

Jerzy Krzysztof FRANKIEWICZ¹

UTWORY MIOCEŃSKIE W STREFIE USKOKOWEJ ŚRODKOWEJ ODRY, MIĘDZY LUBINEM A BYTOMIEM ODRZAŃSKIM (BEZ WARSTW POZNAŃSKICH)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	7
Wstęp	8
Historia badań trzeciorzędu na monoklinie przedsudeckiej i w rejonach przyległych	8
Metoda badań	10
Podłoże utworów miocenijskich na monoklinie przedsudeckiej	10
Wyróżnienie jednostek stratygraficznych, ich cechy morfologiczne i charakterystyka litologiczna	12
Warstwy rawickie — miocen dolny	19
Miocen środkowy	21
Warstwy ścinawskie	21
Warstwy pawłowickie	24
Miocen górny	25
Warstwy adamowskie	25
Warstwy środkowopolskie	33
Paleograficzna i genetyczna charakterystyka osadów miocenijskich	34
Korelacja utworów miocenu z rejonu między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim z mioceniem Polski niżowej i Łużyc w NRD	45
Podsumowanie	47
Literatura	49
Lithostratigraphy and depositional setting of the Miocene deposits between the vicinities of Lublin and Bytom Odrzański in the middle-Odra dislocation zone, Sudetic Foreland — summary	52

Streszczenie

Opisywane w niniejszej pracy osady miocenijskie, o miąższości średniej przekraczającej 250 m, wchodzi w skład rozległego basenu trzeciorzędowego Niziu Środkowoeuropejskiego. Stąd też charakteryzują się dość dużym podobieństwem litostratygraficznym i genetycznym w stosunku do osadów z pozostałych obszarów Niziu Polskiego i rejonu Łużyc w NRD. Badania litologiczne i sedymentologiczne pozwoliły na wydzielenie pięciu zróżnicowanych kompleksów skalnych. Warstwy rawickie (miocen dolny), zbudowane z ilastych osadów kaolinowych o jasnych barwach, z licznymi ziarnami zwietrzałych skałeni, powstały w środowisku rzeczonym w formie stożków napływowych. Okresowe zabagnianie terenu doprowadziło do powstania osadów fitogenicznych — soczewek węgla rawickiej grupy

pokładów (III). Środkowomiocenijski zespół skalny to ilasto-piaszczyste warstwy ścinawskie oraz piaszczyste warstwy pawłowickie. Tworzyły się one w środowisku jeziorno-bagiennym z przejawami akumulacji rzecznej, korytowej. Silnie węglonośne warstwy ścinawskie zawierają ławice węgla brunatnego ścinawskiej grupy pokładów (II) o łącznej maksymalnej grubości przekraczającej 30 m. Warstwy pawłowickie natomiast zawierają jedynie cienkie soczewki węgla lubińskiej grupy pokładów (IIA). Spotyka się też w nich ślady ingresji morskich. Na przełomie miocenu środkowego i górnego zachodziła intensywna erozja, która miejscami zniszczyła zupełnie osady warstw pawłowickich. Miocen górny reprezentują warstwy adamowskie oraz środkowopolskie, przykryte warstwami poznańskimi (miocen

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Al. Mickiewicza 30, Instytut Surowców Energetycznych, Zakład Złóż Węgla Brunatnego.

górnym-pliocen) i płatami osadów warstw gozdnickich (pliocen). Piaszczyste warstwy adamowskie nie zawierają węgla brunatnego, a jedynie nieliczne szczątki roślinne. Powstały one w środowisku jeziornym. Warstwy adamowskie przechodzą w sposób ciągły w ilaste warstwy środkowopolskie, zawierające

ławice węgla środkowopolskiej grupy pokładów (I) o łącznej maksymalnej grubości 13 m. Ich akumulacja miała miejsce w środowisku jeziorno-bagiennym. Węgloność miocenu wynosi średnio 8,1%. Warstwy i soczewki węgla miocenińskiego są pochodzenia autochtonicznego.

WSTĘP

Tereny zachodniej i południowo-zachodniej Polski były od dawna obiektem zainteresowań geologów poszukujących zasobnych złóż surowców mineralnych, w tym także złóż surowców energetycznych. Największą uwagę wzbudzały przeważnie trzeciorzędowe złoża węgla brunatnego, który w wielu miejscach eksploatowany był na potrzeby lokalne.

Nadzieje gospodarcze budziła między innymi także południowa część monokliny przedsudeckiej między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim. W rejonie tym utwory trzeciorzędowe osiągają grubości 54–490 m, przy średniej około 250 m. Jest to kompleks produktywny, o kilku pokładach węgla brunatnego, które osiągają nieraz poważne miąższości. Utwory trzeciorzędowe występują w nadkładzie złóż miedzi Legnicko-

Głogowskiego Okręgu Miedziowego, eksploatowanych i w dalszym ciągu rozpoznawanych. Utwory te, wraz z pokładami węgla, nie były dotychczas objęte szczegółowymi badaniami.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie charakterystyki litologicznej i stratygraficznej utworów miocenu (do warstw środkowopolskich włącznie), określenie warunków, w jakich się tworzyły, oraz przedstawienie genezy osadów fitogenicznych i ich korelacji z terenami przyległymi.

Problematykę przedstawioną w niniejszym opracowaniu autor miał możność przedyskutować z doc. dr. inż. K. Matlem, któremu za cenne uwagi i rady składa serdeczne podziękowanie. Dziękuje również recenzentom — prof. E. Ciukowi i prof. dr. inż. S. Z. Stopie — za życzliwe ustosunkowanie się do przedstawionych wniosków i sugestii.

HISTORIA BADAŃ TRZECIORZĘDU NA MONOKLINIE PRZEDSUDECKIEJ I W REJONACH PRZYLEGLYCH

Pierwsze opisy profilów utworów trzeciorzędowych występujących w zachodniej części monokliny przedsudeckiej opublikowali m.in. Girard (1855) i Beyrich (1856). Podsumowanie dorobku badawczego z okresu do początku XX wieku, obejmujące rozpoznanie trzeciorzędu Wielkopolski i Dolnego Śląska, przedstawione zostało w pracach Jentzsch (1913) i Berga (1913).

Prace Makowskiego (1930, 1935a, b), a następnie Illnera jun. (1934) oraz Bergera (1937, 1938) dały pogląd na budowę litologiczną i stratygrafię terenów węglonośnych Łużyc, Dolnego Śląska i dawnego województwa poznańskiego w ówczesnym czasie. Po roku 1945 Zwierzycki i in. (1949) zebrali dane dotyczące obecności węgla brunatnego na terenach zachodniej Polski, natomiast Areń (1957, uzup. 1964) i Łyczewska (1958) w publikacjach o stratygrafii trzeciorzędu w Polsce omówili również tereny zachodniej i południowo-zachodniej Polski.

Poszukiwania węgla brunatnego, nasilające się szczególnie w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych, dostarczyły nowych informacji o wykształceniu i stratygrafii trzeciorzędu Łużyc, Dolnego Śląska i Wielkopolski. Największy wkład w rozpoznanie trzeciorzędu Polski południowo-zachodniej, zachodniej i północnej wnieśli Ciuk (szczególnie na Niżu Polskim), Dyjor (na Dolnym Śląsku) i Piwocki (w rejonie Rawicza) — tabela 1,

Ciuk syntezę swoich badań nad trzeciorzędem Polski — głównie niżowej — przedstawił w kilku opracowaniach, publikując podział profilu trzeciorzędu na szereg poziomów (nazwanych warstwami) litostratygraficznych (Ciuk 1967a, b, 1970a, b, 1974). Podziału dokonał przede wszystkim na podstawie różnic w wykształceniu litologicznym osadów oraz badań paleontologicznych. Jednostki te skorelował z kompleksami litostratygraficznymi Łużyc i Brandenburgii.

Dyjor (1966, 1969, 1970, 1974) w efekcie systematycznie prowadzonych badań zaproponował nowe zasady podziału litostratygraficznego trzeciorzędu Dolnego Śląska, które różnią się nieco od założeń przyjętych przez Ciuka dla innych rejonów Polski (głównie są to różnice w zasięgu wiekowym poszczególnych jednostek litostratygraficznych nazwanych tu seriami). Wraz z innymi badaczami zajął się on problematyką glicitektoniki, stratygrafii i litologii wybranych poziomów trzeciorzędu na przedpolu Sudeców (Stachurska i in. 1967, 1971; Łuczowska, Dyjor 1971; Dyjor, Kuszell 1975; Dyjor i in. 1968; Dyjor, Sadowska 1966, 1977). Jego prace dotyczą także trzeciorzędu strefy uskoków środkowej Odry (Oberc, Dyjor 1969).

Podobne prace nad wykształceniem, stratygrafią i genezą trzeciorzędowej formacji węgla brunatnego wykonał dla rejonu Rawicza Piwocki (1965, 1967, 1971, 1975).

Tabela 1

Porównawcza tabela lokalnych podziałów litologicznych trzeciorzędu w SW Polsce
Comparative table of local lithostratigraphic divisions of the Tertiary, southwestern Poland

Rejon Rawicza Rawicz region (Piwocki, 1975)	Rejon Leszno—Poznań Leszno—Poznań region (Ciuk, 1970b)	Doły Śląsk (część NW) Lower Silesia (NW part) (Dyjur, 1970)
Warstwy poznańskie Poznań Beds	warstwy poznańskie Poznań Beds	seria Gozdniczy Gozdnica Series
Warstwy różnokolorowe: różnokolorowa grupa pokładów (I) Central-Polish Beds: Central-Polish Group of Coal-Seams (I)	warstwy różnokolorowe: różnokolorowa grupa pokładów (I) Central-Polish Beds: Central-Polish Group of Coal-Seams (I)	ity płomieniste flaming clays
Warstwy adamskie Adamów Beds	warstwy adamskie Adamów Beds	ity zielone green clays
Luka erozyjna Erosion gap	luka erozyjna erosion gap	ity szare grey clays
Warstwy pawłowskie: lubińska grupa pokładów (IIA) Pawłowie Beds: Lubin Group of Coal-Seams (IIA)	warstwy pawłowskie: lubińska grupa pokładów (IIA) Pawłowie Beds: Lubin Group of Coal-Seams (IIA)	pokład Henryk (I) Henryk seam (I)
Warstwy ścinawskie: ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawa Beds: Ścinawa Group of Coal-Seams (II)	warstwy ścinawskie: ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawz Beds: Ścinawa Group of Coal-Seams (II)	Seria Muzakowa Muzakow Series
Warstwy rawickie: rawicka grupa pokładów (III) Rawicz Beds: Rawicz Group of Coal-Seams (III)	warstwy rawickie: rawicka grupa pokładów (III) Rawicz Beds: Rawicz Group of Coal-Seams (III)	pokład towarzyszący (2a) accompanying seam (2a)

— granice jednostek litologicznych. Limits of rock units
- - - granice nieciągłości. Limits of discontinuances

Tabela 2

Podział litograficzny trzeciorzędu między Legną a Gogowem (według Buksińskiego 1970)

Lithostratigraphy of the Tertiary between Legnica and Gogów (after Buksiński 1970)

Czwarty Ojaternary		Trzeciorząd - Tertiary	
górnym Upper	Pliocen	górnym Upper	seria ilasto-piaszczysta; miejscami w stropie piaski i żwiry kwarcowo-skalenowe skałizowane clayey-sandy series; locally with sands and gravels at the top
dolnym Lower	Pliocen	górnym Upper	osady klastyczne facji jeziorno-bagiennej (poziom I) clastic deposits of lacustrine-swamp facies (Horizon I)
górnym Upper	Miocen	środkowym Middle	osady klastyczne facji jezioro-bagiennej (poziom II) clastic deposits of lacustrine-swamp facies (Horizon II)
dolnym Lower	Miocen	dolnym Lower	skąpy eruptywne (bazalty) volcanics (basalts)
górnym Upper	Oligocen	górnym Upper	osady klastyczne facji jeziorno-bagiennej (poziom III) clastic deposits of lacustrine-swamp facies (Horizon III)
środkowym Middle	Oligocen	środkowym Middle	osady klastyczne facji jeziorno-bagiennej (poziom IV) clastic deposits of lacustrine-swamp facies (Horizon IV)
dolnym Lower	Oligocen	dolnym Lower	osady klastyczne facji jeziorno-bagiennej (poziom IV) clastic deposits of lacustrine-swamp facies (Horizon IV)
górnym Upper	Eocen	górnym Upper	monoklina przedsudetycka Fore-Sudetic Monocline
dolnym Lower	Eocen	dolnym Lower	decca Fore-Sudetic Monocline

Raniecka-Bobrowska (1970) dokonała przeglądu badań paleobotanicznych w zastosowaniu do stratygrafii neogenu Polski, natomiast uzupełnieniem poglądów na budowę paleogenu na Niżu Polskim (w tym też i na monoklinie przedsudeckiej) jest opracowanie Grabowskiej (1974).

Na początku lat sześćdziesiątych ustalono obecność bogatych złóż węgla brunatnego w rejonie Legnicy i Ścinawy. Odsonięte osady trzeciorzędowe objęto dokładnymi badaniami, głównie paleobotanicznymi (Raniecka-Bobrowska 1962; Smólska 1964; Ziemińska, Niklewski 1966).

Pierwsze wiadomości o trzeciorzędzie i węgla brunatnym z okolic Lubina przedstawił w swoich pracach Ciuk (1961), Mazur (1959), Ziemińska (1963), Preidl i Tomaszewski (1965) oraz Gospodarczyk

(1970), Dubiński (1971) i Buksiński (1963). Szczegółowymi badaniami starszego trzeciorzędu na obszarze Lubin-Głogów zajmowali się: Odrzywolska-Bieńkowska (1973), Frankiewicz (1975) oraz Matl i Śmigiel-ska (1977).

Na szczególną uwagę zasługują większe opracowania, dotyczące fragmentów rozległej pokrywy osadów trzeciorzędowych między Legnicą a Głogowem, wykonane przez Buksińskiego (1970) oraz Frankiewicza i Matla (1975). Buksiński (1970) przedstawił w swej pracy budowę litologiczną występujących tu utworów, podał ich stratygrafię i genezę oraz scharakteryzował je od strony petrograficznej. Zajął się również problemami tektoniki. Utwory trzeciorzędowe między Legnicą a Głogowem podzielił na pięć kompleksów litostratygraficznych (tab. 2).

METODA BADAŃ

Obszar objęty badaniami ma kształt nieregularnego wieloboku, silnie wydłużonego z północnego zachodu (rejon Bytomia Odrzańskiego) na południo-

wy wschód (rejon Lubina i Rudnej), o powierzchni około 836 km² (fig. 1 i 2). Wykonano tu do tej pory prawie 200 otworów wiertniczych, z których 128 wykorzystano do opracowania niniejszego tematu. Około 60 otworów, odwierconych w latach 1970-1975, zostało opracowanych (Frankiewicz, Matl 1975) przez zespół pracowników z Zakładu Złóż Węgla Brunatnego Instytutu Geologii i Surowców Mineralnych AGH.

Badania prowadzone przez autora (Frankiewicz 1978) polegały na wykonaniu szczegółowych profili litologiczno-facjalnych około 100 otworów wiertniczych oraz na pobraniu próbek do badań laboratoryjnych. Ogółem pobrano około 8 tys. próbek skał (w tym również węgla brunatnego). Ponadto w pracy wykorzystano 28 profili geologicznych wykonanych przez pracowników Przedsiębiorstwa Geologicznego (obecnie Kombinatu) w Krakowie oraz około 60 profili geofizycznych. Dzięki temu uzyskano pełny profil utworów miocenu od podłoża do stropu warstw środkowopolskich.

Powyższe materiały umożliwiły opracowanie map geologicznych i zestawień korelacyjnych. Ustalono litostratygrafię, stosunki paleogeograficzne i facjalno-sedymentacyjne. Poddano analizie miocenijską formację węgla brunatnego, ustalając jej węgloność, morfologię pokładów, ich budowę makroskopową i miąższość. Dokonano również porównania z wynikami badań podobnych utworów na terenach sąsiadujących, koło Ścinawy, Rawicza i Legnicy.

Prace laboratoryjne wykonano w laboratoriach Instytutu Geologii i Surowców Mineralnych AGH w Krakowie.

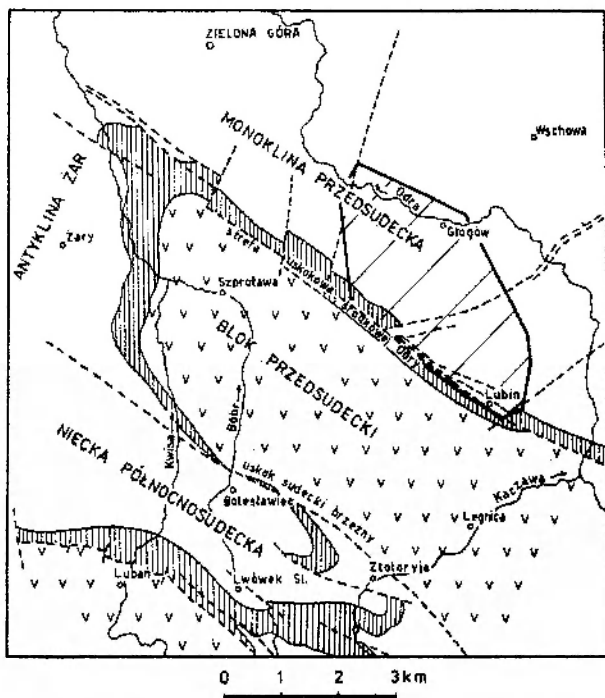


Fig. 1

Szkic budowy geologicznej zachodniej części strefy przedsudeckiej (według Sokołowskiego 1967)

1 - utwory przedpermjskie; 2 - utwory permjskie; 3 - utwory popermjskie;
4 - uskoki; 5 - granice badanego obszaru

Geological sketchmap of the western part of Fore-Sudetic zone (after Sokołowski 1967)

1 - pre-Permian rocks; 2 - Permian rocks; 3 - post-Permian rocks;
4 - faults; 5 - limits of the study area

PODŁOŻE UTWORÓW MIOCENSKICH NA MONOKLINIE PRZEDSUDECKIEJ

Na północno-wschodnim przedpołu Sudetów rozciąga się strefa przedsudecka (fig. 1). Należy ona do dwóch jednostek regionalnych — bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Budowa geologiczna tej strefy jest skomplikowana i nie jest jeszcze

w dostatecznym stopniu wyjaśniona.

Według Oberca (1967a, b) w strefie przedsudeckiej wyróżniamy trzy odrębne zespoły kompleksów skalnych, mające znaczny zasięg poziomy i oddzielone od siebie niezgodnościami stratygraficznymi.

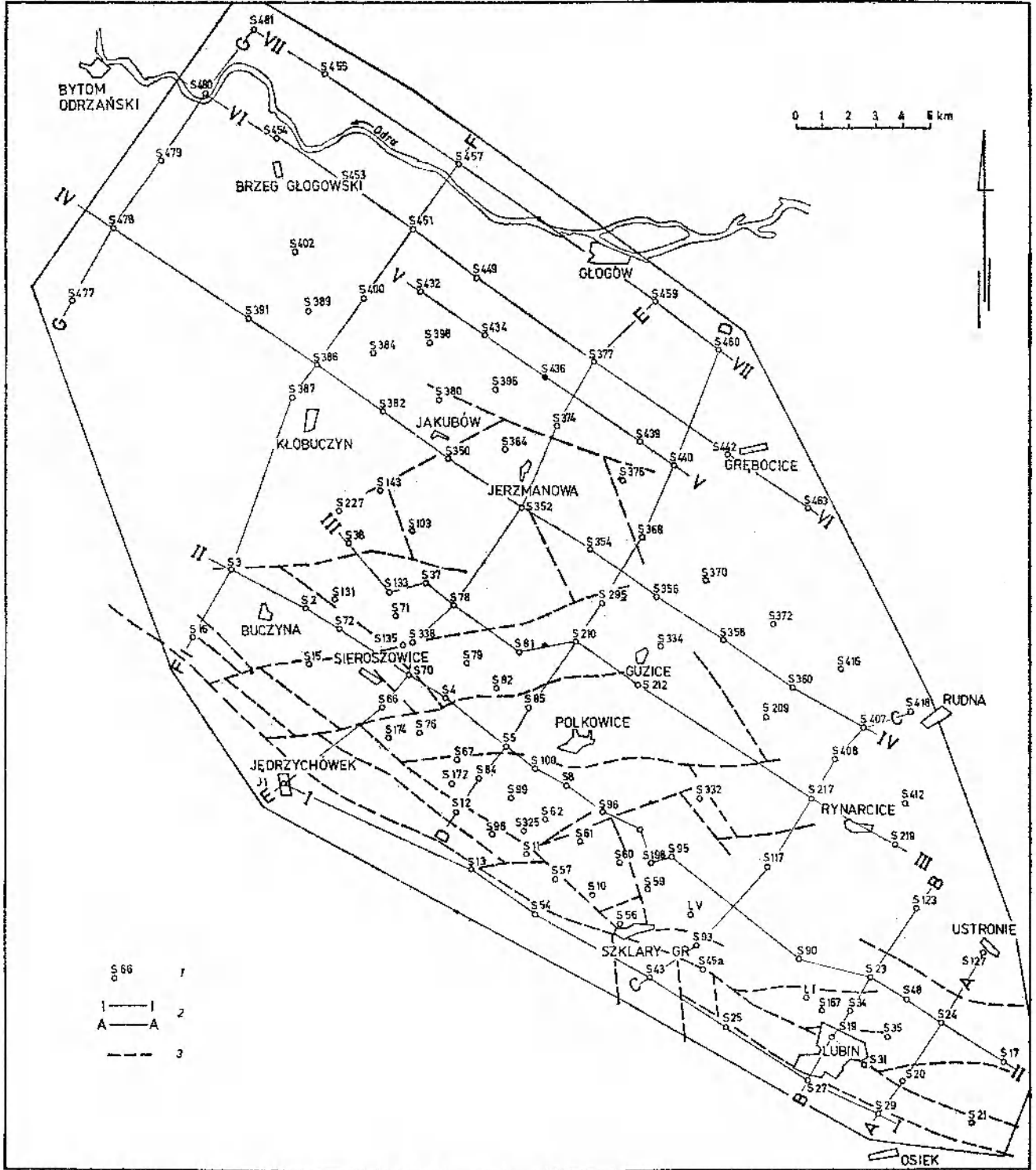


Fig. 2

Mapa sytuacyjna obszaru badań

Location map of the study area

1 — otwory wiertnicze; 2 — linie zestawień korelacyjnych; 3 — uskoki

1 — borehole locations; 2 — lines of correlational comparisons; 3 — faults

Są to:

— zespół najstarszy skał krystalicznych, reprezentowany przez osady proterozoiku i starszego paleozoiku. Zbudowany jest z nich blok przedsudecki oraz głębokie podłoże monokliny;

— zespół młodszy, osadowy, permo-triasowy, wchodzący w skład monokliny przedsudeckiej i stanowiący jej główne ogniwo;

— zespół najmłodszy, osadowy. Jest on reprezentowany przez osady kenozoiczne, tworzące pokrywę utworów monokliny i bloku przedsudeckiego.

Na obszarze monokliny przedsudeckiej brak jest w południowej jej części, pod pokrywą kenozoiku, utworów młodszych od pstręgo piaskowca, a w części północnej — od wapienia muszlowego i kajpru. Jeżeli osady tego wieku były tu rozwinięte, to uległy erozji przed lub na początku paleogenu.

W czasie ruchów alpejskich obszar przedsudecki został pocięty szeregiem dyslokacji na bloki przesuwane względem siebie. Powstała wówczas strefa uskokuwa środkowej Odry, oddzielająca monoklinę przedsudecką (skrzydło zrzuczone) od bloku przedsudeckiego (w skrzydle wiszącym).

Termin „linia Odry” wprowadził w roku 1932 Berger na określenie strefy oddzielającej krystalinik bloku przedsudeckiego od permo-mezozoicznego kompleksu monokliny. Tomaszewski (1963) na podstawie wierceń udowodnił jej uskokuwy charakter, nazywając ją wówczas uskokiem granicznym, przedsudeckim. Oberc (1962), podając kilka możliwości interpretacji charakteru geologicznego granicy między blokiem a monokliną, proponował dla niej nazwę „dyslokacji środkowej Odry”. Wydaje się, że nazwa „strefa uskokuwa środkowej Odry” wprowadzona przez Tomaszewskiego (1963) jest najbardziej odpowiednia. Wprawdzie na wysokości Lubina i Sieroszowic Odra tworzy łuk wypukły ku północnemu wschodowi i oddala się od tej strefy o około 20 km, jednakże poza tym obszarem strefa uskokuwa zbliża się do rzeki na odległość kilku kilometrów, a miejscami nawet ją przecina. Fakt ten w pełni uzasadnia stosowanie proponowanej powyżej nazwy lokalnej.

Obszar położony pomiędzy Lubinem a Bytomiem

Odrzańskim leży w przeważającej części w południowej strefie monokliny przedsudeckiej, a jedynie jego południowo-zachodnia część (okolice Jędrzychówka) znajduje się na północnym skraju bloku przedsudeckiego lub na styku bloku przedsudeckiego i monokliny. Znajduje się on w bezpośrednim zasięgu systemu tektonicznego środkowej Odry.

Paleogeńska denucja zrównała powierzchnię bloku i monokliny przedsudeckiej prawie do jednego poziomu morfologicznego. Miejscami jednak, szczególnie w strefie zetknięcia bloku przedsudeckiego i monokliny powstała urozmaicona rzeźba terenu. Liczne w tym miejscu dyslokacje uskokowe, obecność łatwo rozpuszczalnych skał anhydrytowych i węglanowych oraz wilgotny subtropikalny klimat sprzyjały intensywnemu wietrzeniu chemicznemu, tworzeniu się zjawisk krasowych oraz ułatwiały znakomicie działalność procesom wietrzeniowym (Preidl, Tomaszewski 1965). Na tak ukształtowanej powierzchni leżą poziomo i dyskordantnie utwory trzeciorzędowe.

Bezpośrednie podłoże miocenu na prawie całym badanym obszarze stanowią osady paleogeńskie. Jedynie miejscami, w poprzecinanej uskokiemi południowej strefie obszaru są to osady starsze (permo-triasowe).

Maksymalna miąższość osadów paleogenu dochodzi do 147 m, średnio zaś waha się w granicach 60–70 m. Rozkład grubości paleogenu ma charakter wyraźnej strefowy — redukcja grubości następuje szybko w kierunku południowym, natomiast znacznie wolniej w kierunku północnym i północno-wschodnim. Największe miąższości stwierdzono w centralnej części obszaru. Profil paleogenu monokliny przedsudeckiej reprezentowany jest przez osady morskie eocenu górnego, oligocenu dolnego, częściowo oligocenu środkowego i dolnej części oligocenu górnego (Odrzywolska-Bieńkowska 1973; Frankiewicz, Matl 1975; Frankiewicz 1975; Matl, Śmigielska 1977) oraz przez utwory lądowe wyższych partii oligocenu górnego (Buksiński 1970; Frankiewicz 1975). W żadnym z otworów nie stwierdzono równoczesnego występowania wszystkich poziomów profilu paleogenu.

WYRÓŻNIENIE JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH, ICH CECHY MORFOLOGICZNE I CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

Na urozmaiconym morfologicznie podłożu utworów paleogenu (głównie na pokładach węgla brunatnego grupy dąbrowskiej) zaczęły się osadzać w rozległym i płytkim basenie środlądowym ility, mułki, piaski i żwiry przelawiczone pokładami węgla brunatnego. Se-

dymentacja trwała na tym obszarze prawie cały miocen.

W morfologii spągu miocenu zaznaczają się dwie wyraźne strefy — rejon doliny pra-Odry w północnej części obszaru (o głębokości od kilkudziesięciu do 200 m) oraz położony na południe od niego ba-

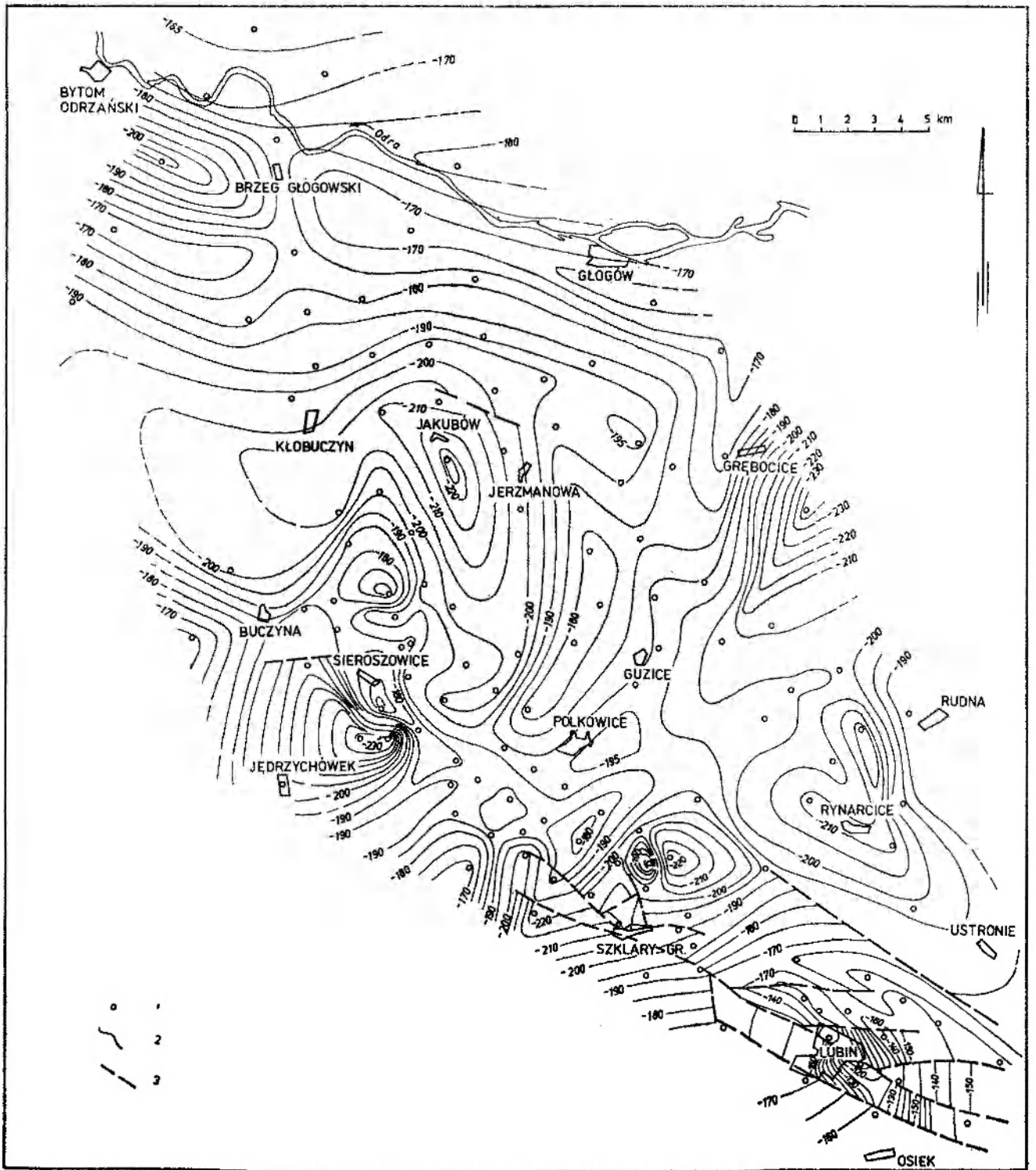


Fig. 3

Mapa powierzchni spągowej miocenu

1 – otwory wiertnicze; 2 – izolinie; 3 – uskoki

Map of the Miocene basal surface

1 – boreholes; 2 – isolines; 3 – faults

dany obszar, zawierający rozwinięty trzeciorzęd.

Spąg utworów miocenu (fig. 3 oraz 11-24) zalega na głębokości od 115,5 m (S-31) w południowej części obszaru w Lubinie do -273,4 m (S-463) na południe

od Grębocic we wschodniej jego części. Średnia²

² Wszystkie wielkości podawane w tekście jako średnie (głębokości zalegania warstw i ich powierzchni, miąższości) są średnimi ważonymi.

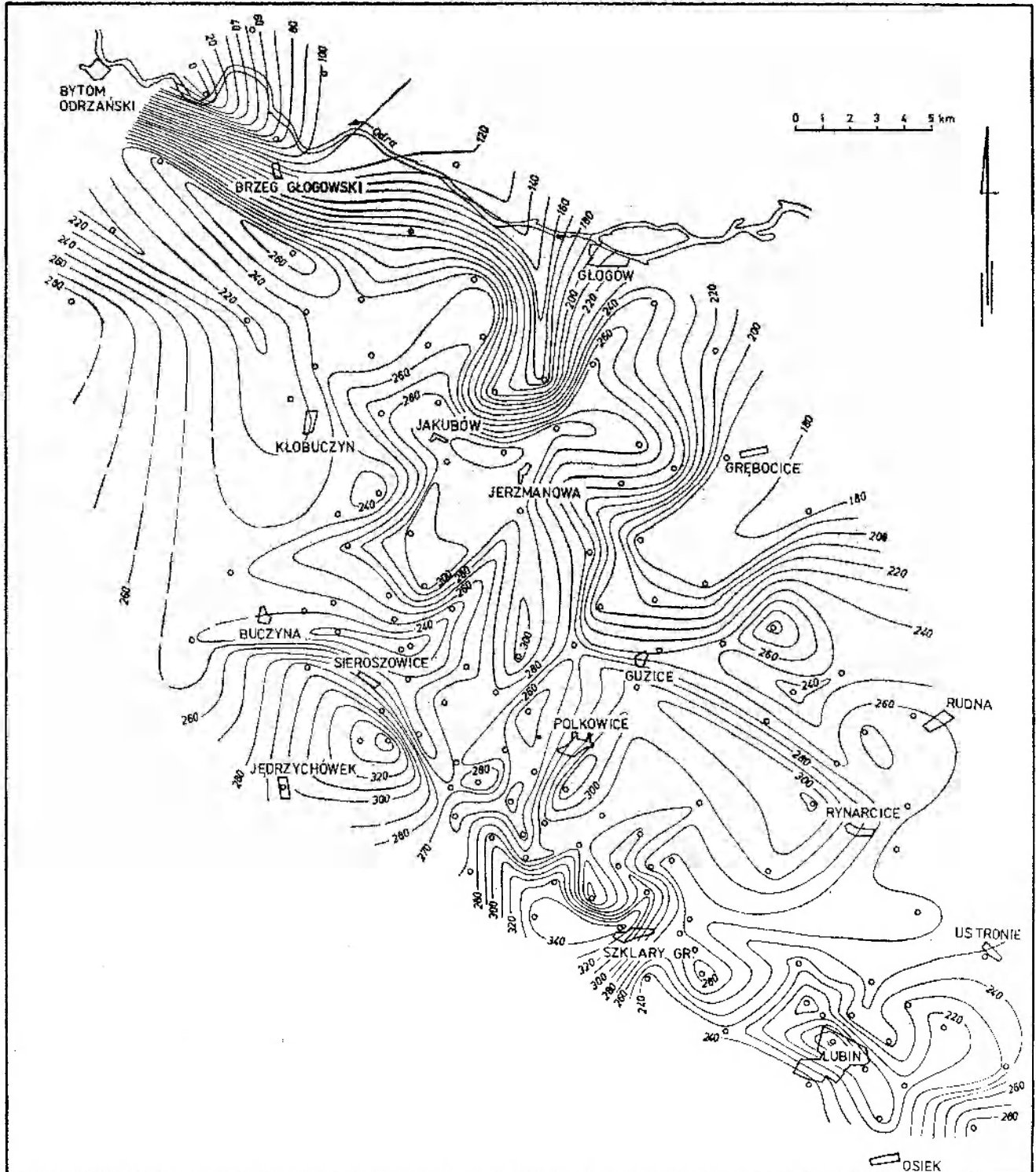


Fig. 4
 Mapa miąższości miocenu

Objaśnienia jak na fig. 3

Miocene thickness map

Explanations as in fig. 3

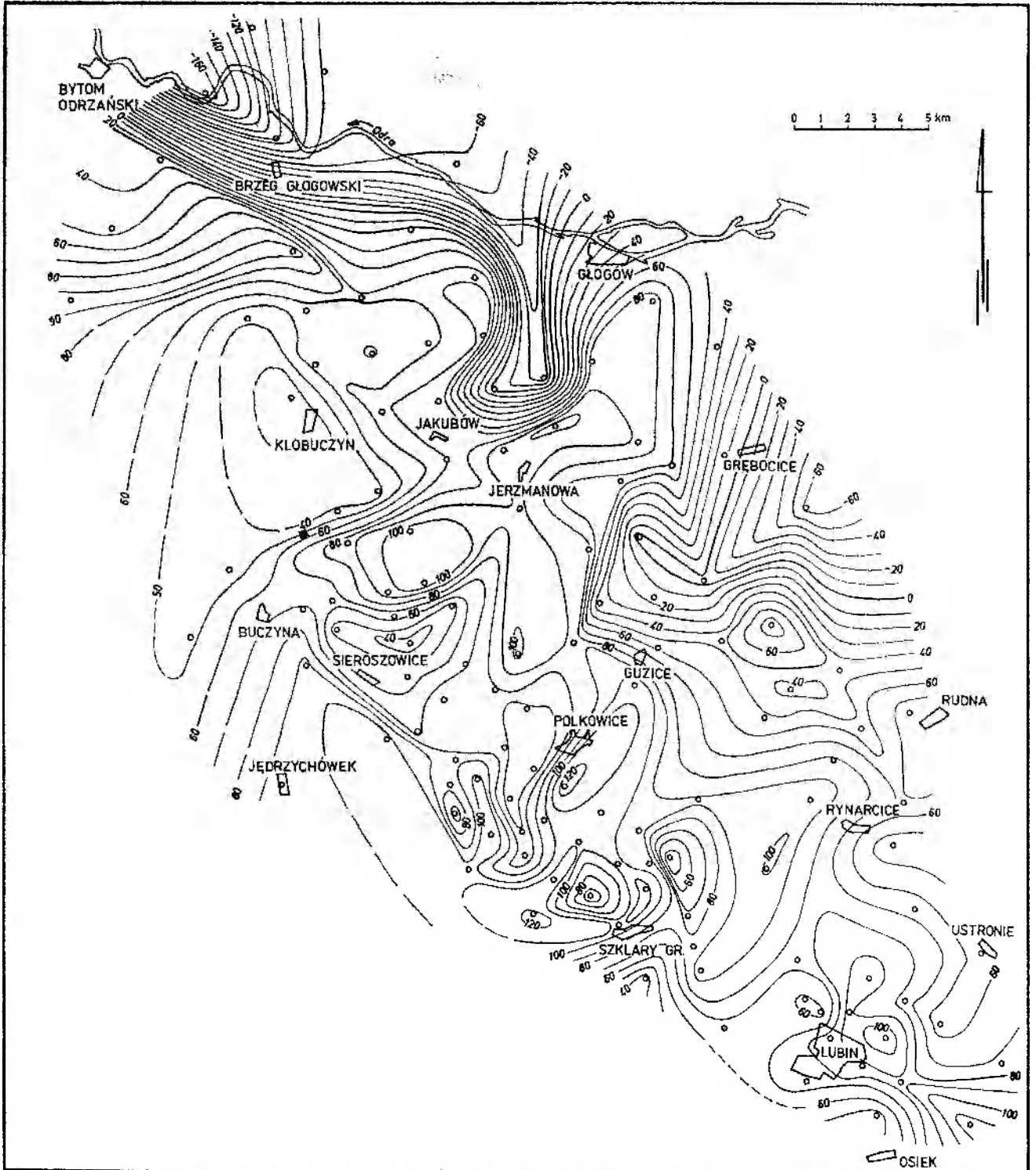


Fig. 5

Mapa powierzchni stropowej miocenu

Objaśnienia jak na fig. 3

Map of the Miocene top

Explanations as in fig. 3

głębokość położenia spągu miocenu wynosi — 184,8 m. Deniwelacje powierzchni spągowej dochodzą więc do prawie 158 m. Największe przegłębienia, mające kształt eliptycznie wydłużony, występują w środkowej i południowej części obszaru koło Jakubowa, Jerzmanowej, Lubina i Szklar Górnych. Niewątpliwym wpływem na takie ukształtowanie spągu miocenu w tych rejonach miały odnowione w fazie sawskiej starsze założenia tektoniczne oraz przejawy lokalnej erozji. Powstały wówczas systemy uskoku o kierunku północny zachód-południowy wschód oraz zachód-wschód, zrzucające warstwy w kierunku północno-wschodnim i północnym. Uskoki obu systemów można śledzić na długości od kilku do 20 km. Wielkość zrztu dochodzi do około 60 m (fig. 2 oraz 11–24).

Miąższość osadów miocenu (fig. 4 oraz 11–24) waha się od 0,0 i 54,2 m (S-480 i S-481) na wschód i północny wschód od Bytomia Odrzańskiego do 347,1 m (S-54) w południowej części obszaru w rejonie Szklar Górnych, średnio zaś wynosi 250,1 m. Miocen jest reprezentowany przez utwory ilaste, piaszczyste i mułkowe zawierające cztery poziomy węglowe.

Strop miocenu zalega na głębokości od — 26,7 m (S-436) na południe od Głogowa do +124,7 m (S-8) w rejonie Polkowic (fig. 5 oraz 11–24). Generalnie powierzchnia stropu miocenu, znajdująca się na południu obszaru na głębokościach około +100 do +124 m, zapada początkowo pod niewielkim kątem w kierunku północnym, by w rejonie Grębocic, Głogowa, Brzegu Głogowskiego i Bytomia Odrzańskiego osiągnąć odpowiednio — 61,4 m, +30,0 m, 0,0 m, aż do — 100 i — 169 m (w otworze S-480 na wschód od Bytomia Odrzańskiego brak miocenu). Średnia głębokość występowania stropu miocenu wynosi +62,6 m.

Na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim występuje dość silnie zróżnicowany zespół utworów miocenu. Urozmaicenie warunków sedymentacji spowodowane zostało z jednej strony niewielką odległością od Sudetów (skąd pochodził materiał sedymentacyjny), a z drugiej okresowo nasilającymi się ruchami diastroficznymi. Jest to szczególnie widoczne na obszarze bloku przedsudeckiego oraz przylegającej do niego części monokliny przedsudeckiej. Utwory miocenu są tu silnie wzbogacone w materiał gruboklastyczny, często żwirowy, uformowany z reguły w postaci stożków napływowych. Typową domieszką są także dość liczne poziomy osadów kaolinowych. Występowały tu często okresy intensywnej niekiedy erozji śródformacyjnej. Jej nasilenie zaznacza się głównie na bloku przedsudeckim, bliżej Sudetów; w kierunku północnym — na monoklinie przedsudeckiej — maleje ilość materiału gruboklastycznego i utworów kaolinowych.

W strefie bardziej północnej warunki depozycji były w całym basenie mniej więcej wyrównane, a impulsy burzliwej sedymentacji przedsudeckiej docierały tu rzadziej. Dlatego też wykształcenie miocenu w tym rejonie można uznać za reprezentatywne dla znacznej części monokliny przedsudeckiej.

W profilu miocenu obszaru Lubin–Bytom Odrzański wyróżniono sześć kompleksów litostratygraficznych (tab. 3). Występują one z reguły na prawie

Tabela 3

Podział litostratygraficzny neogenu na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim

Neogene lithostratigraphy in the area between Lubin and Bytom Odrzański

Czwartorzęd Quaternary	
Pliocen Pliocene	warstwy gozdnicke / luka erozyjna Gozdnica Beds / erosion gap
Miocen górny Upper Miocene	warstwy poznańskie Poznań Beds warstwy środkowopolskie; środkowo polska grupa pokładów (I) Central-Polish Beds; Central-Polish Group of Coal-Seams (I)
Miocen środkowy Middle Miocene	warstwy adamowskie / luka erozyjna Adamów Beds / erosion gap warstwy pawłowickie; lubińska grupa pokładów (IIA) Pawłowice Beds; Lubin Group of Coal-Seams (IIA)
Miocen dolny Lower Miocene	warstwy ścinawskie; ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawa Beds; Ścinawa Group of Coal-Seams (II)
Oligocen Oligocene	warstwy rawickie; rawicka grupa pokładów (III) Rawicz Beds; Rawicz Group of Coal-Seams (III)

całym badanym obszarze. Dla wydzielonych jednostek zastosowano nomenklaturę wprowadzoną przez Ciuka (1967a i b, 1970a i b), głównie ze względu na jej zalety praktyczne i możliwość stosowania dla niemal całego obszaru występowania trzeciorzędu lądowego.

w Polsce. W podziale tym dokonano jedynie niewielkich zmian, dostosowując go do charakteru geologicznego badanego rejonu.

Podział miocenu przedstawia się następująco:

- | | |
|---------------------------|-------------------|
| — warstwy poznańskie | miocen górny — |
| | pliocen |
| — warstwy środkowopolskie | } miocen górny |
| — warstwy adamowskie | |
| — warstwy pawłowickie | } miocen środkowy |
| — warstwy ścinawskie | |
| — warstwy rawickie | miocen dolny |

Wyróżnione jednostki mają typowy profil zdefiniowany głównie fizycznymi własnościami skał, określonymi w badaniu megaskopowym. Stanowią w miarę jednorodnie litologicznie zespoły osadów o granicach określonych przede wszystkim na podstawie zmian litologicznych. Opisywane kompleksy skalne mogą mieć niekiedy zmienne granice, gdyż diachroniczność jest jedną z cech jednostek litostratygraficznych. Wydzielone jednostki są łatwe do wyróżnienia w bezpośredniej pracy terenowej.

Dla częściowego powiązania wydzielonych jednostek stratygraficznych z jednostkami chronostratygraficznymi posłużono się wynikami badań palinologicznych wykonanych w latach 1974–1975 przez Stuchlika i Domagałową. Ustalenie stratygrafii umożliwiły też porównania i korelacje z opracowanymi paleobotanicznie profilami okolic Ścinawy (Ziemińska, Niklewski 1966; Raniecka-Bobrowska 1970), północno-zachodniej części Dolnego Śląska (Stachurska i in. 1967; Dyjor 1969, 1970, 1974; Dyjor, Kuszell 1975, 1977) oraz Łużyc (Ahrens, Lotsch 1967; Ahrens i in. 1968). Korelację litologiczną przeprowadzono przede wszystkim na podstawie występujących na badanym obszarze pokładów węgla brunatnego, które są ważnym elementem w szczegółowej analizie stratygraficznej miocenu węglonośnego.

Przy określaniu wieku poszczególnych zespołów skalnych użyto określeń nieformalnych (miocen dolny, środkowy itd.), gdyż stosowanie nazw pięter nie jest w tym przypadku w pełni możliwe.

Wyróżnione jednostki litostratygraficzne profilu miocenu na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim charakteryzują się dość znacznym urozmaiceniem litologii (Frankiewicz 1978). Są one zbudowane z osadów klastycznych — iłów, mułków, piasków i częściowo żwirów — z licznymi przejawami sedymentacji fitogenicznej (szczątki roślinne, pokłady węgla brunatnego, utwory węgliste). Skały te są w obrębie poszczególnych grup systematycznych dość silnie zróżnicowane z uwagi na barwę, skład mineralny, stopień lityfikacji, domieszki organiczne i nieorganiczne, właściwości fizykochemiczne i genę.

Profil miocenu zawiera średnio w swym składzie litologicznym:

- | | |
|--------------------|---------|
| — iłów | 33,56%, |
| — mułków | 23,53%, |
| — piasków | 25,98%, |
| — żwirów | 5,62%, |
| — węgla brunatnego | 11,31%. |

Niekiedy spotyka się też cienkie soczeweczki syderytów i niewielkie konkrecje margliste. Utwory te jednak osiągają grubość co najwyżej kilku centymetrów i nie odgrywają praktycznie większej roli w budowie miocenu.

Ilaste i mułkowe osady miocenu charakteryzują się barwami szarymi, beżowymi, brunatnymi, zielonkawoniebieskimi oraz białymi i białoszarymi. Bardzo często utwory te są zapiaszczone, tzn. zawierają większą lub mniejszą domieszkę ziarn kwarcu i skaleni o różnym stopniu obtoczenia i różnej wielkości. W zależności od tego wyróżniono ility piaszczyste i mułkowate oraz mułki zapiaszczone. Spotyka się ponadto warstwy iłów mające dużą domieszkę muskowitu lub niewielką substancji marglistej. W niektórych partiach profilu stwierdzono występowanie materii węglowej rozproszonej w iłach i mułkach. Mamy wówczas do czynienia z iłami lub mułkami węglowymi oraz węglistymi o barwach brunatnych, brunatnoszarych i brunatnoczarnych. Częstym składnikiem iłów i mułków są także detrytyczne szczątki roślinne.

Skały ilaste i mułkowe tworzą rozległe, ciągłe warstwy lub soczewy o grubości zbliżającej się do kilkunastu metrów. Są to osady, które towarzyszą najczęściej pokładom węgla brunatnego w ich bezpośrednim stropie i spągu lub też tworzą w nich przerosty.

Piaski występują w formie warstw i soczewek o zmiennej grubości od 0,5 do ponad 40,0 m. Przeważają piaski średnio- i drobnoziarniste o różnym stopniu obtoczenia. Dość często są zailone, a nawet mułkowate. Mają one barwy przeważnie szare, beżowe lub brunatne. Piaski te zawierają dość często szczątki roślinne i detrytus, a w niektórych poziomach — nieliczne ziarna glaukonitu.

Żwiry reprezentowane są przez kilkumetrowe soczewki złożone z jasnoszarych, szarych i beżowych, drobno- i średnioziarnistych otoczków kwarcu. Ziarna te są z reguły dość dobrze obtoczone, ale spotyka się też soczewki ostrokrawędzistych żwirów, wskazujących na bliskość obszaru alimentacyjnego i krótki transport materiału. Żwiry są bardzo często wymieszane z piaskiem różnoziarnistym lub są zailone. W miocenie dolnym oprócz kwarcu występują w nich zwierzęce ziarna skaleni, a w pozostałych częściach profilu spotyka się niekiedy okruchy innych skał — najczęściej węglanowych.

W miocenie rejonu Lubin–Bytom Odrzański stwierdzono obecność węgla brunatnego, zgrupowanego w czterech poziomach o charakterze wiązek węglowych. Poziomy I i II składają się z ciągłych kilkumetrowych pokładów węgla obserwowanych na prawie całym badanym obszarze, poziomy zaś II A i III — z soczew węgla lub też utworów węglistych z udziałem licznych szczątków roślinnych i fuzynu. Wszystkie grupy węglowe zalegają horyzontalnie i są zbudowane najczęściej z jednego, dwóch, czterech lub czasem nawet kilkunastu pokładów lub wkładek węgla brunatnego, przedzielonych osadami piaszczysto-ilasnymi o grubości dochodzącej do kilkunastu metrów.

Syderyty, będące podrzędnym składnikiem profilu, występują w formie cienkich parucentymetrowych soczewek i gniazd o barwie żółto-brązowej i brązowej.

W profilu miocenu pojawiają się niekiedy koncentracje pirytów, a z rzadka — większe okruchy skał wapiennych i metamorficznych.

Skład mineralny (uśredniony) wyróżnionych grup skalnych miocenu w rejonie Lubin–Bytom Odrzański — opracowany w roku 1975 przez Kowalskiego — przedstawia się następująco:

— Utwory ilaste wykazują dość znaczną zmienność składu mineralnego, z tym że przeważają minerały ilaste stanowiące 50–90%. Są to przeważnie minerały z grupy illitu. Jedyne w warstwach rawickich w miocenie dolnym pojawia się znaczna ilość kaolinitu. Innym, ważniejszym składnikiem mineralnym iłów jest kwarc, stanowiący 1–42%. Ma on różny stopień obtoczenia i niewielką z reguły zawartość wrostków mineralnych (głównie rutylu). W niewielkich natomiast ilościach — 1–16% — występuje mika, chloryt, plagioklaz, skałen potasowy, glaukonit i węglany. Skały ilaste cechują się przewagą składników pelitowych. W przeważającej większości przypadków mają również domieszkę składników klastycznych aleurytowych i psamitowych. W przypadku przewagi domieszki psamitowej mają one charakter iłów piaszczystych, natomiast w przypadku przewagi ilościowej ziarn aleurytowych nad psamitowymi — iłów mułkowych. Wśród iłów słabo mułkowych większość skał — około 80% — charakteryzuje się strukturą pelitową (poniżej 10% domieszki aleurytowej i psamitowej), pozostałe zaś strukturą pelityczną (10–30% domieszki aleurytowej i psamitowej). Iły silnie mułkowe mają strukturę aleuropelityczną. Iły słabo piaszczyste cechują się strukturą pelityczną, z tym że w obrębie domieszki przeważa materiał psamitowy. Iły silnie piaszczyste natomiast wykazują strukturę psamitowo-pelityczną (zawartość składników pelitowych 50–70%). Zawartość składników psamitowych zmienia się w granicach 53–83% sumy składników psamitowych i aleurytowych. Utwory ilaste charakteryzują

się przeważnie kierunkowym ułożeniem składników. Jedyne niewielka ich część wykazuje tekstury krzyżowe, faliste i spływowo.

— Głównym składnikiem mineralnym mułków jest kwarc. Jego zawartość dochodzi do 76%. Minerale ilaste w ilości maksymalnej do 35% są reprezentowane głównie przez minerały grupy illitu oraz kaolinit pelitowy i być może również przez montmorylonit. Występują tu także plagioklasy i to zarówno zsercytyzowane (oligoklaz), jak też niezwiertzałe (albit). Obserwuje się ponadto półobtoczone okruchy wietrzącego kaolinowo ortoklazu, głównie w warstwach rawickich. Stwierdzono również niewielką ilość blaszek łyszczyków, przede wszystkim odbarwionego biotyту oraz chloryt. Sporadycznie występują w mułkach skupienia pelitowego syderytu, pojedyncze ziarna glaukonitu, fragmenty węgla, węglany oraz minerały ciężkie (cyrkon, turmalin i rutyl). Mułki charakteryzują się najczęściej strukturami aleurytowymi i psamitowo-aleurytowymi, przy znacznej domieszce pelitowego i aleurytowego illitu. Tekstura mułków jest dość różnorodna. Spotyka się warstwy z wyraźnie kierunkową teksturą, podkreśloną naprzemianległością stref bogatszych i uboższych w pelitowe minerały ilaste. Zmienność zawartości iłu powoduje powstanie tekstury wstęgowej, a także zróżnicowanie zabarwienia, które tę teksturę podkreśla. Część mułków wykazuje teksturę bezładną. Wszystkie natomiast zawierają ziarna klastyczne ostrokrawędziste lub półobtoczone.

— Utwory piaszczyste zbudowane są głównie z materiału kwarcowego. Zawartość kwarcu dochodzi do 70–95%. Jest to zarówno kwarc pochodzenia magmowego, jak też rzadziej — metamorficznego. Obserwuje się także pewien udział kwarcu autigenicznego, który powstał poprzez rekrytalizację chalcedonu. Dość często zawiera on wrostki mineralne, głównie rutyl. Skalenie potasowe, występujące w ilości około 7%, reprezentowane są przez ortoklaz, sanidyn, a rzadziej mikroklin. Większa ilość zwiertzałych skałen zaobserwowana została w warstwach rawickich. Brak minerałów z grupy łyszczyków jest z reguły cechą charakterystyczną warstw piaszczystych. Jedyne niektóre z nich zawierają muskowitz oraz odbarwione lub schlorytyzowane blaszki biotyту w ilości kilku procent. Spośród minerałów ciężkich spotyka się cyrkon, anataz, rutyl, klinozoyt, turmalin, andaluzyt, tytanit, piryt oraz magnetyt. Zawartość tych minerałów nie przekracza 2%. W przypadku występowania piasków zailonych, scementowanych spoiwem ilastym, mamy do czynienia z większym udziałem minerałów ilastych. Nie zawsze są one łatwe do megaskopowej identyfikacji, zwłaszcza gdy występują w towarzystwie węgla. Są to głównie minerały z grupy illitu, chociaż zdarza się, że towarzyszy im również kaoli-

nit. Udział minerałów ilastych może dochodzić do 25, a nawet 50%. Piaski zawierają niekiedy ziarna zielonkawego lub oliwkowego glaukonitu (szczególnie w warstwach pawłowickich) oraz minerały węglanowe — głównie syderyt (w piaskach zailonych). Piaski występujące w miocenie rejonu Lubin–Bytom Odrzański są drobno- i średnioziarniste, na ogół dość dobrze obtoczone, lecz nie zawsze dobrze wysortowane. W sumie około 40% utworów piaszczystych wykazuje brak materiału pefitowego. W warstwach rawickich w miocenie dolnym występują niekiedy piaski z przewagą materiału ostrokrawędzistego lub słabo obtoczonego o bardzo słabym wysortowaniu ziarn. Ogromna większość badanych piasków wykazuje teksturę bezładną. Jedynie niektóre piaski zailone mają teksturę słabo kierunkową.

— Żwiry zbudowane są głównie z kwarcu, przy czym zawartość tego minerału waha się w granicach 65–98%. Innymi składnikami są zwietrzałe z reguły skałenie (w warstwach rawickich), stanowiące niekiedy 30% masy osadu, a także okruchy różnych skał pierwotnych (piaskowce, wapienie, granity, rogowce) w ilości do 5%. Żwiry są drobno- i średnioziarniste, niezbyt dobrze wysortowane, z licznymi większymi ziarnami kwarcu o średnicy dochodzącej do kilkunastu milimetrów. W poziomie miocenu dolnego występują dość licznie ziarna skałeni, z reguły ostrokrawędziste i źle wysortowane. Żwiry są dość często zlepione spoiwem ilastym lub ilasto-kaolinowym. Nie wykazują tekstur kierunkowych.

— Syderyty składają się w 85% z syderytu bez węgla, w 6% z syderytu z węglem, w 6% z kwarcem oraz w 3% z illitem i oligoklazem. Struktura skały jest pelitowa, a domieszki aleurytowe i psamitowe stanowią zaledwie 9%. Ziarna syderytu mają wielkość około 0,004 mm. Sporadycznie występują ziarna węglanu mniej żelazistego, prawdopodobnie ankerytu. Syderyty mają przeważnie teksturę bezładną. Spotyka się je w formie niewielkich soczewek, o średnicy do 15 cm i grubości do 2–3 cm.

WARSTWY RAWICKIE — MIOCEN DOLNY

Warstwy rawickie zajmują dolną część profilu neogenu, stanowiąc (w sposób ciągły) kontynuację sedymentacji lądowej górnego oligocenu na badanym obszarze. Zaliczone one zostały do miocenu dolnego na podstawie charakterystycznej budowy litologicznej, składu zespołu sporowo-pyłkowego oraz porównania z opracowanymi szczegółowo profilami z terenów sąsiednich (Ścinawa, Rawicz).

Dolna granica warstw rawickich znajduje się w stropie górnooligocenijskich osadów fitogenicznych — bezpośrednio w stropie węgla IV grupy pokładów lub

też kilka metrów nad nim w stropie utworów z obfitymi szczątkami roślinnymi — w miejscu pojawienia się jasnych osadów kaolinowych. Granicę stropową natomiast ustalono 1,0–20,0 m pod węglem II grupy pokładów, w strefie zaniku utworów kaolinowych i ponownego pojawienia się osadów bogatych w szczątki roślinne.

Powierzchnia spągowa warstw rawickich zalega na głębokości od –115,5 m w rejonie Lubina (S-31) do –273,4 m na południe od Grębocic we wschodniej części obszaru (S-463; fig. 3 oraz 11–24), średnio na głębokości –184,9 m. Deniwelacje powierzchni spągowej dochodzą do 158 m. Wywołane to zostało zarówno czynnikami sedymentacyjnymi, jak też lokalną erozją w stropie paleogenu oraz odnowieniem w fazie sawskiej starszych założeń tektonicznych, szczególnie w południowej części badanego obszaru. W rejonie Lubin–Szkłary Górne zrzuty uskoku dochodzą do 60 m i mają kierunek północno-wschodni i północny. Miejsca obniżone występują głównie w środkowej i południowej części obszaru.

Mięszość warstw rawickich waha się od 9,2 m na południowy zachód od Ustronia (S-24) do 118,0 m na południe od Sieroszowic (S-174; fig. 6 oraz 11–24), średnio wynosi 76,3 m. Utworów tych nie stwierdzono jedynie w rejonie Lubina (S-19) oraz na wschód od Bytomia Odrzańskiego. Generalną zasadą na badanym obszarze jest zmniejszanie się grubości w kierunku północnym. Wyraźne zwiększenie mięszości warstw rawickich stwierdzono w południowo-zachodniej i południowej (w rejonie Jędrzychówek–Buczyna–Sieroszewice) oraz we wschodniej (na południowy wschód od Grębocic) części obszaru.

Profil warstw rawickich reprezentowany jest przez następujące grupy skał: iły (42,63%), mułki (30,25%), piaski (19,28%), żwiry (6,83%) oraz węgiel brunatny (1,01%).

Warstwy rawickie różnią się pod względem litologicznym zarówno od utworów paleogenu, jak też od silnie węglonośnych warstw ścinawskich. Zbudowane są głównie z jasnoszarych, białych i białobeżowych, tłustych i przeważnie plastycznych iłów i mułków kaolinowych. Dość często przewarstwione są soczewkami piasków kwarcowych i kwarcowo-skałeniowych, o barwach szarych i białoszarych, o grubości dochodzącej do 20 m. Piaski te zawierają niekiedy drobne skupienia pirytu, często także są zailone (spoiwo kaolinowe).

W osadach warstw rawickich występują bardzo często ziarna białych ostrokrawędzistych skałeni o wielkości do 5 mm, silnie zwietrzałych. Wskazuje to na ich szybką sedymentację w niezbyt odległym zbiorniku. Skałenie te były zapewne transportowane w stanie świeżym, a zwietrzały dopiero po depozycji.

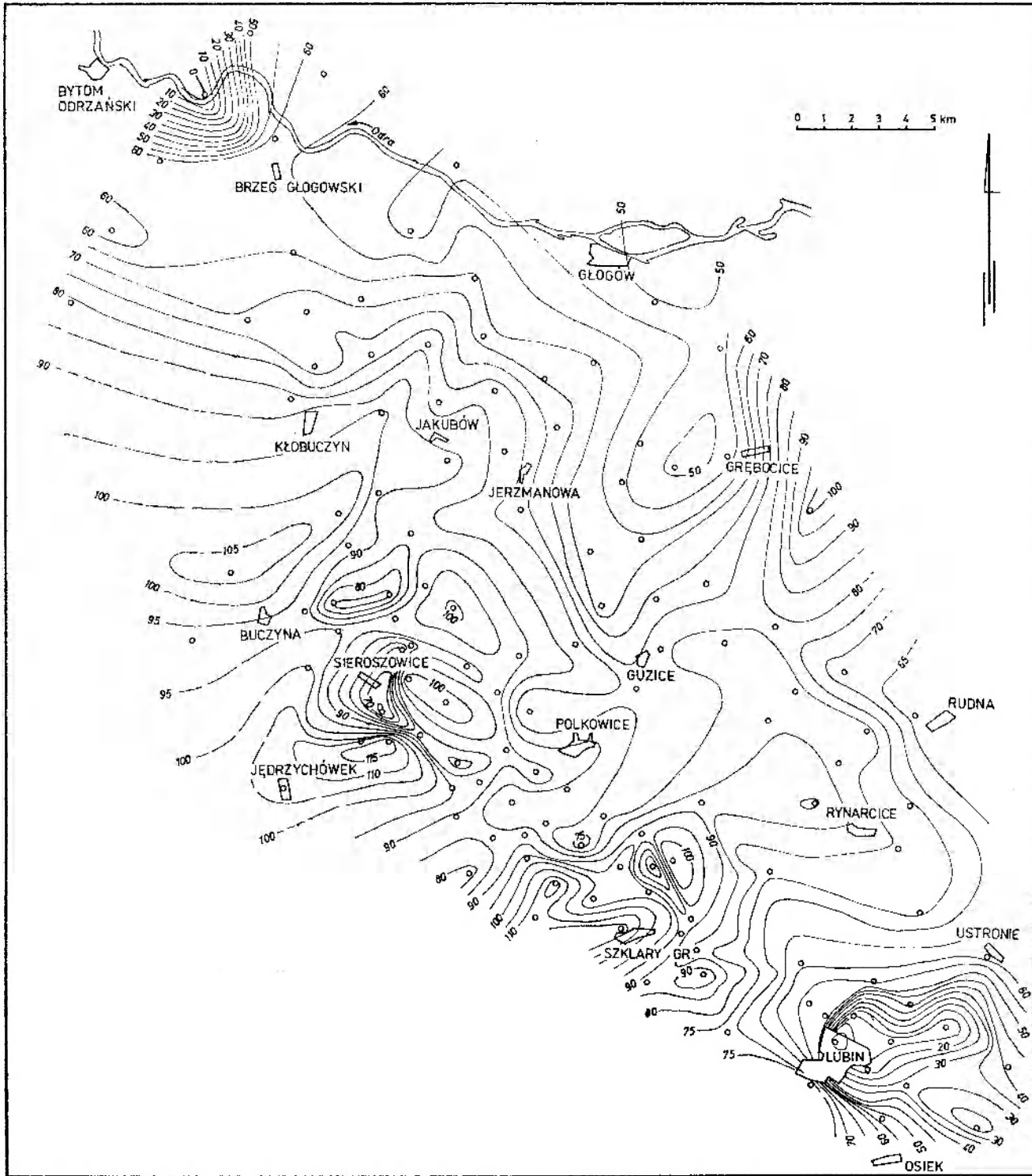


Fig. 6

Mapa miąższości miocenu dolnego

Objaśnienia jak na fig. 3

Lower Miocene thickness map

Explanations as in fig. 3

W części południowej, południowo-zachodniej i zachodniej badanego obszaru spotyka się liczne (do 5-6) przeławicenia piasków i żwirów, stanowiących tam znaczną, a często przeważającą część całego profilu. Występują one na południe i południowy wschód od Bytomia Odrzańskiego, w rejonie Bukwicy, Śremu, Kłobuczyna, Jakubowa, Jerzmanowej, a także w pasie między Buczyną a Szklarami Górnymi. Rejony te charakteryzują się silnym zróżnicowaniem facjalnym osadów, a soczewy żwirów są najprawdopodobniej fragmentami większych stożków napływowych sypanych z obszaru Sudetów w kierunku północno-wschodnim i północnym.

W części południowo-wschodniej obserwuje się natomiast znaczną przewagę utworów ilastych nad mułkowymi i piaszczystymi. Mogą one stanowić 80-90% grubości całej serii (rejon Wysokiej Cerkwi-Barszowa oraz Żelaznego Mostu).

W kilkunastu miejscach, rozrzuczonych nieregularnie na całym badanym obszarze, stwierdzono występowanie soczew ilów i mułków o pstrym lub ciemniejszym zabarwieniu, układających się w jeden poziom. Zabarwienie to pochodzi najprawdopodobniej od naniesionych do zbiornika produktów wietrzenia skał bogatych w związki żelaza. Powstanie pstrych utworów jest zazwyczaj związane z ciepłym aridnym lub semiaridnym klimatem. Okresowa aridność klimatu zaznacza się według Teichmüllera (1958) i Schwarzbacha (1968) na dużych obszarach Europy w dolnym miocenie. Można to uznać za pośredni dowód dolnomiocenckiego wieku warstw rawickich. Utwory pstrych znane są również ze złoża Ścinawa, z rejonu Wołowa, okolic Leszna (Ciuk 1967a) oraz Rawicza (Piwocki 1975).

W warstwach rawickich występują miejscami szarobrunatne wkładki osadów z dość liczny detrytusem i szczątkami roślinnymi (fragmenty łądyg, odciski liści), fuzynem lub też cienkimi soczewkami węgla brunatnego. Węgiel brunatny stwierdzono tylko, w trzynastu punktach, zgrupowanych w środkowej i wschodniej części badanego obszaru, gdzie tworzy soczewki o grubości 0,25-1,5 m (fig. 11-24), średnio 0,77 m. Można go korelować z III, dolnomiocenicką grupą pokładów węglowych w złożu Ścinawa (Ziemińska, Niklewski 1966).

MIOCEN ŚRODKOWY

Na podstawie przeprowadzonych badań litologicznych, palinologicznych oraz przez porównanie ze znanymi już profilami sąsiednich rejonów wydzielono zespół skalny reprezentujący cały miocen środkowy. Kompleks ten zbudowany jest z osadów ilasto-piaszczystych o ciemnych barwach, zawierających liczne

przejawy akumulacji fitogenicznej, w tym także liczne i dość grube pokłady i ławice węgla brunatnego.

Granica spągowa utworów miocenu środkowego ustalona została w przybliżeniu poniżej najniższego pokładu węgla brunatnego (do 10-20 m), w strefie zaniku dolnomiocenickich jasnych utworów kaolinowych. Granica stropowa natomiast wyznaczona została pod kilkunastometrową rozległą ławicą piasków, często ze żwirami w spągu. Ma ona na całym prawie obszarze charakter erozyjny.

Spąg utworów miocenu środkowego występuje na głębokości od -88,5 m (S-72) w rejonie Sieroszowice-Buczyna do -146,4 m (S-24) na wschód od Lubina (fig. 7 oraz 11-24). Średnio zalega na głębokości -109,2 m. Deniwelacje powierzchni spągowej dochodzą do 58 m, z reguły jednak nie przekraczają 20-30 m. Największe obniżenia występują w środkowej i południowej części obszaru w rejonie Jakubowa, na wschód od Jerzmanowej, na południe od Grębocic, na południe od Sieroszowic i w rejonie Lubina, a także na zachód od Brzegu Głogowskiego w północno-zachodniej części. Niewątpliwie znaczny wpływ na ukształtowanie powierzchni spągowej miocenu środkowego w części południowej badanego obszaru miało odnowienie starszych założeń tektonicznych i powstanie nowych spękań i uskoków.

Mięszość osadów miocenu środkowego (fig. 8 oraz 11-24) waha się w granicach od 0,0 i 4,3 m (S-480 i S-481) w północno-zachodniej części badanego obszaru do 112,75 m (S-418) w rejonie Rudnej, średnio zaś wynosi 70,7 m. Zaznaczające się różnice miąższości w sąsiadujących ze sobą otworach nie przekraczają z reguły 20 m. Większe anomalie występują jedynie w rejonie na wschód od Bytomia Odrzańskiego oraz w okolicach Rudnej.

Środkowomioceniński zespół skalny podzielono na badanym obszarze — głównie na podstawie badań litologicznych — na dwa kompleksy litostratigraficzne: warstwy ścinawskie oraz warstwy pawłowickie (tab. 3).

WARSTWY ŚCINAWSKIE

Warstwy ścinawskie, rozpoczynające sedymentację miocenu środkowego, występują na całym prawie badanym obszarze. Ich brak stwierdzono jedynie w północno-zachodniej części rejonu, w dolinie pra-Odry na wschód od Bytomia Odrzańskiego (S-480). Jest to zapewne wynikiem głębokiej erozji czwartorzędowej.

Średnia grubość warstw ścinawskich wynosi 59,8 m, maksymalnie osiągają ponad 100,0 m w rejonie Lubina (Fig. 11-24).

Granica stropowa warstw ścinawskich wyznaczono-

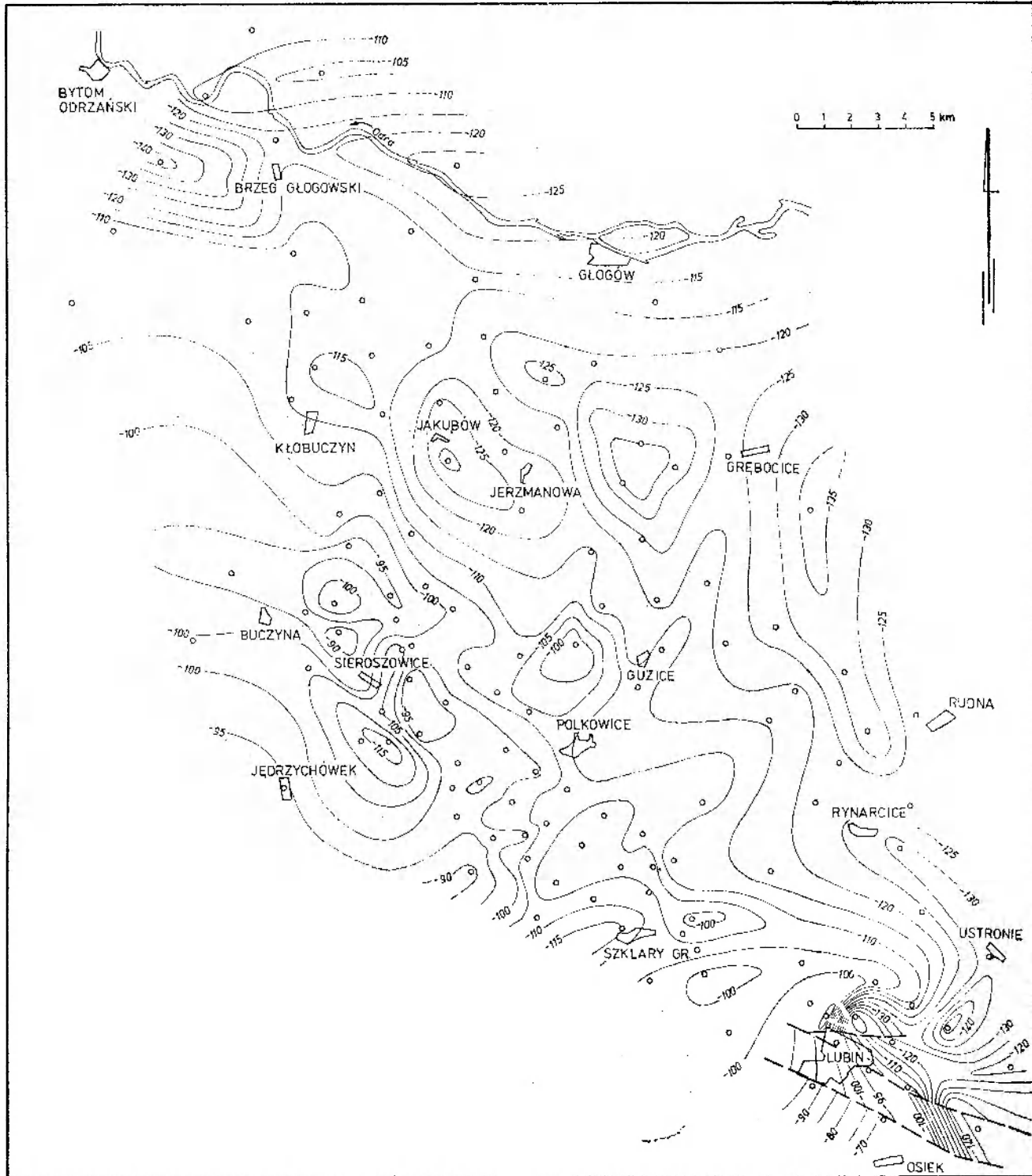


Fig. 7

Mapa powierzchni spągowej miocenu środkowego

Objaśnienia jak na fig. 3

Map of the Middle Miocene basal surface

Explanations as in fig. 3

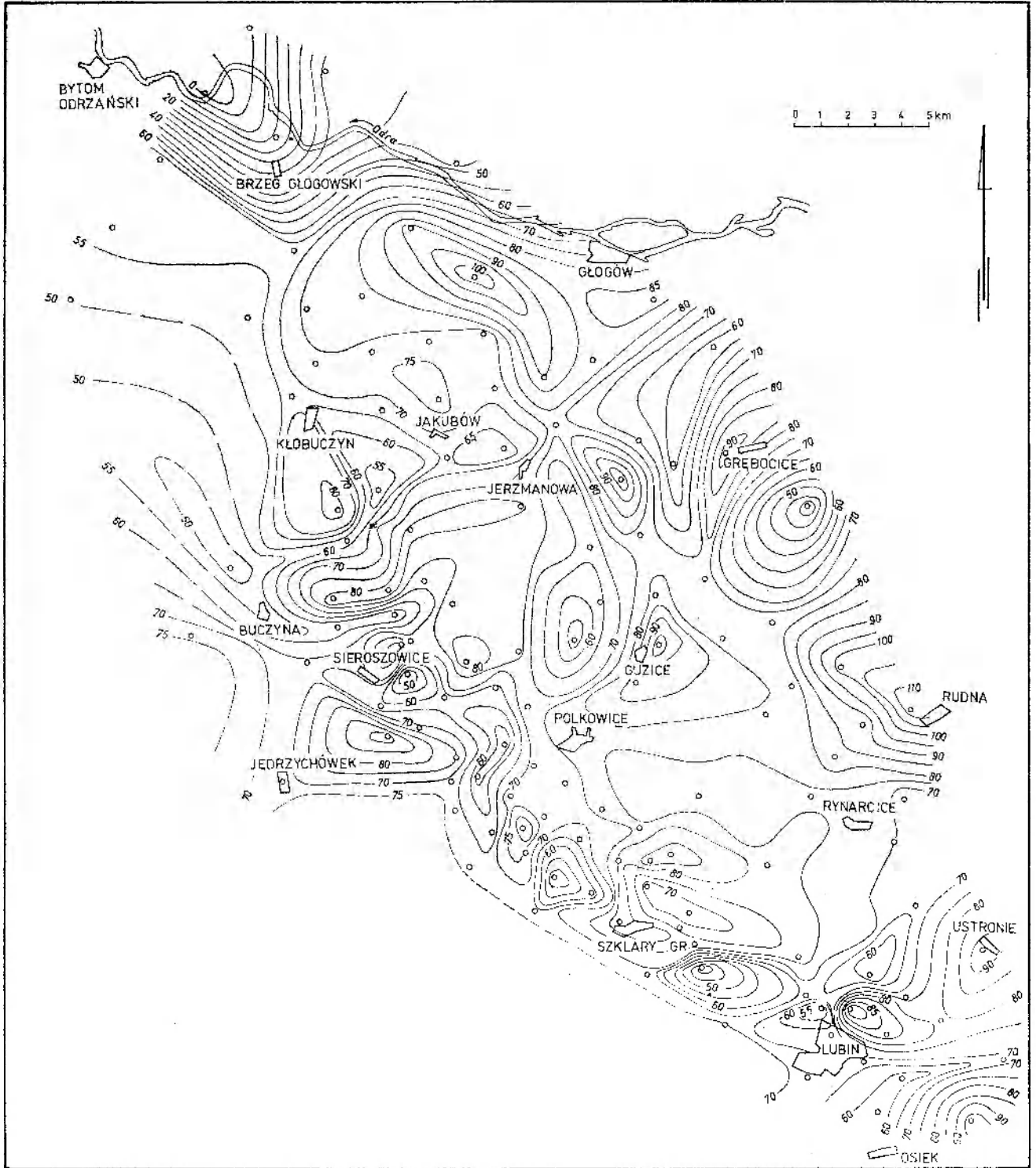


Fig. 8

Mapa miąższości miocenu środkowego

Objaśnienia jak na fig. 3

Middle Miocene thickness map

Explanations as in fig. 3

na została w stropie najwyższego pokładu węgla poziomu węglowego II/1, w strefie jego przejścia do osadów płonnych. Ma ona w wielu miejscach charakter poziomego erozyjnego. Warstwy ścinawskie zbudowane są z węgla brunatnego oraz z utworów ilasto-piaszczystych z przewagą ilów. Składają się w 35,26% z ilów, w 20,09% z mułków, w 17,89% z piasków, w 3,68% ze żwirów oraz w 23,08% z węgla brunatnego.

Osady klastyczne mają barwy szare, beżowe, brunatne, szaroczarne i czarne. Barwami czarnymi charakteryzują się przeważnie ily i mułki węgliste, czasem łupki, zawierające dużą ilość rozproszonej substancji węglistej oraz szczątki roślinne (ułamki ksylytów, detrytus).

Piaski są różnoziarniste, drobno- i średnioziarniste, kwarcowe, na ogół słabo obtoczone. Zawierają niekiedy blaszki muskowitu i szczątki roślinne. Występują przeważnie jako przeławiczenia wśród ilów i węgla.

W profilu litologicznym warstwy ścinawskie są dwudzielne. W dolnej części zbudowane są z szarych, brunatnych i szaroczarnych ilów i mułków z dwoma lub trzema przewarstwieniami drobno- i średnioziarnistych piasków oraz drobnoziarnistych żwirów kwarcowych. Soczewki żwirów, o grubości do 10 m, zlokalizowane zostały w pasie o szerokości 3–12 km ciągnącym się od rejonu Kłobuczyna do Szklar Górnych i Lubina, a także na północ od Guzic. Miąższość całej dolnej partii profilu bardzo rzadko przekracza 20 m, wahając się w granicach 5–15 m.

W górnej części występuje seria ilasto-piaszczysta o grubości około 40 m. Obie części zawierają z reguły 3–4, a czasem nawet 10–18 warstw węgla brunatnego. Węgiel zgrupowany jest w dwóch poziomach — niższym (II/2) oraz wyższym (II/1) — tworzących razem ścinawską grupę pokładów (II). Grubość ławic węgla nie przekracza 15 m (średnio wynosi 5–9 m), maksymalna zaś łączna grubość dochodzi między Lubinem a Ustroniem do 36,4 m (fig. 25 oraz 11–24).

Iły i mułki rozdzielające poszczególne pokłady węgla brunatnego osiągają 5–10 m, charakteryzują się beżowymi, brunatnymi, a nawet czarnymi barwami, często są węgliste i zawierają dużą ilość szczątków roślinnych. Iły i mułki węgliste są przeważnie łupkowate i stanowią wtedy facjalne przejście do pokładów węgla lub też są wykształcone jako samodzielne poziomy litologiczne. Utwory między poziomami węglowymi II/1 i II/2 mają charakter mułkowo-piaszczysty, barwy beżowe i szare oraz zawierają mniejszą ilość szczątków roślinnych. Ich grubość dochodzi do 20–30 m. Występują w nich przeławiczenia ilów, z reguły zapiaszczonych, a w częściach zachodniej, północno-zachodniej i północno-wschodniej kilkumetrowe so-

czewki (2–3) drobno- i średnioziarnistych żwirów kwarcowych.

W stropie warstw ścinawskich występują ily oraz mułki brunatne i beżowe, o grubości do 7–10 m, czasem węgliste, zawierające z reguły szczątki roślinne.

Warstwy ścinawskie powstały w warunkach kontynentalnych lub przybrzeżno-kontynentalnych. Rozwojowi roślinności w tym czasie sprzyjał humidny klimat umiarkowanie ciepły, a nawet subtropikalny, o średniej temperaturze rocznej około 18°C (Teichmüller 1958; Schwarzbach 1968).

Analiza sporowo-pyłkowa wykonana w 1975 roku przez Domagałową i Stuchlika dla kilkunastu próbek ze środkowej i wschodniej części badanego obszaru wykazała środkowomiocenijski wiek tego fragmentu profilu.

WARSTWY PAWŁOWICKIE

Warstwy pawłowickie, kończące sedymentację środkowego miocenu, występują głównie w środkowym pasie badanego obszaru, ciągnącym się od rejonu położonego na zachód od Lubina przez Polkowice, Guzice, Jerzmanową, Jakubów i Kłobuczyn dalej na północny zachód. Wąskimi odgałęzieniami wchodzi one w rejon Grębocic, Rudnej, do rejonu położonego na południe od Lubina oraz na obszar południowy aż po Szklary Górne (fig. 11–24). Stwierdzono je również na południe od Ustronia i na południowy zachód od Buczyny. Rejony te są poprzedzielane strefami zaniku osadów warstw pawłowickich. W pasie południowym strefy te mają charakter rynien erozyjnych i ciągną się w następujących rejonach: w części południowo-zachodniej od Jędrzychówka przez Sieroszowice i Buczynę w kierunku północno-zachodnim (szerokość około 4 km); w części południowej na wschód od Szklar i dalej w kierunku północno-zachodnim (szer. około 1,5 km) oraz w części południowo-wschodniej pomiędzy miejscowościami Osiek, Lubin, Ustronie, Rynarcice aż do rejonu na północny zachód od Rudnej (szer. około 3–6 km). Północna strefa zaniku warstw pawłowickich, ciągnąca się na północ od linii Bytom Odrzański–Brzeg Głogowski–Głogów i wybiegająca dwoma zatokami położonymi na wschód i zachód od Grębocic w kierunku południowym, związana jest najprawdopodobniej z obszarem doliny pra-Odry.

Spągową granicę warstw pawłowickich ustalono w stropie najwyższej ławicy węgla ścinawskiej grupy pokładów. Granica stropowa natomiast, będąca z reguły granicą erozyjną, określona została w strefie zaniku osadów z licznymi blaszkami miki lub osadów fitogenicznych (soczewek węgla) i pojawienia się utworów piaszczystych lub żwirowych.

Średnia miąższość warstw pawłowickich wynosi 10,9 m, maksymalnie osiągają one 46 m w północno-zachodniej części obszaru (fig. 11–24).

Szczegółowa analiza litologiczna wykazała, że warstwy pawłowickie składają się z 14,78% iłów, 15,87% mułków, 44,68% piasków, 10,73% żwirów oraz 13,94% węgla brunatnego.

Warstwy pawłowickie reprezentowane są w dolnej części profilu głównie przez piaski drobnoziarniste, pylaste, niekiedy zailone, mułkowate. Mają one barwy beżowe i szare, dość często zawierają łuszczyki i ziarna kwarcu o wielkości 2–3 mm oraz wykazują z reguły poziome warstwowanie. Niekiedy w spągu występują drobnoziarniste, kwarcowe żwiry. Większa ilość piasków i żwirów została stwierdzona w północno-zachodniej i środkowej części obszaru.

Wyższe partie warstw pawłowickich zawierają większą ilość ławic iłów i mułków o grubościach do 5–15 m. Charakteryzują się one barwami beżowymi, beżowoszarymi, niekiedy stalowymi. Dość często są zapiaszczone i laminowane piaskiem pylastym, łuszczykowym. Zawierają one dość liczne przejawy akumulacji organogenicznej w postaci osadów węglistych lub ze szczątkami roślinnymi i fuzynem.

Sedymentację warstw pawłowickich kończy węgiel brunatny lubińskiej grupy pokładów (IIA) lub też piaski mułkowate, piaszczyste ily i mułki z licznymi blaszkami łuszczyków. Są one z reguły laminowane i zawierają miejscami ślady organizmów żyjących w mule.

Węgiel brunatny w grupie pokładów IIA występuje w formie niewielkich soczewek, głównie w środkowej części basenu. Ich grubość dochodzi do prawie 7 m w Rudnej, a średnio wynosi 1,52 m (fig. 11–24).

W północno-zachodniej i środkowej części obszaru, poniżej poziomu węglowego IIA stwierdzono występowanie ziarn glaukonitu i białoszarych kongrecji marglistych. Wskazuje to na pewne wpływy ingresji morskiej środkowego miocenu, która na południe od Bytomia Odrzańskiego dotarła od zachodu aż po rejon Polkowic.

Erozja na pograniczu miocenu środkowego i górnego spowodowała całkowite lub częściowe zniszczenie osadów warstw pawłowickich. W miejscach całkowitego ich wymycia górnomiocenijskie warstwy adamowskie leżą niezgodnie — z przerwą erozyjną — na starszych warstwach ścinawskich.

MIOCEN GÓRNY

Zespół skalny reprezentujący miocen górny wydzielono na podstawie przeprowadzonych badań litologicznych, palinologicznych oraz przez porównanie ze znanymi, szczegółowo opracowanymi już profilami

rejonów sąsiednich. Zespół ten jest zbudowany z utworów piaszczystych w dolnej części oraz ilasto-mułkowych i ilastych w partiach wyższych. Wyższe części profilu zawierają liczne przejawy akumulacji fitogenicznej, w tym także pokłady i soczewki węgla brunatnego.

Granica spągowa utworów miocenu górnego ustalona została około 5–30 m powyżej najwyższego pokładu grupy ścinawskiej oraz w stropie soczewek węgla lubińskiej grupy pokładów, na ich kontakcie z leżącymi wyżej piaskami bez objawów sedymentacji fitogenicznej. Granica stropowa natomiast została wyznaczona w strefie zaniku ilastych osadów o barwach zielononiebieskich lub pstrych.

Powierzchnia spągowa oraz stropowa miocenu górnego na całym obszarze ma charakter erozyjny.

Spąg miocenu górnego występuje na głębokości od –98,4 m (S–463) na południowy wschód od Grębocic do –1,95 m (S–396) na północny wschód od Jakubowa (fig. 9 oraz 11–24). Średnio leży na głębokości –39,1 m. Powierzchnia spągowa miocenu górnego jest silnie urozmaicona, a deniwelacje dochodzą do ponad 90 m. W części środkowej obszaru spąg miocenu górnego występuje najpłycej, silnie zapadając ku północny, a łagodniej na południe. Występują tu wydłużone obniżenia, których osie mają w części północnej kierunek wschód–zachód, a w części południowo-wschodniej i wschodniej północ–południe. W części południowej natomiast powierzchnia morfologiczna spągu miocenu górnego jest spokojniejsza, a deniwelacje dochodzą tu do około 50 m. Obniżenia mają kształt bardziej regularny.

Miąższość utworów miocenu górnego waha się od 10,0 m (S–436) na północ od Jerzmanowej do 172,6 m (S–57) w rejonie na północny zachód od Szklar Górnych (fig. 10 oraz 11–24), średnio wynosi 114,1 m. Osadów tych nie stwierdzono jedynie w dolinie pra-Odry na wschód od Bytomia Odrzańskiego (S–454, S–455, S–457, S–480, S–481), gdzie zostały zniszczone przez erozję czwartorzędową. Na badanym obszarze zróżnicowanie miąższości w sąsiadujących otworach nie przekracza z reguły 50 m. Zmiany te są łagodniejsze na południu, a silniejsze na północy obszaru.

Górnomiocenijski zespół skalny podzielono na badanym obszarze — głównie na podstawie obserwacji litologicznych — na trzy kompleksy litostratygraficzne: warstwy adamowskie, warstwy środkowopolskie oraz warstwy poznańskie (tab. 3).

WARSTWY ADAMOWSKIE

Warstwy adamowskie są najstarszym kompleksem utworów górnego miocenu na badanym obszarze. Powierzchnia spągowa warstw adamowskich została

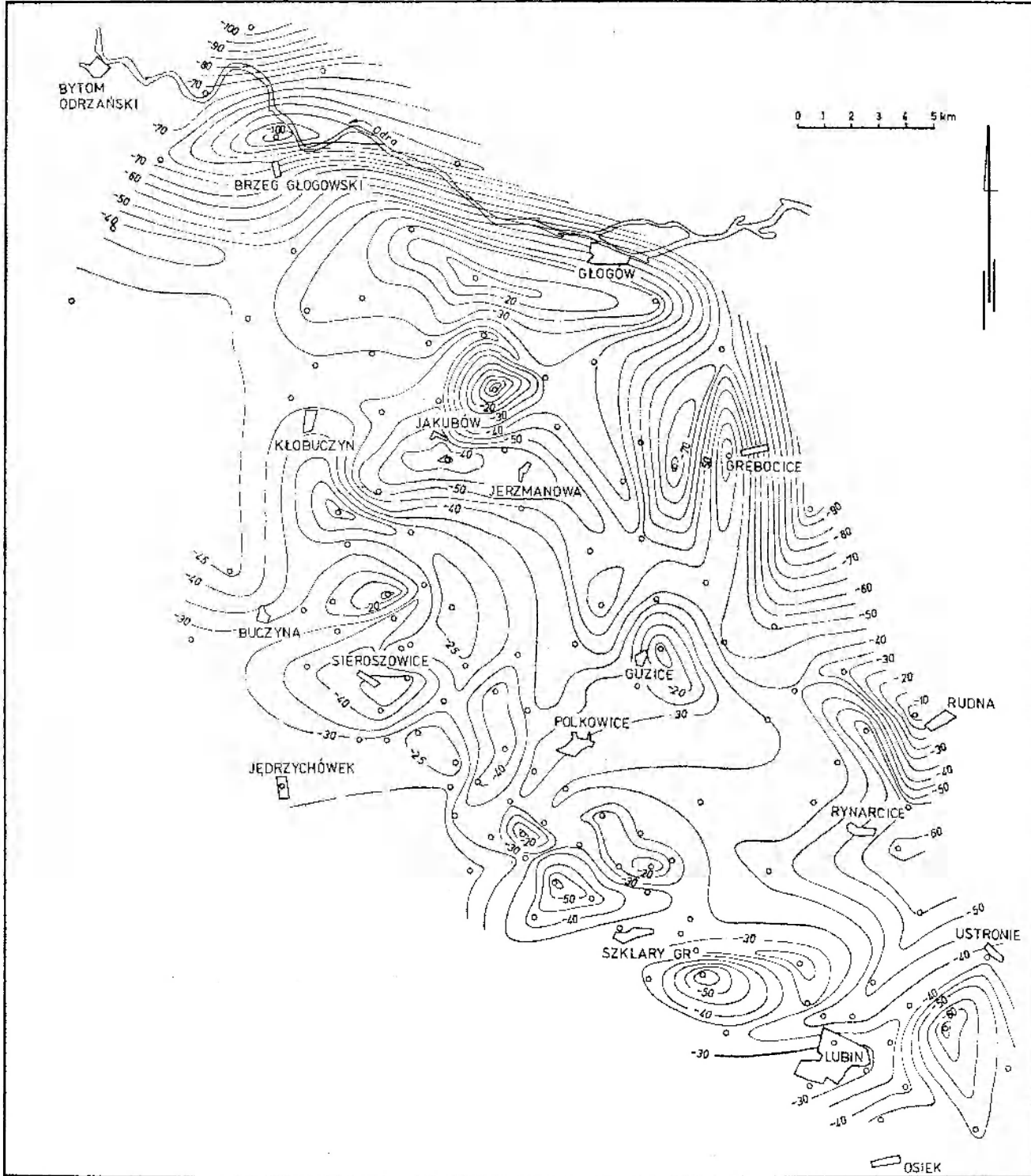


Fig. 9

Mapa powierzchni spągowej miocenu górnego

Objaśnienia jak na fig. 3

Map of the Upper Miocene basal surface

Explanations as in fig. 3

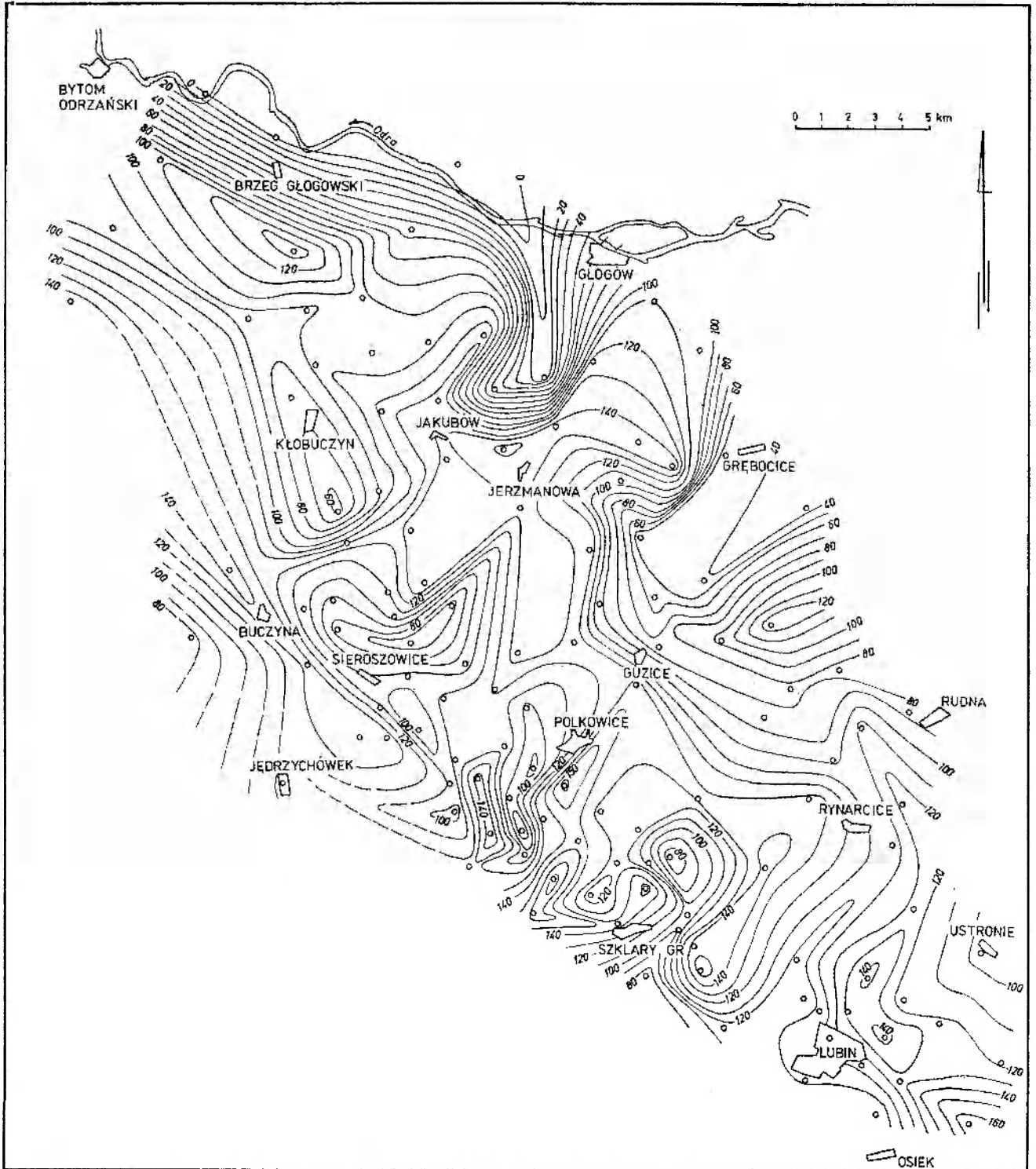


Fig. 10
 Mapa miąższości miocenu górnego

Objaśnienia jak na fig. 3

Upper Miocene thickness map

Explanations as in fig. 3

określona, głównie na podstawie obserwacji litologicznych, około 5–30 m powyżej najwyższego pokładu grupy ścinawskiej oraz w stropie soczewek węgla lubińskiej grupy pokładów, na ich kontakcie z leżącymi wyżej piaskami pozbawionymi objawów sedimentacji fitogenicznej. Granicę stropową wyznaczono w spągu węgla środkowopolskiej grupy pokładów lub też kilka metrów poniżej niego, w miejscu zastąpienia

osadów piaszczystych utworami ilasto-mułkowymi z licznymi szczątkami roślinnymi.

Osadów warstw adamowskich nie stwierdzono jedynie w północnej części obszaru w dolinie pra-Odry, gdzie zostały wyerodowane (fig. 11–24).

Średnia miąższość warstw adamowskich wynosi 17,8 m. 20,0% ich grubości stanowią skały ilaste, 31,52% mułki, 41,63% piaski oraz 6,85% żwiry.

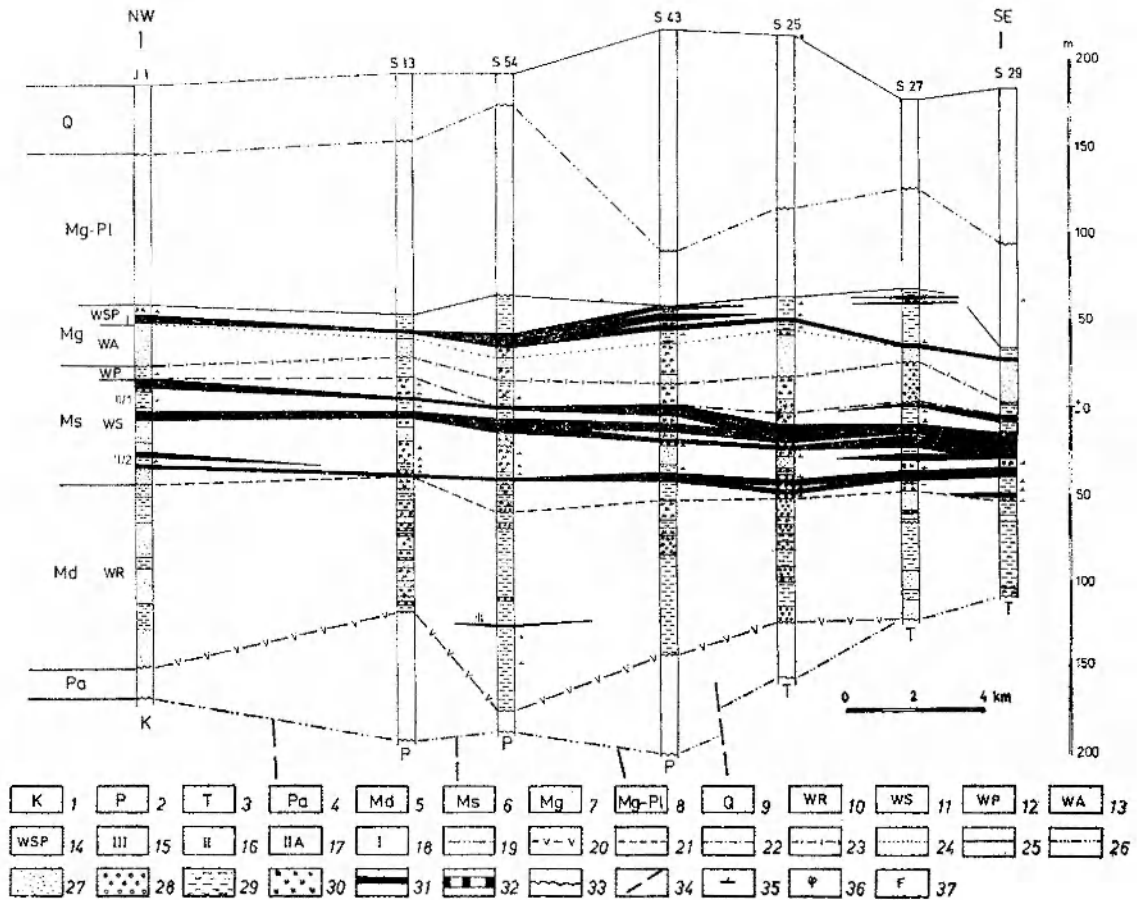


Fig. 11

Zestawienie korelacyjne profili I-I

1 – krystalnik; 2 – perm; 3 – trias; 4 – paleogen; 5 – miocen dolny; 6 – miocen środkowy; 7 – miocen górny; 8 – miocen górny i pliocen; 9 – czwartorzęd; 10 – warstwy rawickie; 11 – warstwy ścinawskie; 12 – warstwy pawłowickie; 13 – warstwy adamowskie; 14 – warstwy środkowopolskie; 15 – rawicka grupa pokładów (III); 16 – ścinawska grupa pokładów (II); 17 – lubińska grupa pokładów (IIA); 18 – środkowopolska grupa pokładów (I); 19 – strop podłoża trzeciorzędu; 20 – strop paleogenu; 21 – strop warstw rawickich; 22 – strop warstw ścinawskich; 23 – strop warstw pawłowickich; 24 – strop warstw adamowskich; 25 – strop warstw środkowopolskich; 26 – spąg czwartorzęd; 27 – piaski; 28 – żwiry; 29 – ily; 30 – mułki; 31 – węgiel brunatny; 32 – utwory węgliste; 33 – powierzchnie nieciągłości erozyjnych; 34 – uskoki; 35 – szczątki roślinne (ksylity, detrytus); 36 – odciski roślin; 37 – fuzyn

Correlational comparison of profiles I-I

1 – crystalline rocks; 2 – Permian; 3 – Triassic; 4 – Palaeogene; 5 – Lower Miocene; 6 – Middle Miocene; 7 – Upper Miocene; 8 – Upper Miocene and Pliocene; 9 – Quaternary; 10 – Rawicz Beds; 11 – Ścinawa Beds; 12 – Pawłowice Beds; 13 – Adamów Beds; 14 – Central-Polish Beds; 15 – Rawicz Group of Coal-Seams (III); 16 – Ścinawa Group of Coal-Seams (II); 17 – Lubin Group of Coal-Seams (IIA); 18 – Central-Polish Group of Coal-Seams (I); 19 – top of pre-Tertiary basement; 20 – top of Palaeogene; 21 – top of Rawicz Beds; 22 – top of Ścinawa Beds; 23 – top of Pawłowice Beds; 24 – top of Adamów Beds; 25 – top of Central-Polish Beds; 26 – Quaternary base; 27 – sands; 28 – gravels; 29 – clays; 30 – silts and muds; 31 – brown coal; 32 – carbonaceous deposits; 33 – erosional unconformities; 34 – faults; 35 – plant fragments (xylites, detritus); 36 – fusine

Fig. 12

Zestawienie korelacyjne profili II-II

Objaśnienia jak na fig. 11

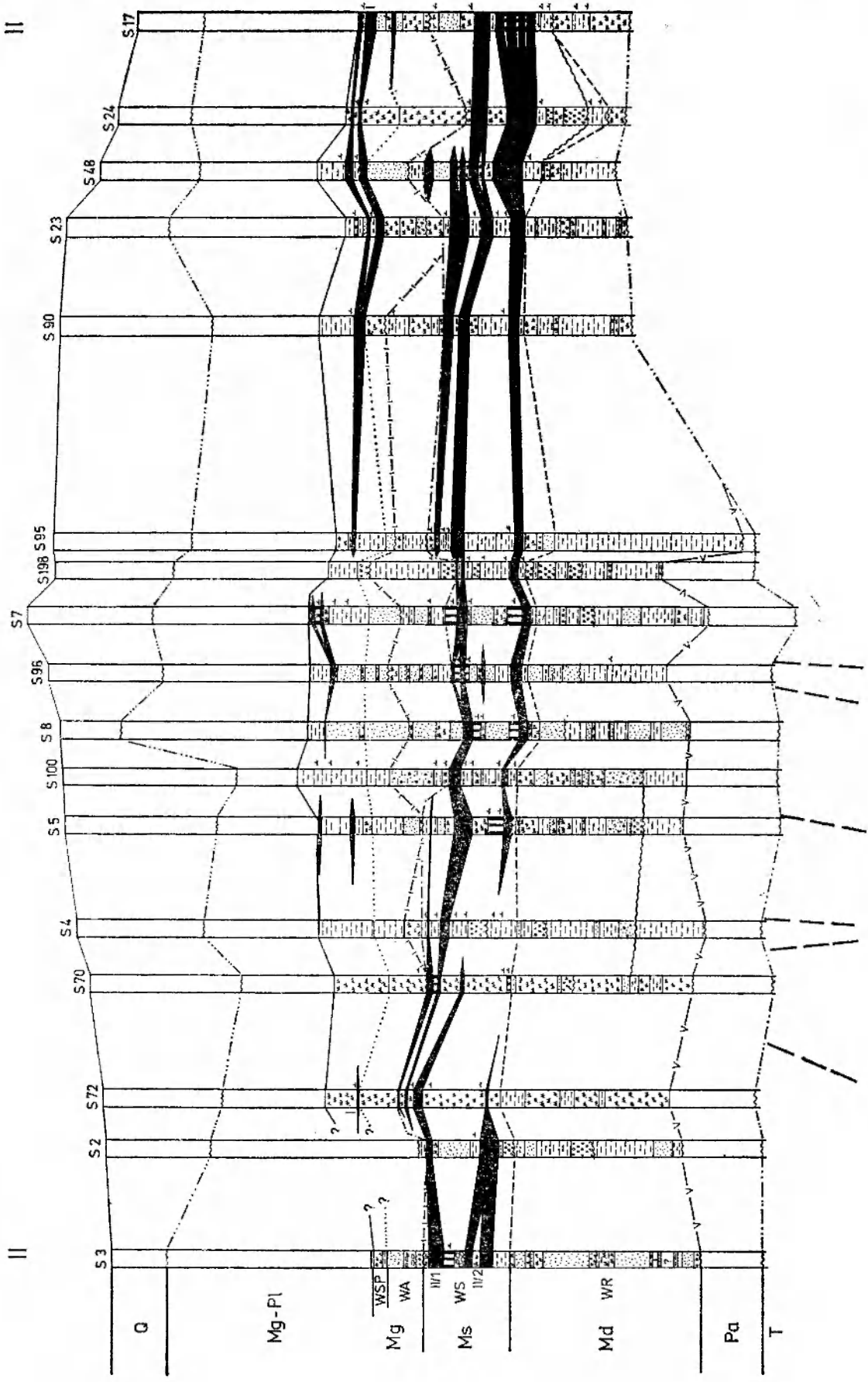
Correlational comparison of profiles II-II

Explanations as in fig. 11

m 200 150 100 50 0 50 100 150 200 250 300

SE II

NW II



0 2 4 km

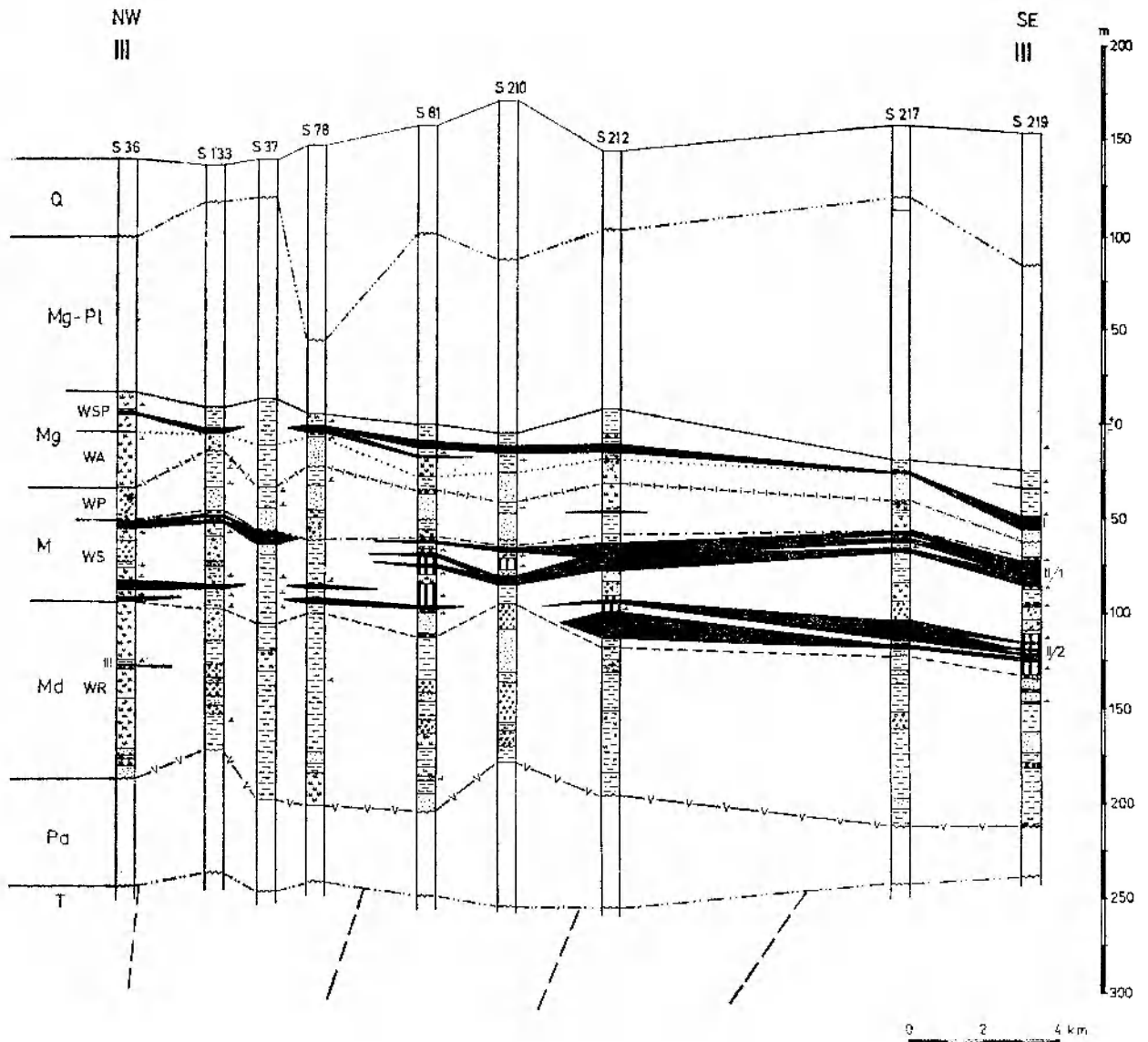


Fig. 13

Zestawienie korelacyjne profili III-III

Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles III-III

Explanations as in fig. 11

Fig. 14

Zestawienie korelacyjne profili IV-IV

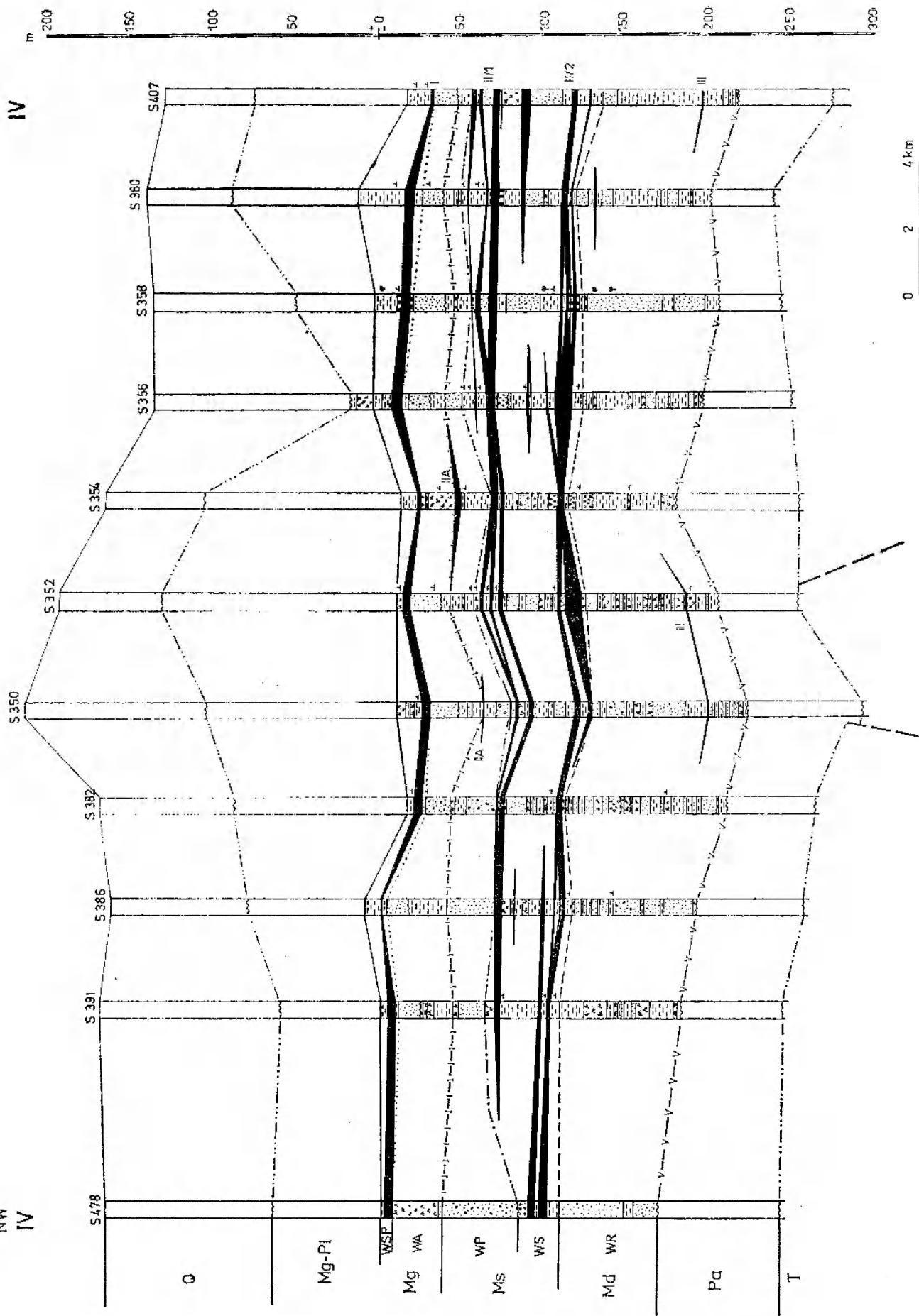
Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles IV-IV

Explanations as in fig. 11

SE
IV

NW
IV



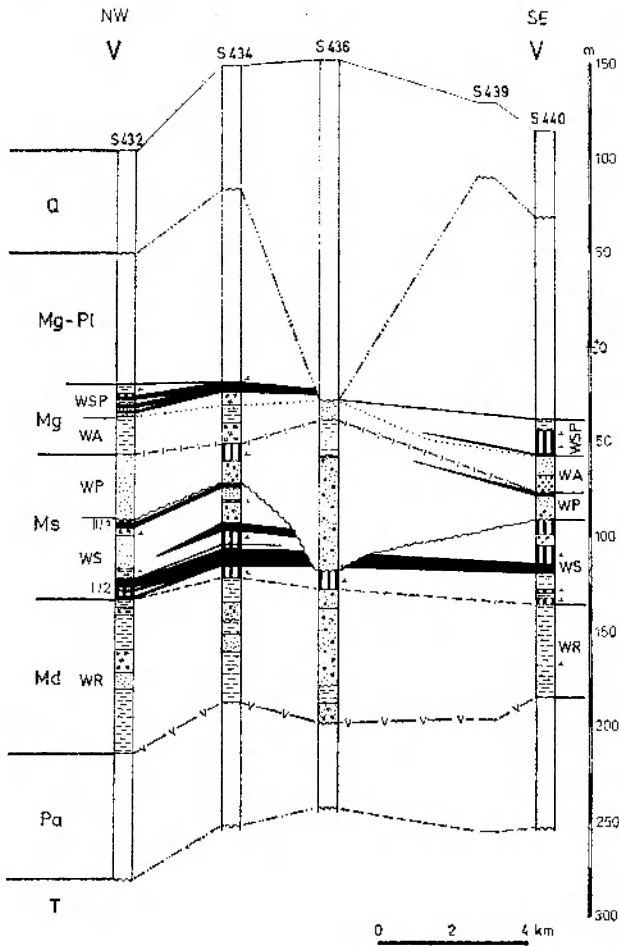


Fig. 15
Zestawienie korelacyjne profili V-V
Objaśnienia jak na fig. 11
Correlational comparison of profiles V-V
Explanations as in fig. 11

Warstwy adamowskie zbudowane są przeważnie z piasków kwarcowych, pylastych lub drobnoziarnistych, lyszczykowych, o grubości do 15–20 m, przelawionych — szczególnie w strefie przyspągowej i przystropowej — warstwami ilów i mułków szarych lub szarych z odcieniem stalowym i zielonkawym, często zapiaszczonych. Piaski zawierają w dolnej części wkładki z nielicznymi ziarnami glaukonitu. Być może w trakcie ich sedymentacji zaznaczyły się wpływy morskie, które można wiązać z transgresją morską piętra reinbek w basenie Morza Północnego (Quitow 1953; Anderson 1961; Cicha 1970). Wyższa część warstw adamowskich nie zawiera ziarn glaukonitu, zawiera natomiast nieliczne szczątki roślinne i ma ciemniejsze zabarwienie. Ta część profilu powstała w warunkach niewątpliwie lądowych.

Sedymentacja warstw adamowskich nastąpiła najprawdopodobniej po krótkotrwałej, ale bardzo intensywnej erozji na pograniczu miocenu środkowego i górnego, która spowodowała zniszczenie części niż-

szego kompleksu skalnego. Granicę erozyjną podkreślają występujące w spągu tej części profilu drobnoziarniste żwiry i gruboziarniste piaski kwarcowe, a także liczne ziarna kwarcu o średnicy do 3–4 mm występujące w piaskach pylastych i drobnoziarnistych. Grubość warstw żwirowo-piaszczystych dochodzi niekiedy do 6–8 m.

Warstwy adamowskie znane są powszechnie w środkowej Polsce jako tzw. piaski podwęglowe lub międzywęglowe. W północno-zachodniej części Dolnego Śląska ich odpowiednikiem jest wyższa część serii Mużakowa bez pokładu Henryk, w której znajdują się ziarna glaukonitu, spikulę gąbek oraz szczątki mikro- i makrofauny (DyJOR 1969; Oberc, DyJOR 1969). Z serią Mużakowa Oberc i DyJOR (1969) wiążą faunę morską opisaną przez Woźnego (1962) z kwarcytów bolesławieckich. Kwarcyty z Lima (*cf.* lima Linne) są jednak starsze, na co wskazuje ich pozycja geologiczna i stratygraficzna (Raniecka-Bobrowska 1970).

WARSTWY ŚRODKOWOPOLSKIE

Warstwy środkowopolskie są drugim, po śródkowomiocenijskich warstwach ścinawskich, silnie węglonośnym kompleksem na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim. Ich granicę spągową wyznaczono kilka metrów poniżej pokładu węgla brunatnego (I) w strefie zaniku utworów piaszczystych, a pojawienia się osadów ilasto-mułkowych z licznymi szczątkami roślinnymi. Granicę stropową wyznacza występowanie warstw ilastych o barwach szarych lub niebieskozielonych.

Średnia miąższość warstw środkowopolskich wynosi 22,59 m. Nie stwierdzono ich występowania jedynie w północnej części badanego obszaru w dolinie pra-Odry, gdzie zostały wyerodowane (fig. 11–24).

Profil warstw środkowopolskich składa się w 55,11% z ilów, w 19,93% z mułków, w 6,42% z piasków oraz w 18,54% z węgla brunatnego. Brak jest zupełnie utworów żwirowych.

Warstwy środkowopolskie to głównie ropy i mułki, szare, brunatnoszare, zawierające liczne szczątki roślinne — ułamki ksyliłów, detrytus oraz często odciski liści. Niektóre ławice ilów i mułków zawierają gniazda białoszarej substancji marglistej. Warstwy te poprzedzielane są dość często wkładkami drobnoziarnistych zailonych piasków. Niekiedy ropy i mułki występują w górnej partii profilu, mają barwy stalowoszare lub zielonkawe, są zapiaszczone i zawierają pojedyncze ziarna glaukonitu (stwierdzono to głównie w środkowej części obszaru).

Sedymentację fitogeniczną reprezentuje węgiel środkowopolskiej grupy pokładów (I). Jest to głównie je-

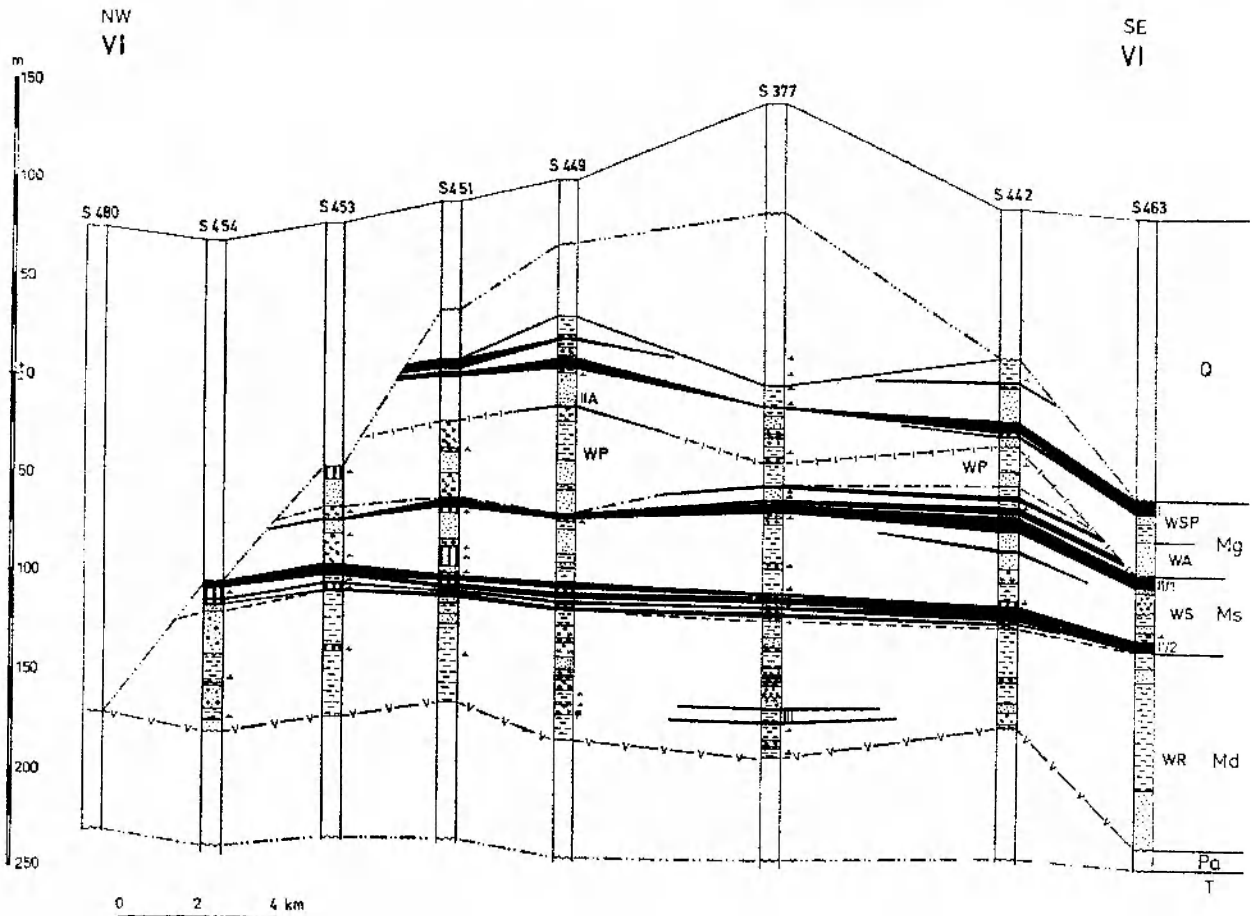


Fig. 16
Zestawienie korelacyjne profili VI-VI
Objaśnienia jak na fig. 11
Correlational comparison of profiles VI-VI
Explanations as in fig. 11

den, a czasem dwa lub trzy pokłady węgla brunatnego o grubości maksymalnej dochodzącej do prawie 13 m; średnio 4,2 m (fig. 26 oraz 11-24).

Warstwy środkowopolskie ze środkowopolską grupą pokładów węgla brunatnego utworzyły się w kontynentalnych i przybrzeżno-kontynentalnych warunkach. Obecność glaukonitu i utworów marglistych wskazuje na warunki przejściowo brakiczne. Jednak zagadnienie ingresji morskich wśród warstw środkowopolskich wymaga jeszcze dalszych uściśleń, gdyż

jest możliwe, że glaukonit i osady margliste znajdują się tu na wtórnym złożu.

Odpowiednikiem warstw środkowopolskich w północno-zachodniej części Dolnego Śląska jest najniższy poziom serii poznańskiej oraz znajdujący się poniżej niego pokład Henryk (Dyjur 1970). Piwocki (1975) opisuje warstwy środkowopolskie z okolic Rawicza, zawierające oprócz dwóch pokładów węgla brunatnego również utwory z glaukonitem, igłami gąbk, szczątkami mszywiolów i otwornic.

PALEOGEOGRAFICZNA I GENETYCZNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW MIOCEŃSKICH

W czasie ruchów fazy sawskiej obszar monokliny przedsudeckiej uległ niewielkiemu wyniesieniu. Faza ta spowodowała głównie dźwiganie się Sudetów i bloku przedsudeckiego oraz ustąpienie morza górnooli-goceńskiego. Podnoszące się góry były silnie denu-

dowane, a na ich przedpolu — na południowym skraju monokliny — tworzyły się stożki napływowe warstw rawickich. Okresowe zabagnienie terenu prowadzi do powstania soczew węgla brunatnego rawickiej grupy pokładów.

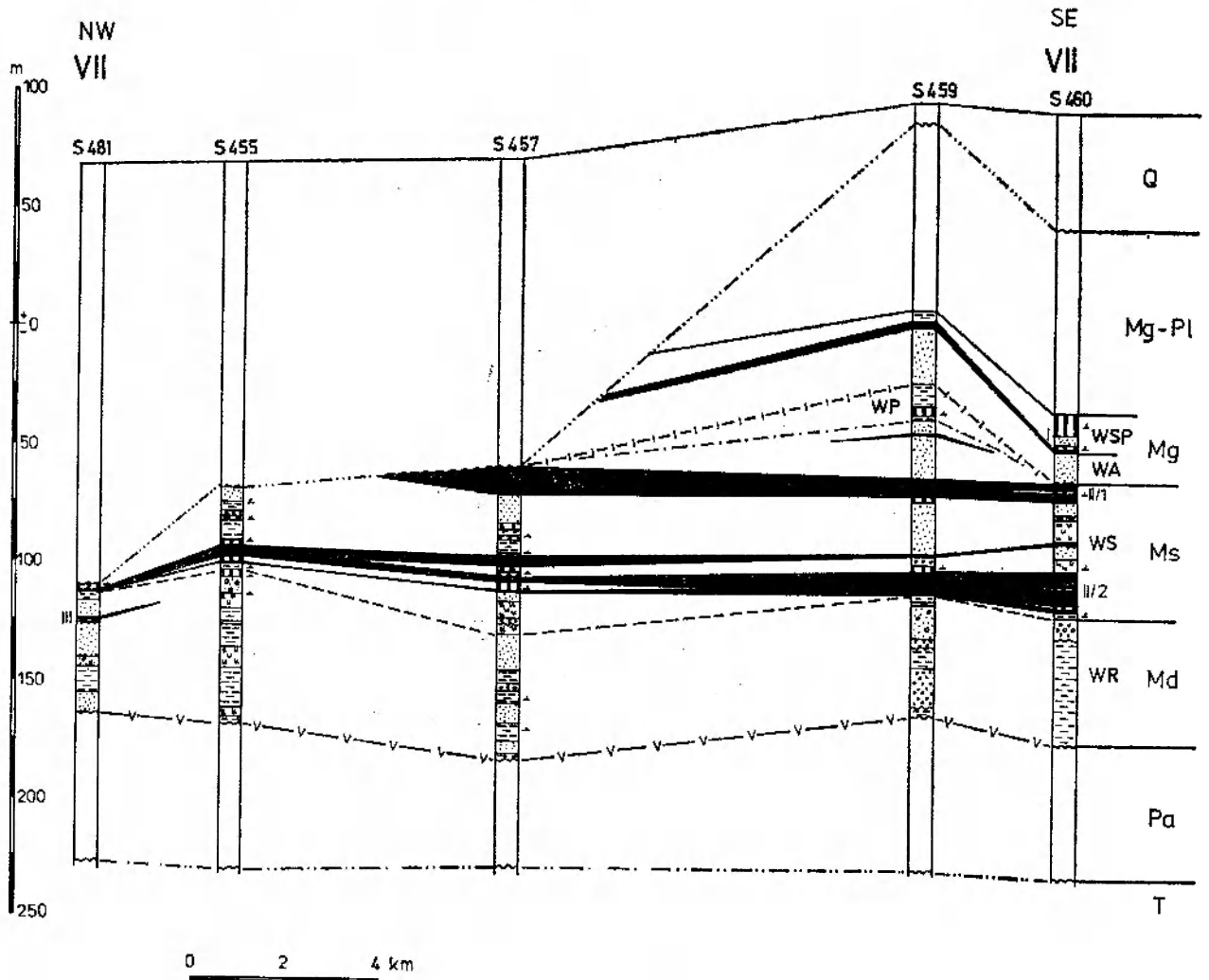


Fig. 17

Zestawienie korelacyjne profili VII-VII

Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles VII-VII

Explanations as in fig. 11

W miocenie środkowym badany obszar ulega intensywnemu zabagnieniu. Tworzą się wówczas silnie węglonośne warstwy ścinawskie oraz warstwy pawłowickie. W okresie tym zaznaczyły się ruchy tektoniczne, z którymi można łączyć niezgodności erozyjne w spągu warstw pawłowickich, a zwłaszcza adamowskich. Niekiedy zniszczeniu uległy całkowicie warstwy pawłowickie. Były to ruchy związane z fazą styryjską.

W trakcie osadzania się warstw adamowskich miała najprawdopodobniej miejsce krótka ingresja morska, która z Morza Północnego sięgała poprzez Łużyce na obszar Polski, dochodząc, jak się wydaje, aż po rejon Polkowic i Rudnej. W późniejszym okresie duże obszary Niżu Polskiego ulegają sukcesywnie zabagnieniu, tworzą się torfy, które dały początek węglom środkowopolskiej grupy pokładów.

W górnym miocenie dochodzi do obniżania się

rozległych rejonów Polski, postępującego z południowego zachodu ku północnemu wschodowi. Oberc i Dyjor (1969) wiążą je z działalnością fazy attyckiej. Powstaje wówczas duży zbiornik sedymentacyjny, w którym tworzą się warstwy środkowopolskie i poznańskie. W czasie sedymentacji warstw poznańskich miały być może miejsce infiltracje morskie z terenu morza przedkarpackiego (Dyjor 1970). W pliocenie zbiornik wysycha, jest silnie erodowany, a następnie w partiach brzeżnych zasypywany przez rzeki płynące na omawianym odcinku monokliny z intensywnie dźwigających się Sudetów. Fakty te można wiązać z działalnością fazy rodańskiej i wołoskiej (Oberc i Dyjor 1969).

Czwartorzędowa erozja spowodowała częściowe zniszczenie utworów neogenu (głównie jego najwyższych partii) i miejscami zaburzyła je. Kilkakrotne zlodowacenia doprowadziły do powstania trzech po-

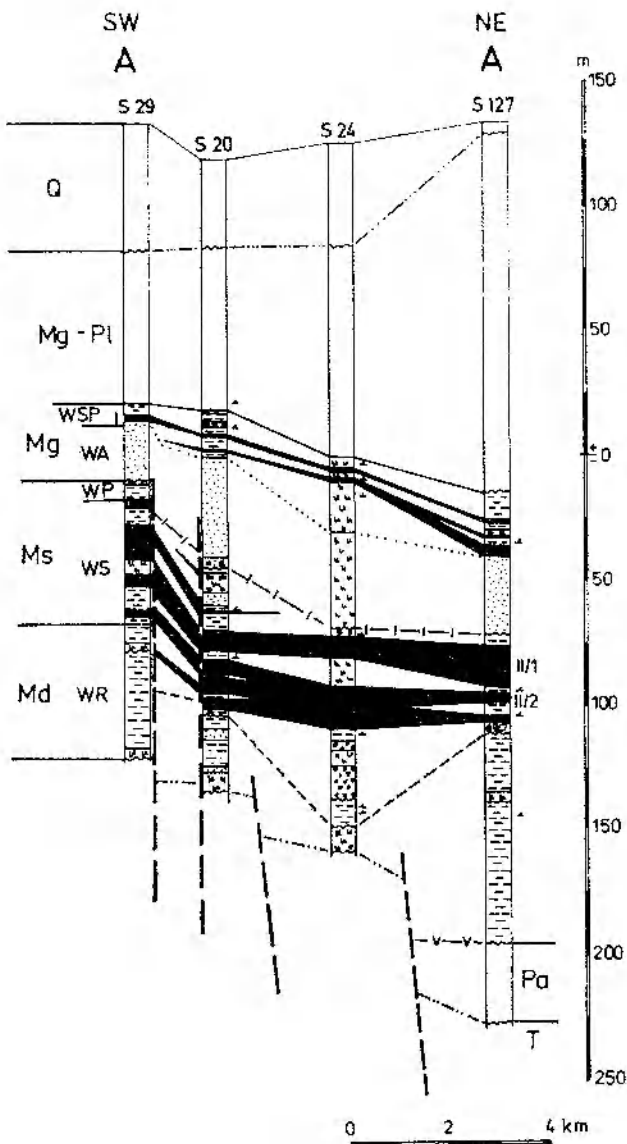


Fig. 18

Zestawienie korelacyjne profili A-A

Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles A-A

Explanations as in fig. 11

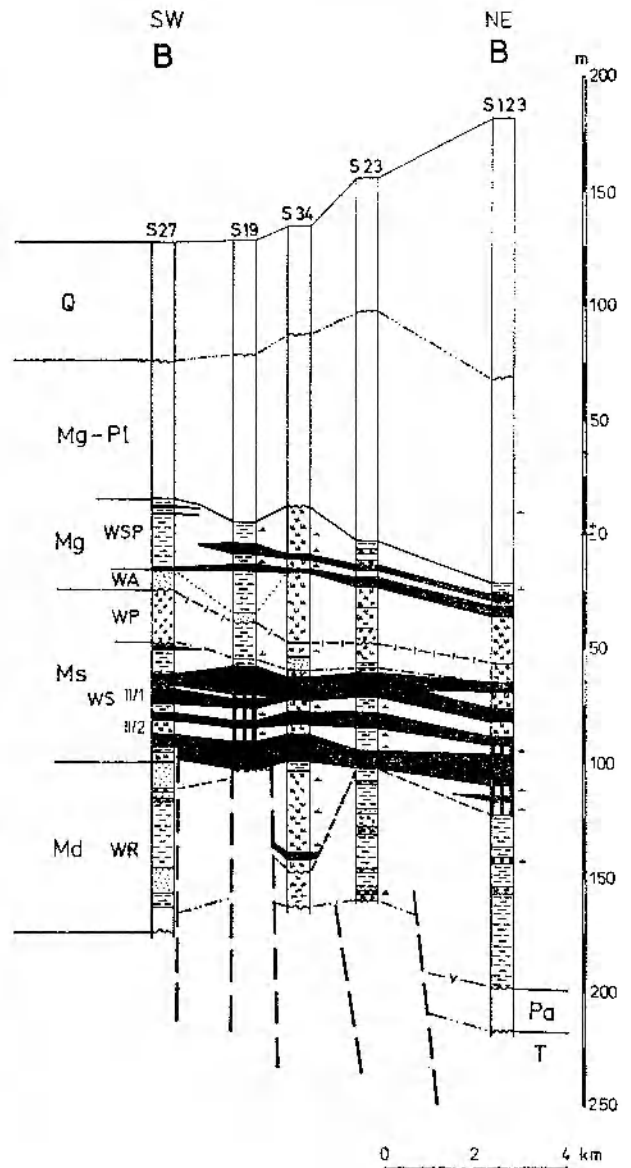


Fig. 19

Zestawienie korelacyjne profili B-B

Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles B-B

Explanations as in fig. 11

ziomów glin zwałowych oraz spowodowały oderwanie znacznej części utworów neogenu (części warstw adamowskich, środkowopolskich i poznańskich) i przemieszczenie ich na znaczną odległość w kierunku południowym (fig. 27).

Główne linie tektoniczne badanego obszaru między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim powstały w czasie fazy laramijskiej w wyniku odnowienia starych rozłamów warwscyjskich (Sokołowski 1967). Dalszy rozwój dyslokacji i związane z nimi obniżanie się terenu nastąpiło w trzeciorzędzie. Zaznaczyło się to wzrostem grubości trzeciorzędu. Większe osiadanie zachodziło w miocenie dolnym i środkowym. Wyrazem tego jest większa grubość ogniów litostratygraficznych

leżących poniżej powierzchni erozyjnej w spągu warstw adamowskich (fig. 11-24) oraz ukształtowanie powierzchni spągowej trzeciorzędu.

Badania osadów fitogenicznych — głównie węgla brunatnego — z obszaru między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim, obejmujące obserwacje geologiczne i makropetrograficzne oraz wyniki analiz technologicznych węgla, dostarczyły dowodów na autochtoniczne ich pochodzenie. Poszczególne grupy pokładów rozciągają się na ogół na znacznej przestrzeni, mają dość stały rozwój, miąższość oraz jakość węgla. W większości przypadków w warstwach osadów płonnych, leżących tuż pod węglem i mających niekiedy charakter gleby kopalnej, stwierdzono występowanie

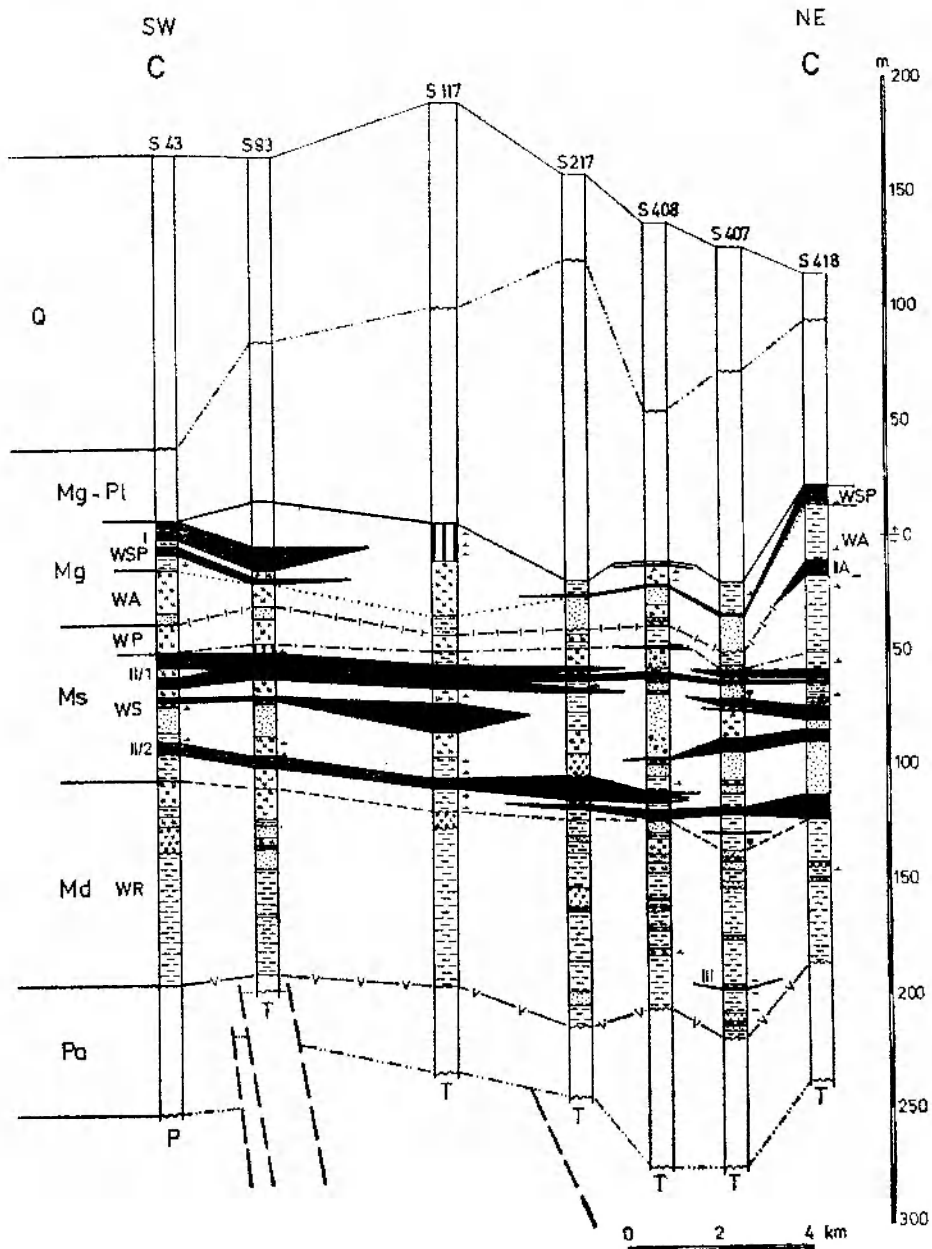


Fig. 20

Zestawienie korelacyjne profili C-C

Objaśnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles C-C

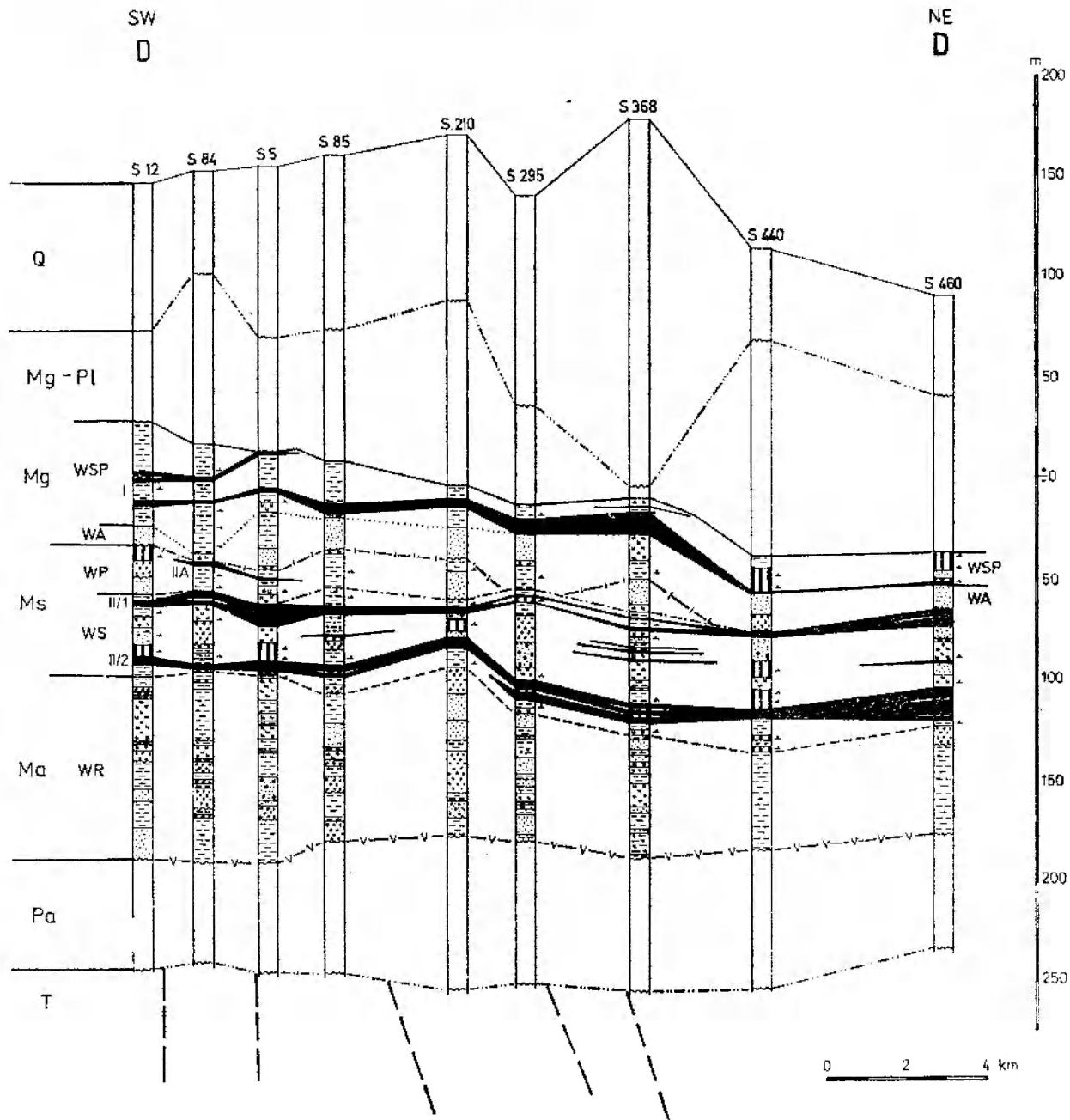
Explanations as in fig. 11

uwęglonych korzeni roślin. Granica między skałami płonnyymi a węglem jest z reguły nieostra. Obserwuje się wtedy stopniowe przejście do węgla wyrażone kolejnym następstwem osadów węglistych, węgla zanieczyszczonego i węgla właściwego. Makropetrograficzny obraz węgla nie wskazuje na jego allochtoniczne pochodzenie. Nie znaleziono nigdzie warstw węgla złożonych z rozkruszonych ułamków roślin zmieszanych z materiałem nieorganicznym, a nie rozłożone szczątki roślin są z reguły dość dobrze zachowane. Warstwowanie widoczne w niektórych pokładach węgla nie stanowi dowodu na ich allochtoniczne pochodzenie, gdyż obserwuje się je we współczesnych torfowiskach powstałych na miejscu, w których ob-

razuje kolejne etapy przyrostu materii roślinnej. Inym dowodem autochtoniczności badanego węgla jest jego stosunkowo nieduża i równomierna popielność.

Na badanym obszarze dochodziło zapewne do przemieszczania się materiału roślinnego, lecz miało to miejsce w obrębie tego samego zbiornika sedimentacyjnego (hipautochtonia). Jedynie pył węglowy, detrytus roślinny oraz ułamki ksyliatów, spotykane często w osadach klastycznych, zostały przyniesione najprawdopodobniej z większych odległości i mogą pochodzić z redepozycji już osadzonego materiału roślinnego.

Opuszczony przez górnooligoceniński zalew morski obszar między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim



Zestawienie korelacyjne profili D-D
Objaśnienia jak na fig. 11

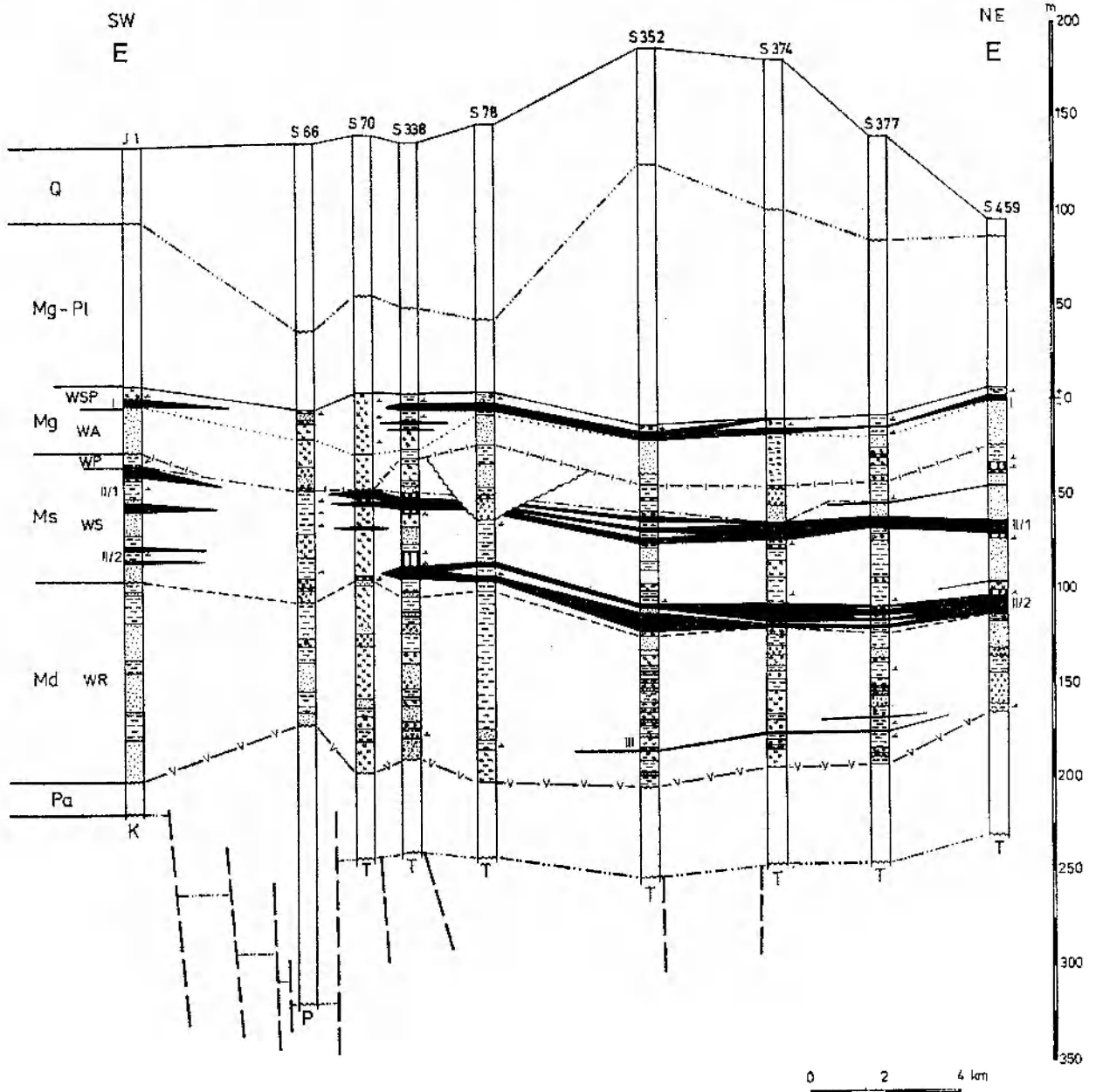
Fig. 21

Correlational comparison of profiles D-D
Explanations as in fig. 11

był zasypywany materiałem terygenicznym, pochodzącym z erodowanych wyniesionych części Sudetów. Osadzają się wtedy dolnomiocenские warstwy rawickie. Mają one charakter typowo lądowy. Tworzenie się soczewek węgla brunatnego III grupy pokładów sygnalizuje większe zabagnienie terenu, związane z intensyfikującymi się ruchami obniżającymi. Bardzo silne zabagnienie badanego obszaru w miocenie środkowym doprowadza do powstania silnie węglonośnych warstw ścinawskich oraz pawłowickich, zawierających pokłady węgla grupy II i IIA. Odpowiadają one na Łużycach dolnym i górnym warstwom z Brie-

ske, którym badacze niemieccy przypisują charakter brakiczny i zaliczają pokłady węgla w tych grupach do typu paralicznego (Ahrens i in. 1968; Lotsch 1968). Na badanym obszarze stwierdzono sporadyczne występowanie ziarn glaukonitu w warstwach adamowskich i czasem pawłowickich. Z dość dużym prawdopodobieństwem można więc przyjąć, że w czasie ich sedimentacji miała miejsce niewielka ingresja morska. Po jej wycofaniu się nastąpiło kolejne większe zabagnienie obszaru i powstanie warstw środkowopolskich z I grupą pokładów węgla brunatnego.

Geneza węgla brunatnego jest powiązana bar-



Zestawienie korelacyjne profili E-E

Objasnienia jak na fig. 11

Fig. 22

Correlational comparison of profiles E-E

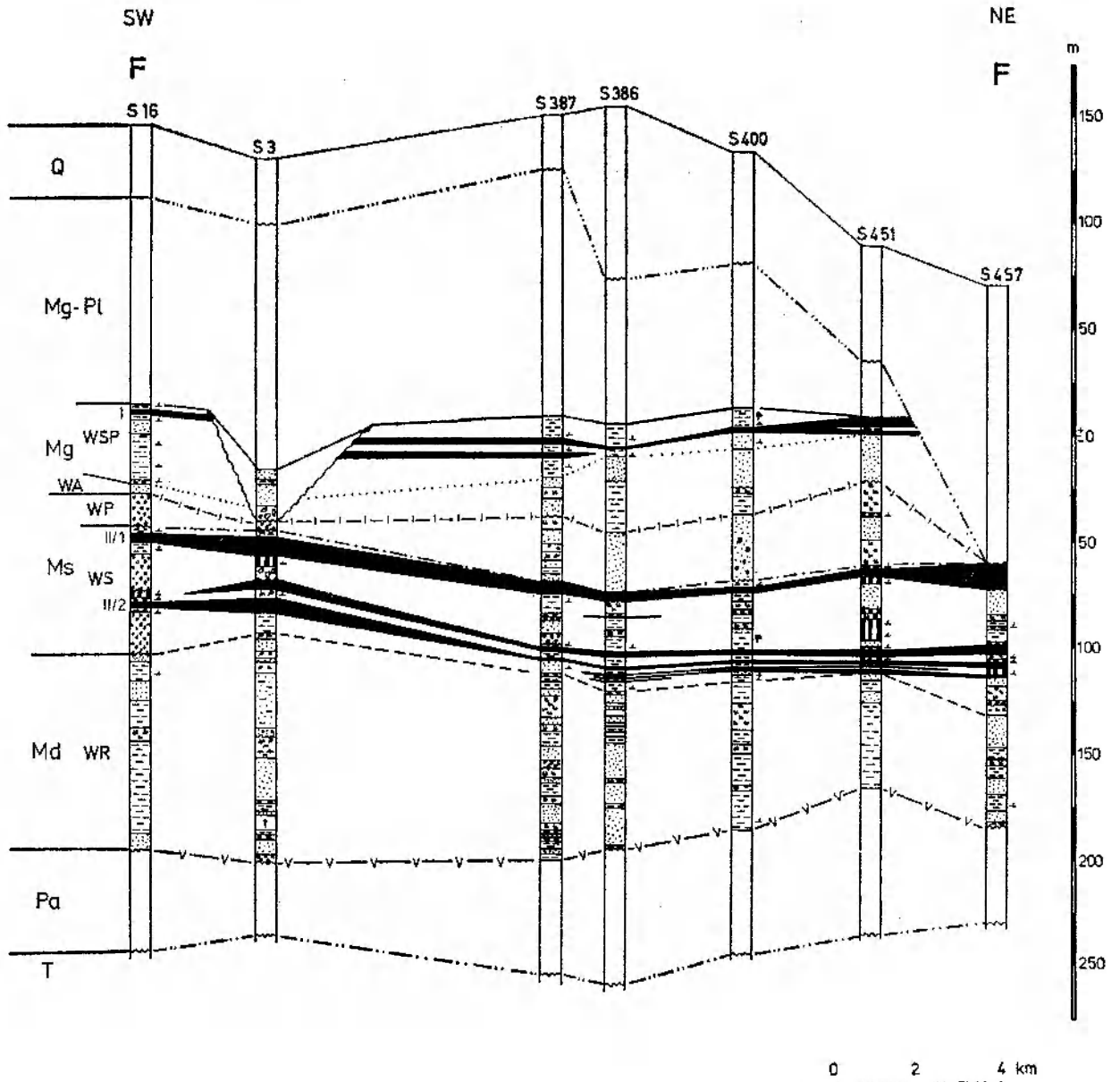
Explanations as in fig. 11

dzo ściśle z klimatem oraz ze zjawiskami diastroficznymi. Humidny umiarkowanie ciepły i subtropikalny klimat (Schwarzbach 1968) spowodował bujny rozwój roślinności, która zapoczątkowała sedymentację węglową. Ruchy epejrogeniczne natomiast o kilkakrotnej oscylacji i różnym natężeniu doprowadziły w sumie do obniżania się terenu i utworzenia grubego kompleksu osadów trzeciorzędowych.

Głównym czynnikiem określającym miąższość ławic węgla jest zależność intensywności osiadania i przyrostu materii organicznej (Stopa 1968). W badanym obszarze najbardziej sprzyjające warunki tworzenia się grubych warstw węgla istniały w środko-

wym i górnym miocenie podczas sedymentacji ścinawskiej i środkowopolskiej grupy pokładów. W miocenie środkowym warunki te były najlepsze w południowo-wschodniej części obszaru, gdzie sumaryczna miąższość węgla ścinawskiej grupy pokładów przekracza 20, a nawet 30 m. W kierunku północno-zachodnim i zachodnim ruchy obniżające były intensywniejsze; przewyższyły możliwość gromadzenia się materiału organicznego i powodowały szybszą sedymentację utworów terygenicznych. Nastąpiło zwiększenie liczby warstw węgla, zmniejszenie ich grubości oraz wzrost liczby przerostów płonnych.

Na podstawie obserwacji makropetrograficznych



Zestawienie korelacyjne profili F-F
Objaśnienia jak na fig. 11

Fig. 23

Correlational comparison of profiles F-F
Explanations as in fig. 11

wyników badań laboratoryjnych oraz prac licznych autorów (M. Teichmüller, Thomson 1958; M. i R. Teichmüller 1958; R. Teichmüller 1958; Stopa 1968) można zrekonstruować środowisko, w jakim powstawały pokłady węgla brunatnego na badanym obszarze. W związku z malejącym potencjałem sedymentacyjnym, w miarę zabagniania terenu, kończy się sedymentacja mineralna i na obszar ten wkracza roślinność torfotwórcza. Wymieszane z wciąż jeszcze przyniesioną substancją mineralną szczątki roślin wodnych osadzają się poniżej lustra wody, tworząc w efekcie ławice węglistych iłów, mułków i piasków. W miarę wzrostu ilości materiału organicznego przechodzą one w zailone lub zapiaszczone torfy, z których powstał

ciemnobrunatny węgiel z domieszką substancji mineralnej. Dalsze obniżanie się poziomu wody powoduje powstanie torfowiska bezleśnego typu otwartego. Z tego typu bagna torfowego powstał najprawdopodobniej węgiel ziemisty detrytyczny, zawierający nieliczne ułamki ksyliitów. W niektórych strefach torfowiska otwartego mógł osadzać się materiał drobnotetrytyczny wzbogacony w substancje bitumiczne. Postępujące osuszanie torfowiska powoduje wkroczenie na jego teren drzew i krzewów. Torfowisko otwarte przechodzi stopniowo w podmokły las bagienny. Z takiego torfowiska utworzyły się prawdopodobnie: węgiel ziemisty zawierający dużą ilość ksyliitów, węgiel ksyliitowo-ziemisty i węgiel ksyliitowy. Większy

przepływ wód w pewnych okresach rozwoju torfowiska zalesionego spowodował zanieczyszczenie węgla piaskiem lub łem i w efekcie wyższą jego popielność. W momencie zwiększenia się szybkości osiadania i podnoszenia się poziomu wody opisany powyżej proces zaczął przebiegać odwrotnie. Od węgla ksylicowego i ksylicowo-ziemistego, poprzez węgiel zie-

misty dochodzimy do węgla zailonego lub zapiaszczonego oraz do osadów mineralnych. Przerwywają one akumulację węglotwórczą.

Opisywany cykl rozwoju torfowiska powtarzał się kilkakrotnie w obrębie jednego pokładu, o czym świadczą przeławienia skał płonnych w pokładach złożonych lub kilka kolejnych ławic węgla

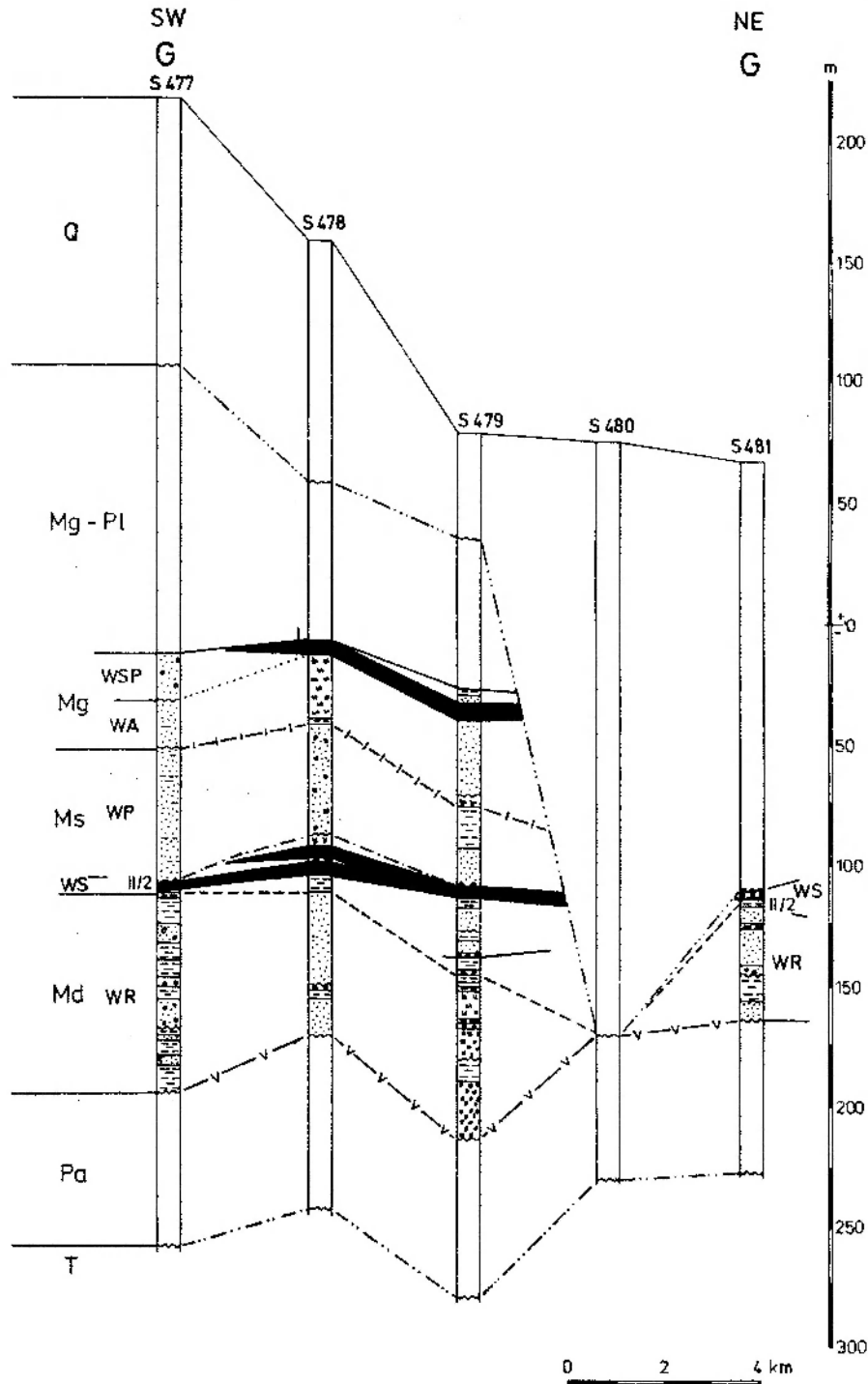


Fig. 24

Zestawienie korelacyjne profili G-G

Objasnienia jak na fig. 11

Correlational comparison of profiles G-G

Explanations as in fig. 11

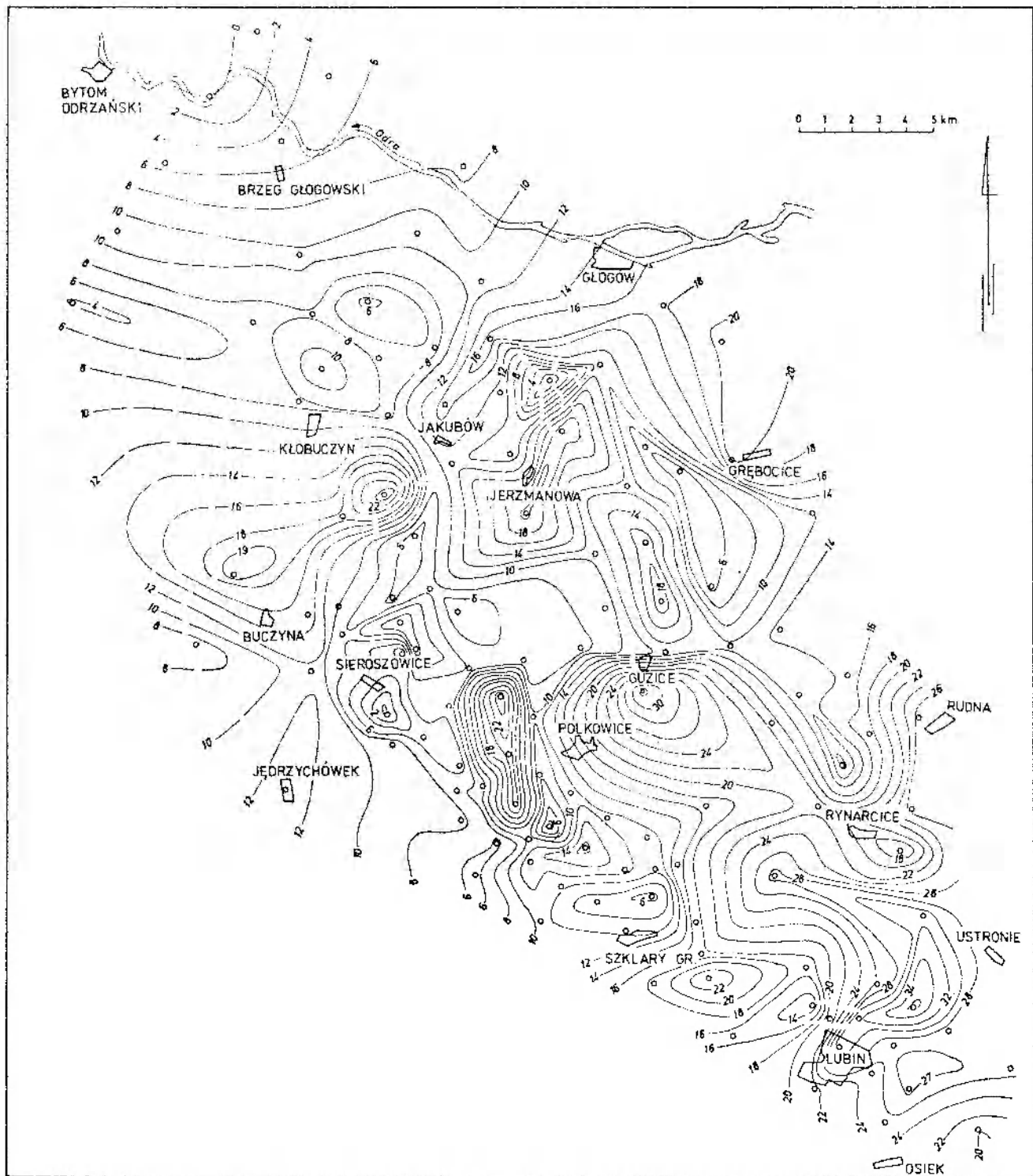


Fig. 25

Mapa miąższości węgla ścinawskiej grupy pokładów (II)

Objaśnienia jak na fig. 3

Coal net-thickness map of the Ścinawa Group of Coal-Seams (II)

Explanations as in fig. 3

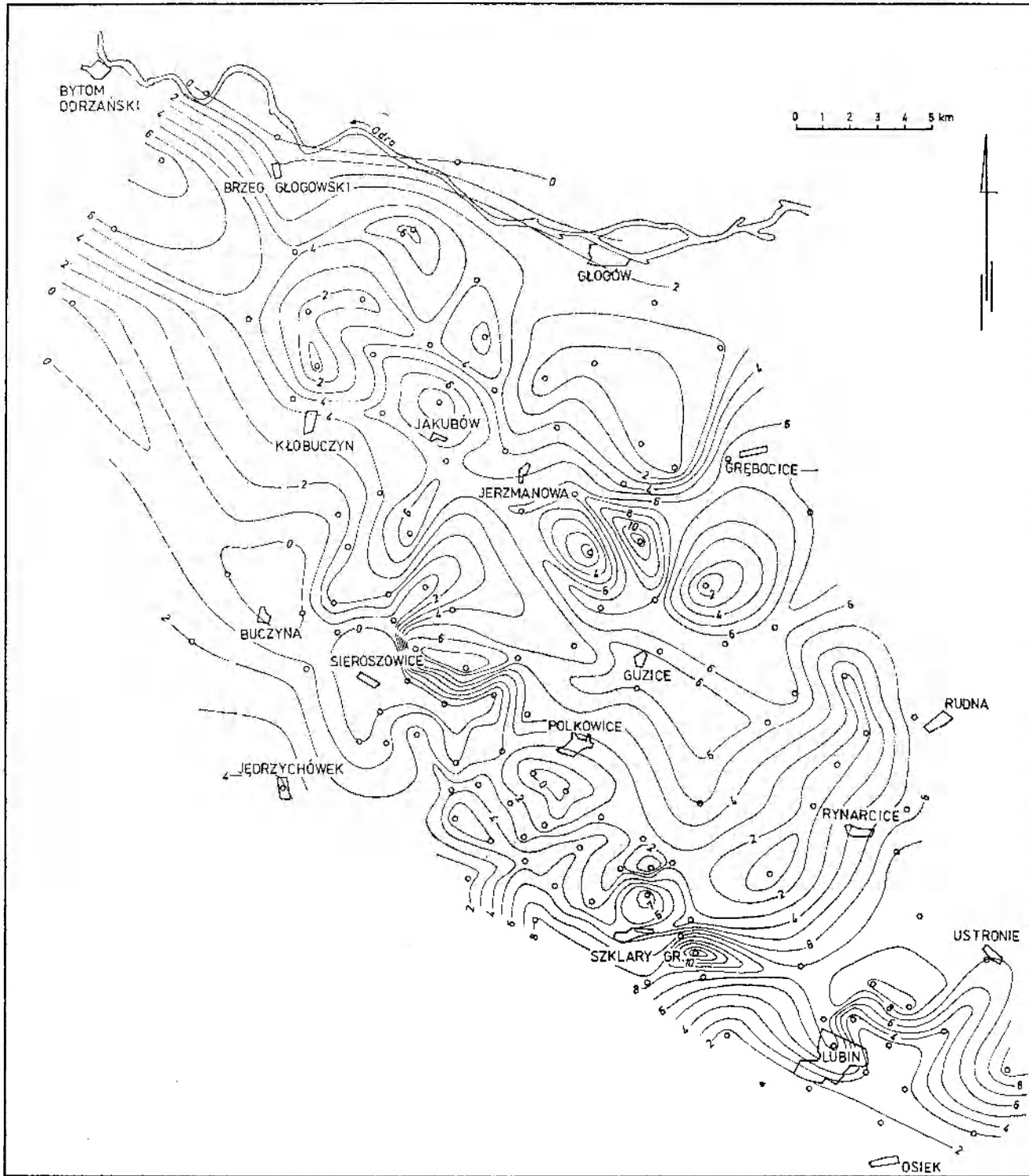


Fig. 26

Mapa miąższości węgla środkowopolskiej grupy pokładów (I)

Objaśnienia jak na fig. 3

Coal net-thickness map of the Central-Polish Group of Coal-Seams (I)

Explanations as in fig. 3

Tabela 4

Korelacyjny schemat stratygraficzny neogenu różnych obszarów Polski południowo-zachodniej i wschodnich Niemiec
Stratigraphic correlation scheme of the Neogene in various areas of south-western Poland and eastern Germany

Czwartorzęd Quaternary		Obszar Między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim Area between Lubin and Bytom Odrzański	Rejon Rawicza Rawicz region (Piwocki 1975)	Rejon Leszno-Poznań Leszno-Poznań region (Ciuk 1970b)	Dolny Śląsk (część NW) Lower Silesia (NW part) (Dyjar 1970)	Łużyce i Brandenburgia (część S) Lusatia and Brandenburg (S part) (Lotsch 1968)	Fazy synorogeniczne Synorogenic phases
Pliocen	górny Upper	warstwy gozdnicke Gozdnica Beds	warstwy poznańskie Poznań Beds	warstwy poznańskie Poznań Beds	seria Gozdniczy Gozdnica Series		rodzajska woloska Rhodanian Walachian
	dolny Lower	luka erozyjna erosion gap	ity pstre variegated clays	ity pstre variegated clays	ity płomieniste flaming clays	ity pstre z Weisswasser Weisswasser variegated clays	
Miocen - Miocene	górny Upper	warstwy poznańskie Poznań Beds	ity zielone green clays	ity zielone green clays	seria poznańska	luka erozyjna erosion gap	atyczna Attican
		warstwy środkowopolskie; środkowopolska grupa pokładów (I) Central-Polish Beds; Central-Polish Group of Coal-Seams (I)	warstwy środkowopolskie; środkowopolska grupa pokładów (I) Central-Polish Beds; Central-Polish Group of Coal-Seams (I)	warstwy poznańskie dolne Lower Poznań Beds	Poznań Series	warstwy z Rauno Rauno Beds	
	warstwy adamowskie Adamów Beds	warstwy adamowskie Adamów Beds	warstwy adamowskie Adamów Beds	pokład Henryk (1) Henryk seam (1)	pokład Henryk (1) Henryk seam (1)	górne warstwy z Brieske Brieske Upper Beds	stryjska Stryian
	luka erozyjna erosion gap	luka erozyjna erosion gap	luka erozyjna erosion gap	pokład towarzyszący (2a) accompanying seam (2a)	górny pokład towarzyszący upper accompanying seam		

M d d'e	warstwy ścinawskie ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawa Beds: Ścinawa Group of Coal-Seams (II)	warstwy ścinawskie ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawa Beds: Ścinawa Group of Coal-Seams (II)	warstwy ścinawskie ścinawska grupa pokładów (II) Ścinawa Beds: Ścinawa Group of Coal-Seams (II)	pokład łuzycycki (2) Lusatian seam (2) seria śląsko-łuzycycka Silesian-Lusatian Series	pokład łuzycycki II Lusatian seam II do'ne warstwy z Brieike Brieske Lower Beds
	warstwy rawickie rawicka grupa pokła- dów (III) Rawicz Beds: Rawicz Group of Coal-Seams (III)	warstwy rawickie rawicka grupa pokła- dów (II) Rawicz Beds: Rawicz Group of Coal-Seams (II)	warstwy rawickie rawicka grupa pokła- dów (III) Rawicz Beds: Rawicz Group of Coal-Seams (III)	pokład ścinawski (3) Ścinawa seam (3) seria zarska Żary Series	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin-right: 10px;"> pokład lu- życycki III Lusatian seam III </div> <div style="font-size: 2em;">}</div> <div style="margin-left: 10px;"> warstwy ze Sprembeg Sprembeg Beds </div> </div>
O i gocene					

Sawka
Savian

oraz Łużyc Dolnych i Brandenburgii (Ahrens i in. 1968; Lotsch 1968). Dolna granica utworów miocenu leży wszędzie nad węglonośnymi osadami górnego oligocenu, najczęściej nad pokładami IV poziomu węglowego (dąbrowska grupa pokładów = pokład głogowski = IV pokład łużycki).

Mimo podobieństwa profilów miocenu istnieją jednak różnice, które polegają głównie na:

- 1) odmiennych nieco grubościach zarówno całego miocenu, jak też poszczególnych jego kompleksów litostratygraficznych;
- 2) odmiennej interpretacji zasięgu stratygraficznego, zwłaszcza ogniw najmłodszych;
- 3) niewielkich zmianach w budowie litologicznej;
- 4) rozmieszczeniu, ilości i formie występowania węgla brunatnego w kompleksach litologicznych, a także jakości kopaliny;
- 5) obecności poziomów erozyjnych.

Dolnomiocenijskie warstwy rawickie charakteryzują się zmienną grubością profilu. W rejonie Leszna osiąga 25 m (Ciuk 1967a), w rejonie Rawicza dochodzą do 120 m, a na badanym obszarze grubość ich waha się od 9,2 m do 118 m, przy średniej 76,3 m. We wszystkich obszarach warstwy rawickie mają podobną budowę litologiczną. Są to głównie beżowe, jasnoszare i białe iły oraz mułki, które na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim są wyraźnie kaolinowe oraz zawierają liczniejsze przewarstwienia piasków różnoziarnistych i soczewki żwirów. Liczniejsze są tutaj też ziarna zwietrzałych, ostrokrawędzistych, białych skaleni. Mniejsza natomiast jest ilość utworów zawierających siarczki żelaza, a także osadów o pstrym zabarwieniu (najprawdopodobniej tylko jeden poziom).

Węgiel brunatny, reprezentujący poziom rawickiej grupy pokładów (III), występuje tylko w środkowej i wschodniej części badanego obszaru w formie soczewek o grubości 0,77 m. A więc w porównaniu z rejonami Ścinawy, Legnicy oraz Rawicza ilość jego jest znacznie mniejsza.

Warstwy rawickie można korelować z serią żarską (Dyjur 1969, 1970), zawierającą ścinawski pokład węgla brunatnego. Ich odpowiednikiem na terenie Łużyc jest dolna część warstw z Brieske, a w Brandenburgii — warstwy ze Spremberg (Lotsch 1968). Charakteryzują się one również jasnymi barwami osadów, obecnością siarczków żelaza i poziomami pstrych iłów (Ahrens, Lotsch 1963), a także obecnością III pokładu łużyckiego.

Badania palinologiczne wykonane przez Raniecką-Bobrowską (1962), Ziemińską i Niklewskiego (1966) oraz Domagałową i Stuchlika (1975) wykazały dolnomiocenijski wiek węgla.

Środkowomiocenijskie warstwy ścinawskie w rejonie Lubin-Bytom Odrzański dochodzą średnio do 60 m grubości. Mają one przeciętnie o około 15 m większą grubość niż w rejonach sąsiednich (Rawicz, Leszno, Ścinawa). Reprezentowane są — podobnie jak w innych rejonach — przez osady ilaste, mułki oraz węgiel brunatny z przewarstwieniami piasków i soczewkami żwirów. Jest to kompleks dwudzielny.

Grubość sumaryczna pokładów węgla (średnio 13,8 m) jest większa niż w rejonie Rawicza, Ścinawy czy Leszna. Większa też jest ich liczba (3-4, a nawet 10-18). Pokłady zgrupowane są w dwóch wiązkach — II/1 i II/2 — tworzących razem ścinawską grupę pokładów.

Spektra pyłkowe opracowane przez Ziemińską i Niklewskiego w 1966 roku dla rejonu Ścinawy, przez Ziemińską-Tworzydło (1974) dla okolic Rawicza oraz przez Domagałową i Stuchlika (1975) dla rejonu Lubin-Bytom Odrzański wykazały występowanie prawie identycznych zespołów sporowopyłkowych, reprezentujących miocen środkowy.

Warstwom ścinawskim odpowiada wyróżniona przez Dyjora (1969, 1970) seria śląsko-łużycka, zawierająca łużycki pokład węgla brunatnego. Na terenie NRD można je korelować z wyższą częścią dolnych warstw z Brieske, zawierających II pokład łużycki (dolny), a także częściowo z wyższymi partiami warstw ze Spremberg (Lotsch 1968; Ahrens i in. 1968). Utwory mają tam charakter częściowo brakiczny, zawierają glaukonit, mikrofaunę oraz planktoniczne formy *Hystrichosphaeridae*.

Reprezentujące wyższą część środkowego miocenu warstwy pawłowickie wykształcone są podobnie we wszystkich sąsiadujących rejonach. Zbudowane są w dolnej partii profilu z utworów piaszczystych, a w górnej z ilasto-mułkowych z soczewkami węgla brunatnego lubińskiej grupy pokładów (IIA) w stropie. W rejonie Rawicza lubińska grupa pokładów rozdziela się na dwa poziomy — IIAa i IIAb (Piwocki 1975). W innych rejonach monokliny przedsudeckiej oraz w okolicach Ścinawy występują głównie utwory piaszczyste z poziomem węglowym IIA w stropie (Ciuk 1970a, b).

W rejonie Rawicza oraz na obszarze między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim stwierdzona została silna erozja warstw pawłowickich. Koło Rawicza sięgnęła ona lokalnie aż do warstw rawickich, natomiast między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim doprowadziła jedynie w niektórych miejscach do wymycia warstw pawłowickich.

Warstwom pawłowickim odpowiadają niższe partie serii Mużakowa (Dyjur 1969, 1970) zawierające węgiel brunatny pokładu towarzyszącego. Na Łużycach i w Brandenburgii natomiast byłaby to dolna część

górných warstw z Brieske z górnym pokładem towarzyszącym (Lotsch 1968).

Grubość warstw pawłowickich z obszaru między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim (średnio 10,9 m) jest mniejsza o około 10–20 m niż podobnych utworów występujących w rejonie Rawicza, Ścinawy, Leszna, Poznania i w północno-zachodniej części Dolnego Śląska. Również grubość soczewek węgla brunatnego jest mniejsza aniżeli w innych rejonach.

Leżące niezgodnie na warstwach pawłowickich, a często również na ścinawskich, warstwy adamowskie zbudowane są prawie jednakowo na całym obszarze trzeciorzędu monokliny przedsudeckiej. Są to głównie osady piaszczyste z przelawiczeniami ilastymi i mułkowymi. Podobnie jak w innych rejonach zawierają przejawy sedymentacji zarówno morskiej, jak i lądowej. Różnica polega jedynie na mniejszej zawartości ziarn glaukonitu i obecności szczątków roślinnych. Mniejsza jest również ich grubość. W rejonie Rawicza przekracza ona 75 m, natomiast między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim dochodzi do 20–40 m, przy średniej 17,8 m.

Odpowiednikami warstw adamowskich są podobnie wykształcone utwory wyższej części serii Mużakowa (bez pokładu Henryk), wydzielone przez Dyjora (1969, 1970). Stwierdzono tam również wpływ środowiska morskiego na ich sedymentację.

Warstwy adamowskie reprezentują najniższą część miocenu górnego. Na terenie NRD można je korelować z wyższą częścią górnych warstw z Brieske (Ahrens i in. 1968; Lotsch 1968).

Wyżej leżące warstwy środkowopolskie są wykształcone, zarówno na badanym obszarze jak i w rejonie Rawicza i Ścinawy, głównie jako ropy i mułki z dużą ilością szczątków roślinnych i warstwami węgla brunatnego. Podobnie jak w okolicach Rawicza (Piwocki

1975), zostały w nich znalezione ziarna glaukonitu (występujące w górnym odcinku profilu), pojedyncze wprawdzie, niemniej wskazujące na niewielki wpływ środowiska morskiego na sedymentację warstw środkowopolskich. Brak jest tu całkowicie szczątków fauny, natomiast spotyka się czasem gniazda białoszarej substancji marglistej.

Grubość warstw środkowopolskich osiąga średnio w rejonie Lubin–Bytom Odrzański 22,59 m i jest znacznie mniejsza aniżeli w okolicach Rawicza, gdzie dochodzi do ponad 75 m.

Warstwy środkowopolskie zawierają środkowopolską grupę pokładów węgla brunatnego (I), która na badanym obszarze reprezentowana jest — podobnie jak w innych rejonach zachodniej Polski — przez dwa lub trzy pokłady o średniej grubości 4,2 m. Grubość węgla jest tu ponad dwukrotnie mniejsza aniżeli np. w okolicach Rawicza (Piwocki 1975).

W rejonie Rawicza Piwocki (1975) wydzielił dwa pokłady węgla brunatnego w grupie środkowopolskiej: pokład I oczkowicki dzielący się na dwa poziomy — Ia i Ib, oraz pokład środkowopolski (S). Pokłady te wykazują według niego ułożenie diachroniczne. W kierunku północno-wschodnim obserwuje się występowanie coraz młodszych poziomów węglowych, a zanikanie starszych.

Piwocki (1975) zaliczył do warstw środkowopolskich dolne warstwy poznańskie, wydzielone przez Ciuka (1970b) dla rejonu Leszno–Poznań, a także nieco odmiennie wykształcone tzw. ropy szare niższej części serii poznańskiej według Dyjora (1970).

Na Łużycach i w Brandenburgii warstwy środkowopolskie można korelować z niższą częścią warstw z Rauno, zawierającą I pokład łużycki węgla brunatnego (Ahrens i in. 1968; Lotsch 1968).

PODSUMOWANIE

Obszar występowania utworów miocenijskich między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim jest częścią rozległego basenu trzeciorzędowego obejmującego południowo-zachodnią, zachodnią i środkową Polskę, wchodzącego w skład regionu trzeciorzędowego środkowej Europy. Badany wycinek basenu jest usytuowany w południowej części monokliny przedsudeckiej w strefie uskoku środkowej Odry i graniczy od południowego zachodu z blokiem przedsudeckim. Zajmuje powierzchnię około 836 km² i jest wypełniony osadami o znacznej miąższości, zawierającymi liczne przejawy sedymentacji fitogenicznej z grubymi pokładami węgla brunatnego łącznie.

Profil miocenu z rejonu Lubin–Bytom Odrzański jest zbudowany głównie z pięciu podstawowych grup systematycznych skał osadowych. Największy udział mają ropy, stanowiące 33,56%, dalej mułki — 23,53%, piaski — 25,89% oraz węgiel brunatny — 11,31%. Najmniej jest żwirów, które są reprezentowane w 5,62%.

Miąższość utworów miocenijskich waha się od 0,0 i 54,2 m w dolinie pra-Odry w północnej części badanego obszaru do 347,1 m w południowej, średnio wynosi 250,1 m.

Spąg utworów miocenu leży średnio na głębokości —184,8 m, a deniwelacje powierzchni spągowej do-

chodzą do 158 m. Średnia głębokość zalegania stropu miocenu wynosi +62,6 m.

Bezpośrednie podłoże miocenu na całym prawie badanym obszarze stanowią fitogeniczne utwory paleogenu (łącznie z pokładem węgla brunatnego), a jedynie w zuskokowanej, południowej strefie obszaru są to osady cechsztynu lub pstrego piaskowca, podścielające gdzie indziej również paleogen. W stropie miocenu występują osady plioceńskie i czwartorzędowe.

Na podstawie charakterystycznych cech litologicznych, badań palinologicznych oraz danych z literatury (Ciuk 1970b) w profilu miocenu z rejonu Lubin-Bytom Odrzański wyróżniono pięć kompleksów litostratygraficznych:

- 1) warstwy środkowopolskie — miocen górny,
- 2) warstwy adamowskie — miocen górny,
- 3) warstwy pawłowickie — miocen środkowy,
- 4) warstwy ścinawskie — miocen środkowy,
- 5) warstwy rawickie — miocen dolny.

Warstwy rawickie, o średniej grubości 76,3 m (maksymalnie 118 m), reprezentowane są głównie przez ility i mułki kaolinowe o jasnoszarych, białych i beżowych barwach, poprzewarstwiane soczewkami piasków kwarcowych i kwarcowo-skalieniowych, często zailonych. Cechą charakterystyczną jest tu występowanie licznych, ostrokrawędzistych zazwyczaj i zwiertrałych (barwa biała) ziarn skaleni. Dość częste, szczególnie w południowej i zachodniej części obszaru, przeławicenia żwirowe wskazują na możliwość istnienia śródformacyjnych powierzchni erozyjnych. W południowo-wschodnich natomiast rejonach utwory ilaste znacznie przeważają nad mułkowymi i piaszczystymi.

Wśród osadów warstw rawickich stwierdzono jeden poziom iłó w i mułków o pstry m lub ciemniejszym zabarwieniu. Podobne osady znane są ze złoża Ścinawa, okolic Wołowa i Leszna (Ciuk 1967a) oraz z rejonu Rawicza (Piwocki 1975). Podobnie też jak w innych rejonach, warstwy rawickie badanego obszaru zawierają dość liczne wkładki osadów z detrytusem i szczątkami roślinnymi lub też cienkimi soczewkami węgla brunatnego, należącymi do rawickiej grupy pokładów (III). Średnia grubość soczewek węgla wynosi 0,77 m, a maksymalnie dochodzi do 1,5 m. Zbudowane są one z węgla ziemistego właściwego litego i warstwowanego (78%), ksylytowo-ziemistego warstwowanego (18%) i ksylytowego (4%).

Na warstwach rawickich, miejscami z przerwą spowodowaną erozją, leżą środkowomiocenne warstwy ścinawskie. Ich średnia grubość wynosi 59,8 m, maksymalnie zaś osiągają około 100 m. Zbudowane są z iłó w, węgla brunatnego, mułków i piasków, z lo-

kalnie występującymi przewarstwieniami żwirowymi. Mają budowę dwudzielną. Część dolna, o grubości około 20 m, to ility i mułki z przewarstwieniami piaszczystymi i żwirowymi, natomiast część górna, o grubości 40 m, jest ilasto-piaszczysta i zawiera od 3–18 warstw i pokładów węgla brunatnego. Łączna grubość wszystkich warstw węglowych dochodzi maksymalnie do 36,4 m, a średnio wynosi 13,8 m. Warstwy węgla ułożone są w dwóch poziomach, II/1 i II/2, oddzielonych od siebie utworami ilasto-piaszczystymi o grubości 10–40 m. Osady te zawierają liczne szczątki roślinne.

Pokłady węgla ścinawskiej grupy (II) składają się głównie z węgla ziemistego właściwego warstwowanego i litego (66%), węgla ksylytowo-ziemistego warstwowanego (26%) i węgla ksylytowego (8%). Węgiel ziemisty występuje w dwóch odmianach — jako bezdetrytowy (26%) i umiarkowanie detrytowy (40%), średnio- i grubodetrytowy.

Sedymentację miocenu środkowego kończą warstwy pawłowickie. Ich średnia grubość wynosi 10,9 m, maksymalnie dochodzą do 46,0 m. Reprezentowane są przez osady piaszczyste z soczewkami żwirów w spągu oraz przewarstwieniami ilasto-mułkowymi w wyższej części profilu. W stropie warstw pawłowickich występują miejscami soczewki węgla brunatnego reprezentujące poziom lubińskiej grupy pokładów (IIA). Maksymalna grubość soczewek dochodzi do 7 m, a średnia wynosi 1,52 m. Jest to głównie węgiel ziemisty właściwy warstwowany (64%), węgiel ksylytowo-ziemisty (30%) i węgiel ksylytowy (6%).

W północnych i zachodnich częściach badanego obszaru spotyka się w warstwach pawłowickich pojedyncze ziarna glaukonitu i białoszare kongrecje margliste.

Silna erozja na pograniczu miocenu środkowego i górnego spowodowała miejscami całkowite rozmycie utworów warstw pawłowickich. W miejscach tych górnomiocenne warstwy adamowskie leżą wprost na warstwach ścinawskich.

Rozpoczynające sedymentację górnomiocenną warstwy adamowskie zbudowane są głównie z piasków z przewarstwieniami — szczególnie w dolnej i górnej części — iłó w i mułków. Lokalnie zawierają soczewki żwirów. Brak jest zupełnie węgla brunatnego. Jedynie w niektórych miejscach spotyka się nieliczne szczątki roślinne (raczej w przystropowych partiach profilu). Średnia grubość warstw adamowskich wynosi 17,8 m.

Utwory piaszczyste warstw adamowskich zawierają w dolnej swej części nieliczne ziarna glaukonitu, a w spągu osady żwirowe.

Warstwy adamowskie przechodzą w sposób ciągły w wyżej leżące osady warstw środkowopolskich. Śred-

nia ich grubość wynosi 22,59 m. Jest to kompleks ilasty z przewarstwieniami mułków oraz nielicznymi soczewkami piasków (na peryferiach badanego obszaru). W środkowej i górnej części zawiera 1–3 warstw węgla brunatnego tworzących środkowopolską grupę pokładów (I). Łączna ich grubość dochodzi maksymalnie do 13 m, średnio wynosi 4,2 m. Pokłady węgla zbudowane są z węgla ziemistego właściwego bezdetrytowego (40%), ziemistego właściwego detrytowego (23%), ksylytowo-ziemistego (32%) i ksylytowego (5%).

Warstwy środkowopolskie zawierają liczne uwęglone szczątki roślinne — ułamki ksylytów, detrytus, a także dość często spotykane odciski liści. Niekiedy wśród ilów i mułków w górnej części profilu występują pojedyncze ziarna glaukonitu, a same ily i mułki są zapiaszczone.

Przeprowadzona dla utworów miocenu z obszaru między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim rekonstrukcja paleogeograficzna i genetyczna, a także badania sedymentologiczne wykazały, że:

1. Dolnomiocenijskie warstwy rawickie to typowe osady stożków napływowych, a więc tworzące się w środowisku rzeczonym. Reprezentowane są przez dwie grupy osadów — osady wód płynących (zalewów strumieniowych i warstwowych) oraz osady spływów rumoszu i spływów mułowych. Osady wód płynących charakteryzują się naprzemianległością materiału o grubszym i drobniejszym ziarnie, uziarnieniem frakcjonalnym, a także płaską laminacją równoległą. Częste są ślady erozji w postaci rozległych i płytkich kanałów. Osady są dość dobrze wysortowane.

Utwory spływów tworzą najczęściej przewarstwienia w osadach wód płynących. Występują przeważnie w południowej (spływy rumoszu) i północnej (spływy mułowe) strefie badanego obszaru. Materiał budujący spływy jest zawsze źle wysortowany, a z reguły zawiera większe nagromadzenie frakcji grubszych.

Sedymentacja osadów stożków napływowych zachodziła w warunkach raczej suchego klimatu na przedpolu wypiętrzanych Sudetów. Podnoszące się sudeckie obrzeżenie basenu było silnie denudowane, natomiast monoklina przedsudecka obniżala się stopniowo. Niosące dużą ilość materiału luźnego rzeki górskie po opuszczeniu denudowanego terenu zmieniały charakter na agradacyjny i deponowały naniesione osady — głównie na skutek zmniejszenia się energii przepływu wywołanego zmianą nachylenia dna.

Większe zabagnienie terenu związane z intensyfikującymi się ruchami obniżającymi doprowadziło do powstania torfowisk, z których utworzyły się soczewki węgla rawickiej grupy pokładów (III).

W utworach stożków napływowych badanego re-

jonu przeważa materiał zawierający znaczną ilość frakcji pelitycznych, wskazujący, że są to niższe partie stożków napływowych.

2. Śródkowomiocenijskie warstwy ścinawskie i pawłowickie powstały w środowisku jeziorno-bagiennym z częstymi (głównie w warstwach pawłowickich) okresami sedymentacji rzecznej. Istniejący tu w tym czasie płytki i rozległy zbiornik słodkowodny był wypełniany osadami klastycznymi i coraz bardziej spłycany. Materiał był donoszony z południowego zachodu, z obszarów wypiętrzonych. Utwory o grubszym ziarnie były deponowane w brzeżnych, południowych strefach badanego basenu sedymentacyjnego. Utwory pelityczne natomiast, rozprowadzane przez prądy zawieszinowe, odkładały się bardziej równomiernie na całym obszarze zbiornika.

Zjawiska diastroficzne oraz humidny ciepły klimat spowodowały bujny rozwój roślinności, powstanie rozległych torfowisk i w efekcie utworzenie się licznych ławic węgla brunatnego ścinawskiej grupy pokładów (II) i soczewek lubińskiej grupy pokładów (IIA).

Sedymentacja w środowisku jeziorno-bagiennym była kilkakrotnie przerywana okresami akumulacji rzecznej, korytowej. Efektem tego są spotykane na badanym obszarze kanały erozyjne wypełnione materiałem grubszych frakcji. Krótkotrwała, ale bardzo intensywna erozja osadów na pograniczu miocenu środkowego i górnego, związana z działalnością fazy styryjskiej, spowodowała miejscami całkowite rozmycie warstw pawłowickich.

3. Górnomiocenijskie warstwy adamowskie utworzyły się w środowisku jeziornym, stąd też przeważają tu osady o drobniejszym ziarnie. Materiał o grubszym ziarnie był deponowany głównie w strefach przybrzeżnych, a spotykany w dalszej odległości od brzegu był tam doprowadzany przede wszystkim przez prądy zawieszinowe.

4. Utwory warstw środkowopolskich powstały w środowisku jeziorno-bagiennym. Są to głównie osady zbudowane z materiału pelitycznego, wskazujące na bardzo spokojną sedymentację. Istniejąca przez dłuższe okresy równowaga między subsydują a produkcją materiału fitogenicznego i jego depozycją doprowadziła do utworzenia się rozległych torfowisk i powstania warstw węgla brunatnego środkowopolskiej grupy pokładów (I).

W warstwach środkowopolskich obserwuje się częste warstwowanie poziome, a akumulacja materiału fitogenicznego jest z reguły synchroniczna.

5. Erozja czwartorzędowa spowodowała miejscami zniszczenie całego neogenu lub też jego najwyższych partii. Ruch przesuwały lądolodu doprowadził do oderwania znacznego pakietu warstw neogenu, składającego się z fragmentów warstw adamowskich,

środkowopolskich i poznańskich, oraz przemieszczenia go w kierunku południowym.

6. Warstwy i soczewki węgla brunatnego, występujące w miocenie badanego obszaru, są pochodzenia

autochtonicznego. Wskazuje na to głównie gleba kopalna znajduwana w spągu ławic węglowych, zawierająca uwęglone korzenie roślin.

LITERATURA

- AHRENS H., LOTSCH D., 1963: Tektonische Bewegungen im Tertiär der Zentralen Niederlausitz. *Geologie*, 12, H. 7, Berlin.
- 1967: Die geologischen Grundlagen der Aufstellung der Florenzonen im jüngeren Tertiär der Lausitz. *Abh. Zentr. Geol. Inst.*, H. 10, Berlin.
- AHRENS H., LOTSCH D., TZSCHOPPE E., 1968: Gesetzmäßigkeiten der Braunkohlenbildung in der jüngeren Braunkohlenformation der DDR. XXIII Intern. Geol. Congress, V. 11, Berlin.
- ANDERSON H. J., 1961: Über das Alter der Hemmor Stufe. *Meyniana*, 10, Kiel.
- AREŃ B., 1957, uzup. 1964: Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 11. Trzeciorzęd. Inst. Geol.
- BERG G., 1913: Die Braunkohlenlagerstätten Schlesiens. *Abh. Preuss. Geol. L.-A. NF*, 72, Berlin.
- BERGER F., 1932: Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Iber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, 105, Breslau.
- 1937: Zur Alterstellung der schlesischen Braunkohle. *Braunkohle*, 36.
- 1938: Zur tertiären Entwicklungsgeschichte Schlesiens. *Ber Naturforsch. Ges. Freiburg i Br.*, 36.
- BEYRICH E., 1856: Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen, zur Erläuterung einer geologischen Übersichtskarte. *Abh. Preuss. Akad. Wiss.*, 27, Phys. Abh.
- BUKSIŃSKI S., 1963: Utwory neogenu na obszarze Lubiąskiego Okręgu Miedziowego. *Kwart. Geol.*, t. 7, z. 4.
- 1970: Utwory kenozoiczne między Legnicą a Głogowem. Arch. Inst. Geol. Warszawa (maszynopis).
- CICHA E., 1970: Stratigraphical Problems of the Miocene in Europe. *Rozpr. UUG*, 35, Praha.
- CIUK E., 1961: Komunikat w sprawie występowania węgla brunatnego w rejonie Lubina Legnickiego-Ścinawy-Legnicy, woj. wrocławskie. *Kwart. Geol.*, t. 5, nr 4.
- 1967a: Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. *Ibid.*, t. 11, nr 4.
- 1967b: Węgiel brunatny w okolicy Legnicy, [w:] Szkiec legnickie, t. 4, Legnica.
- 1970a: Trzeciorzęd. Obszar pozakarpcki. *Inst. Geol., Biul.*, 251.
- 1970b: Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 4.
- 1974: Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpckim. Litho-Stratigraphic of the Palaeogene in Poland Except for the Carpathians and the Carpathian Foredeep. *Inst. Geol., Biul.*, 281.
- DOMAGAŁA M., STUHLIK L., 1975: Analiza palinologiczna, [w:] Podział i wykształcenie trzeciorzędowej formacji węglonośnej w rejonie Lubin-Głogów. Arch. Inst. Geol. i Sur. Miner. AGH, Kraków (maszynopis).
- DUBIŃSKI K., 1971: Inne kopaliny na obszarze złoża rud miedzi. Węgiel brunatny w utworach trzeciorzędu, [w:] Monografia przemysłu miedziowego w Polsce. Warszawa.
- DYJOR S., 1966: Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, 11.
- 1969: Budowa geologiczna zaburzonej glacitektonicznie strefy Miostowic koło Żar (Ziemia Lubuska). *Acta Univ. Vratisl.*, 86.
- 1970: Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 4.
- 1974: Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. The Oligocene of the Lowland Section of Lower Silesia and Ziemia Lubuska. *Inst. Geol., Biul.*, 281.
- DYJOR S., BOGDA A., CHODAK T., 1968: Wstępne badania składu mineralnego ilów poznańskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 38, z. 4.
- DYJOR S., KUSZELL T., 1975: Budowa geologiczna pradolina Baryczy. *Acta Univ. Vratisl., Pr. Geol.-Minera.*, 4.
- 1977: Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki-Mokrzyszowa. *Geol. Sud.*, vol. 12.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1966: Wiek zaburzeń glacitektonicznych w okolicy Nowych Czapli w łuku Mużakowa. [w:] *Z geologii Ziemi Zachodnich*, t. 2.
- 1977: Problem wieku i korelacja górnioceńskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sud.*, vol. 12.
- FRANKIEWICZ J., 1975: Charakterystyka geologiczno-strukturalna „Głogowskiego” pokładu węgla brunatnego w rejonie Lubin-Głogów. *Zesz. Nauk. AGH*, 524, *Geologia*, z. 24.
- 1978: Utwory neogenu w strefie zapadliska środkowej Odry między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim. Arch. Inst. Surowców Energetycznych AGH, Kraków (praca doktorska).
- FRANKIEWICZ J., MATL K., 1975: Podział i wykształcenie trzeciorzędowej formacji węglonośnej w rejonie Lubin-Głogów. Arch. Inst. Geol. i Sur. Miner. AGH, Kraków (maszynopis).
- GIRARD H., 1855: Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. Berlin.
- GOSPODARCZYK E., 1970: Morfologia podłoża i stropu trzeciorzędu w okolicach Legnica-Głogów. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 4.
- GRABOWSKA I., 1974: Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niżu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Inst. Geol., Biul.*, 281.
- ILLNER F. jun., 1934: Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 32, H. 2.
- JENTZSCH A., 1913: Das Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. *Abh. Preuss. Geol. L.-A. NF*, 72.
- KOWALSKI W., 1975: Odmiany litologiczno-petrograficzne skał, [w:] Podział i wykształcenie trzeciorzędowej formacji węglonośnej w rejonie Lubin-Głogów. Arch. Inst. Geol. i Sur. Miner. AGH, Kraków (maszynopis).
- LOTSCH D., 1968: Tertiär (Paläogen und Neogen), [w:] Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. 1. Geologische Entwicklung des Gesamtgebiets Berlin.

- ŁUCZKOWSKA E., DYJOR S., 1971: Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 2.
- ŁYCZEWSKA J., 1958: Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, t. 2, nr 1.
- MAKOWSKI A., 1930: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1929 na terenach węgla brunatnego w woj. poznańskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 27.
- 1935a: Ogólny zarys geologii terenów węglonośnych mapy „Jerka” i mapy „Mogilno” w woj. poznańskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 42.
- 1935b: Węgiel brunatny w Polsce. 1:100 000. Obszar północno-zachodni. Ark. IV a-c. Pol. Kom. Energ., Warszawa.
- MATL K., ŚMIGIELSKA T., 1977: Paleogene Marine Sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia — Poland). Morskie osady paleogenu między Głogowem a Sieroszowicami (Dolny Śląsk, Polska). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 47, z. 1.
- MAZUR J., 1959: Rozważania wstępne o węglu brunatnym Lubina. *Węgiel Brun.*, 1.
- OBERC J., 1962: Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Prz. Geol.*, 11.
- 1967a: Budowa tektoniczna terenów XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (w Zgorzelsku). *Ibid.*, 6.
- 1967b: Ewolucja Sudetów w świetle geosynklin. *Inst. Geol., Prace*, 47.
- OBERC J., DYJOR S., 1969: Uskok sudecki brzeźny. *Inst. Geol., Biul.*, 236.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1973: Mikrofauna starszego trzeciorzędu w rejonie Sieroszowic. Early Tertiary Microfauna in Sieroszowice Region. *Prz. Geol.*, 7.
- PIWOCKI M., 1965: Trzeciorząd w rowie Rawicza. *Kwart. Geol.*, t. 9, nr 2.
- 1967: Litostratygrafia utworów trzeciorzędowych w rejonie Chobieni. *Ibid.*, t. 11, nr 4.
- 1971: Trzeciorząd i jego węglonośność między Rawiczem a Chobienią. *Ibid.*, t. 15, nr 1.
- 1975: Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. *Inst. Geol., Biul.*, 284. Z badań złóż węgla brunatnego w Polsce, t. V.
- PREIDL M., TOMASZEWSKI J., 1965: Rzeźba przedtrzeciorzędowa powierzchni monokliny wrocławskiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, 9.
- QUITZOW H. W., 1953: Alterbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformation nördlich der Mittelgebirge. *Geol. Jb.*, 68.
- RANIECKA-BOBROWSKA J., 1962: Palinologiczne badania utworów trzeciorzędowych dolnej części wiercenia Tymowa 96/02 i wiercenia Ręszów 94/96 z rejonu złoża węgla brunatnego Lubin Legnicki-Ścinawa oraz próba ich stratygrafii. Arch. Inst. Geol. Warszawa (maszynopis).
- 1970: Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 4.
- SCHWARZBACH M., 1968: Das Klima des rheinischen Tertiars. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 118, T. 1.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sud.*, vol. 3.
- SMÓLSKA A., 1964: Z badań nad ksylytami ze złoża węgla brunatnego rejonu Ścinawa-Legnica. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 4.
- STACHURSKA A., DYJOR S., SADOWSKA A., 1967: Plioceniński profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. *Ibid.*, t. 11, nr 2.
- STACHURSKA A., DYJOR S., KORDYSZ M., SADOWSKA A., 1971: Charakterystyka paleobotaniczna młodotrzeciorzędowych osadów w Gozdnicy na Dolnym Śląsku. Paleobotanic Characteristics of Late Tertiary Sediments at Gozdnicza — Lower Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 2.
- STOPA S. Z., 1968: Klasyfikacja antrakogenetyczna formacji węglonośnych. *Prz. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN. Oddz. w Krakowie*, 49.
- TEICHMULLER M., THOMSON P. W., 1958: Vergleichende mikroskopische und chemische Untersuchungen der wichtigsten Fazies-Typen im Hauptflöz der niederrheinischen Braunkohle. *Ftschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 2.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R., 1958: Geological Aspects of Coal Metamorphism, [w:] Coal and Coal-bearing Strata. Edinburgh and London.
- TEICHMÜLLER R., 1958: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. *Ftschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 2.
- TOMASZEWSKI J., 1963: Tektonika brzeźnej części monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, 8.
- WOŹNY E., 1962: Fauna mioceńska z okolic Bolesławca (Dolny Śląsk). *Pr. Inst. Geol.*, t. 30, cz. 3.
- ZIEMBIŃSKA M., 1963: Wyniki badań palinologicznych złoża węgla brunatnego w rejonie Ścinawy i Lubina Legnickiego, woj. wrocławskie. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 4.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1974: Palynological Characteristics of the Neogene of Western Poland. Palinologiczna charakterystyka neogenu zachodniej Polski. *Acta Palaeont. Pol.*, vol. 19, no. 3.
- ZIEMBIŃSKA M., NIKLEWSKI J., 1966: Stratygrafia i paralelizacja pokładów węgla brunatnego złoża Ścinawa na podstawie analizy spорово-пыльковой. *Inst. Geol., Biul.*, 202.
- ZWIERZYCKI J., POBORSKI C., CZECHOWSKI M., PRZEDPEŁSKI J., 1949: Węgiel brunatny w zachodniej Polsce. Katowice.

LITHOSTRATIGRAPHY AND DEPOSITIONAL SETTING OF THE MIOCENE DEPOSITS BETWEEN THE VICINITIES OF LUBIN AND BYTOM ODRZAŃSKI IN THE MIDDLE-ODRA DISLOCATION ZONE, SUDETIC FORELAND

ABSTRACT: The Miocene succession under consideration (excluding the Poznań Beds), itself averaging more than 250 m in thickness, is part of the sedimentary basinfill of an extensive Tertiary basin of the Central European Lowland. The sedimentary succession is, therefore, characterized by considerable lithostratigraphic and genetic similarities to the Miocene sequences of the remaining parts of Polish Lowland and of the nearby region of Lusatia (East Germany). Lithostratigraphical and sedimentological investigations enabled the writer to distinguish five lithological units within the Miocene succession in the study area. These are reviewed below according to their ascending stratigraphic order.

The *Rawicz Beds* (Lower Miocene) consist of light coloured, kaoline-rich clayey deposits containing numerous detrital grains of weathered feldspar. These sediments are inferred to have originated through fluvial deposition in an alluvial-fan environment. Temporal development of local swamps and vegetation cover within abandoned alluvial-fan segments resulted in the origin of lenticular brown-coal seams; these latter are referred to as the *Rawicz Group of Coal-Seams* (II). The overlying *Ścinawa Beds* and *Pawlowice Beds* (Middle Miocene) consist of clayey-sandy and sandy deposits, respectively. They are interpreted as the result of sediment deposition in a lacustrine-swamp environment, with subordinate role of in-channel fluvial deposition. The *Ścinawa Beds* contain numerous brown-coal seams, the total thickness of which exceeds 30 m; these coal layers form what is termed the *Ścinawa Group of*

Coal-Seams (II). The overlying *Pawlowice Beds*, in turn, contain only thin lenticular coal layers, which are jointly referred to as the *Lubin Group of Coal-Seams* (IIA). The *Pawlowice Beds* appear also to contain trances of marine ingressions. At this point it is noteworthy that at the Middle/Late Miocene transition there took place an episode of intense regional erosion, which locally stripped away the whole unit of the *Pawlowice Beds*.

The overlying *Adamów Beds* and *Central-Polish Beds* (Upper Miocene) display a virtually transitional mutual contact in their vertical profile. The former unit is sandy and lacks coal (except for occasional plant remains), while the latter is clayey and contains coal seams (total coal thickness attains 13 m); these coal seams are referred to as the *Central-Polish Group of Coal-Seams* (I). The sediments of the *Adamów* unit are thought to have been laid down in a lacustrine environment, while the *Central-Polish Beds* did probably originate in a lacustrine-swamp environment. This last-named unit, in turn, is overlain by the *Poznań Beds* (Upper Miocene-Pliocene), at the top of which there are present some more-or-less isolated sheets of the *Gozdnica Beds* (Pliocene); as already stated above, these latter two lithostratigraphic units are not considered in the present study.

In total, the coal-content index of the Miocene succession averages 8.1%. The brown-coal seams and lenses are of autochthonous origin. The coal belongs to the energetistic variety of moderate calorificity.

Summary

INTRODUCTION

In the present paper, the lithostratigraphy of the Miocene sedimentary succession (excluding the Poznań Beds) is presented, and then its depositional setting and regional correlations are discussed.

Through many decades the terrains of the western and southwestern Poland have been of the interest of geologists searching for economic deposits of energetistic raw-materials. Amongst them of particular interest have been the Tertiary brown-coal deposits, which were already known as being exploited on a small scale for strictly local purposes in the region.

The prospecting exploration was particularly extensive in the late 50's and 60's, and did yield out considerable new data on the lithological variability and stratigraphy of the Tertiary of Lusatia, Lower Silesia, and Great-Poland region. As re-

gards the recognition of the Tertiary in southwestern, western and northern Poland, of particular significance were the works of Ciuk in the Polish Lowland, the works of Dyjor in the Lower Silesia, and the works of Piwocki in the region of Rawicz (table 1).

Ciuk (1967a, b; 1970a, b; 1974), giving a summary of his previous investigations of the Tertiary of Polish Lowland, presented an informal lithostratigraphic division of this succession into a number of lithological units (or "beds"). His lithostratigraphic division was primarily based upon the vertical lithological differentiation of the series and upon the palynological analyses. He attempted also to correlate the distinguished lithostratigraphic units with the already established lithostratigraphic profiles of the Tertiary of Lusatia and Brandenburg, Germany.

¹ Laboratory of Brown Coal Deposits, Institute of Fuel Materials, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, Kraków, Poland.

Dyjur (1966, 1969, 1970, 1974) proposed new criteria for the lithostratigraphic division of the Lower-Silesian Tertiary succession, which appeared rather different from those applied by Ciuk (*op. cit.*); the major difference was in the age (or time extent) of the individual lithostratigraphic units, which had been referred to by Dyjur (*op. cit.*) as the "series". In co-operation with some other workers, this latter author did also investigate the glaciotectionic structure, lithology, and stratigraphy of some selected units of the Tertiary of Sudetic Foreland (Dyjur, Sadowska 1966, 1977; Stachurska *et al.* 1967, 1971; Dyjur *et al.* 1968; Łuczowska, Dyjur 1971; Dyjur, Kuszell 1975) and Middle-Odra Dislocation Zone, or Trough (Oberc, Dyjur 1969). Similar investigations of the coal-bearing Tertiary succession were performed by Piwocki (1965, 1967, 1971, 1975) in the region of Rawicz.

Earliest data on the occurrence of coal-bearing Tertiary deposits in the region of Lubin, Fore-Sudetic Monocline, are due to Ciuk (1961), Mazur (1959), Ziemińska (1963), Preidl and Tomaszewski (1965), Gospodarczyk (1970), Dubiński (1971), and Buksiński (1963). Detailed studies of the older Tertiary deposits in the area between Lubin and Głogów were performed by Odrzywolska-Bieńkowska (1973), Frankiewicz (1975), and Matl

and Śmigielska (1977). Among these detailed studies of particular importance are the investigations of the fragments of extensive Tertiary cover between Legnica and Głogów performed by Buksiński (1970; see table 2), and Frankiewicz and Matl (1975).

The present study area, comprising the region between Lubin and Bytom Odrzański, is located in the southern part of the Fore-Sudetic Monocline and partly also (the vicinity of Jędrzychówek) in the adjacent, northern fragment of the Fore-Sudetic Block. The study area lies in the direct extent of the middle-Odra dislocation system (Tomaszewski 1963). The area (about 836 km²) has a polygonal shape, and its longer axis is trending northwest-southeast (figs. 1 and 2). About 200 boreholes were drilled in the area up to now, of which 128 profiles have been used in the present study.

As regards the pre-Miocene basement in the region, the Miocene succession appears to be underlain by the Palaeogene deposits, while in the faulted, southern part of the study area the basement is represented by a Permian-Triassic succession. The thickness of the Palaeogene is up to 147 m, more commonly, however, being within the range of 60–70 m.

LITHOSTRATIGRAPHY

At the beginning of the Miocene time, upon the morphologically variable top of the Palaeogene deposits (i.e., mainly upon the so-called Dąbrowa Group of Coal-Seams) there started to be laid down a thick succession of clays, muds, sands, and gravels with brown-coal interlayers. These sediments were laid down as a basinfill sequence within broad, relatively shallow, intra-continental basin. Their deposition took place through almost the whole Miocene time.

The deposition of the Miocene sedimentary succession appears to have been partly controlled by the morphology of the pre-Miocene depositional surface in the region. In the morphology of the Miocene base, two distinct zones can be distinguished, namely the zone of pre-Odra River valley to the north and the present study area to the south; in this latter zone, the Tertiary profile is completely developed (Frankiewicz 1978). The base of the Miocene is found at the depth of 115.5 m b.s.l. (below sea level) in the vicinity of Lubin, and at the depth of 273.4 m b.s.l. south of Grębocice (figs. 3 and 11 to 24). Mean² depth of the Miocene base is 184.8 m b.s.l. The basal surface relief is up to 158 m. The present-day morphology of the basal surface is thought to have been largely controlled by the regional tectonic movements of the Savian phase, which reactivated the pre-existing fault lines in the basement and caused local erosion of the sedimentary cover. Through the tectonic movements there resulted fault systems trending northwest-southeast and west-east, respectively, which threw down the strata in the northeastern and northern directions. The throw is locally as great as 60 m (see figs. 2 and 11 to 24).

The Miocene thicknesses (figs. 4 and 11 to 24) range from 0–54.2 m east and northeast of Bytom Odrzański to 347.1 m in the vicinity of Szklary Górne to the south. As a whole, the thickness averages 250.1 m.

The top of the Miocene succession is at various depths in the study area. Its depth varies from 26.7 m b.s.l. south of Głogów to 124.7 m a.s.l. (above sea level) in the vicinity of

Polkowice (figs. 5 and 11 to 24). The mean depth is found to be 62.6 m a.s.l.

In the study area, the lithological assemblage of the Miocene succession appears to be significantly variable. The variability is thought to have been due, on the one hand, to the overall proximality of the depositional basin with respect to its Sudetic sourceland, and, on the other hand, to the temporal (extrabasinal and intrabasinal) tectonic activity. These latter processes were probably responsible for the frequent episodes of intense intraformational erosion within the basin, as also recognized within the Tertiary profile under consideration. The intensity of erosion was high in the area of Fore-Sudetic Block, close to the Sudetes Mts., while in the adjacent area of Fore-Sudetic Monocline the amount of coarse-grained clastics appears to decrease northerly. In the northern part of this last-named area, the depositional settings were more-or-less uniform throughout the basin fragment, with only occasional fluxes of coarse-grained material derived from the southern sourceland. In this area, therefore, the Miocene development is rated representative to a considerable part of the Fore-Sudetic Monocline.

In the area extending between the vicinities of Lubin and Bytom Odrzański, the Miocene profile has been informally subdivided into six lithostratigraphic units (table 3). Typical profiles of these units have been defined on the basis of a megascopic analysis of the rock physical properties. Thus, the units have been distinguished on the basis of strictly descriptive criteria, and themselves represent lithologically uniform segments of the profile which differ from the adjacent segments primarily by more-or-less distinct lithological contrasts. The six units, as distinguished by the present writer, are mappable and easily recognizable in the field.

As a whole, the six lithostratigraphic units are characterized by a considerable lithological variability and a relatively wide spectrum of lithologies. The units are primarily composed

² Note: all mean values given in the text (e.g., mean depths, mean thicknesses, etc.) are weighed-average values.

of clastic deposits, comprising clays and silts, muds, sands, and gravels; the clastics are accompanied by subordinate phytogenic deposits, including brown-coal seams, carbonaceous sediments, carbonized plant remains, etc. Within the individual lithostratigraphic units, the sediments vary in their mineral composition, colour, physical/chemical properties, and origin. In its total thickness, the Miocene succession averages 33.56% clays, 23.53% silts and muds, 25.98% sands, 5.62% gravels, and 11.30% brown coal. Occasionally present are also thin, lenticular layers of siderite and small marly concretions. In their occurrences, however, these latter deposits attain no more than a few centimeters in thickness, and are therefore volumetrically insignificant in the Miocene succession under consideration.

In ascending order, the Miocene succession comprises the following six lithostratigraphic units: Rawicz Beds, Ścinawa Beds, Pawłowice Beds, Adamów Beds, Central-Polish Beds, and Poznań Beds (locally overlain by the Gozdnicza Beds). These are reviewed below.

The *Rawicz Beds* are essentially a continuation of the Late-Oligocene continental sedimentation in the region. Their lower boundary is usually placed at the top of the coal-seam group IV, or eventually a few metres higher up in the profile (i.e., at the top of the plant-rich sediment which overlies the above-said coal-bearing sequence, where kaoline-rich sediments start to appear in the profile). The basal surface of the Rawicz Beds is at various depths in the region, ranging from 115.5 m b.s.l. in the vicinity of Lubin to 273.4 m b.s.l. south of Grębocice (figs. 3 and 11 to 24); on the average, the base depth is 184.9 m b.s.l. The basal-surface relief is up to 158 m.

Upper boundary of the Rawicz Beds is usually placed some 1–2 m below the coal-seam group II, i.e., within the interval where the kaoline-rich sediments disappear giving place to carbonaceous deposits again. Thickness of the Rawicz Beds ranges from 9.5 m southwest of Ustronie to 118.0 m south of Sieroszowice (figs. 6 and 11 to 24), averaging 76.3 m. It is only in the vicinity of Lubin and east of Bytom Odrzański where these deposits are virtually lacking in the study area.

Lithological assemblage of the Rawicz Beds comprises clays (42.63%), silts and muds (30.25%), sands (19.28%), gravels (6.83%), and brown coal (1.01%). This sedimentary assemblage differs from both the underlying Palaeogene deposits and the overlying Ścinawa Beds. Predominant lithological variety of the unit are light grey, whitish, or white-beige, kaoline-rich clays, silts and muds. These are greasy and generally plastic. They are frequently interbedded with lenticular layers of quartzose and/or quartzose-feldspathic sands, which are grey or whitish-grey and attain 20 m in thickness. The sands are often rich in clayey matrix (kaoline), and may locally contain small aggregates of pyrite. The sand-sized sediments commonly contain angular grains of whitish, strongly weathered, detrital feldspar.

In the southern, southwestern and western parts of the study area, the Rawicz Beds are characterized by a considerable variability in their facies assemblage. Within the unit there occur isolated, lenticular bodies of gravelly sediment (up to 5–6 m thick) which are thought to represent fragments of larger alluvial-fan wedges that were laid down northeasterly and easterly from the Sudetic sourceland. In several instances the Rawicz Beds contain lenticular layers of silt/clay deposits, which are variegated or dark-coloured and form what is essentially a single horizon. These latter sediments are thought to have been derived through erosion of Fe-rich weathering products from the sourceland. In places, the Rawicz Beds contain also interbeds of sediment which is rich in organic matter

(i.e., plant fragments and detritus, fusine, or thin lenses of brown coal).

Middle Miocene sequence has been subdivided into the following two lithostratigraphic units: *Ścinawa Beds* and *Pawłowice Beds* (table 3). The base of this sequence is approximately below the lowermost brown-coal seam present in the whole succession, that is within the interval where the light-coloured, kaoline-rich Lower Miocene sediments disappear in the profile. The top of the sequence, in turn, has been placed at the erosional base of a few metres thick layer of sands with gravelly lower portion. This basal surface is at the depth of 88.5 m b.s.l. in the vicinity of Sieroszowice and Buczyzna, and at the depth of 146.4 m b.s.l. east of Lubin (figs. 7 and 11 to 24), averaging 109.2 m b.s.l. in the region. The surface relief is locally up to 58 m, more commonly, however, it does not exceed 20–30 m. The thickness of the Middle Miocene ranges from 0–4.3 m in the northwestern part of the study area, to 112.75 m in the vicinity of Rudna; the thickness averages 70.7 m.

The *Ścinawa Beds* are 59.8 m thick on the average, with a maximum of more than 100 m in the vicinity of Lubin (figs. 11 to 24). The top of this unit is often erosional in character, and essentially corresponds to the top of the uppermost coal-seam in the so-called coal horizon II/1. The unit consists of 35.26% clays, 20.09% silts and muds, 17.89% sands, 3.68% gravels, and as much as 23.08% brown coal. The clastic deposits are grey, beige, brown, grey-black, or black in colour. The dark colours are characteristic of carbonaceous clays and muds, which always contain considerable amounts of dispersed carbonaceous substance and plant remains. The sands are quartzose, fine to medium grained, and generally consist of poorly rounded grains; locally present are detrital muscovite flakes and plant fragments. The sands occur as interbeds within the clays and coals. As a whole, the Ścinawa Beds display some kind of bi-partition in their vertical profile, with a thinner lower portion (5–15 m) and a thicker upper portion (about 40 m). The two portions contain two coal horizons, which together form what is termed the *Ścinawa Group of Coal-Seams*; its thickness averages 5–9 m (figs. 25). Results of spore-pollen analyses indicate Middle Miocene age of this particular segment of the investigated profile (Domagalowa, Stuchlik 1975).

The *Pawłowice Beds*, in turn, occur mainly within a central belt of the study area. Their base is defined as corresponding to the top of the uppermost coal layer of the aforesaid Ścinawa Group, while their top is often erosional and falls within the interval where the phytogenic and fine-grained micaceous sediments disappear giving place to sandy and gravelly deposits. Mean thickness of the Pawłowice Beds is 10.9 m, and their maximum thickness (46 m) is in the northwestern part of the study area (figs. 11 and 16 to 19). The unit consists of 14.78% clays, 15.87% silts and muds, 44.68% sands, 10.73% gravels, and 13.94% brown coal. In its lower portion, the unit is primarily built of fine-grained, silty sands; these are beige to grey in colour, contain detrital mica flakes and coarse (2–3 mm) quartz grains, and are most often horizontally stratified. The upper portion of the unit, in turn, contains more silts and clays of beige-grey to steel-grey colour; these are often sandy and/or are interlaminated with silty, micaceous sand. Fairly common are layers of various phytogenic deposits, while at the top of the sequence there occur brown coals of the so-called *Lubin Group of Coal-Seams*. In the northwestern and central parts of the study area, just below the coal-bearing interval, there have been found to occur some glauconite grains and white-grey marly concretions. These are thought to indicate the influence of a Mid-Miocene marine incursion, which itself came from the west and reached the vicinity of Polkowice south of

Bytom Odrzański. It was at the Middle/Late Miocene transition when regional-scale events caused partial to total erosion of the Pawłowice Beds in the study area.

The Upper Miocene sedimentary sequence is built of sandy deposits in its lower portion, and of clayey/muddy deposits in its upper portion. The base of the sequence has been established as occurring some 5–30 m above the uppermost coal-seam of the Ścinawa Group, or at the top of the uppermost coal lense of the Lubin Group (i.e., at the contact of the latter with the overlying sands which lack phytogenic deposits). The top of the sequence falls within the profile interval where greenish-blue and variegated clays disappear. The base of the Upper Miocene is at various depths in the region, ranging from 98.4 m b.s.l. southwest of Grębocice to 1.95 m b.s.l. northeast of Jakubów (figs. 9 and 11 to 24); the depth of its occurrence averages 39.1 m b.s.l. The basal surface displays highly variable morphology, with a relief of more than 90 m locally. Both the base and top of the Upper Miocene sequence are erosive in character.

The thickness of the Upper Miocene sediments averages 114.1 m. It ranges from 10.0 m north of Jerzmanice to 172.6 m in the region northwest of Szklary Górne (figs. 10 and 11 to 24). These sediments are lacking only in the pre-Odra River valley, east of Bytom Odrzański, where they were stripped away by a later Quaternary erosion.

In the study area, the Upper Miocene sequence has been informally subdivided into three lithological units, namely the *Adamów Beds*, *Central-Polish Beds*, and *Poznań Beds* (table 3). As already stated in text, this latter lithostratigraphic unit is not considered in the present report.

The top of the *Adamów Beds* corresponds to the base of the Central-Polish Group of Coal-Seams or falls a few metres below this latter — where sandy deposits disappear giving place

to lutites rich in organic matter. The Adamów Beds are lacking in the pre-Odra River valley, in the northern part of the study area, where they were entirely eroded (figs. 11 to 24). In the remaining part of the study area, the unit averages 17.8 m in thickness. It consists of clays (20.0%), silts and muds (31.52%), sands (41.63%), and gravels (6.85%). Dominant lithology are silty, micaceous, fine-grained quartzose sands which attain 15–20 m in thickness and are interbedded (particularly near the top) with grey and greenish-grey lutites. In their lower portion, the sands may contain glauconite grains. As a whole, the deposition of the Adamów Beds took place shortly after an episode of short-lived, intense erosion in the region, as indicated by the occurrence of coarse-grained, quartzose sands and gravels at their base (thickness up to 6–8 m).

The *Central-Polish Beds* are the second coal-bearing unit of the Miocene succession in the area between Lubin and Bytom Odrzański (fig. 26). The unit averages 22.59 m in thickness, and is lacking only in the northern part of the study area — within the pre-Odra River valley (figs. 11 to 24). The unit is built of clays (55.11%), silts and muds (19.93%), sands (6.42%), and brown coal (18.54%); gravelly deposits are virtually absent in the sequence. The clayey and muddy deposits are grey or brown-grey in colour, and contain numerous plant fragments. Certain lutite layers contain white-grey, nest-like concretions of marly substance. The lutite beds are often inter-layered with fine-grained, silty sands. Near the top of the sequence, the lutites exhibit steel-grey to green colour, are sandy and contain rare glauconite grains; these latter have been found as present almost exclusively in the central part of the study area. The brown coals of the sequence form what is informally named the *Central-Polish Group of Coal Seams*.

PALAEOGEOGRAPHY AND ORIGIN OF SEDIMENTS

Through the regional tectonic movements of the Savian phase, the Fore-Sudetic Monocline region underwent low-rank uplift. In effect, this caused a general retreat of the Late Oligocene sea from the region. The uplifted terrains underwent strong denudation, and this, in turn, resulted in alluvial-fan deposition at their foreland. In such setting the Rawicz Beds did originate in the Early Miocene.

In the Middle Miocene, the whole area became site of extensive swamp development. In such setting there originated the coal-bearing Ścinawa Beds and Pawłowice Beds. Their deposition was accompanied by tectonic movements too, from which there probably resulted the erosional unconformities at the base of the Pawłowice Beds and, particularly, at the base of the Adamów Beds; the Pawłowice Beds were even entirely eroded out locally. The afore-mentioned events were due to the regional tectonic movements of Styrian phase (table 4).

During the deposition of Adamów Beds there probably took place a short-lived marine ingression from the west, which itself came from the North Sea region and, through the region of Lusatia, reached the vicinities of Polkowice and Rudna in the Sudetic Foreland. Later on, however, considerable portions of the Polish Lowland region became successively covered with swamps and marshes, which themselves resulted in the phytogenic deposition of the Central-Polish Group of Coal-Seams.

In the Late Miocene, vast areas of the Polish Lowland underwent process of gradual lowering, prograding successively from southwest towards the northeast. According to Oberc and Dyjor (1969), the process was due to the regional tectonic

movements of the Attican phase. The increase in the rate of net subsidence resulted in the development of a broad depositional basin, in which the Central-Polish Beds and Poznań Beds were successively laid down. In the Pliocene, the basin was first dried out and strongly eroded, while then became filled with fluvial deposits derived from the uplifted Sudetic block (Rhodanian phase and Walachian phase).

In the Quaternary time, the Neogene sedimentary sequence was partly eroded and also locally disturbed. Repeating glaciations, with accompanying glacio-tectonic movements, caused detachment of a considerable portion of the Neogene sequence (i.e., part of the Adamów Beds, the Central-Polish Beds, and the Poznań Beds) and its displacement towards the south (fig. 27).

Main tectonic lines in the region were formed through the movements of the Laramian phase, due to rejuvenation of pre-existing Variscan fault-lines (Sokolowski 1967). Additional dislocations and further tectonic development of the region took place in the Tertiary time. The effects of the synsedimentary Tertiary faulting are primarily manifested by the variable thicknesses of sediments. The rate of the basin-floor subsidence is inferred to have attained a maximum in the Early and Middle Miocene time in the region. This is indicated by relatively great thicknesses of sediments beneath the Adamów Beds, and also by the exhumed morphology of the Tertiary basal surface.

The Miocene phytogenic deposits are of autochthonous origin in the region. This is evidenced by: (1) the presence of rooty beds (or stigmara horizons) below many coal seams; (2) the transitional lower boundaries of coal seams, comprising

an almost continuous upward transition from a sediment virtually devoid of carbonaceous substance to carbonaceous lutite and brown coal; (3) the considerable lateral extent of the coal seams; (4) the highly constant seam thicknesses; and (5) the highly constant properties and quality of coal within individual seams.

As a whole, the origin of brown-coal deposits is known to have been closely related to climatic setting and diastrophism. Due to these latter factors, extensive and repeating development of vegetation cover (swamps and marshes) led to the phytogenic deposition in the region. Most suitable circumstances for coal development were in the Middle and Late Miocene time, when the combination of basin-floor subsidence and peat growth must have presumably attained an optimum for the region.

The environment of coal formation may be reconstructed as follows: with a general decrease in the rate of clastic accumulation, the swamps and marshes started to expand laterally and became areas of an extensive development of peat-forming vegetation. Low-rate supply of fine clastic material to the basin resulted in deposition of lutite and sand layers (usually rich in organic matter). With increasing rate of peat growth, and decreasing rate of material supply, the lutite layers took form

of clayey (or sandy) peat units from which there originated the dark-brown coals containing various amounts of clastic detritus. Further lowering of water table caused the development of open (forest-free) peats. From these types of peat there resulted the earthy detrital coal with xylite fragments. The open-type peats were then gradually transformed into a marshy forest, from which there resulted the earthy coals rich in xylites, the xylitic-earthly coals, and the xylitic coals. Temporal increase in the supply of clastic material produced clay and/or sand admixtures in the coals, and so increased also the ash-content of the latter. With an increasing rate of net subsidence and rising water table, the above-said trend of processes started to be just opposite to that described above.

The above-said cycle of peat development did occur several times during the formation of a single coal seam. This is evidenced by the cyclical repetition of coal varieties and the presence of clastic interlayers within the profiles of individual coal seams. There is evidence that the peat development not always attained the stage of marshy forest, as indicated by the frequent presence of thick, isolated layers of earthy coal and/or coal rich in clastic admixtures.

Translated by W. Nemeč