakarpatach, albowiem podobne skały spotyka się także w kredowych i paleogeńskich osadach pasma fliszowego“.

A. Tokarski (1954) oraz K. Konior (1960a, b) podkreślają znaczenie karbońskiego materiału miejscowego w zlepieńcach, nie wypowiadając się zupełnie na temat pochodzenia materiału „egzotycznego“. Z zestawienia na figurze 2 wynika, że materiał „egzotyczny“ w zlepieńcach dębowieckich w wierceniu B 4 składa się głównie z twardych wapieni karbońskich

i dewońskich oraz skał metamorficznych i kwarcu. Łupki, piaskowce karbońskie i węgiel można by uznać za materiał „miejscowy“, za czym przemawia również albo brak śladów transportu, a więc ostrokrawędzistość fragmentów skalnych, albo też bardzo nieznaczne zaokrąglenie ich krawędzi i wygładzenie świadczące o krótkim transporcie.

W świetle ówczesnego stanu wiadomości jest całkowicie zrozumiałe poszukiwanie przez W. Petraschcka (1912) i K. Tołwińskiego (1956) miejsca pochodzenia materiału paleozoicznego zlepieńców na południu. Obecnie po nawierceniu wapieni i dolomitów środkowodewońskich w wierceniu B 4 i napotkaniu bezpośrednio pod serią dębowiecką wapieni dolno-karbońskich w wierceniu B 3, położonym w odległości 2100 m ku północy od wiercenia B 4, jasne się staje, że fragmenty paleozoicznych wapieni w zlepieńcach dębowieckich wiercenia B 4 pochodzić mogą z północy i północnego zachodu, z niewielkiej odległości od tego wiercenia. Na północ od wiercenia B 3, w odległości 1800 m od niego w kierunku północnym, w wierceniu B 2 pod serią dębowiecką przebito spąg warstw brzeżnych i osiągnięto wapien węglowy. Natomiast dawniejsze wiercenie Przemysłu Naftowego Br 1, położone około 4000 m na zachód od wiercenia B 2, przebiło pod serią dębowiecką spąg warstw rudzkich i weszło w warstwy brzeżne, w położonym zaś 1200 m na NEN od wiercenia Br 1 wierceniu Cz R 1 nie nawiercono już serii dębowieckiej, lecz bezpośrednio pod łożenkami manglistymi autochtonicznego miocenu napotkano dolną część warstw orzeskich, a następnie warstwy rudzkie, w których wiercenie zakończono. Z wierceń wykonanych w rejonie Goczałkowic, Rudołtowic i Dębiny wiadomo, że w obrębie warstw orzeskich w odległości 320—350 m od spągu występuje wydzielona przez K. Koniora (1957, 1961) seria zlepieńcowo-piaskowcowa składająca się prawie wyłącznie z otoczków, żwiru i ziaren kwarcu. Miąższość tej serii jest zmienna i wynosi od 64 m do 134 m.

Wymienione coraz młodsze ogniwa paleozoiczne, a zwłaszcza warstwy brzeżne i spoczywające bezpośrednio na nich warstwy rudzkie i orzeskie wchodzi w skład południowego zbocza i najwyższej wyniesionej części rozległego morfologicznego grzbietu karbońskiego Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudołtowice — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka (Konior 1963a, b, c). Południowe zbocze wymienionego grzbietu, złagodzone „nabrzmieniem dziedzikim“ (Konior 1938, 1963a, b, c), na południe od tego nabrzmienia staje się bardziej strome. Wiercenie B 4 znajduje się nieomal u podstawy południowego zbocza, w miejscu załamania się jego spadku i przejścia w bardzo łagodnie ku południowi obniżającą się powierzchnię. Szczytowa część wymienionego rozległego grzbietu Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudołtowice — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka, w obrębie odcinka najbliższego położonego w stosunku do wiercenia B 4, osiąga wysokość +139 m, natomiast obecny spąg serii dębowieckiej w wierceniu B 4 położony jest na głębokości —1182 m. Obecna

różnica między maksymalną wysokością grzbietu karbońskiego a miejscem jego podstawy w rejonie wiercenia B 4 wynosi więc 1321 m. Biorąc pod uwagę rozcięcie południowego zbocza grzbietu przez obniżające go, odmłodzone w miocenie, uskoki hercyńskie (Konior 1962, 1963a, b, c), a również pewne pomioceńskie podniesienie północnej części grzbietu, nasuwa się przypuszczenie, że w okresie osadzania się serii dębowieckiej rozległy grzbiet karboński Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudołtówice — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka stanowił formę wyniesioną (Konior 1962), która mogła dostarczać gruboklastycznego materiału na powstanie zlepieńców. Przemawia za tym również przebieg północnej granicy zasięgu serii dębowieckiej wzdłuż południowego zbocza wspomnianego grzbietu. Sam grzbiet i rozszerzające jego południowe zbocze „nabrzmienie dziedzićkie“ wykazują charakterystyczne wgłębienia (Konior 1957, 1963a, b, c) niewątpliwie erozyjne, a w rejonie Borka koło Goczałkowic i Żebracza obserwuje się „wymycia“ powierzchni karbońskiej (Konior 1957), będące pozostałościami lejów źródłowych krótkich górskich potoków spływających ku południowi podczas powstawania serii dębowieckiej. Biorąc pod uwagę siłę erozyjną tych potoków i ich możliwości transportowe, zwłaszcza podczas okresowych wysokich stanów, wydaje się jasne, że mogły one dostarczyć do serii dębowieckiej przeważającej części grubego i mało lub zupełnie nieobrobionego i niewysortowanego materiału.

Wszystkie przedstawione okoliczności wskazują na pochodzenie wapieni dolnkarbońskich i dewońskich z bliskiego sąsiedztwa na N i NW od wiercenia B 4, piaskowców, łupków karbońskich i węgla z przykrywających węglanową serię warstw brzeźnych, rudzkich i orzeskich, natomiast źródła otoczków i ziarn kwarcu z najdalej ku północy położonej serii zlepieńcowo-piaskowcowej warstw orzeskich. A więc cały niemal materiał gruboklastyczny serii dębowieckiej, za wyjątkiem najlepiej obtoczonych i najmniejszych rozmiarami otoczków skał metamorficznych, pochodzić może z obszaru położonego na północ lub północny zachód od wiercenia B 4.

Otoczaki skał metamorficznych mają średnicę 0,3—2,5 cm. Bardzo dobre obtoczenie wskazywać może na długi transport. Miejsce pochodzenia tych skał nie jest bliżej ustalone. Wskazówek pod tym względem dostarczą badania petrograficzne. Nie jest wykluczone, że otoczaki te przynajmniej częściowo pochodzić mogą z serii zlepieńcowo-piaskowcowej warstw orzeskich (Konior 1957, 1961), położonej w odległości niespełna 12 km w prostej linii ku N i NWN od wiercenia B 4, która dostarczyła zlepieńcom dębowieckim otoczków i grubszych ziarn kwarcu. Jak wynika z zestawienia ogólnego składu litologicznego materiału gruboklastycznego zlepieńców dębowieckich z wiercenia B 4 na figurze 2, domieszka otoczków skał metamorficznych pojawia się dopiero w wyższej części

napotkanej serii dębowieckiej. Widocznie w rejonie tym możliwości dowozu tego materiału na skutek przebiegu wydarzeń geologicznych otwały się później, być może, w związku z rozwojem ówczesnej sieci rzecznej.

W serii dębowieckiej wiercenia B 4 natrafiono na fragmenty i okrucy czarnego węgla kamiennego (pl. II). Określenie jego wieku mogłoby dać wskazówkę co do obszaru pochodzenia również i innych łupków i piaskowców karbońskich wchodzących w skład materiału gruboklastycznego zlepieńców. W tym celu pobrano ze zlepieńca zawierającego fragmenty węgla kilka próbek. Próbkę tę opracowała i zbadała mgr E. Turnau, której wyrażamy w tym miejscu słowa podziękowania. Mgr E. Turnau przeprowadziła badania otrzymanych próbek węgla w miarę dostarczenia odpowiednich materiałów, dlatego też opinia. Jej składa się z dwóch odrębnych części, które poniżej w całości przytaczam.

I. „Wiek okruców węgla kamiennego ze zlepieńców dębowieckich w wierceniu Bielsko 4 na podstawie mikrospor“

1. Węgiel z głębokości 1471,0—1477,6 m. Sk. II, środek.

Z próbki wymacerowano dość liczne i dobrze zachowane spory.

W skład zespołu wchodzi następujące gatunki i rodzaje:

<i>Leiotriletes adnatoides</i> Pot. & Kr.	<i>Knorzisporites</i> sp.
<i>Punctatisporites</i> sp.	<i>Anulatisporites anulatus</i> (Loose)
<i>Calamospora mutabilis</i> (Loose)	Pot. & Kr.
S. W. & B.	<i>A. bacatus</i> Dyb. & Jach.
<i>C. pedata</i> Kosanke	<i>A. coronarius</i> Dyb. & Jach.
<i>Granulatisporites minutus</i> Pot. & Kr.	<i>Densosporites spinosus</i> Dyb. & Jach.
<i>Tuberculatisporites regularis</i>	<i>Densosporites</i> sp.
Dyb. & Jach.	<i>Cingulizonates tuberosus</i> Dyb. & Jach.
<i>T. gigantonodatus</i> Dyb. & Jach.	<i>Reinschospora</i> sp.
<i>Tuberculatisporites</i> sp.	<i>Alatisporites</i> sp.
<i>Dictyotriletes</i> sp.	<i>Florinites</i> sp.
<i>Lycospora</i> sp.	

Najliczniejsze są mikrospory z rodzaju *Densosporites* (*Densosporites* sp. 29%, *D. spinosus* 26%) oraz *Dictyotriletes* (6,5%).

Oprócz form długowiecznych, występujących w Zagłębiu Górnośląskim oraz w innych zagłębiach węglowych w namurze i westfalu, są reprezentowane w omawianym zespole gatunki o węższym zasięgu pionowym. Gatunek *Anulatisporites coronarius* występuje w karbonie górnośląskim od namuru A do C, natomiast w egzotykach karbońskich z fliszu Karpat napotykaną był w zespołach mikroflorystycznych z westfalu A. Pozostałe gatunki o wąskim zasięgu to formy westfalskie, nie napotykane w starszych osadach. Są to *Leiotriletes adnatoides* i *Calamospora mutabilis*. Należy zanotować również obecność spor z rodzajów *Florinites* i *Alatisporites* — form charakterystycznych dla zespołów westfalskich.

Na podstawie powyższych danych można określić przypuszczalny wiek węgla jako najniższy westfal A.

2. Węgiel z głębokości 1496,9—1503,5 m. Sk. II.

„Węgiel nie zawierał żadnych sporomorf“.

II. „Ekspertyza w sprawie wieku fragmentów węgla kamiennego
ze zlepieńców dębowieckich z wiercenia Bielsko 4”

Pr. 1, głębokość 1471,0—1477,6 m. Sk. II.

Próbka zawierała następujący zespół mikrospor:

<i>Leiotriletes sphaerotriangulus</i> (Loose)	<i>Lycospora punctata</i> Kosanke
Pot. & Kr.	<i>Anulatisporites coronarius</i> Dyb. & Jach.
<i>Leiotriletes</i> sp. f. <i>gulafera</i> Pot. & Kr.	<i>Densosporites spinosus</i> Dyb. & Jach.
<i>Punctatisporites sinuatus</i> (Artüz) Neves	<i>Densosporites</i> sp.
<i>Calamospora</i> sp.	<i>D. bialatus</i> (Waltz) Pot. & Kr.
<i>Microreticulatisporites</i> sp.	<i>Cirratriradites saturni</i> (Ibr.) S. W. & B.
<i>Dictyotriletes</i> sp.	<i>Reinschospora speciosa</i> (Loose)
<i>D. densoreticulatus</i> Pot. & Kr.	S. W. & B.
<i>D. cf. falsus</i> Pot. & Kr.	<i>Alatisporites trialatus</i> Kosanke

Spośród wymienionych gatunków większość to formy długowieczne, kilka natomiast pojawia się w westfalu A. Są to:

<i>Dictyotriletes densoreticulatus</i>	<i>Reinschospora speciosa</i> (Loose)
Pot. & Kr.	S. W. & B.
<i>D. falsus</i> Pot. & Kr.	<i>Alatisporites trialatus</i> Kosanke

Obecność ich w omawianej próbce obok namurskiego gatunku *Anulatisporites coronarius* Dyb. & Jach. pozwala określić jej wiek jako westfal A.

Pr. 2, głębokość 1471,0—1477,6 m. Sk. II.

Próbka zawiera dość ubogi zespół mikrospor:

<i>Punctatisporites sinuatus</i> (Artüz) Neves	<i>A. coronarius</i> Dyb. & Jach.
<i>Calamospora</i> sp.	<i>Densosporites spinosus</i> Dyb. & Jach.
<i>C. microrugosa</i> (Ibr.) S. W. & B.	<i>D. verrucosus</i> Dyb. & Jach.
<i>Dictyotriletes</i> cf. <i>falsus</i> Pot. & Kr.	<i>D. bialatus</i> (Waltz) Pot. & Kr.
<i>Simozonotriletes</i> sp.	<i>Cirratriradites saturni</i> (Ibr.) S. W. & B.
<i>Lycospora punctata</i> Kosanke	cf. <i>Microsporites</i> sp.
<i>Anulatisporites anulatus</i> (Loose)	<i>Florinites</i> sp.
Pot. & Kr.	

Obecność w tym zespole gatunków: *Dictyotriletes* cf. *falsus*, *Florinites* sp. oraz *Anulatisporites coronarius* pozwala przypuszczać, że omawiana próbka pochodzi prawdopodobnie z utworów piętra westfal A.

Pr. 3, głębokość 1471,0—1477,6 m. Sk. II.

Próbka zawierała dość liczny zespół mikrospor i pyłków:

<i>Chaetosphaerites pollenisimilis</i> (Horst)	<i>Rotaspora fracta</i> Schemel
Butt. & Will.	<i>Anulatisporites anulatus</i> (Loose)
<i>Punctatisporites aerarius</i> Butt. & Will.	Pot. & Kr.
<i>Punctatisporites</i> sp.	<i>A. coronarius</i> Dyb. & Jach.
<i>Calamospora liquida</i> Kosanke	<i>Densosporites bialatus</i> (Waltz)
<i>Granulatisporites minutus</i> Pot. & Kr.	Pot. & Kr.
<i>Tripartites trilinguis</i> (Horst)	<i>Densosporites</i> sp.
Pot. & Kr.	<i>Schulzospora</i> cf. <i>campyloptera</i>
<i>Lycospora granulata</i> Kosanke	Pot. & Kr.
	<i>Remysporites</i> cf. <i>magnificus</i> (Horst)
	Butt. & Will.

Oprócz form długowiecznych jest tu kilka gatunków znanych wyłącznie z wżenu lub namuru A (ewentualnie namuru B). Są to:

<i>Chaetosphaerites pollenisimilis</i>	<i>Rotaspora fracta</i>
<i>Punctatisporites aerarius</i>	<i>Schulzospora</i> cf. <i>campyloptera</i>
<i>Tripartites trilinguis</i>	<i>Remysporites</i> cf. <i>magnificus</i>

Wymienione gatunki determinują wiek omawianej próbki jako *namur A*.

Pr. 4 i 5, głębokość 1496,9—1503,5 m. Sk. II.

Próbki nie zawierały żadnych sporomorf.

Pr. 6, głębokość 1510,1—1516,1 m. Sk. III.

Próbka zawierała dość liczne gatunki mikrospor i pyłków:

<i>Sporonites unicus</i> (Horst) Dyb. & Jach.	<i>A.</i> cf. <i>coronarius</i> Dyb. & Jach.
<i>Punctatisporites sinuatus</i> (Artüz) Neves	<i>Densosporites loricatus</i> (Loose)
<i>Calamospora</i> sp.	S. W. & B.
<i>Canaliculatisporites</i> sp.	<i>D. lemnisculatus</i> Dyb. & Jach.
<i>Microreticulatisporites</i> sp.	<i>D. bialatus</i> (Waltz) Pot. & Kr.
<i>Dictyotriletes</i> sp.	<i>Crassispora kosankei</i> (Pot. & Kr.)
<i>Triquitrites</i> cf. <i>trivalvis</i> (Waltz) Pot. & Kr.	Bhardwaj
<i>Tripartites trilinguis</i> (Horst) Pot. & Kr.	<i>Cirratriradites saturni</i> (Ibr.) S. W. & B.
<i>T. cristatus</i> Dyb. & Jach.	<i>Reinschospora</i> sp.
<i>Ahrensispurites</i> sp.	<i>Alatisporites</i> sp.
<i>Simozonotriletes</i> cf. <i>decoratus</i> Jach.	<i>Remysporites magnificus</i> (Horst) Butt. & Will.
<i>Lycospora granulata</i> Kosanke	<i>Schulzospora rara</i> Kosanke
<i>L. nitida</i> (Horst) Pot. & Kr.	<i>Schulzospora</i> sp.
<i>Anulatisporites coronarius</i> Dyb. & Jach.	<i>S.</i> cf. <i>campyloptera</i> (Waltz) Pot. & Kr.
	<i>Florinites</i> cf. <i>volans</i> Pot. & Kr.

Skład gatunków wymienionych powyżej świadczy, iż nie mamy tu do czynienia z jednym zespołem florystycznym, lecz prawdopodobnie z dwoma o różnym wieku. Dla pierwszego charakterystyczne są następujące formy: *Crassispora kosankei*, *Cirratriradites saturni*, *Alatisporites* sp. i *Florinites* cf. *volans*. Pierwsze dwie pojawiają się w namurze B, dwie następne w westfalu, toteż zespół, z którego pochodzą, jest westfalskiego wieku. Drugi zespół, z charakterystycznymi gatunkami: *Triquitrites* cf. *trivalvis*, *Tripartites trilinguis*, *Simozonotriletes* cf. *decoratus*, *Lycospora nitida*, *Remysporites* cf. *magnificus*, pochodzi z namuru A. Prawdopodobnie pozornie jeden kawałek węgla, z którego wydobyto wymienione spory i pyłki, składał się w rzeczywistości z dwóch fragmentów — jednego o wieku westfalskim (*westfal A*?) i drugiego z *namuru A*.

Pr. 7, głębokość 1661,8—1668,2 m. Sk. V.

Próbka nie zawierała żadnych sporomorf.

Według zacytowanych dosłownie opinii mgr E. Turnau, okruchy węgla kamiennego znalezione w zlepnięcach dębowieckich wiercenia B 4 w głębokości 1471,0—1477,6 m Sk. II, oraz głębokości 1510,1—1516,1 m Sk. III pochodzą z *warstw brzeżnych (namur A)* i z *warstw rudzkich (westfal A)*. Występowanie w obydwu wymienionych głębokościach węgla z westfalu A obok węgla z namuru A wskazuje najwyraźniej na prze-

mieszanie fragmentów pochodzących z warstw rudzkich z fragmentami warstw brzeźnych. Przemieszanie to dotyczyć będzie najprawdopodobniej także materiału łupkowego i piaskowcowego. Z opinii mgr E. Turnau wynika, że ilościowo przeważają węgle z warstw rudzkich. Jest to łatwo zrozumiałe, jeśli weźmie się pod uwagę z jednej strony ilość pokładów, ich grubość i ogólną węgloność jednych i drugich warstw, z drugiej zaś strony przedstawione powyżej ukształtowanie powierzchni paleozoicznego podłoża w rejonie położonym na północ od wiercenia B 4.

Zastanawiający jest fakt napotkania wśród twardych drobniejszych składników, jak kwarcy, twarde łupki i piaskowce, dużych kawałków węgla (pl. II), osiągających średnicę 6 cm. Zjawisko to po raz pierwszy zostało zauważone w serii dębowieckiej wiercenia Bielsko 4. W tym przypadku nie może być mowy o tym, aby kruchy i bardzo słabo odporny węgiel mógł być transportowany na dłuższym odcinku, nawet gdy ten odcinek nie przekracza sześciu kilometrów dzielących najbliższe ku NWN wystąpienia warstw rudzkich od rejonu wiercenia B 4. Kawałki węgla mogły być przyniesione do miejsca swego obecnego występowania w serii dębowieckiej przez osuwiska i obrywy skalne, które nagle doprowadziły do morza w sposób gwałtowny wielką ilość materiału skalnego z dość stromego w rozważanym miejscu zbocza karbońskiego grzbietu morfologicznego. Materiał ten po nagłym obsunięciu się do morza mógł już w formie osuwiska podmorskiego przedostać się poniżej profilu równowagi, co zabezpieczało go, a szczególnie nieodporne kawałki węgla przed dalszym rozdrobnieniem i ewentualnym całkowitym rozarciem.

WARSTWY MIOCENU AUTOCHTONICZNEGO NAPOTKANE W WIERCENIU B 4 POD SERIĄ DĘBOWIECKĄ

Bezpośrednio poniżej zlepieńców dębowieckich, na głębokości 1549,65—1564,0 m, występuje porwak z warstw brzeźnych karbonu produktywnego. Jest to przykład dużego obrywu skalnego, pochodzącego z położonego na N lub NWN od wiercenia B 4 zbocza rozległego grzbietu karbońskiego, a raczej wchodzącego w jego skład „nabrzmienia dziedzickiego“ (Konior 1938, 1963a, b, c). Podobne bloki skalne karbońskie, pochodzące z obrywów, a następnie przeniesione przez osuwiska podmorskie, napotkano nawet w wyższych, iłowatych warstwach miocenu autochtonicznego jak np. w wierceniu Pogórz 1, na głębokości 799,4—804,5 m. Poniżej porwaka z warstw brzeźnych do głębokości 1578,2 m obserwuje się margliste łupki ciemnoszare, zawierające soczewkowate wtrącenia białawo-szarych, drobnoziarnistych piaskowców wapnistych z lokalną domieszką kawałków łupków brunatnoszarych, bezwapnistych z miką, oraz popielatych piaskowców drobnoziarnistych, również bezwapnistych z detrytusem roślinnym (niewątpliwie karbońskich), identycznych ze skałami wchodzącymi w skład wspomnianego

porwaka. Występująca równocześnie zmiana uwarstwienia zdaje się wskazywać na zaburzenie warunków sedymentacji, do którego przyczyniały się zapewne w pewnych momentach osuwiska podmorskie dostarczające zwiększonej ilości materiału gruboklastycznego. Na głębokości 1578,2—1602,5 m występują mułowce szarobrunatnawe, wapniste, lokalnie z domieszką nieobrobionych fragmentów czarnych łupków i karbońskich drobnoziarnistych piaskowców bezwapnistych, oraz otoczków kwarcu o średnicy 0,2—1,5 cm. W dolnej części tych mułowców (1595,8—1602,5 m Sk. I i III) oprócz wymienionego materiału trafiają się również fragmenty wapieni dolnokarbońskich i dewońskich. Gruby materiał świadczy o zwiększającym się ku dołowi wpływie ładu na ogólny charakter osadów. Od głębokości 1602,5 m do 1603,5 m obserwuje się brekcję złożoną z grubych, słabo wygładzonych i obtoczonych fragmentów ciemnych twardych wapieni dewońskich, scementowanych substancją mułowcową występującą samodzielnie w wyższych rdzeniach. Pod nią do głębokości 1604,0 m występuje zlepienie złożony z otoczków zwietrzałych skał karbońskich o średnicy 0,5—3 cm, zawierający lokalnie również duże fragmenty skalne, do 12 cm średnicy. Poniżej, na głębokości 1604,0—1610,9 m, pojawiają się znowu mułowce wapniste, szarobrunatnawe z drobnymi wtrąceniami nierównoziarnistych piaskowców, a nawet drobnych zlepieńców. Na głębokości 1610,9—1613,9 m występują szarobrunatnawe, drobne zlepienie złożone z fragmentów zwietrzałych skał karbońskich i szarych wapieni o średnicy do 2 cm, tkwiących w gruboziarnistej piaszczysto-wapnistej masie zlepiającej. Zlepienie te przypominają nieco wyższe zlepienie dębowieckie. Poniżej, do głębokości 1617,2 m, występują znane wapniste mułowce szaro-brunatnawe, a pod nimi pojawiają się drobnoziarniste zbite brunatnawo-szare piaskowce wapniste. Opisane warstwy mają bardzo niejednolity i zróżnicowany obraz na wykresach profilowania elektrycznego i radioaktywnego (fig. 3). Dopiero na głębokości 1620,0 m zaznacza się na wykresach badań geofizycznych wyraźna, a nawet ostra granica.

Właściwości elektrostratygraficzne występującego poniżej zespołu warstw o miąższości 40,5 m (1620,0—1660,5 m) wskazują wyraźnie na serię piaskowcową. Pobrany w jej obrębie na głębokości 1641,5—1648,4 m rdzeń w zupełności wnioszek ten potwierdza. Mamy tu bowiem do czynienia z dość jednolitym kompleksem jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych, bezwapnistych, o spoiwie ilastym z zawartością kaolinu.

Zestawienie na figurze 2 wskazuje, że nieznaczna wprawdzie, ale częsta domieszka materiału gruboklastycznego w łupkach ciemnoszarych i w szaro-brunatnawych mułowcach wapnistych, przewierconych w wierceniu B 4 poniżej porwaka karbońskiego do głębokości 1602,5 m oraz 1604,0—1610,9 m i 1613,9—1617,2 m, a także wyraźne wkładki zlepieńcowe na głębokości 1602,5—1604,0 m i 1610,8—1613,9 m kończą się zde-

cydowanie na głębokości 1620,0 m. Poniżej, do głębokości 1721,0 m, występujące utwory czy to piaskowce, czy też łożypki zupełnie nie zawierają jakiegokolwiek domieszki gruboklastycznej. Utwory te powstały bowiem w warunkach przerwy w działalności ruchów górotwórczych, a więc w okresie spokoju i unormowanego dopływu materiału terrygenicznego psamitycznego lub pelitycznego. Największe nasilenie ruchów miało miejsce podczas powstawania brekcji-zlepieńcowej serii dębowieckiej, będącej na wielką skalę przykładem sedymentacji syntektonicznej.

Na głębokości 1660,5—1679,0 m zmienia się wyraźnie obraz elektrostratygraficzny i to głównie na wykresie PS, gdzie obserwuje się znaczne odchylenia dodatnie. Pobrany w górnej części tego interwału (głębokość

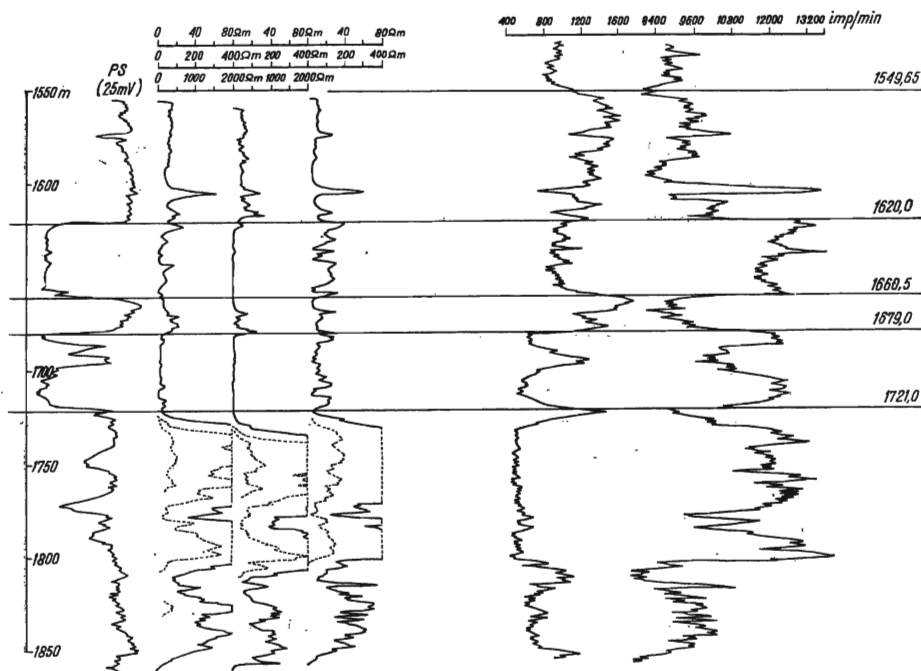


Fig. 3

Uproszczone sondowanie elektryczne i profilowanie radioaktywne utworów miocen-
skich podścielających serię dębowiecką, oraz podłoża paleozoicznego w wierceniu
Bielsko 4

Grubsze poziome linie z podanymi głębokościami oddzielają wyróżnione zespoły warstw

Simplified electric and radioactive soundings of Miocene deposits underlying the
Dębowiec beds, and of the Palaeozoic substratum, Bielsko 4 borehole

The thicker horizontal lines, with depths indicated in metres, separate the distinguished
assemblages of beds

1661,8—1668,2 m) rdzeń wskazuje na występowanie ciemnych, prawie czarnych iłóupków bezwapniastych, zawierających obfitą dobrze zachowaną makrofaunę. Odkrycie i napotkanie tej makrofauny posiada pierwszorzędne znaczenie dla prawidłowego określenia wieku serii dębowieckiej, do tej pory jeszcze niedostatecznie udokumentowanego i ustalonego. Ponieważ warstwy z makrofauną od spągu typowej serii dębowieckiej dzieli przestrzeń 112,15 m, ustalenie ich wieku ustala również wiek zlepieńców.

Najniższe, przypuszczalnie miocenijskie jeszcze ogniwo napotykanie w wierceniu B 4 tworzy na głębokości 1679,0—1721,0 m wyraźnie na wykresach profilowania elektrycznego i radioaktywnego (fig. 3) zaznaczająca się seria białych, bardzo drobnoziarnistych piaskowców bezwapniastych, a u dołu na głębokości 1719,3—1720,3 m seria piaskowców szaro-brunatnawych średnio- i gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowatych. Wspomniana seria piaskowców tworzy przypuszczalnie najniższe ogniwo miocenu autochtonicznego odkryte w wierceniu B 4. A więc z dużym prawdopodobieństwem przyjąć można spąg utworów miocenu autochtonicznego w wierceniu B 4 na głębokości 1721,0 m.

Poniżej tej głębokości wykresy profilowania elektrycznego i porbrane rdzenie wskazują wyraźnie na występowanie serii węglanowej, a mianowicie ciemnoszarych wapieni i dolomitów środkowodewońskich. Rozpoczynają one w wierceniu B 4 zespół skał podłoża paleozoicznego.

SZCZĄTKI ORGANICZNE

W wierceniu B 4, w warstwach miocenu autochtonicznego pod zlepieńcami dębowieckimi, napotkano dość liczne szczątki makrofauny. Z uwagi na rzadkość skamieniałości spotykanych w tej części Karpat, a zwłaszcza w takiej sytuacji stratygraficznej, określenie wiekowe utworu było sprawą bardzo ważną.

Zaznaczyć należy na wstępie, że analiza wiekowa i ekologiczna, ze względu na szczupłość materiału, w pewnym tylko stopniu pozwala na odtworzenie ówczesnych stosunków paleoekologicznych i paleogeograficznych.

Opracowaną makrofaunę znaleziono na głębokości 1661,8—1668,2 m w ciemnych iłóupkach bezwapniastych, rozpadających się na nieregularne kawałki.

Skała zawiera liczne skorupy mięczaków w znacznej mierze pokruszone. Na wielu skorupach znać ślady zniszczenia i zdeformowania przez ciśnienie. Większość szczątków należy do okazów dużych o dość grubej skorupie. Okazy drobne o skorupach cienkich przeważnie zachowały się w całości. W zespole tym dominują małże, natomiast ślimaki spotyka się rzadziej i w okazach pojedynczych. Skorupki są barwy ochrowej, o powierzchni błyszczącej, nader kruche. Prócz mięczaków

występują tu nieliczne szczątki otwornic, ząb żarłacza, łuski ryb, szczątki raków (*Acaste*) i jedyny liść lauru (?). Z około 100 szczątków wypreparowanych ze skały można było oznaczyć 19 gatunków. Na całej długości rdzenia (6,4 m) charakter fauny nie zmienia się, dlatego też można ją podać razem jako wyraz pewnego odcinka czasu i jednakowych warunków egzystencji organizmów.

Małże:

- Arca turoniensis* Duj., 1 okaz
- Nucula nucleus* L., kilka ułamków
- Ostrea gryphoides* Schl. var., 5 okazów
- Chama gryphoides* L., 1 okaz
- Cardium opatovense* Proch., dość częsty (kilka okazów i ułamki)
- Ervilia pusilla* Eichw., 10 okazów
- Angulus donacinus* (L.)?, 13 okazów
- Abra alba* (Wood.), 10 okazów
- Aloidis gibba* (Ol.), 1 okaz
- Thracia ventricosa* Phil., 1 okaz
- Pitar islandicoides* (Lam.), 15 okazów i ułamki

Slimaki:

- Asthenotoma heckeli* Hoern.?, ułamki
- Clavatula jouanneti* (Desm.), 3 okazy
- Nassa obliqua* Hilb., częsty
- Turritella bicarinata* Eichw., 3 okazy
- Natica helicina* Brocc., 3 okazy
- Calyptraea chinensis* Lam., 2 okazy
- Fissurella costicillatissima* Sacco, 2 okazy
- Potamides schaueri* Hilb.?, 1 okaz niekompletny

CHARAKTERYSTYKA BIOTOPU

Jak już wyżej wspomniano, na całej długości rdzenia (6,4 m) ani charakter skały, ani też skład fauny nie zmienia się, co dowodzi niezmienności warunków ekologicznych. Najlepszymi wskaźnikami tych warunków są poszczególne elementy zespołu fauny i skład zespołu badany pod kątem aktualnych stosunków w obecnych morzach. Charakter biotopu określają w pierwszym rzędzie formy występujące najpospoliej. Niestety, nie są one równocześnie przewodnie stratygraficznie. Gatunkami częściej występującymi w dolnej części miocenu autochtonicznego z wiercenia B 4 są *Pitar islandicoides*, *Cardium opatovense* i *Nassa obliqua*. Z tych trzech gatunków *Cardium opatovense* występuje gromadnie tylko raz na pewnej wysokości rdzenia, wskazując na moment dogodniejszy do osiedlenia się czy też na silniejsze wysłodzenie zbiornika. Dwa pozostałe gatunki występują wraz z innymi i są rozrzucone na całej długości rdzenia.

Oto niektóre dane mówiące o ekologii rodzajów czy gatunków zespołu, podane według literatury.

Pitar — drapieżny małż żyjący średnio na głębokości 70 m, ciepłolubny. *P. chione* (L.), mioceniński gatunek zbliżony do *P. islandicoides*, żyje dziś w Morzu Śródziemnym i Oceanie Atlantyckim na niewielkich głębokościach — do 73 m, na dnie piaszczystym.

Abra — żyje w wodach raczej głębokich, rzadziej w płytkich, zagrzebując się w mulastym dnie. Stenohalinowy, nie znosi obniżenia zawartości soli poniżej 2,4‰ i obniżenia tlenu, znosi niższe temperatury.

Cardium — częściowo zagrzebuje się w dno ilasto-piaszczyste, w wodzie raczej spokojnej o głębokości od 3 m do 300 m, znosi wysłodzenie i obniżenie temperatury.

Ervilia pusilla — żyje na głębokości od 3 m do 1800 m, znosi obniżkę tlenu i soli do 1,2—1,4‰, jest też eurytermiczna.

Angulus donacinus — żyje na głębokości od 1 m do 150 m na dnie ilasto-piaszczystym, znosi niewielką obniżkę soli, lubi wody spokojne.

Thracia ventricosa — zapewne była formą eurytermiczną i żyła w większych głębokościach nerytu, w wodach o zasoleniu 2,5—3,5‰.

Nassa obliqua — uważana przez niektórych autorów za synonim *N. schönni*, w utworach mioceniskich towarzyszy zespołom lbrakicznym, żyła zapewne w płytkich spokojnych wodach o mulistym dnie.

Turritella — lubi niegłębokie wody litorału i płytkiego nerytu, wytrzymuje pewną obniżkę zasolenia do 1,8‰ i pewne wahania temperatury, wymaga dobrej aeracji.

Fissurella — mieszkanka płytkich wód, wytrzymuje znaczne obniżenie zawartości tlenu, obywa się nawet bez wody, przytwierdza się do kamieni i muszli.

Calyptraea chinensis — podobnie jak poprzednia, przytwierdza się do podłoża w wodach płytkich, ale sięga do głębokości 236 m.

Jakkolwiek niektóre dane ekologiczne nie są zbyt pewne, niemniej jednak na podstawie większości danych oraz innych przesłanek można w pewnym przybliżeniu określić charakter zbiornika i warunki życia organizmów. Ze stanu skorup, sposobu ich zachowania, ich grubości, z jakości sedymentu, a wreszcie z właściwości biologicznych organizmów można wnioskować, iż zbiornik był płytki, brzegi niedalekie, woda raczej spokojna lecz wystarczająco przewietrzana, o zasoleniu nieco mniejszym niż normalne (litorał — płytki neryt). Przyczyną pewnego rozcieńczenia wody była bliskość lądu i dopływu wód słodkich. Dno zbiornika było muliste, ciemne od zwęglonego pyłu roślinnego.

WIEK UTWORU I STOSUNKI PALEOGEOGRAFICZNE

Krótką listą skamieniałości oraz brak stratygraficznie ważnych przegrzebków powodują, że wnioski wyprowadzone na podstawie fauny są zbyt ogólnikowe i muszą być poparte innymi przesłankami. Jak wy-

nika z tabeli 1, większość gatunków występuje zarówno w helwecie jak i w tortonie prowincji śródziemnomorskiej. Jedyne *Cardium opatovense* notowany jest z Moraw i Polski tylko z tortonu, a *Fissurella costicillatissima* wyłącznie z helwetu Włoch. Porównanie fauny z wiercenia B 4, przeprowadzone z różnymi punktami występowania miocenu w południowej Polsce w celu uzyskania rozstrzygnięcia przynależności stratygraficznej, nie doprowadziło do zadowalających wyników z uwagi na różne facje i ilościowy skład zespołów. Ogólnie można zauważyć, że w zespole z wiercenia B 4 występują gatunki znane z najstarszych poziomów tortonu np. z Korytnicy i niektórych miejscowości z faunami brakicznymi jak Przeciszów, Grudna Dolna i inne, niemniej jednak nie ma mowy o zupełnej zgodności tych faun, których wiek zresztą wciąż jeszcze podlega dyskusjom.

Ze względu na brak występowania identycznych utworów miocenu w najbliższych położonych utworach i niemożności związania ich z odpowiednimi faunistycznymi zespołami, można wyrazić pogląd, że omawiane utwory wiercenia B 4 są reliktem ocalałym przed erozją, należą do innego cyklu sedymentacyjnego i tworzyły się w zbiorniku o swoi-

Tabela 1

Wiek i geograficzne rozmieszczenie fauny z wiercenia B 4

	Akwitan	Burdygał	Helwet	Torton	Pliocen	Żyjące
<i>Arca turoniensis</i> Duj.			AWF	A		
<i>Nucula nucleus</i> L.?		F	AWFN	ANF	W	
<i>Ostrea gryphoides</i> Schl. var.		A	FCRN	ACRW	N	
<i>Chama gryphoides</i> L.		A	AWF	AWF	W	At. Śr.
<i>Cardium opatovense</i> Proch.				C		
<i>Ervilia pusilla</i> Phil.	F	F	FWN	FWA	W	At.
<i>Angulus donacinus</i> (L.)?		F	AWFN	AWF	W	At. Śr.
<i>Abra alba</i> (Wood.)			AF	FW	WF	At. Śr.
<i>Aloidis gibba</i> (Oliv.)		F	AWFN	AWF	W	At. Śr.
<i>Thracia ventricosa</i> Phil.			N	AWN	W	
<i>Pitar islandicoides</i> (Lam.)			W	AWRWę	WF	
<i>Asthenotoma heckeli</i> (Hoern.)?			A	AR		
<i>Clavatula jouanneti</i> (Desm.)			W	AW		
<i>Nassa obliqua</i> Hilb.			AWęC	ACWę		
<i>Turritella bicarinata</i> Eichw.			AWF	AW		
<i>Natica helicina</i> Brocc.			AWF	AWFC	W	At. Śr.
<i>Calyptraea chinensis</i> Lam.		A	AW	AW	W	At. Śr.
<i>Fissurella costicillatissima</i> Sacco			W			
<i>Potamides schaueri</i> Hilb.?				C		

Objaśnienia skrótów: A — Austria; F — Francja; C — Czechosłowacja; N — Niemcy; W — Włochy; Wę — Węgry; At. — Ocean Atlantycki; Śr. — Morze Śródziemne.

stych warunkach zasolenia. Taki pogląd w tej chwili poparty może być sytuacją stratygraficzną warstw z fauną w profilu całej serii miocenu autochtonicznego w wierceniach B 4. Mianowicie utwory te leżą poniżej typowych warstw dębowieckich, które do niedawna uważane były za starsze niż tortońskie. Są one przykryte przez dolnotortońskie ility morskie i dadzą się związać z innymi stanowiskami na Śląsku Cieszyńskim i Górnym (Alexandrowicz 1963). Taki pogląd dobrze odpowiadałby stosunkom rozpoznany w okolicy Morawskiej Ostrawy, gdzie podobne do warstw dębowieckich utwory tzw. „detryt“ uważa się za dolnotortońskie (Jurková 1959, 1961). Występowanie fauny pod warstwami dębowieckimi w wierceniach B 4 nabiera szczególnego znaczenia i świadczy o istnieniu odrębnego cyklu sedymentacyjnego, który mógł przypadać na górny helwet.

W tej chwili trudno odtworzyć obraz stosunków paleogeograficznych, wyznaczyć kierunki i drogi połączeń zbiornika w Polsce z basenem południowym na terenie Moraw, a także powiązać go z obszarem Górnego Śląska czy Krakowskiego. Dalsze wiercenia prowadzone na brzegu Karpat zapewne odkryją analogiczne utwory, pozwalając na wyznaczenie dokładniejszych granic morza górnohelweckiego, zamaskowanego obecnie nasunięciem karpackim. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że już w chwili obecnej można doszukiwać się analogii górnohelweckich utworów stwierdzonych pod zlepieńcami dębowieckimi w wierceniach B 4 z utworami górnego helwetu tzw. „formacją karpacką“, opisywaną i wydzielaną ostatnio przez geologów czeskich (Cicha & Paulík 1962). Utwory te napotkano w wierceniach obszaru Příbor — Czeski Cieszyn — pod nasuniętymi warstwami fliszu karpackiego. Miąższość tych utworów górnohelweckich wynosi od kilku do 130, a nawet 150 metrów. W wierceniach w Lichnovie NIP 300, na głębokości 722,70—763,40 m napotkano w tych utworach bogatą mikrofaunę, a oprócz niej makrofaunę cienkoskorupowych małżów, oraz łuski ryb. Większość małżów reprezentuje gatunki żyjące w płytkich zbiornikach wodnych głębszego litorału, a także nerytu, z mulistym dnem, o zasoleniu normalnym, znoszące również środowisko mniej przewietrzane. Skorupy małżów są często silnie zdeformowane.

Jak wynika z rozważań ekologicznych, zbliżone warunki panowały w zbiorniku, w którym powstały górnohelweckie osady odkryte w wierceniach B 4. Biorąc więc pod uwagę pozycję stratygraficzną, wiek i charakter utworów z wierceniach B 4 oraz opisywane z terenu Czechosłowacji osady górnohelweckie napotkane w wierceniach pod nasuniętymi warstwami fliszowymi, można wyrazić przypuszczenie, że w podobnych warunkach, a więc w płytkim morskim zbiorniku wodnym powstawały w tym samym czasie jedne i drugie osady, z tym jednak, że utwory górnohelweckie odkryte w wierceniach B 4 osadzały się w zacisznej zatoce morskiej, nieco wysłodzonej wodami lądowymi, podczas gdy górnohelweckie utwory, znane z wierceń z terenu Czechosłowacji, powstawały

w płytkim lecz rozległym zbiorniku morskim. Jakkolwiek obecnie paleontologicznie stwierdzone utwory górnego helwetu znane są na terenie polskim tylko z wiercenia B 4, gdzie posiadają miąższość 101 m, można podejrzewać (co ostatecznie wykażą odpowiednie badania), iż warstwy napotkane pod zlepieńcami dębowieckimi w wierceniach C 12 o miąższości 71 m i C 15 o miąższości 75 m w okolicach Cieszyna mogą przynajmniej częściowo przynależć do górnego helwetu. W takim razie, biorąc pod uwagę fakt rozmieszczenia punktów, w których napotkano w wierceniach utwory górnohelweckie na przestrzeni co najmniej 76 km w prostej linii od wiercenia NIP 300 w Lichnowie do wiercenia B 4 pod Bielskiem, musi się przyjąć, że pierwotnie, przed transgresją dolnotortońską osady górnohelweckie miały znacznie większe rozprzestrzenienie. Występowanie tych utworów ograniczało się najprawdopodobniej tylko do wąskiego pasa na południe od obecnego brzegu Karpat, niemniej jednak rozmieszczenie burdygału i helwetu, podane na mapie w pracy W. Kracha i T. Kucińskiego (1959), częściowo przynajmniej odpowiada nowym spostrzeżeniom. Transgresja dolnotortońska spowodowała poważnie nawet całkowite usunięcie górnohelweckich osadów, tak że zachowały się one tylko fragmentarycznie w postaci niewielkich pławów i reliktów w szczególnie sprzyjających warunkach lokalnych. Takie warunki istniały zapewne w rejonie „Silesii“ i „Brzeszcz“, skąd W. Krach (1939) podaje paleontologicznie uzasadnione występowanie helwetu. Wprawdzie dotychczas badania mikropaleontologiczne nie potwierdzają wieku helweckiego wymienionych utworów, niemniej jednak utwory te po odkryciu niewątpliwego górnego helwetu w wierceniu B 4 wiążą się paleogeograficznie w logiczną całość. Osady helweckie „Silesii“ i „Brzeszcz“ występują w obrębie wielkiego morfologicznego grzbietu karbońskiego Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudołtowice — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka (Konior 1963a, b, c), który najprawdopodobniej wyznaczał w ogóle północną granicę morza górnohelweckiego. Zachowane obecnie osady górnego helwetu występować mogą na różnych głębokościach i w różnych aktualnie sytuacjach w odniesieniu do reliefu paleozoicznego, gdyż późniejsza tektonika spowodowała poważniejsze deniwelacje i wypaczenia powierzchni podłoża (Konior 1963a, b, c), podczas helwetu na ogół dość wyrównanej.

ROZWAŻANIA OGÓLNE

Wyniki ostatnio przeprowadzonych głębokich wierceń w rejonie Bielska i Kęt, a częściowo także w okolicy Cieszyna wykazały, że zlepieńce dębowieckie, zwane również zlepieńcami spągowymi miocenu (Konior 1959, 1960a, b, 1962, 1963a, b, c), nie są na całym obszarze występowania miocenijskim utworem spągowym, lecz miejscami spoczywają na starszych od siebie warstwach autochtonicznego miocenu, przynależ-

nych jeszcze do dolnego tortonu (wiercenia B 4 i K 2), a nawet do górnego helwetu (wiercenie B 4). W związku z tym oraz zróżnicowanym charakterem petrograficznym tych zlepieńców, najodpowiedniejsze dla nich wydaje się określenie „seria dębowiecka“.

Jeszcze niedawno, gdy można było sądzić, że seria dębowiecka jest spągowym utworem miocenu, interesujące było zagadnienie stosunku miąższości tej serii do ogólnej miąższości miocenu (Konior 1962). Obecnie zagadnienie to wprawdzie nie straciło całkiem na aktualności, zmieniała się jednak zasadniczo jego ranga w kompleksie zagadnień mioceńskich omawianego obszaru między Cieszynem a Andrychowem. W związku z odkryciem osadów górnohelweckich w wierceniu B 4, wzbudzić może zaciekawienie stosunek miąższości poszczególnych wyróżniających się serii mioceńskich, oraz ogólne miąższości miocenu w nowszych wierceniach sąsiadujących z wierceniem B 4. Stwierdzone wierczeniami miąższości zestawione są w tabeli 2.

Z zestawienia tego wynika, że miąższość osadów helweckich, znanych dotychczas z jednego tylko wiercenia B 4, wynosi 101 m.

Miąższość serii łupkowo-mułowcowej, reprezentującej najniższy torton, a odkrytej do tej pory w dwóch wierceniach (B 4 i K 2), wynosi 56—66 m.

Tabela 2

Miąższość poszczególnych serii mioceńskich, oraz ogólne miąższości miocenu w nowszych wierceniach sąsiadujących z wierceniem B 4

Nazwa otworu	Miąższość				
	serii łożupkowo-mułowcowej (dolny torton) w m	serii dębowieckiej (dolny torton) w m	serii łupkowo-mułowcowej (najniższy dolny torton) w m	serii piaskowców i łożupków (górny helwet) w m	ogólna miocenu autochtonicznego w m
Łownica 1	590	51	—	—	641
Bielowicko 1	349	72	—	—	421
Pogórz 1	326	265	—	—	591
Międzyrzecze 1	751	135	—	—	886
Czechowice R 1	642	—	—	—	642
Brożyska 1	633	125	—	—	758
Bielsko 2	450	10	—	—	460
Bielsko 3	534	29	—	—	563
Bielsko 4	273	201	56	101	631
Bielsko 1	770	34	—	—	804
Kęty 1	561	19	—	—	580
Kęty 2	428	102	66	—	596

Seria dębowiecka jest w rejonie Bielska miąższociowo bardzo zróżnicowana, bo w zakresie od 0 m (wiercenie Cz R 1), oraz 10 m (wiercenie B 2), do 265 m (wiercenie P 1). Na ogół miąższoci serie dębowieckiej wzrastają ku południowi, wykazując związek z ukształtowaniem powierzchni podłoża paleozoicznego (Konior 1963a, b, c) i ogólnym obniżaniem się tej powierzchni w tym kierunku. Nie ulega wątpliwości, że jeszcze dalej na południe od wiercenia B 4 obserwować się będzie stopniowe zmniejszanie się miąższoci serie dębowieckiej aż do wartości zerowej, pokrywającej się mniej więcej z granicą południowego zasięgu miocenu autochtonicznego pod nasuniętymi brzeżnymi jednostkami fliszowymi (Konior 1960a, b, 1962, 1963a, b, c). Tego rodzaju interpretacja opiera się na fakcie braku zlepieńców dębowieckich w wierceniach Goleśzów XIV i ostatnio wykonanym wierceniu Ustroń 1, oraz na faktach stwierdzonych w wierceniach rejonu Cieszyna. Północna granica rozprzestrzenienia serie dębowieckiej przebiega zasadniczo między izobatami -500 m a -600 m wzdłuż południowych zboczy rozległego, mocno wyniesionego, pogrzebanego grzbietu karbońskiego Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudółtowie — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka (Konior 1963a, b, c). Grzbiet ten dostarczył przeważającej ilości materiału gruboklastycznego powstającej na południe od niego serie dębowieckiej.

Najmłodszym ogniwem autochtonicznego miocenu jest seria łożupkowo-mułowcowa, zawierająca wtrącenia piaskowców, a uważana zgodnie na podstawie badań makro- i mikropaleontologicznych za przynależną do dolnego tortonu (Tołwiński 1950, Mitura & Kuciński 1952, Tokarski 1954, Alexandrowicz 1963). Na utwory tej serie zazwyczaj nasunięte są fliszowe, brzeżne jednostki karpackie. Tylko w wyjątkowych przypadkach, w pobliżu południowej granicy zasięgu autochtonicznego miocenu, gdy miąższoc jego nie przekracza już kilkudziesięciu metrów, nasunięte utwory fliszowe mogą — wobec całkowitego zaniku wyższej serie łożupkowo-mułowcowej — kontaktować z serią dębowiecką.

Seria łożupkowo-mułowcowa różni się znacznie od niższej serie dębowieckiej wielkością zajmowanego obszaru, na co już zwracano uwagę (Konior 1963a, b, c). Podczas gdy seria dębowiecka, zajmując południową część obszaru, nie przekracza swym zasięgiem równoleżnikowego grzbietu karbońskiego Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudółtowie — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka, utwory wyższej serie łożupkowo-mułowcowej nie tylko pokrywają w całości karbońskie warstwy, tworzące nawet szczytową część tego grzbietu, ale zajmują duże obszary Górnego Śląska (Konior 1963a, b, c). Miąższoci serie łożupkowo-mułowcowej ulegają znacznym wahaniom, ale mniej krańcowym niż serii dębowieckiej. W wierceniach, sąsiadujących z wierceniem B 4, miąższoci tej najwyższej na omawianym obszarze serie miocenu wahają się od 273 m w wierceniu B 4, do 770 m w wierceniu B 1. Podczas gdy miąższoci serie

dębowieckiej uzależnione były od ukształtowania podłoża, na którym osadzały się utwory gruboklastyczne, oraz od budowy wybrzeży otaczających morski zbiornik sedymentacyjny, to obecnie obserwowane miąższości serii iłołupkowo-mułowcowej zależą nie tylko od ukształtowania paleozoicznego podłoża, ale związane są również z nasunięciem na nie brzeżnych jednostek fliszowych. W pierwszym przypadku obserwuje się niskie miąższości stwierdzone w obrębie wzniesień morfologicznych podłoża w wierceniach Biel. 1 (349 m), K 2 (428 m), B 2 (450 m), B 3 (534 m) i K 1 (561 m), w przypadku drugim nasunięcie utworów fliszowych spowodowało zredukowanie miąższości serii iłołupkowo-mułowcowej do 273 m w obrębie wydatnego obniżenia podłoża w wierceniach B 4.

Dotychczasowe rozpoznanie wiertnicze brzegu karpackiego na obszarze Cieszyn — Andrychów, oraz stan wiadomości na temat miocenu rejonu Ostrawy i Karwiny, umożliwiają zorientowanie się w dziejach omawianego obszaru podczas miocenu.

Jak wynika z prac geologów czeskich (Jurková 1959, 1961; Cicha & Paulík 1962), najstarszymi utworami miocenu są występujące w rejonie Ostrawy i Karwiny osady dolnego burdygału. Ponieważ żadne z głębokich wierceń na polskim Śląsku Cieszyńskim utworów tych nie nawierciło, z dużym zastrzeżeniem można przyjąć, że zalew burdygałski nie dosięgnął naszego obszaru, lecz kończył się w rejonie Karwiny. Wskazuje na to również charakter osadów i ich nieznaczna miąższość od 13 m do 30 m (Cicha & Paulík 1962). Podczas górnego burdygału — prawdopodobnie w związku z wczesnym etapem formowania się Karpat i rozpoczęciem procesu nasuwania się mas fliszowych ku północy — morze wycofało się z zajmowanego obszaru.

Następna transgresja górnohelwecka objęła znacznie większe obszary (Krach & Kuciński 1959). Płytkie morze rozlało się szeroko, pokrywając w dużej mierze wyrównaną powierzchnię paleozoicznego podłoża. Morze posuwało się wzdłuż linii Příbor-Ostrawa, a następnie w kierunku wschodnim na Bielsko. Północne jego obrzeżenie stanowił już kilkakrotnie wymieniany rozległy równoleżnikowy grzbiet Ruptawa — Pawłowice — Łąka — Rudołtówice — Grzawa — Brzeszcze — Polanka Wielka.

Na początku dolnego tortonu zaznacza się zmiana w charakterze osadów, podkreślona przez stale wzrastającą domieszkę materiału gruboklastycznego pochodzącego z południowych zboczy obrzeżającego grzbietu karbońskiego. Dopływ chwilowy a później ciągły tego materiału spowodowany był przez podnoszenie się grzbietu. Z chwilą gdy przylegający od południa, zalany morzem obszar osiowy zaczął się stopniowo obniżać, zwiększający się kontrast między podnoszącym się grzbietem, a obniżającym rejonem morskim spowodował doprowadzenie wielkich ilości grubego materiału, dających początek serii dębowieckiej. Z końcem osadzania się tej serii zauważa się ogólnie zmniejszenie ziarna osadów nawet do grubo- i średnioziarnistych piaskowców, co wskazuje na zakończenie

denudacji grzbietu i jego południowych zboczy, a także zasypywania ówczesnego płytkiego zbiornika morskiego. W tym samym czasie — jak można przypuszczać — na terenie Górnego Śląska powstawały szelfowe płytkowodne utwory silnie wysłodzone wodami z lądu (Libiąż, Przeciszów). Gdy na południe trwała dalsza sedymentacja serii dębowieckiej, na Śląsku dochodzi miejscami nawet do wynurzenia (osady lądowe), na innych jednak obszarach sedymentacja jest morska i tworzą się utwory heterosteginowo-litotamniowe. W kierunku wschodnim od występowania serii dębowieckiej, w strefie przykarpackiej, miocen jest morski i głębokowodny. Przypomnieć tu można miocen Benczyna i rejonu Bochni, gdzie — według Z. Olewicza (1952) — tworzą się ily margliste.

Po osadzeniu się serii dębowieckiej obserwuje się nagłą zmianę w charakterze osadów. Jednocześnie morze wybitnie rozszerza swój zasięg, zalewając zarówno obszary przykarpackie jak i obszar śląsko-krakowski. Transgresja ta zaznaczyła się osadami ikołupkowo-mułowcowymi reprezentującymi wyższą część dolnego tortonu. Tak wielkie rozszerzenie się zasięgu morza na omawianym obszarze wiąże się z nierównomiernym obniżaniem się dna basenu, które tworzy podłoże paleozoiczno-metamorficzne. Jest ono zbudowane z pochylonych monoklinalnie ku północy warstw karbonu produktywnego, podestanego węglanowymi utworami dolnokarbońsko-dewońskimi, osadzonymi na podłożu metamorficznym (Konior 1963a, b, c). Uskoki podłużne i poprzeczne, zarówno stare hercyńskie jak i odmłodzone podczas miocenu, rozcinają wymienione utwory podłoża na poszczególne bloki podniesione lub obniżone względem siebie.

Zebrane ostatnio spostrzeżenia wskazują (Konior 1963a, b, c), że tzw. uskoki synsedymantacyjne miocenu powstają w związku z odmłodzeniem się starych pęknięć hercyńskich. Odkryto je ono podczas osadzania się utworów górnej części dolnego tortonu, a w każdym razie już po zakończeniu powstawania serii dębowieckiej, ale przed nasunięciem się brzeźnych jednostek fliszowych na autochtoniczny miocen przedgórze. Wskazuje na to fakt, iż zasadniczo nie rozcinają one spoczywających na miocenie warstw fliszowych. Z tymi ostatnimi wiążą się najczęściej uskoki powstałe podczas końcowego nasunięcia się brzeźnych jednostek karpackich na autochtoniczny miocen.

OPIS FAUNY

Nucula nucleus L. ?

1936. *Nucula nucleus* L. — Friedberg W. II, s. 159, tab. 27, fig. 1—6 (cum syn.).
1945. *Nucula nucleus* L. sp. — Glibert M. I, s. 12, tab. 1, fig. 2.

Kilka niekompletnych okazów nie pozwala na dokładniejsze oznaczenie.

Gatunek ten znany jest od burdygału do dziś. W Polsce i na zachodniej Ukrainie występuje dość często w facji ilastej, a rzadziej w piaszczystej dolnego i górnego tortonu.

Arca turoniensis Duj.

(pl. III, fig. 10)

1936. *Arca turoniensis* Duj. — Friedberg W. II, s. 169, tab. 28, fig. 6, 7 (cum syn.).

1943. *Arca turoniensis* Duj. — Strausz L., s. 117, tab. 1, fig. 24—26.

Jeden zdeformowany okaz, na którym można prześledzić znamienne dla tego gatunku cechy, a mianowicie nierównoboczną, zaokrągloną krawędź tylną, dość wysoką trójkątną areę, ograniczoną rowkiem w pobliżu brzegu górnego, prosty i wąski zamek z drobnymi ząbkami na środku, a skośnymi i listewkowatymi ząbkami na rozszerzonych bokach. Rzeźbę powierzchni stanowią zaokrąglone karbowane żebra promieniste, oddzielone odstępami tej samej szerokości.

Gatunek ten występuje w helwecie i tortonie. Na zachodniej Ukrainie i w Polsce występuje w dolnym i górnym tortonie, jest jednak dość rzadki.

Ostrea gryphoides Schl. var.

(pl. III, fig. 1—5)

1936. *Ostrea gryphoides* Schl. — Friedberg W. II, s. 270, tab. 50, fig. 2 (cum syn.).

Kilka okazów dość dobrze zachowanych. Lewa skorupa jest grubościenna, owalna, o niewyraźnym szczycie przegiętym do tyłu; jest ona słabo wypukła o nierównej falistej powierzchni, na której zaznaczają się tylko linie przyrostowe. Brzeg zamkowy szeroki z płaskim, podłużnym zagłębieniem więzadłowym, łukowato wygiętym, poznaczonym prążkami; z boków ograniczają je płaskie wałki. Wcisk mięśniowy położony prawie centralnie. Inny okaz, silniej wypukły, ma brzeg zamkowy węższy i dłuższy. Skorupy prawe, z których jedna odznacza się silniejszą wypukłością, na ogół są słabiej wypukłe niż lewe, mają brzeg więzadłowy szeroki z bardzo płytkim rowkiem położonym asymetrycznie. Powierzchnia falista z liniami przyrostowymi.

Od typowej formy różnią się nasze okazy słabiej wyrażonym rowkiem więzadłowym i szerokoowalnym zarysem; z różnych opisywanych odmian najbardziej odpowiadają wydzielonej odmianie *gingensis*.

Gatunek ten wraz z odmianami znany jest od burdygału do sarmatu. Na Podolu występuje w helwecie okolic Buczacza, w tortonie i sarmacie (var. *buczacensis* Łomn., var. *sarmatica* Fuchs), w Polsce jego występowanie wiąże się z poziomem litotamniowym (margle ostrygowe i piaski heterosteginowe).

Chama gryphoides L.

(pl. III, fig. 9)

1934. *Chama gryphoides* L. — Friedberg W. II, s. 130, tab. 21, fig. 12—17 (cum syn.).

1943. *Chama gryphoides* L. — Strausz L., s. 131, tab. 3, fig. 15—18.

Dobrze zachowany okaz prawej skorupy. Jest ona grubościenna, miernie wypukła, owalna. Szczyt niewyraźny, zwrócony i zakręcony do przodu. Od góry jest on zdeformowany w miejscu przyczepu do podłoża. Powierzchnia pokryta jest współśrodkowymi karbowanymi blaszkami. Na brzegu zamkowym są dwa zęby główne — przedni krótki prostopadły, który pod szczytem łączy się z tylnym długim i skośnym, oddzielonym od brzegu skorupy rowkiem. Wciski mięśniowe owalne, linia płaszczowa wyraźna, całobrzega. Brzeg skorupy jest częściowo drobnokarbowany.

Nasz okaz najlepiej odpowiada okazom z Korytnicy, opisanym przez Fiedberga.

Gatunek znany od burdygału do pliocenu, w Polsce i na zachodniej Ukrainie w dolnym i górnym tortonie, pospolity zwłaszcza w tzw. wapieniach haliotisowych na Wyżynie Lubelskiej.

Cardium opatovense Proch. sp.

(pl. IV, fig. 2—5)

1900. *Cardium opatovense* Prochazka, s. 125, rys. 34.

Tak oznaczone okazy wydobyte zostały gromadnie z jednego tylko miejsca rdzenia. Są one zachowane przeważnie jako ośrodki i prawie wszystkie są zdeformowane, co osłabia pewność oznaczenia.

Jest to forma mała, przeciętnie 13 mm długa, 10 mm wysoka i 4 mm gruba, nieco skośna. Przód zaokrąglony przechodzi w łagodny łuk brzegu dolnego. Brzeg tylny jest skośnie ścięty, a w tej części skorupy ciągnie się skośnie w dół łagodna krawędź. Powierzchnię zdobi 20—25 zaokrąglonych lub trójkątnych w przekroju żeber, oddzielonych odstępami tej samej szerokości.

Z uwagi na deformację okazów i brak materiału porównawczego, oznaczenia opieram na opisie okazów Prochazki, najbardziej podobnych do naszych. Różnice, jakie należy podnieść, to obecność drugorzędnych żeber u okazów z Moraw, przypominających przez to *C. plicatum*. Spośród młodszych wiekowo gatunków duże zbliżenie wykazuje *C. hilberii* z czokraku ZSRR (Žiščenko 1959, tab. 8, fig. 1—3) i *C. ruthenicum* (= *C. lithopodolicum*, Friedberg 1936, tab. 24, fig. 12—17), różniących się obecnością silnej krawędzi tylnej. Nasze okazy stoją niewątpliwie blisko kręgu *C. edule* (Dollfus & Dautzenberg 1920, tab. 4, fig. 8—20), podobnie jak okazy morawskie.

Gatunek ten podaje Prochazka z kilku miejscowości Moraw z utworów brakicznych miocenu śródziemnomorskiego. Masowo występuje w miocenie Przeciszowa (Alexandrowicz & Krach 1963).

Ervilia pusilla (Phil.)

(pl. III, fig. 11)

1945. *Ervilia pusilla* Phil. — Glibert M. I, s. 193, tab. 3, fig. 4 (cum syn.).

1958. *Ervilia pusilla* (Phil.) — Sorgenfrei T., s. 113, tab. 18, fig. 56.

Cienkościenne skorupki zespolone ze skałą nie uwidaczniają szczegółów zamku, niemniej zarysem zupełnie odpowiadają temu gatunkowi. Okazów 10.

Gatunek ten, znany od akwitany do pliocenu, opisany jest z dolnego i górnego tortonu Wołynia, Podola i Polski, a zwłaszcza pospolicie występuje w poziomie erwiliowym.

Angulus donacinus (L.) ?

(pl. IV, fig. 6)

1934. *Tellina donacina* L. — Friedberg W. II, s. 49, tab. 8, fig. 8—12 (cum syn.).

1958. *Angulus donacinus* (L.) — Sorgenfrei T., s. 120, tab. 20, fig. 61.

Kilkanaście okazów. Są one cienkościenne, słabo wypukłe, owalno-podłużne. Brzeg przedni jest zaokrąglony, tylny nieco zwężony. Szczyt leży prawie pośrodku. Powierzchnia jest gładka.

Dokładniejsze oznaczenie nie jest możliwe, gdyż zamek jest niedostępny, zachodzą też pewne różnice w zarysie skorup.

Gatunek ten, znany od burdygału, żyje też w morzach dzisiejszych. W Polsce i zachodniej Ukrainie występuje niezbyt często w dolnym i górnym tortonie.

Abra alba Wood.

(pl. IV, fig. 7—9)

1934. *Syndesmya alba* Wood. — Friedberg W. II, s. 46, tab. 8, fig. 7 (cum syn.).

Okazy małe, owalne, o przednim brzegu zaokrąglonym, dłuższym niż tylny, który jest nieco ścięty i zaopatrzony słabą krawędzią. Szczyt niepokazny, przesunięty do tyłu. Powierzchnia gładka.

Gatunek występujący od helwetu, żyjący dziś. W Polsce jest rzadko spotykany w dolnym tortonie, w odmianie *scythica* w bułowie.

Aloidis gibba (Oliv.)

1945. *Aloidis* (*Varicorbula*) *gibba* (Oliv) sp. — Glibert M. I, s. 215, tab. 3, fig. 10 (cum syn.).

1958. *Varicorbula gibba* (Oliv) — Sorgenfrei T., s. 129, tab. 23, fig. 69.

Jedyny okaz prawej skorupy o wymiarze — długość 11 mm, wysokość 7 mm.

Gatunek występujący od burdygału, a żyjący i dziś, jest jednym z najpospolitszych w tortonie Podola, Wołynia i Polski, zarówno w utworach ilasto-marglistych, jak i w piaskach.

Thracia ventricosa Phil.

(pl. IV, fig. 1)

1934. *Thracia ventricosa* Phil. — Friedberg W. II, s. 14, tab. 2, fig. 7 (cum syn.).

Jedyny okaz z częściowo zachowaną, bardzo cienką skorupką. Przed krótszy zaokrąglony, tył zwężony i wydłużony, powierzchnia ozdobiona współśrodkowymi fałdami. Wymiary okazu — długość 23 mm, wysokość 13,5 mm, grubość 5 mm.

Gatunek ten występuje od helwetu do pliocenu. W Polsce i na Podolu występuje w dolnym i górnym tortonie, w facji marglistej.

Pitar islandicoides (Lam.)

(pl. III, fig. 6—8)

1934. *Meretrix islandicoides* Lam. — Friedberg W. II, s. 79, tab. 13, fig. 9—10; tab. 14, fig. 1 (cum syn.).

1950. *Pitar islandicoides* (Lam.) — Kołumdieva E. & Strachimirov E., s. 272, tab. 57, fig. 5—6; tab. 17, fig. 14; tab. 18, fig. 1.

Wśród licznych pokruszonych skorup tego gatunku, lepiej zachowanych jest 12 okazów. Wymiary ich: wysokość i długość 40 mm, grubość 12 mm. Kształt skorup okrągławy. Szczyt położony pośrodku, ostry, przegięty do przodu. Brzeg przedni załamuje się pod rozwartym kątem, brzeg tylny i dolny łukowato wygięty. Brzeg zamkowy lewej skorupy dość szeroki, wygięty. Pod wąską areą znajduje się długi listewkowaty ząb, a pod szczytem zespół krótkich zębów — tylny wąski skośny, środkowy nabrzmiały i listewkowaty przedni, ponadto mały ząb sublunularny. W prawej skorupce jest listewkowaty ząb tylny, a pod szczytem dwa rozszczepione zęby, rozdzielone szeroką przerwą. Z przodu znajduje się mały dołek na ząb sublunularny skorupy lewej. Powierzchnia skorupy gładka.

W porównaniu z opisanymi okazami innych autorów nasze okazy różnią się w drobnych szczegółach — są mniej wypukłe i mają szczyty położone bardziej na środku, a nie przesunięte do przodu (Sacco 1900, parte 28, tab. 5, fig. 1—5).

Gatunek ten znany jest od helwetu do pliocenu. W Polsce występuje w dolnym tortonie (Korytnica).

Natica helicina Brocc.

(pl. IV, fig. 12—13)

1952. *Polynices (Lunatia) catena* f. *helicina* Brocchi sp. — Glibert M., s. 69, tab. 5, fig. 8.
 1958. *Natica (Lunatia) catena* (da Costa) — Sorgenfrei T., s. 185, tab. 34, fig. 117.
 1959. *Natica helicina* Brocc. — Žiščenko M., s. 265, tab. 2, fig. 11—17.

Kilka drobnych zgniecionych okazów.

Gatunek ten, znany od helwetu, a żyjący również i dziś, na zachodniej Ukrainie i w Polsce występuje w dolnym i górnym tortonie, zarówno w ilach jak i piaskach.

Potamides schaueri Hilb.?

1914. *Potamides schaueri* Hilb. I, s. 284, tab. 17, fig. 18—19 (cum syn.).
 Niekompletny okaz, na którym zachowały się dwa szeregi guzków.
 Gatunek występujący pospolicie w brakicznych utworach tortonu dolnego i górnego na Podolu i w Polsce.

Nassa obliqua Hilb.

(pl. IV, fig. 18—21)

1879. *Buccinum obliquum* Hilber v., s. 12, tab. 2, fig. 3.
 1911. *Nassa obliqua* Hilb. — Friedberg W. I, s. 79, tab. 4, fig. 19—20 (cum syn.).
 1950. *Nassa obliqua* Hilb. — Meznerics I., s. 54, tab. 3, fig. 8.

Kilkanaście okazów, niektóre zgniecione. Odznaczają się one na ogół silnie rozwiniętymi żebrami pionowymi i słabymi prążkami poziomymi.

Pierwszy Hilber wydzielił ten gatunek spośród okazów opisanych przez M. Hoernes'a jako *Buccinum miocenicum*. Hilber a później Friedberg stwierdzili zgodność swych okazów z wiedeńskimi. Według Friedberga *N. obliqua* jest zbliżona do *N. schönni*, a według późniejszych wypowiedzi jest identyczna z tym gatunkiem (1928, s. 582). Ponieważ nasze okazy mają żebra dość silne, przeto idąc za Meznerics, decyduję się na utrzymanie odrębnego gatunku.

Gatunek ten występuje w helwecie i tortonie, częściej w utworach brakicznych. Znany jest z Podola i Polski z dolnego i górnego tortonu (zapewne kryje się pod nazwą *N. schönni*).

Asthenotoma heckeli Hoern.?

(pl. IV, fig. 16)

1881. *Pleurotoma (Oligotoma) heckeli* Hoern. — Hoernes R. & Auinger M., s. 382, tab. 50, fig. 25—26.
 1913. *Asthenotoma heckeli* Hoern. — Friedberg W. I, s. 222, tab. 14, fig. 3—4.

Jedyny okaz zgnieciony. Profil zwojów jest schodkowy, gdyż środkiem ich biegnie krawędź załamania. Na górnych zwojach występują na niej dość gęste guzki, przedłużające się esowato poniżej krawędzi. Na dolnych zwojach guzki są silniejsze, rzadsze i poprzecznie przedłużone. Ponadto powierzchnia pokryta jest nierównomiernymi cienkimi prążkami. Kanał krótki, fragment zachowanej wargi wewnętrznej jest wyłożony.

Gatunek ten znany jest od helwetu, w Polsce występuje w dolnym tortonie Korytnicy.

Clavatula jouanneti Desm.

(pl. IV, fig. 14—15)

1912. *Clavatula jouanneti* Desm. — Friedberg W. I, s. 201, tab. 13, fig. 1 (cum syn.).

Kilka uszkodzonych okazów odznacza się niskimi zwojami, stanowiącymi smukłą wrzecionowatą postać. Przy szwie górnym i dolnym zwoje są wałkowato nabrzmiałe. W środku zwoju przypada zakłębłość z esowatymi liniami przyrostowymi. Na ostatnim zwoju poniżej dość ostrej krawędzi dolnej biegnie druga słabsza. Nadto widoczne są poziome prążki i skośne żeberka na połowie kanału.

Okazy nasze w ogólnych cechach zgodne są z nazwanym gatunkiem, chociaż obecnością krawędzi na ostatnim zwoju zbliżają się do innych pokrewnych gatunków. Friedberg przedstawia okaz z Korytnicy z guzkami na wałku, co zbliża go do *Cl. sabinae*.

Gatunek znany ze środkowego miocenu (helwet?, torton), w Polsce występuje w Korytnicy.

Calyptraea chinensis L.

(pl. IV, fig. 11 i 17)

1923. *Calyptraea chinensis* L. — Friedberg W. I, s. 417, tab. 25, fig. 8 (cum syn.).

Dwa duże okazy o wymiarach: długość 23 mm, szerokość 19 mm, wysokość 6 mm mają kształt stożka, na powierzchni którego zanikają granice zwojów.

Gatunek znany od burdygału i żyjący dziś, w Polsce występuje w dolnym i górnym tortonie.

Turritella bicarinata Eichw.

(pl. IV, fig. 22)

1914. *Turritella bicarinata* Eichw. — Friedberg W., s. 332, tab. 19, fig. 19—21 (cum syn.).

1950. *Turritella (Archimediella) subarchimedis* d'Orb. — Meznerics I., s. 25.

Kilka uszkodzonych okazów. Na górnych zwojach na środku znajduje się jedno silne zebro poziome, na dalszych drugie tuż przy dolnym

szwie. Równocześnie w części zaklesłej zjawia się ponad żebrzem środkowym trzecie słabe żeberko. O szczególe tym wspomina Friedberg (tab. 19, fig. 20). Formy smukłe nazwane przez Hoernesa *T. subarchimedis* d'Orb., według Friedberga, są synonimem *T. bicarinata* (znamienne dla facji ilastej). I. Meznerics nie respektuje tych uwag, wprowadzając nazwę *T. subarchimedis* dla form Hoernesa i Friedberga.

Gatunek znany od helwetu, w Polsce i zachodniej Ukrainie występuje w dolnym tortonie.

Fissurella costicillatissima Sacco

(pl. IV, fig. 10)

1897. *Fissurella costicillatissima* Sacco F., parte 22, s. 11, tab. 1, fig. 46—47.

Dwa okazy o wymiarach: długość 16 mm, szerokość 14 mm, wysokość 14 mm mają kształt owalnej czapeczki. Szczyt niepozorny, umieszczony prawie pośrodku. Powierzchnia falista pokryta jest drobnymi nitkowatymi żeberkami promienistymi. Przecinają je nieregularne linie przyrostowe. Rzeźba promienista widoczna jest dopiero pod lupą.

Nasze okazy pod względem wielkości i rzeźby odpowiadają zupełnie opisanym przez Sacca z helwetu Włoch, gdzie ten gatunek należy do rzadkich. Z Polski nie był wymieniany.

Karpacka Stacja Terenowa
Instytutu Geologicznego
Kraków, ul. Grzegórzecka 81

Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Kraków, ul. Sławkowska 17
Kraków, w marcu 1964 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. 1963. Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim (Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin). — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 39. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. & KRACH W. 1963. Dolny torton w Przeciszowie koło Oświęcimia (Le Tortonien inférieur à Przeciszów près d'Oświęcim). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 33, z. 4. Kraków.
- BELLARDI L. & SACCO F. 1872—1900. I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Torino.
- CICHA I. & PAULÍK J. 1962. Neogén (Miocén). Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSR 1:200000 M — 34 — XIX Ostrava. Česlov. Akad. Věd. Praha.
- DOLLFUS G. F. & DAUTZENBERG PH. 1902. Conchyliologie du Miocène moyen du bassin de la Loire. — Mém. Soc. Géol. France. Paléont. 27. Paris.
- FRIEDBERG W. 1911—1936. Mięczaki miocenijskie ziem polskich. Cz. I—II. Lwów — Poznań — Kraków.
- GLIBERT M. 1945. Faune malacologique de la Belgique. I. — Mém. Mus. Roy. Hist. nat. Belgique, no. 103. Bruxelles.
- 1949—1952. Gastropodes du Miocène moyen du bassin de la Loire. I, II. — Mém. Inst. Roy. Sci. nat. Belgique, sér. 2, fasc. 30. Bruxelles.

- HILBER H. 1882. Neue und wenig bekannte Conchylien Oststeiermarks. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm. Graz.
- HOERNES R. & AUINGER M. 1879—1891. Die Gastropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. — Abh. K. K. Geol. R.-A., Bd. 12. Wien.
- JURKOVÁ A. 1959. Závislost miocenních basálních klastik na reliéfu karbonu a na neogenní tektonice v nových důlních polích na Stonavě (Die Abhängigkeit der miozänen klastischen Basalschichten vom Karbonrelief und von der neogenen Tektonik in neuen Grubenfeldern von Stonava). — Věstn. Ústř. Úst. Geol., roč. 34, č. 1. Praha.
- 1961. Reliéf karbonu a výskyty miocenních basálních klastik v ostravsko-karvinském reviru (Das Relief der Karbonoberfläche und die klastischen Basalsedimente des Miozäns im Ostrava — Karviná — Revier). — Pfir. Čas. Slezský, roč. 22, č. 3. Opava.
- KONIOR K. 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko (Études sur la structure géologique du bord karpatique dans la région de Biała-Bielsko). — Prace geol. śląsk. PAU, nr 5. Kraków.
- 1957. W sprawie możliwości rozbudowy i dalszego rozwoju kopalni „Silesia”. Inst. Geol. Praca archiwalna. Kraków.
- 1960a. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse section of the Carpathian border zone west of Bielsko — Western Carpathians). W: Z badań geologicznych w Karpatach, t. 4 (In: From the geological researches in Carpathians Mts., v. 4). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 141. Warszawa.
- 1960b. Kontakt płaszczowiny podśląskiej z mioceniem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna (Le contact de la nappe subsilésienne avec le Miocène et du Miocène avec le substratum carbonifère dans le forage C 10 près de Cieszyn). — Acta Geol. Pol., vol. 10, nr 2. Warszawa.
- 1961. Możliwości rozwoju uzdrowiska w Goczałkowicach w świetle badań hydrogeologicznych (Nouvelles perspectives de développement de la station climatique de Goczałkowice). — Prace Geol., PAN, Oddz. w Krakowie. Kom. Nauk Geol. Warszawa.
- 1962. Mniejszość zlepieńców spągowych miocenu i jej stosunek do ogólnej miąższości miocenu autochtonicznego w obszarze Cieszyn — Bielsko. — Spraw. Pos. Kom. PAN w Krakowie, styczeń—czerwiec 1962. Kraków.
- 1963a. Les conglomérats basaux du Miocène dans la région entre les rivières Olza et Soła. — VI Congr. Ass. Géol. Karp.-Balk., Rés. Commun. Varsovie — Cracovie.
- 1963b. Dimensions rapprochées de la déformation du soubassement dans la région Cieszyn — Kęty. — Ibidem.
- 1963c. O budowie podłoża paleozoicznego w brzeżnej części Karpat obszaru Cieszyn — Andrychów (On the Paleozoic substratum structure in the marginal part of the Carpathians in the Cieszyn — Andrychów area). — Kwartalnik Geol., t. 7, z. 4. Warszawa.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1957. Cross-section of the structure of Cieszyn. — Bull. Intern. Acad. Pol. Sci., Cl. 3, vol. 5, no. 6. Varsovie.
- KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn). W: Z badań struktur podłoża Polski, t. 5 (In: Investigation of the substratum structures of Poland, v. 5). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 140. Warszawa.
- KOUMDGIEVA E. & STRACHIMIROV E. 1960. Les fossiles de Bulgarie, VII Tor-tonien, Acad. Sci. Bulgarie, Sofia.

- KRACH W. 1939. Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim (Études sur le Miocène silésien et cracovien). — Prace geol. śląsk. Pol. Akad. Um., nr 7. Kraków.
- 1962. Zarys stratygrafii miocenu Polski Południowej (Esquisse de la stratigraphie du Miocène de la Pologne méridionale). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 22. Kraków.
- KRACH W. & KUCIŃSKI T. 1960. Neogén južného Polska a prilahlých území (Das Neogen Südpolens und der anliegenden Gebiete). — Geol. Práce Geol. Úst. D. Štúra, z. 15. Bratislava.
- MEZNERICS I. 1950. Die tortonische Fauna von Hidas. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Budapest.
- MITURA F. & KUCIŃSKI T. 1952. Przyczynki do budowy geologicznej rejonu Dębowca — Drogomyśla. — Biul. Inf. P.I.G., z. 3. Warszawa.
- OLEWICZ Z. R. 1952. Sprawozdanie z prac terenowych w r. 1949 przeprowadzonych w okolicy Gdowa i Bochni. — Ibidem.
- PETRASCHECK W. 1912. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Verh. Geol. R.-A., H. 2. Wien.
- 1928. Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau. — Z. Oberschles. Berg- u. Hüttenm. Ver. Katowice.
- PROCHAZKA V. 1900. Das ostböhmisches Miocaen. — Arch. nat. Durchf. Böhmens. Prag.
- SORGENFREI TH. 1958. Molluscan assemblages f.t. marine Middle Miocene of South Jutland and their environments. — Danm. Geol. Unders., R. II, no. 79. Kopenhagen.
- STEMULAK J. 1958. Wgłębna budowa geologiczna obszaru między rzekami Olzą i Białą (Deeper geological structures between the Olza and Biała rivers — Southern Silesia). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 4. Warszawa.
- STRAUSZ L. 1943. Tortonische Fauna von sandiger Facies aus der Umg. Szentkuterklösters. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Budapest.
- TOKARSKI A. 1954. Wgłębna tektonika fliszu cieszyńskiego (Subsurface tectonics of the Cieszyn Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. 4, nr 3. Warszawa.
- TOŁWIŃSKI K. 1950. Brzeg Karpat (The Carpathian Marginal Region). — Ibidem, vol. 1, nr 1.
- 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salides Range). — Ibidem, vol. 6, nr 2.
- ZIŠČENKO M. 1959. Atlas srednemiocen. fauny severn. Kavkaza i Kryma. — Glavn. Upr. Gasov. Promys. pri Sov. Min. SSR (VNIIGAZ). Moskva.

K. KONIOR & W. KRACH

ON THE DĘBOWIEC CONGLOMERATES AND THE MIOCENE FAUNA
FROM BOREHOLE B 4 NEAR BIELSKO

(Summary)

ABSTRACT: The lower part of the autochthonous Miocene with Dębowiec conglomerates, reached in borehole B 4 at Hałcnów, are described. At a depth of 1661.8—1669.2 m. a fairly abundant Miocene macrofauna has been discovered in this borehole within a 157 m. thick series underlying the Dębowiec conglomerates. According to W. Krach the age of the macrofauna is referable to the upper Helvetian or the lowermost Tortonian.

The conglomeratic-sandstone beds of Dębowiec (Tołwiński 1950), so far known from the deep boreholes of Cieszyn Silesia, were currently referred to the lower part of the autochthonous Miocene deposits directly overlying the Palaeozoic sub-

stratum or the locally preserved remnants of the Cretaceous-Eocene Flysch (borehole D 3). Quite recently, however, a series of older Miocene beds, 171.35 m. in thickness, was reached below the Dębowiec conglomerates in borehole B 4. In its lower portion, at a depth of 1661.8—1668.2 m., these beds contain a fairly rich macrofauna. Its presence is of primary importance for a more accurate dating of the Dębowiec conglomerates than that heretofore accepted.

Notwithstanding major gaps in mechanical coring, a description of the cores and an analysis of the simplified electric and radioactive lateral soundings have allowed a determination of the boundaries between the more important geological and lithological members encountered in the above mentioned borehole B 4.

In the upper part of the borehole, down to a depth of 142 m. occur Cieszyn beds of the Silesian nappe, below which, to a depth of 1090 m., lie beds belonging to the Sub-Silesian nappe. In the section of this borehole, a thickness of as much as 948 m. is occupied by the Sub-Silesian nappe. Its beds are underlain by deposits of the autochthonous Miocene that were overthrust by the marginal Flysch units. The upper member of the Miocene is represented by a monotonous, 273 m. thick shale-mudstone series which contains subordinate, mostly thin, sandstone intercalations. These deposits may be correlated with Miocene strata in Cieszyn- and Upper Silesia. On their microfauna they have been assigned to the Lower Tortonian. As cores from this sector of the borehole are not available, the boundary was fixed at a depth of 1363 m. on the base of geophysical data. It delimits the upper shale-mudstone series of the autochthonous Miocene from its lower — in this particular case the middle part — represented by a complex of the Dębowiec conglomerates, 186.65 m. in thickness. The above conglomerates attain a depth of 1549.65 m. In view of the presence in the "conglomerates" of various petrographic types, ranging from large blocks, breccias, coarse and fine conglomerates to conglomeratic, coarse- and medium-grained sandstones, locally even shales (Konior 1963a, b, c), the most appropriate name for them seems to be the Dębowiec beds. The predominant components of the pebbles in these beds are dark-grey and black Carboniferous shales, small fragments of black coal, dark limestones, also pebbles of quartz and metamorphic rocks. These fragments range from 0.3 to 9.0 cm. in diameter, but exceptionally they attain much greater dimensions. Recent investigations and borehole data indicate that the alimentary area of most of the coarse-grained material of the Dębowiec beds lies north of borehole B 4 and in its nearest proximity. The palynological investigations of E. Turnau reliably confirm the above mentioned opinion. She proved that the black coal fragments are derived from the Marginal and Ruda beds (Upper Carboniferous of the Upper Silesian basin).

Directly below the Dębowiec beds, at a depth of 1549.65—1564 m. occurs a rock slide from the marginal beds. It slumped from the slope of an extensive Carboniferous ridge lying N-NNW from borehole B 4 and consisting of marginal beds, or, rather, of a part of that ridge known as the "Dziedzice elevation". Below the rock slide, down to a depth of 1617.2 m. occur dark-grey calcareous shales, intercalated with light fine-grained sandstones; also grey-brownish calcareous mudstones sporadically intercalated with unequigranular sandstones. The mudstones locally contain an admixture of the fragments of Carboniferous shales and sandstones, of Lower Carboniferous and Devonian limestones and of quartz pebbles. Intercalations of breccias and conglomerates are encountered between 1602.5—1604 m. and between 1610.2—1613.9 m. The lowermost part of these sediments is occupied by grey-brownish fine-grained sandstones. The admixture of coarse-clastic material in dark-grey shales and grey-brownish calcareous mudstones ends abruptly at a depth of 1620 m. This is distinctly shown in the electric and

radioactive sounding diagrams. The underlying sandstones and argillaceous shales (down to a depth of 1721 m.) contain no coarse-clastic admixture. This indicates that their formation occurred during a break of orogenic movements, i.e. under conditions of an undisturbed and steady afflux of terrigenous material.

Below this readily distinguishable boundary at 1620 m., down to 1660.5 m. occurs a complex of light-grey fine-grained argillaceous sandstones. They are in striking contrast with the underlying dark, nearly black, limeless argillaceous shales, abounding in macrofossils and encountered down to 1679 m. The lowermost, probably still Miocene member of the autochthonous Miocene deposits in borehole B 4 is represented by white and grey-brownish sandstones. These grade from fine-grained to conglomeratic types and are encountered between 1679 and 1721 m. Below this depth drilling reached deposits of the Palaeozoic substratum represented by Middle Devonian limestones and dolomites.

The macrofauna encountered between 1661.8 m. and 1668.2 m. is relatively abundant and well preserved. Besides molluscs it contains the remains of crabs, fishes (tooth of a shark, scales of fishes), some few foraminifers and a laurel leaf. An ecological analysis of the fauna, also the lithology of rocks, indicate that the fossiliferous deposits had formed in a shallow basin (the neritic zone) in the vicinity of the shore. The water was probably quiet but fairly well aerated, slightly less saline, the floor of the basin muddy, darkly coloured by carbonised fine plant detritus. Most of the faunal species encountered in borehole B 4 occur in the Helvetian as well as in the Tortonian (fig. 1). Since similar deposits have not been encountered in any near-by boreholes it may reasonably be inferred that this is a relic that escaped erosion. Thus, it belongs to a different cycle of sedimentation and differs in age from the so far known Miocene of the Carpathian foredeep (Krach 1962). The faunal composition of the here described deposit and its position below the Dębowiec conglomerates, assigned to the Tortonian by Czech authors (Jurková 1959, 1961), lend probability to the supposition that the fossiliferous sediment encountered in borehole B 4 is Helvetian.

It is reasonable to suppose that the Tortonian-Helvetian boundary occurs at the depth of 1620 m., i.e. at the contact of 2 different sedimentary cycles: the lower, fossiliferous, Helvetian in age and the higher one — Tortonian. In contrast with the lower beds, the Tortonian is characterised by an admixture of coarse-grained material that suggests a gradually growing intensity of the orogenic movements. Their maximum activity is manifested by the formation of the breccia-conglomeratic Dębowiec beds that provide a large-scale example of syntectonic sedimentation.

*Carpathian Field Station
of the Geological Survey
Kraków, ul. Grzegórzecka 81
and*

*Laboratory of Geology
of the Institute of Geological Sciences
The Polish Academy of Sciences
Kraków, ul. Stawkowska 17
Cracow, March 1963*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IV

DESCRIPTION OF PLATES I—IV

PL. I

Zdjęcia fotograficzne fragmentów rdzeni z serii dębowieckiej napotkanej w wierceni Bielsko 4, zestawione według wzrastającej głębokości. Uwidoczniona na zdjęciach miarka posiada 10 cm długości

- 1 — Głębokość 1406,2—1412,4 m Sk. I, część dolna, średnica otoczków i okruchów skalnych 0,4—3,2 cm.
- 2 — Głębokość 1431,9—1438,4 m Sk. IV, część środkowa, średnica otoczków i okruchów skalnych 0,4—2,2 cm.
- 3 — Głębokość 1445,0—1451,3 m Sk. II, część dolna, średnica składników skalnych 0,15—0,5 cm, wyjątkowo osiąga 1,0 cm.
- 4 — Głębokość 1471,0—1477,6 m Sk. II, część górna, średnica gruzu skalnego i otoczków 0,3—6,0 cm, na przekroju poprzecznym rdzenia wyraźnie widoczne duże, płaskie kawałki czarnego węgla kamiennego, oraz małe otoczki kwarcu.
- 5 — Głębokość 1510,1—1516,1 m Sk. I, część dolna, średnica grubszych fragmentów skalnych i otoczków 0,3—4,0 cm, dobrze widoczne otoczki kwarcu i drobne okruchy węgla.
- 6 — Głębokość 1535,7—1542,3 m Sk. II, część dolna, średnica otoczków i kawałków skalnych 0,3—5,3 cm, widoczne słabo obrobione duże kawałki wapieni i fragment twardego, czarnego łupku.
- 7 — Głębokość 1547,3—1553,9 m Sk. II, część środkowa, średnica składników skalnych 0,3—3,5 cm, widoczne kawałki piaskowców, ciemnych łupków i okruchy węgla.

Photographs of core fragments from the Dębowiec beds in Bielsko 4 borehole, shown in the order of increasing depth. The ruler is 10 cm. long

- 1 — Depth 1406.2—1412.4 m. Sk. I, lower part, diameter of pebbles and rock debris fragments 0.4—3.2 cm.
- 2 — Depth 1431.9—1439.4 m. Sk. IV, middle part, diameter of pebbles and rock fragments 0.4—2.2 cm.
- 3 — Depth 1445.0—1451.3 m. Sk. II, lower part, diameter of the rock constituents 0.15—0.5 cm., exceptionally up to 1.0 cm.
- 4 — Depth 1471.0—1477.6 m. Sk. II, upper part, diameter of rock fragments 0.3—6.0 cm., large flat fragment of black coal and small quartz pebbles are visible in the cross section of the core.
- 5 — Depth 1510.1—1516.1 m. Sk. I, lower part, diameter of the larger rock fragments and pebbles 0.3—4.0 cm., quartz pebbles and small coal fragments are clearly visible.
- 6 — Depth 1535.7—1542.3 m. Sk. II, lower part, diameter of pebbles and rock fragments 0.3—5.3 cm., note large, poorly rounded limestones and one fragment of hard black shale.
- 7 — Depth 1547.3—1553.9 m. Sk. II, middle part, diameter of rock fragments 0.3—3.5 cm., fragments of sandstones, dark shales and coal.

PL. II

Zdjęcia fotograficzne przekrojów rdzeni z serii dębowieckiej wierceni Bielsko 4 z widocznymi dużymi kawałkami czarnego węgla kamiennego

- 1 — Głębokość 1471,0—1477,6 m Sk. II, część górna, średnica kawałków węgla 4,0—6,2 cm.

2 — Głębokość 1496,9—1503,5 m. Sk. II, część dolna, średnica kawałków węgla 1,5—5,2 cm.

Photographs of core sections from the Dębowiec beds in Bielsko 4 borehole, showing large pieces of black coal

1 — Depth 1471.0—1477.6 m. Sk. II, upper part, diameter of the coal fragments 4.0—6.2 cm.

2 — Depth 1496.9—1503.5 m. Sk. II, lower part, diameter of the coal fragments 1.5—5.2 cm.

PL. III

1—5 — *Ostrea gryphoides* Schl. var. (fig. 1, 2 i 5 lewa skorupa, fig. 3 i 4 prawa skorupa).

Ostrea gryphoides Schl. var. (figs. 1, 2 and 5 left valve, figs. 3 and 4 right valve).

6—8 — *Pitar islandicoides* (Lam.) (fig. 6 — lewa skorupa, fig. 7 — zamek skorupy prawej, fig. 8 — zamek skorupy lewej).

Pitar islandicoides (Lam.) (fig. 6 — left valve, fig. 7 — hinge of right valve, fig. 8 — hinge of left valve).

9 — *Chama gryphoides* L. var. (strona zewnętrzna).

Chama gryphoides L. var. (outer side).

10 — *Arca turoniensis* Duj. (strona wewnętrzna — okaz zgnieciony).

Arca turoniensis Duj. (inner side — crushed specimen).

11 — *Ervilia pusilla* (Phil.) — skorupka lewa.

Ervilia pusilla (Phil.) — left valve.

PL. IV

1 — *Thracia ventricosa* Phil. — skorupka lewa.

Thracia ventricosa Phil. — left valve.

2—5 — *Cardium opatovense* Proch. (fig. 2 i 3 skorupka lewa, fig. 4 skorupka prawa, fig. 5 odcisk prawej skorupki).

Cardium opatovense Proch. (figs. 2 and 3 left valve, fig. 4 right valve, fig. 5 impression of right valve).

6 — *Angulus donacinus* (L.)? — skorupka prawa.

Angulus donacinus (L.)? — right valve.

7—9 — *Abra alba* Wood. — skorupki prawe.

Abra alba Wood. — right valves.

10 — *Fissurella costicillatissima* Sacco, widok z góry.

Fissurella costicillatissima Sacco, top view.

11 i 17 — *Calyptraea chinensis* Lam., widok z góry i z boku.

Calyptraea chinensis Lam., top and side view.

12 i 13 — *Natica helicina* Brocc. — okazy zgniecione.

Natica helicina Brocc. — crushed specimens.

14 i 15 — *Clavatula jouanneti* (Desm.)

× 2

16 — *Asthenotoma heckeli* (Hoern.)?, odlew

× 2

Asthenotoma heckeli (Hoern.)?, a cast

× 2

18—21 — *Nassa obliqua* Hilb. (fig. 21 nagromadzenie okazów).

Nassa obliqua Hilb. (fig. 21 concentration of specimens).

22 — *Turritella bicarinata* Eichw.

× 2

Fotografie wykonali K. Konior i W. Krach

Photographs by K. Konior & W. Krach

