

ADAM TOKARSKI

O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej

STRESZCZENIE: Na obszarze od Opola po Gorzów Wielkopolski wykryto przy pomocy wierceń psurne pelity dolnego retu z *Myophoria costata*, która przedostała się przez Bramę Morawską wraz z ingresją wód Tetydy. W warunkach suchego klimatu w wielkopolskim basenie sedymentacyjnym osadziły się utwory ewaporatowe środkowego i górnego retu — anhydrytowa seria „biała“ z wkładką soli, seria „węglanowa dolna“, anhydrytowe „górne maksimum ewaporatowe“ i seria „węglanowa górna“. Izopachyty znaczą prawie równoleżnikowy kierunek środkowej części basenu, z solą serii „białej“. W wyniku ruchów laramijskich powstała monoklina przedsudecka, o kierunku NW-SE pochylona ku NE, której przebieg różni się od kierunku basenu sedymentacyjnego. Może to się stać podstawą do ekstrapolacji wniosków dotyczących zagadnień paleogeografii retu ku wschodowi na inne struktury laramijskie wyższego rzędu, a także na inne baseny i inne serie osadowe.

STOSUNEK MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ DO PRZEBIEGU PERMSKO- -MEZOZOICZNYCH STREF FACJALNYCH BASENU WIELKOPOLSKIEGO

Monoklina przedsudecka przechodzi ku północnemu zachodowi (fig. 1) w peryklinę Żar (Eisentraut 1939, Kłapciński 1958, Kölbl 1959, Tokarski 1961a, Wyżykowski 1961, Kasprzak & Sokołowski 1964). Monoklina jest jednostką strukturalną wyższego rzędu, wieku laramijskiego. Jej forma jest jednak niezgodna w stosunku do przebiegu permsko-mezozoicznych stref sedymentacyjnych. Utwory permsko-mezozoiczne bowiem osadziły się w sedymentacyjnym basenie wielkopolskim o strefach facjalnych skierowanych ogólnie równoleżnikowo, a zatem ukośnie względem przebiegu laramijskiej monokliny (Książkiewicz & Samsonowicz 1952, Senkowiczowa & Szyperko-Sliwczyńska 1961, Krasoń 1962). Basen ten, jako wschodnie, końcowe ogniwo ciągu analogicznych basenów zachodniej i środkowej Europy (Bubnoff 1935, Olewicz 1959), powstał po ruchach hercyńskich na północ od znajdującej się wówczas w wyższym położeniu morfologicznym strefy sfałdowań przedpermskiego paleozoiku. Przedpermskie utwory paleozoiczne są nawiercane i wykrywane za pośrednictwem badań sejsmicznych pod utworami permskimi i tworzą struktury, które miejscami mają nawet kierunki

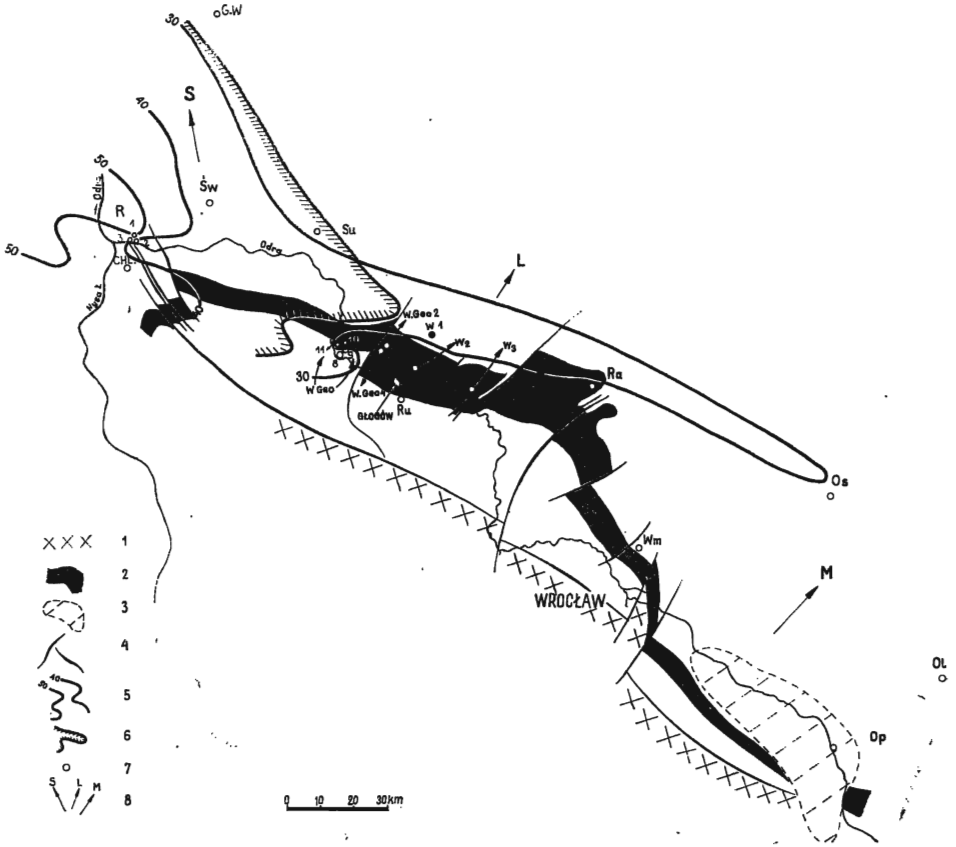


Fig. 1

Szkic strukturalny strefy wiercen monokliny przedsudeckiej

1 krystalnik wału przedsudeckiego, 2 wychodnie wapienia muszlowego (głównie podtrzeciorzędowe), 3 kreda opolska, 4 dyslokacje, 5 izopachyty serii „białej” retu w metrach, 6 wschodni zasięg soli retu, 7 wiercenia (pełne nazwy podane są na fig 6), 8 kierunki osi synklinorium miechowsko (M) - łódzko (L) - szczecińskiego (S)

Structural map of the borehole zone in the fore-sudetic monocline

1 fore-sudetic crystalline massif, 2 outcrops of the Muschelkalk (mainly sub-Tertiary), 3 Opole Cretaceous, 4 dislocations, 5 isopachytes of the "white" Röt series in meters, 6 eastern extent of the Röt salt, 7 boreholes (full names given in fig. 6), 8 directions towards the axis of the Miechów (M) - Łódź (L) - Szczecin (S) synclorium

południkowe (Jaskowiak 1964), niezgodne z przebiegiem niemal równoleżnikowego systemu podniesionej strefy, sfałdowanego paleozoiku, znajdującego się dalej na południe.

Ukośny kierunek monokliny przedsudeckiej względem kierunku wydłużenia pierwotnego basenu sedymentacyjnego i stref jego subsydencji, uwydatnia się wzrostem miąższości utworów permsko-mezozoicz-

nych od 554,9 m w profilu Opola na południu (Assmann 1925) do ponad 3000 m w profilu Gorzowa Wielkopolskiego na północy. Już po uwzględnieniu przedtrzeciorzędowej i czwartorzędowej denudacji różnica ta spowodowana jest narastaniem ku północy miąższości poszczególnych zespołów warstw i pojawianiem się nowych warstw, w dolnej lub środkowej części profilu.

W utworach permsko-triasowych tej części wielkopolskiego basenu sedymentacyjnego, która następnie weszła w skład ukośnie przebiegającej laramijskiej monokliny przedsudeckiej, cztery razy powtarza się zespół utworów ewaporatowych: w cechsztylinie, w środkowym i górnym ręcie, w środkowym wapieniu muszlowym oraz w górnej części dolnego „węglowego“ kajpru, łącznie z dolną częścią górnego „pstręgo“ kajpru. Należy przy tym zauważyć, że prawie wszystkie utwory cechsztyliny (bez najwyższego cyklotemu), utwory ewaporatowe retu oraz wszystkie osady środkowego wapienia muszlowego powstały w związku z malejącymi okresowo wpływami warunków normalnomorskich. Przedstawiają one typy i modyfikacje klastycznych cyklotemów ewaporatowych w ujęciu G. Richter-Bernburga (1955) z kolejnym wytrącaniem się węglanów, siarczanów i chlorków. Natomiast w najwyższym cechsztylinie oraz w kajprze zaznaczyła się kombinacja sedymentacji ewaporatowej z kontynentalną, scharakteryzowana występowaniem pstrych pelitów. Taką kombinację przyjmuje G. Richter-Bernburg (op. cit.) także i dla retu Niemiec, bardziej „pstręgo“ niż w Polsce.

Utwory retu omawiane w tej pracy zostały przewiercone lub nadwiercone dwudziestoma otworami. Z siedemnastu materiału jest mi znany z autopsji, dwa zostały opisane przez P. Assmanna (1925, 1929), a jedno przez S. Gortyńską (1961). Wiercenia te są rozmieszczone w strefie rozciągającej się wzdłuż monokliny na przestrzeni 290 km, przy ukośnym odchyleniu ku północy, to znaczy prawie w poprzek basenu ewaporatowego z czasu sedymentacji tych utworów (fig. 1). W oparciu o uzyskane profile starałem się przeprowadzić naturalny podział litostratygraficzny retu. Zgadając się przy tym z zauważonymi już przedtem analogiami z profilami retu z klasycznych obszarów Niemiec (Jubitz, Heimlich & Kupke 1960, Gajewska 1964), starałem się ustalić zasady litostratygrafii retu omawianego obszaru przede wszystkim w oparciu o analizę rozwoju basenu sedymentacyjnego.

Do materiałów wykorzystanych w pracy nie mogłem włączyć obserwacji J. Kłapcińskiego (1958) z profilu wiercenia Wisznia Mała koło Wrocławia, ze względu na zbiorczy typ opisu opublikowanego przez tego geologa. Wyłączyłem również z opracowania opisany przeze mnie profil retu wiercenia Ruszowice koło Głogowa z powodu jego fragmentaryczności. Niemniej jednak, wyniki tych dwóch wierceń, usytuowanych w badanej strefie, mieszczą się w ramach wniosków sformułowanych w tej pracy.

Przygotowując tę pracę korzystałem z wspólnych obserwacji i licznych dyskusji następujących geologów i geofizyków Przemysłu Naftowego: K. Dyjaczynskiego, T. Kasprzaka, Z. Koraba, Z. Soi, J. Sokołowskiego, M. Solaka i innych. Pomagali mi również geolodzy Instytutu Geologicznego: W. Karaszewski i S. Gortyńska. Wszystkim Im składam serdeczne podziękowania.

ANALIZA PROFILÓW WIERCEŃ

Kompleksy litostratygraficzne i ich geneza

W omawianych profilach wierceń wyróżniłem 13 kompleksów litostratygraficznych, ponumerowanych od góry od 1 do 13 (fig. 2 i 3).

Dwa najniższe: kompleks 13, o miąższości 9,5—21 m, pelityczny z wkładkami piaskowca glaukonitowego, oolitów, oraz ze śladami nieoznaczalnej fauny (fig. 2C) i kompleks 12, o miąższości 6—25,8 m, złożony z czerwonych i zielonych piaskowców, należą do najwyższej części środkowego pstręgo piaskowca. Jego górną część w środkowej części monokliny można wyróżnić jako górny piaskowiec murchisonowy, w którego skład wchodzi jeszcze zespół piaskowcowy, podścielający omawiany kompleks 13 i oddzielający go od głównej warstwy oolitowej (poniżej zasięgu rysunku fig. 2C).

K. Mrozek (wiadomość ustna) znalazł w środkowym pstrym piaskowcu z wiercenia Wschowa 1 formę *Gervillia murchisoni* Gein., typową dla środkowego pstręgo piaskowca z zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Czarnocki 1925).

Dolny i środkowy pstry piaskowiec monokliny przedsudeckiej przedstawiają łącznie konsekwentny układ zmian i powiązań facjalnych, od pstrych utworów piaskowcowych na południu do pstrych pelitów z oolitami na północy. Układ ten jest wynikiem procesu zasypywania wielkopolskiego basenu sedymentacyjnego od południa materiałem detrytycznym pochodzącym z jego obrzeżenia i stale zaznaczającym się (oolity i wkładki piaskowca glaukonitowego) wpływem północnego morza w środkowej części tego pustynnego obniżenia (Bubnoff 1935, Tokarski 1961b).

Wyższe kompleksy, od 11 do 1, należą do retu.

Kompleks 11, pierwszy od dołu, o miąższości od 4 do 14 m, uważam za dolnoretowy, pomimo że litologicznie jest on najbardziej zbliżony do utworów dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. Są to mianowicie pstre pelity z wtrąceniami oolitycznymi w górnej części (fig. 2C). Za retowym wiekiem tego kompleksu przemawia przede wszystkim znalezienie w nim przeze mnie formy *Myophoria costata* Zenk., w środku omawianego obszaru.

Kompleks 11 nie podlega już także systemowi zmian facjalnych dolnego i środkowego pstręgo piaskowca, lecz jest wykształcony w jednolitej facji pstrych pelitów zarówno na całym omawianym obszarze (Tokarski 1961b), jak i poza nim (Czarnocki 1956). Ku południowi te pelity retu transgredują na przedpermskiej, pohercyńskiej powierzchni paleozoiku (Alexandrowicz & Siedlecki 1960). Tędy zapewne przeszła przez Bramę Morawską do basenu wielkopolskiego alpejska fauna triasowa, której wędrówkę rozpoczyna — według H. Senkowiczowej (1961a) — właśnie *Myophoria costata*. Dalszymi cechami kompleksu 11, charakterystycznymi dla retu, są konkreje anhydrytowe w pstrych pelitach, oraz kilkudziesięciocentymetrowa wkładka pstrych węglanów (marglu dolomitycznego) u ich stropu. O ile przy tym anhydryt pojawia się tylko lokalnie w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jako spoiwo piaskowca munchisonowego (Burzewski & Heflik 1962), to węglany u stropu kompleksu 11 wyraźnie sygnalizują rozpoczynający się wyżej cyklotem salinarny serii „białej“.

Nie mając możliwości skonfrontowania pozycji litostratygraficznej kompleksu 11 z szeroko zakrojoną korelacją utworów retu Polski, podawaną przez Z. Kotańskiego (1959) i H. Senkowiczową (1961b), uważam go za dolnoretowy, przypominając, iż taki wiek temu kompleksowi przypisywał już P. Assmann (1913) na Górnym Śląsku, który wyróżnił go jako „Neudecker Schichten“ (warstwy ze Świerklańca).

Kompleksy 10—1 zaliczam do środkowego i górnego retu i obejmują je wspólną nazwą „utworów ewaporatowych“.

Kompleksy 10, 9 i 8 łącznie, o sumarycznej miąższości 14,85—52 m, tworzą serię „białą“ o zawartości anhydrytu i gipsu w rdzeniach od 21% do 94%, poza dolomitem i marglem dolomitycznym. W wierceniach Chlebowo, Rybaki, Sulechów i Świebodzin, położonych w centrum omawianego obszaru (fig. 1 i 2A), gdzie grubość serii „białej“ jest równa lub wyższa od 29,7 m, pojawia się w niej wkładka soli kamiennej (kompleks 9), sygnalizowana już przez I. Gajewską (1961) i S. Gortyńską (1961). W środkowej części kompleksu 9, lub blisko jego stropu, w profilach przeważa anhydryt i gips nad solą kamienną (9a — fig. 2B i 3).

Ponieważ u spodu serii „białej“, w kompleksie 10, w rdzeniu na miąższości kilku metrów dolomit i margiel dolomityczny przeważają nad anhydrytem i gipsem, cały zespół przedstawia klasyczny cyklotem ewaporatowy. Powstał on zapewne po nagłym wtargnięciu wód Tetydy do basenu wielkopolskiego, położonego w strefie o wyraźnie zaakcentowanym klimacie kontynentalnym, odziedziczonym po podobnym klimacie dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. W tych warunkach mogło dojść do szybkiego wytrącenia się dużej masy łatwiej rozpuszczalnych ewaporatów — anhydrytu i soli kamiennej, przy czym sól zgrupowała

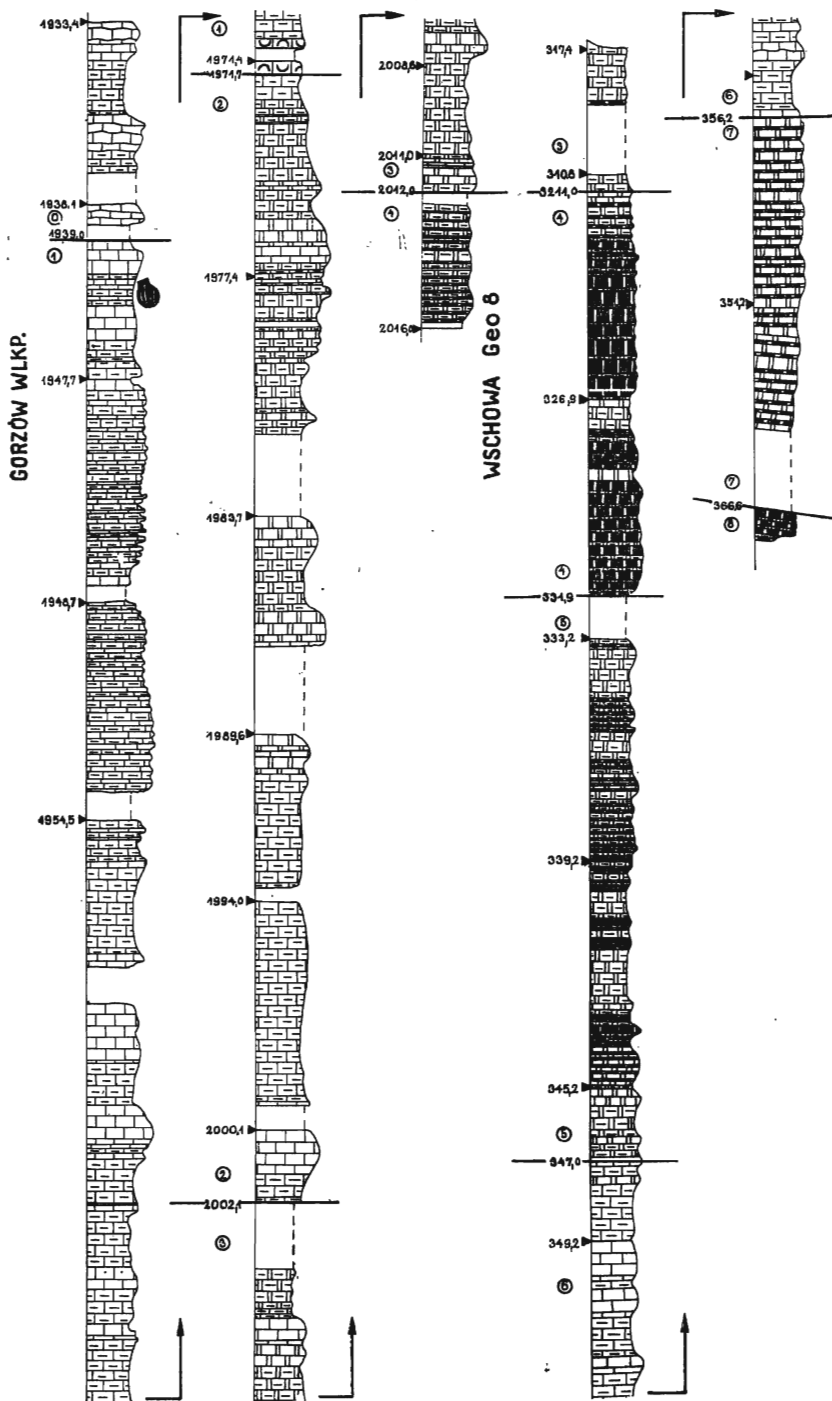


Fig. 2A

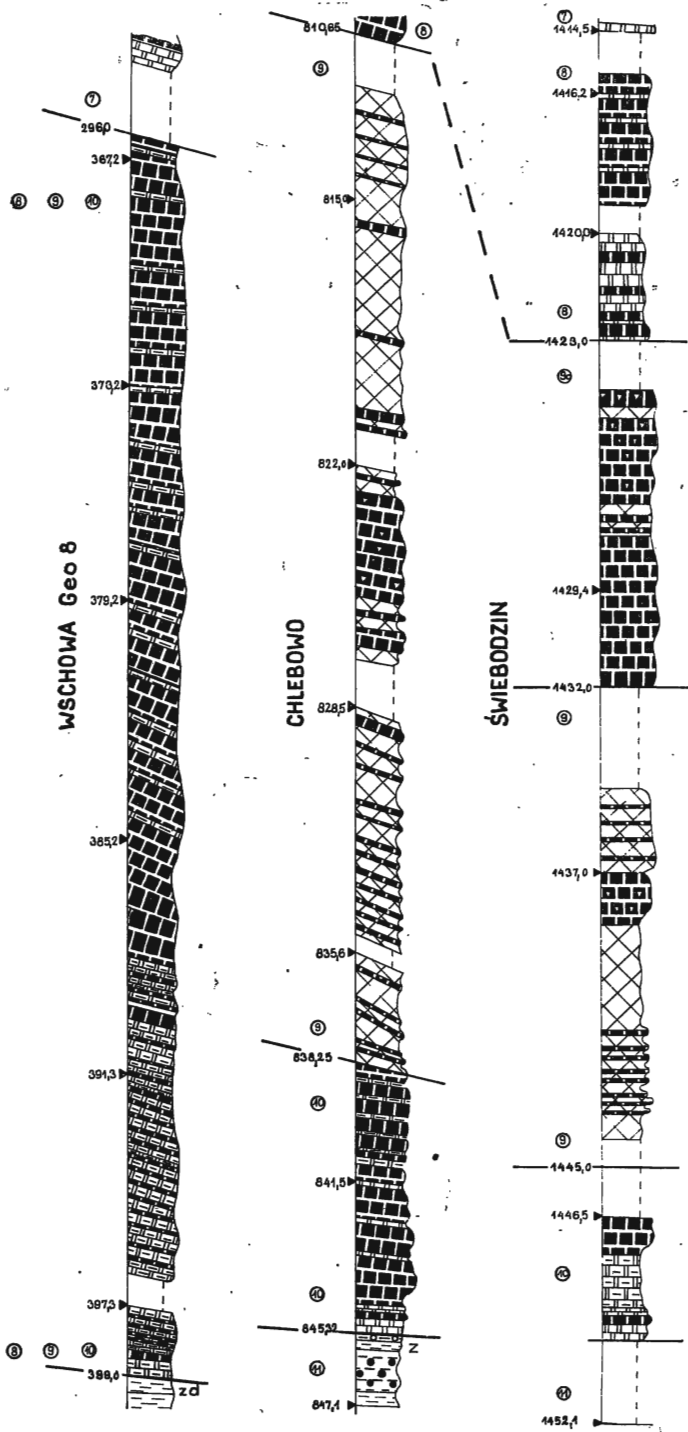


Fig. 2B

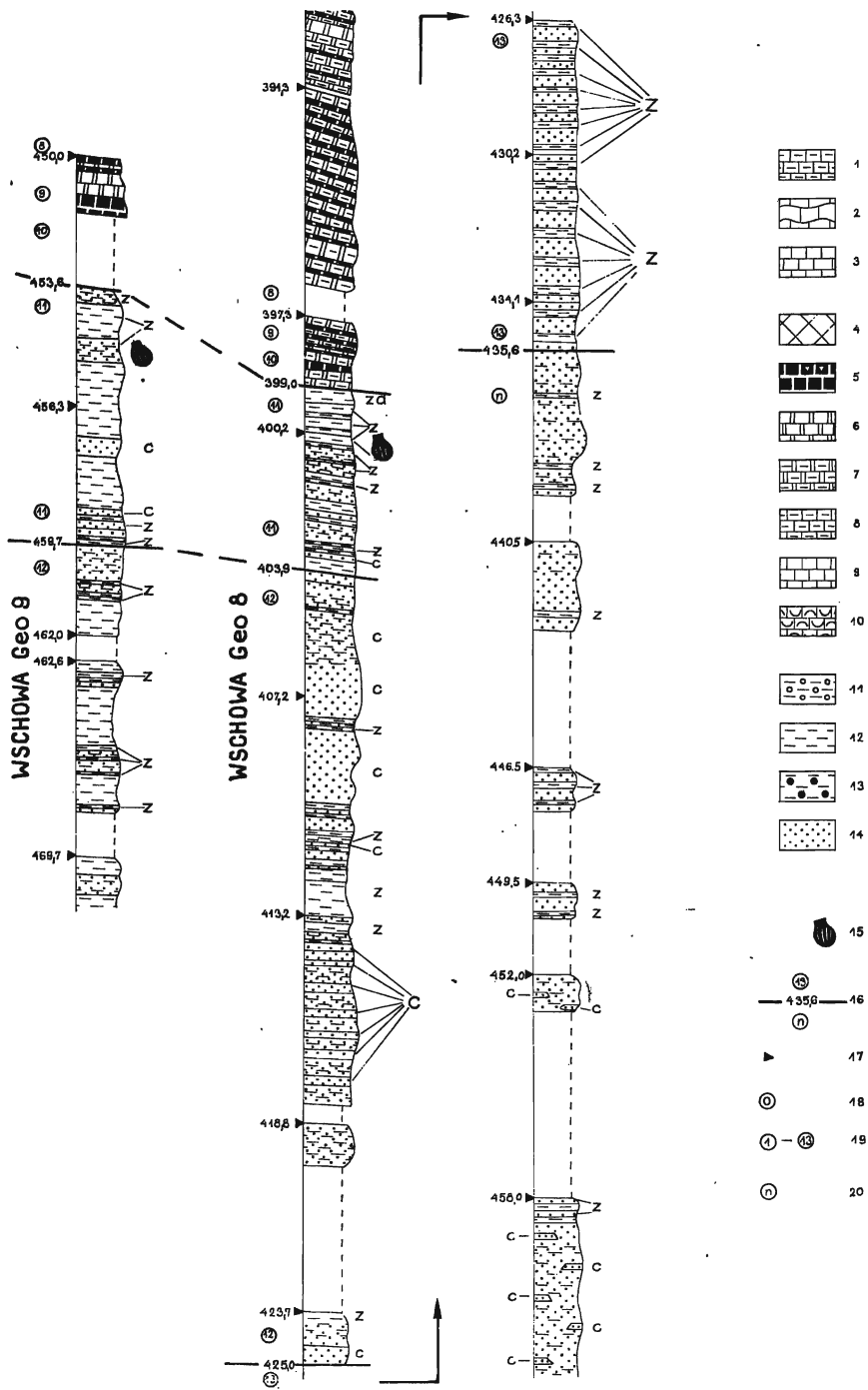


Fig. 2C

się w centralnej części basenu, ściśle według zasady sformułowanej przez G. Richter-Bernburga (1955).

Kompleksy 7, 6 i 5, o łącznej miąższości 13,2—35,5 m, tworzą serię „węglanową dolną“. W serii tej, przy nagłym spadku zawartości anhydrytu i gipsu u jej dolnej granicy w stosunku do podścielającej serii „białej“ (z 21—94% na 0—23%), osady sedymentacji normalnomorskiej są najliczniejsze w środkowym kompleksie 6 (o miąższości 4,1—15 m). Są to: dolomit i margiel dolomityczny w zestawieniu z anhydrytem i gipsem, wapień i margiel w zestawieniu z dolomitem i margiem dolomitycznym, oraz utwory węglanowe z *Myophoria costata* i z warstwą stromatolitową, którą zauważył w zebranych materiale mgr M. Szulczewski, w zestawieniu ze skałami pozbawionymi fauny (fig. 2A i 3).

Zaznaczające się tutaj odwrócenie normalnego następstwa osadów cyklotemu ewaporatowego zostało, być może, wywołane tym, że nowe wtargnięcie wód Tetydy do basenu wielkopolskiego zlikwidowało wprawdzie warunki sprzyjające poprzednio wytrącaniu się ewaporatów serii „białej“, lecz postępowało wolniej i wymagało już nawet pewnego czasu, żeby osiągnąć maksimum wpływów normalnomorskich w czasie sedymentacji kompleksu 6. Dopiero później wzięty górę wpływy kontynentalnego klimatu strefy basenu wielkopolskiego w kompleksie 5 (o miąż-

Fig. 2A, B

Przykłady typowych profilów rdzeniowych
Objaśnienia jak do fig. 2C

Examples of typical core profiles
For explanations see fig. 2C

Fig. 2C

Przykład typowego profilu rdzeniowego

Wapień muszlowy: 1 margiel, 2 wapień falisty, 3 wapień marglisty; ret i najwyższy środkowy pstry piaskowiec: 4 sól, 5 anhydryt i gips, 6 dolomit, 7 margiel dolomityczny, 8 margiel, 9 wapień marglisty, 10 wapień zrostkowy, 11 oolity pstry, 12 mułowiec czerwony (Z zielony, ZD zielony dolomityczny), 13 „oczka“ anhydrytu w mułowcu, 14 biały piaskowiec drobno- i średnioziarnisty (C czerwony, Z zielony); znaki konwencjonalne: 15 *Myophoria costata* Zenk., 16 granice litostratygraficzne, 17 głębokości granic marszów rdzeniowania, 18 utwory wapienia muszlowego, 19 kompleksy litostratygraficzne retu i najwyższego środkowego pstręgo piaskowca, 20 utwory środkowego pstręgo piaskowca niższe od kompleksu 13

Example of typical core profile

Muschelkalk: 1 marl, 2 Wellenkalk, 3 marly limestones; Röt and uppermost Middle Bunter: 4 salt, 5 anhydrite and gypsum, 6 dolomite, 7 dolomitic marl, 8 marl, 9 marly limestone, 10 nodular limestone, 11 variegated oolite, 12 red mudstone (Z green, ZD green dolomitic), 13 anhydrite "eyes" in mudstone, 14 white, fine- and medium-grained sandstone (C red, Z green); signs: 15 *Myophoria costata* Zenk., 16 lithostratigraphic boundaries, 17 boundary depths of particular cores, 18 Muschelkalk deposits, 19 lithostratigraphic complexes of the Röt and of the uppermost Middle Bunter, 20 Middle Bunter deposits below complex 13

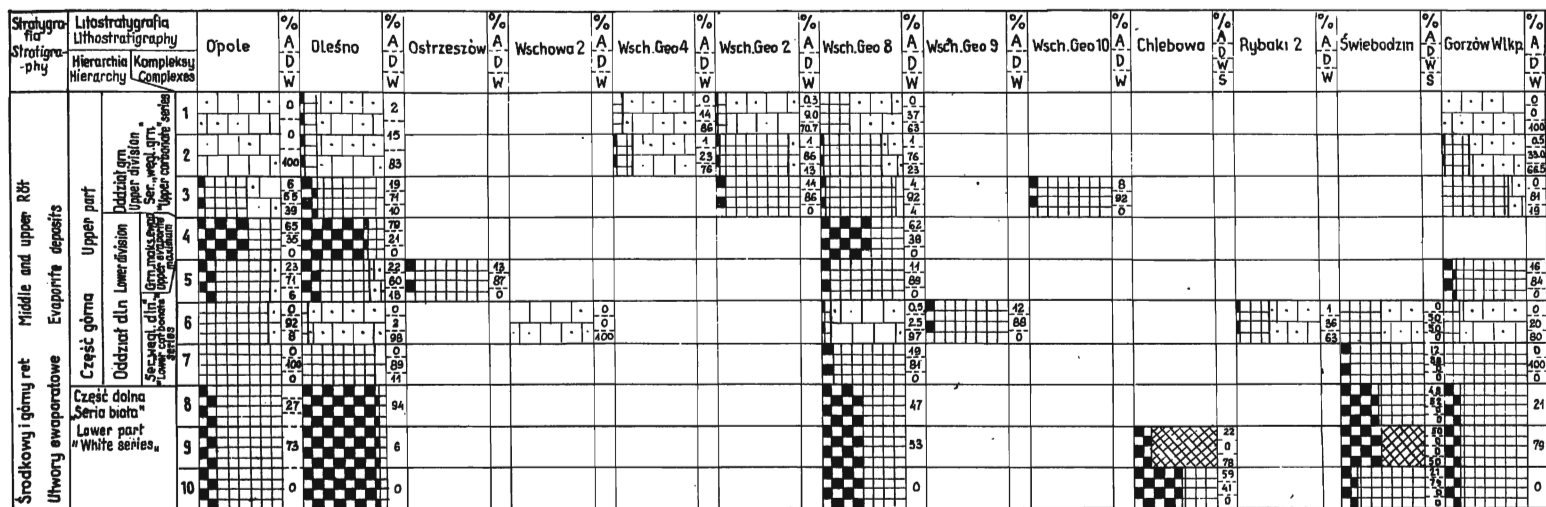


Fig. 3

Schemat procentowego udziału głównych elementów litologicznych w profilach o uzysku materiału rdzeniowego większym niż 50%

S sól, A anhydryt i gips, D dolomit i margiel dolomityczny, W wapień i margiel

Diagram of the percent amounts of the chief lithological elements in profiles from which the drilling core returns exceeded 50 per cent

S salt, A anhydrite and gypsum, D dolomite and dolomitic marl, W limestone and marl

szości 5,4—15,2 m), który jest jakby kopią litologiczną kompleksu 7, o miąższości 3,2—13,15 m.

Skokowo wzmożyły się te wpływy w następnym ku górze kompleksie 4, o miąższości 5—14,5 m, złożonym z anhydrytu i gipsu w ilości 62—79%, które przeważają nad dolomitem i marglem dolomitycznym. Kompleks 4 określam nazwą „górne maksimum ewaporatowe“. Jest to rodzaj kopii litologicznej serii „białej“ z jej bezsolnej odmiany (fig. 2A i 3). Jest to też przewodni reper dla badań sejsmicznych (Depowski, Królicka & Kühn 1962).

Nagły spadek zawartości anhydrytu i gipsu do 0—19%, powodujący ostrość stropowej granicy kompleksu 4, wynika znowu zapewne na skutek powtórzenia wydarzeń, które poprzednio odbyły się na przełomie powstawania serii „białej“ i kompleksu 7. Znowu musiało tu nastąpić wtargnięcie wód Tetydy, które, zlikwidowawszy wybitnie ewaporatowe środowisko kompleksu 4, same stopniowo wywalczały przewagę elementów normalnomorskich.

Teraz jednak w serii „węglanowej górnej“, która składa się z kompleksów 3, 2 i 1 o łącznej miąższości 38,5—99,2 m, nie widać już ku górze nawrotu nasilenia sedymentacji ewaporatowej (fig. 2A i 3). Procent dolomitu i marglu dolomitycznego w stosunku do anhydrytu i gipsu, wapienia i marglu w stosunku do dolomitu i marglu dolomitycznego, oraz węglanów z fauną z *Myophoria costata* w stosunku do skał pozbawionych szczątków organicznych, narasta ku górze od kompleksu 3 (miąższość 3,2—36 m) poprzez 2 (miąższość 4,2—62,5 m) do 1 (miąższość 14,5—53,3 m). W najniższym z nich (3) anhydrytu i gipsu jest 0—19%, dolomitu i marglu dolomitycznego 55—92%, a wapienia oraz marglu 0—39%, a w najwyższym (1) odpowiednie liczby wynoszą: 0—0,3%, 0—37% i 63—100%. Charakterystyczne jest przy tym wzrastające ujednoczenie litologii ku górze w poszczególnych profilach, oraz wyrównanie facji pomiędzy tymi profilami (fig. 3).

Dolny wapień muszlowy, o facji i litostratygrafii zbliżonej na całym omawianym obszarze do typu ustalonego dla Górnego Śląska przez P. Assmanna (1925, 1929, 1944), charakteryzuje się nagłym wystąpieniem wapienia i margli, bardziej szarych niż żółtawe i brązowawe dolomityczne wapienie i margle kompleksu 1 najwyższego retu, a także pojawieniem się nagromadzeń członów liliowców. Przy wspólnym profilowaniu wiercenia Gorzów Wielkopolski, znaleźliśmy z dr W. Karaszewskim formę *Myophoria costata* Zenk. o 1,23 m poniżej górnej granicy kompleksu 1 (fig. 2A).

Pstre pelity zostały wykryte wśród utworów ewaporatowych środkowego i górnego retu omawianych profilów wiertniczych tylko lokalnie, jako kilkucentymetrowe wkładki w kompleksie 5 przez mnie, a w kompleksie 2 przez K. Dyjaczynskiego (wiadomość ustna).

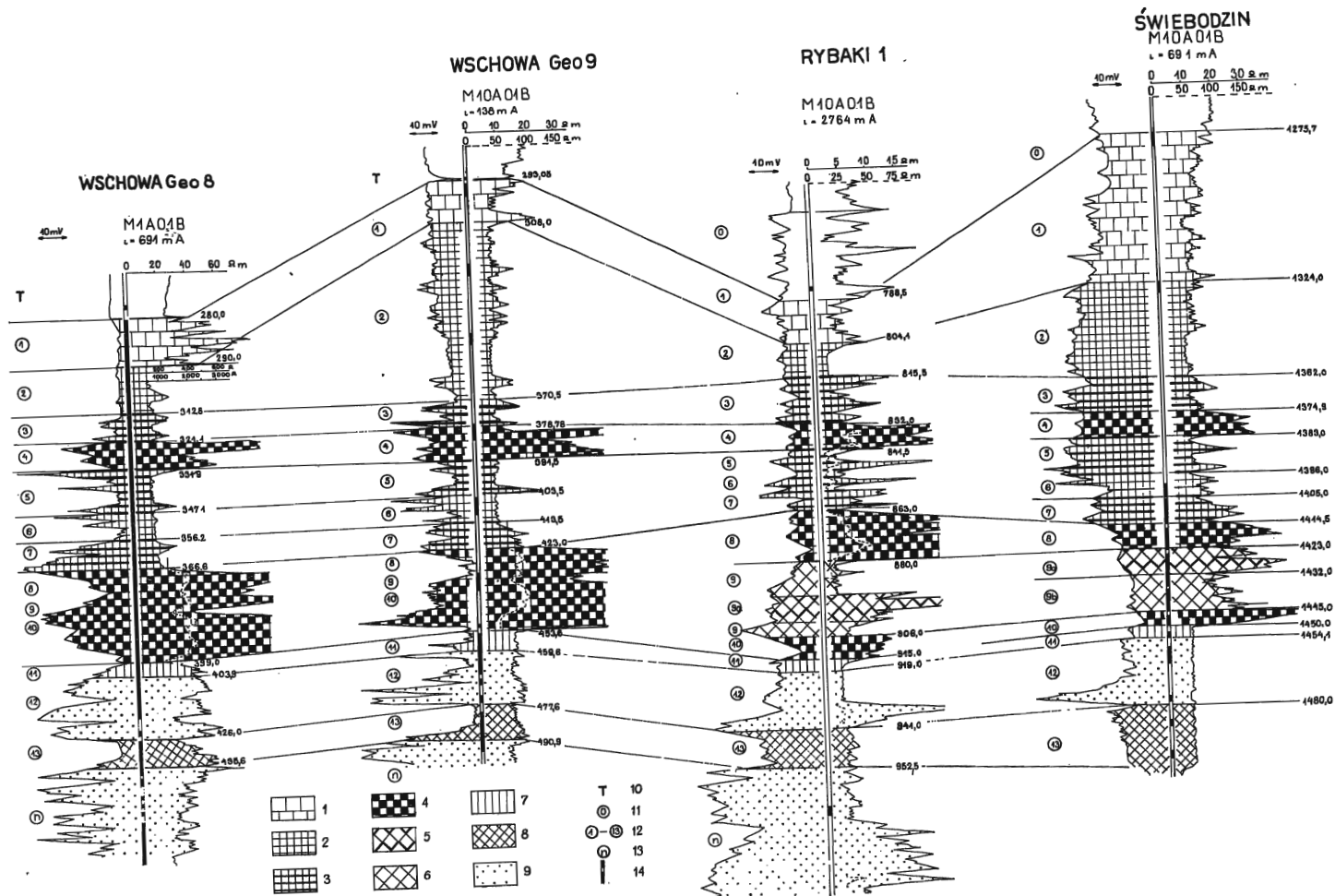


Fig. 4

Elektrostratygraficzne sprecyzowanie granic kompleksów litostratygraficznych

Wykresy elektrycznego profilowania szesnastu wierceń omawianego obszaru pozwoliły mi zarówno na sprecyzowanie pozycji granic poszczególnych kompleksów litostratygraficznych w przypadku istnienia pełnego materiału rdzeniowego, jak i na wyznaczenie granic w profilach o małym i bardzo małym uzysku rdzeni. W elektrostratygraficznej charakterystyce profilów współdziała wykres potencjału własnego ze wskazaniami oporu pozornego (w tym ostatnim przypadku przy sondzie typu M 1,0 A 0,1 B, fig. 4).

Dla detrytycznych utworów kompleksów 13, 12 i 11 monotonne zygzaki wskazań oporu pozornego nie przekraczają wartości 25 omm. Tu jedynie dwie zmiany wychyleń potencjału własnego, ogólnie charakteryzującego się amplitudą 30 mv, pozwalają na wyróżnienie kompleksów 13 i 11. Pierwszy z nich cechuje się dużym, a drugi mniejszym wygładzeniem całego systemu zygzaków.

Dalej ku górze wskazania potencjału własnego dają system monotonnych wahań o amplitudzie 30 mv. Natomiast wychylenia oporu pozornego wskazują dla bezsolnej odmiany serii „białej” typowe dla anhydrytu pole maksimów rzędu 80 omm, ostro odgraniczone od niższych wskazań na dolnej i górnej granicy serii. Dla jej solnej odmiany maksimum odpowiadające kompleksom 10 i 8 są mniejsze, rzędu 150—200 omm, z powodu zasolenia płuczki w wyniku ługowania soli kompleksu 9. Sam kompleks 9 daje zygzaki o maksimach 30 omm, które dla partii solno-anhydrytowej (9a) podnoszą się do 150 omm.

Fig. 4

Elektrostratygraficzna korelacja profilów

Litologia: utwory ewaporatowe: 1 przewaga wapienia i marglu, 2 wapień, margiel, dolomit i margiel dolomityczny, 3 przewaga dolomitu i marglu dolomitycznego, 4 przewaga anhydrytu, 5 anhydryt i sól, 6 przewaga soli; utwory klastyczne: 7 przewaga czerwonego i zielonego mułowca, 8 czerwony i zielony mułowiec oraz biały, czerwony i zielony piaskowiec, 9 przewaga piaskowca jw.; znaki konwencjonalne: 10 utwory trzeciorzędowe, 11 utwory wapienia muszlowego, 12 litostratygraficzne kompleksy retu i środkowego pstrego piaskowca, 13 utwory środkowego pstrego piaskowca niższe od kompleksu 13, 14 stopień uzysku rdzeni

Correlation of profiles by electrostratigraphy

Lithology: evaporite deposits: 1 predominance of limestone and marl, 2 limestone, marl, dolomite and dolomitic marl, 3 predominance of dolomite and dolomitic marl, 4 predominance of anhydrite, 5 anhydrite and salt, 6 predominance of salt; clastic deposits: 7 predominance of red and green mudstone, 8 red and green mudstone, also white, red and green sandstone, 9 predominance of sandstone as above; signs: 10 Tertiary deposits, 11 Muschelkalk deposits, 12 lithostratigraphic complexes of the Röt and Middle Bunter, 13 deposits of the Middle Bunter below complex 13, 14 state of drilling core returns

Ługowanie wkładki solnej w profilach wierceń wpłynęło na systematyczne obniżenie wskazań oporu pozornego także dla kompleksów leżących powyżej. Dlatego w dalszym ciągu podaję ilościową charakterystykę wykresu oporu pozornego z profilów o bezsolnej facji serii „białej“.

W obrębie serii „węglanowej dolnej“, dolny kompleks (7) charakteryzuje się zygzakami oporu pozornego spadającymi od maksimów, wynoszących ponad 100 omm w spagu, do rzędu 20—30 omm w stropie, z osobnym maksimum wielkości 125 omm w niższej partii górnej części kompleksu. Środkowy kompleks (6) wykazuje oscylacje linii oporu pozornego rzędu 10—25 omm. Natomiast górny kompleks (5) zaczyna się u dołu odrębnym maksymalnym wychyleniem tej linii o wymiarze 125 omm, a wyżej, aż do jego górnej granicy zarysowuje się seria zygzaków oporu pozornego o maksimach rzędu 25 omm.

Podane różnice w wykresie linii oporu pozornego pomiędzy obu skrajnymi kompleksami serii „węglanowej dolnej“ z jednej strony, a jej środkowym kompleksem 6 z drugiej, odpowiadają ich różnicom litologicznym. Albowiem większa domieszka łatwiej rozpuszczalnych ewaporatów (anhydrytu i gipsu) w obu skrajnych kompleksach powoduje większe opory kompleksów, rzeczywiste i pozorne.

Silnie anhydrytowy kompleks 4, czyli „górne maksimum ewaporatowe“, podobnie jak bezsolna odmiana serii „białej“, wykazuje zwarte pole maksymalnych oporów pozornych rzędu 600 omm, ostro odgraniczone zarówno w spagu, jak i w stropie.

Dla kompleksu 3, najniższego z trzech części serii „węglanowej górnej“, linia oporu pozornego daje dwa maksima rzędu 20 omm. W obrębie tego kompleksu linia wskazań potencjału własnego, która od dołu omawianego profilu utworów retu wykazuje monotonne zygzaki o amplitudzie 30 mv, nagle zmienia ku górze ich rozpiętość do 15 mv. Przypuszczam, że stoi to w związku ze wspomnianym ujednostajnieniem litologii profilu ku górze. Tendencja ta widocznie nasiliła się (we wskazanym przez potencjał własny miejscu profilu, które mogło ująć uwagi przy opisie materiału rdzeniowego).

Środkowa część serii „węglanowej górnej“ (kompleks 2) wykazuje wychylenia linii oporu pozornego rzędu 10—25 omm. Natomiast linia potencjału własnego ma tu wahania o rozpiętości 2—10 mv. Wskazuje to na przeważającą zawartość marglu w tym kompleksie, co jednak nie rzuca się w oczy przy opisie rdzeni.

Najwyższa część serii „węglanowej górnej“ (kompleks 1) charakteryzuje się nieregularnie rozrzuconymi maksimami wskazań oporu pozornego rzędu 15—25 omm, lokalnie do 65 omm. Amplituda wahań wykresu potencjału własnego wynosi tu 8—10 mv. Dane te zapewne wiążą się z nieco wyższym stosunkiem wapienia względem marglu niż w kompleksie 2, czego nie można było wywnioskować z opisu rdzeni.

Najniższa część wapienia muszlowego, ponad górną granicą utworów retu, wykazuje maksima oporu pozornego wielkości 15—25 omm, regularnie rozmieszczone wzdłuż profilu w odstępach 5—10 m, oraz prawie kompletne wygładzenie linii potencjału własnego. Odpowiada to widocznej w materiale rdzeniowym większej ilości marglu oraz zasadniczo większej mianglistości warstw wapienia w stosunku do najwyższych utworów retu.

Jednoznaczność wskazywania granic kompleksów litostratygraficznych przez dane profilowania elektrycznego pozwoliła mi na ustalenie przebiegu dyslokacji na granicy kompleksów 2 i 1 w wierceniu Wschowa Geo 8, przez porównanie z wykresem wiercenia Wschowa Geo 9, odległego tylko o 1900 m ku północnemu wschodowi. Jednoznaczność ta pozwoliła również na rozciągnięcie przyjętego podziału utworów retu na profil wiercenia Rybaki 1, w którym nie wydobyto ani jednego rdzenia z tych utworów (fig. 4).

Wystąpiło tu także poprzednio już dwukrotnie sygnalizowane zjawisko (Tolkarski 1961a, 1962) stratygraficznej korelacji profilów, pomimo zachodzących w nich facyjnych zmian osadów.

Mianowicie w profilu wiercenia Wschowa Geo 9 (fig. 4), w serii „węglanowej dolnej“, uzyskano rdzenie tylko z jej środkowej części, czyli z kompleksu 6, przy braku rdzeni z kompleksów 7 i 5. Widać w nich warstwy dolomitu i marglu dolomitycznego z warstewkami i przerostami anhydrytu i gipsu. Otóż charakterystyka elektrostratygraficzna wszystkich trzech kompleksów tej serii (7, 6 i 5) jest dla tego profilu identyczna jak dla innych. Widocznie sens sedimentacyjny tej serii, jako odwróconego cyklotemu ewaporatowego, był przyczyną powstania takiego właśnie obrazu profilowania elektrycznego. Jeżeli zaś w samym centrum cyklotemu rdzenie wykazują w tym profilu nie przewagę wapienia i marglu z fauną jak w innych profilach, ale dolomitu i marglu dolomitycznego z anhydrytem i gipsem, to w takim razie w obu nie rdzeniowanych skrajnych kompleksach tej serii powinien być oczekiwany odpowiednio jeszcze większy procent anhydrytu i gipsu.

UJĘCIE WYRÓŻNIONYCH KOMPLEKSÓW LIPOSTRATYGRAFICZNYCH RETU W NATURALNE ZESPOŁY

Kompleks 11 — pstre, pelityczne utwory dolnego retu z *Myophoria costata*, oraz kompleksy 10, 9 i 8, czyli seria „biała“ jako dolna część utworów ewaporatowych środkowego i górnego retu, wyodrębniają się w profilu, zarówno litologicznie jak i genetycznie.

Natomiast ujęcia w większe zespoły wyższych kompleksów środkowego i górnego retu, 7—1, dokonałem w oparciu o porównania ich miąższości w poszczególnych profilach.

Mianowicie, po zsumowaniu miąższości kompleksów w każdym pro-

filu we wszystkich kombinacjach sąsiadujących liczb, została dla każdej z tych kombinacji przedstawiona różnica maksymalnej i minimalnej sumy z wszystkich profilów, jako procent sumy maksymalnej. Następnie, biorąc warianty podziału trójdzielnego i dwudzielnego zespołu kompleksów 7—1, wybrałem te ugrupowania, dla których sumy procentów były

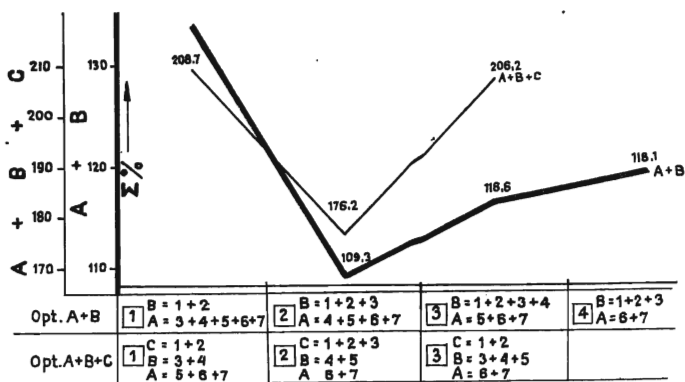


Fig. 5

Wykres minimumów sum procentów

Liczby 1—7 — kompleksy górnej części utworów ewaporatowych środkowego i górnego retu. Liczby 1—4 w prostokątach — numery kombinacji zgrupowań kompleksów. A+B+C — wariant trójdzielny. A+B — wariant dwudzielny

Diagram of percent-total minima

Nos. 1—7: complexes of the upper part of evaporite deposits of the middle and upper Röt. Numbers 1—4 in rectangles — Nos. of complex-groups combinations. A+B+C — tripartite variant. A+B — bipartite variant

najmniejsze (fig. 5). Są to dla podziału trójdzielnego ugrupowania 1+2+3, 4+5 i 6+7, a dla podziału dwudzielnego — ugrupowania 1+2+3 i 4+5+6+7. Z tych dwóch możliwości wybieram podział dwudzielny, gdyż w podziale trójdzielnym zespół kompleksów 4+5 nie ma uzasadnienia genetycznego jako osobna jednostka litostratygraficzna.

Jako wynik tych rozważań proponuję następujący podział utworów retu monokliny przedsudeckiej:

— strop, spągowa granica dolnego wapienia muszlowego —

Ret górny i środkowy, czyli utwory ewaporatowe o łącznej miąższości 81,7—174,3 m

Część górna o łącznej miąższości 62,8—138,3 m

Oddział górny, czyli seria „węglanowa górna“, kompleksy 1, 2, 3 o łącznej miąższości 44—99,2 m

Oddział dolny o łącznej miąższości 24,3—47 m

a) „górne maksimum ewaporatowe“, czyli kompleks 4 o miąższości 5—14,15 m

b) seria „węglanowa dolna“, czyli kompleksy 5, 6, 7 o łącznej miąższości 13,2—35,5 m

Część dolna, czyli seria „biała“, kompleksy 8, 9, 10 o łącznej miąższości 14,85—52 m

Dolny ret, czyli pstre pelity, kompleks 11 o miąższości 4—14 m

Spąg — górna granica środkowego pstrego piaskowca

ANALIZA MIĄŻSZOŚCI OSADÓW RETU I WNIOSKI PORÓWNAWCZE

Izopachyty trzech litostratygraficznych wydzieleń utworów ewaporatowych monokliny przedsudeckiej: serii „białej“, oddziału dolnego części górnej, oraz jej oddziału górnego (fig. 6 A, B, C) odwzorowują przebieg centralnej strefy omawianego fragmentu wielkopolskiego basenu sedymentacyjnego, wchodzącego w skład monokliny przedsudeckiej, w odpowiednich trzech fazach jego rozwoju w środkowym i górnym recie. Jest to obniżenie o prawie tym samym położeniu we wszystkich trzech fazach pomiędzy Ostrzeszowem względnie Rawiczem z jednej strony i Rybakami-Świebodzinem z drugiej, Z, X'-Z', X''-Z'', o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego z odchyleniem południowo-wschodnim.

We wszystkich trzech fazach obniżenie to rozwidła się ku zachodowi na odnogę zachodnią X, X', X'' i północno-zachodnią Z, Z', Z''. W fazie sedymentacji serii „białej“ zachodnia, rozwidlona część omawianego obniżenia razem z rozdzielającym obie odnogi wyniesieniem Y były miejscem wytrącania się soli kamiennej kompleksu 9.

Widać z tego, że fizjografia basenu wielkopolskiego w recie na omawianym obszarze była inna niż poprzednio w cechszynie, w czasie którego basen sięgał dalej ku północy. Niemniej jednak układ stref facjalnych utworów retu ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego, a zatem prawie taki sam, jaki został zapoczątkowany w basenie wielkopolskim w permie. Układ ten zachował się aż do końca mezozoiku, do ruchów laramijskich, a struktury laramijskie zostały nałożone niezgodnie, ukośnie na kierunki rozmieszczenia facji permu i mezozoiku basenu wielkopolskiego (Obuchowicz, Olewicz, Tokarski & Wdowiarz 1959).

Można zatem przypuszczać, że wniosek, sformułowany w oparciu o badania w obrębie monokliny przedsudeckiej o rozmieszczeniu facji i miąższości utworów retu na ukos i w poprzek jego basenu sedymentacyjnego, może być ekstrapolowany ku wschodowi na ciąg laramijskich niecek: miechowską, łódzką i szczecińską z ich głębiej występującymi, trudniej dostępnymi utworami retu.

Korzystne rozmieszczenie profili wiertniczych monokliny przedsudeckiej i urozmaicone następstwo litostratygraficznych wydzieleń retu w tych profilach pozwoliło na dość szczegółową analizę zarówno rytmu sedymentacji, jak i fizjografii basenu sedymentacyjnego. Na drodze porównawczej, z odpowiednimi modyfikacjami, metodyka badań przedsta-

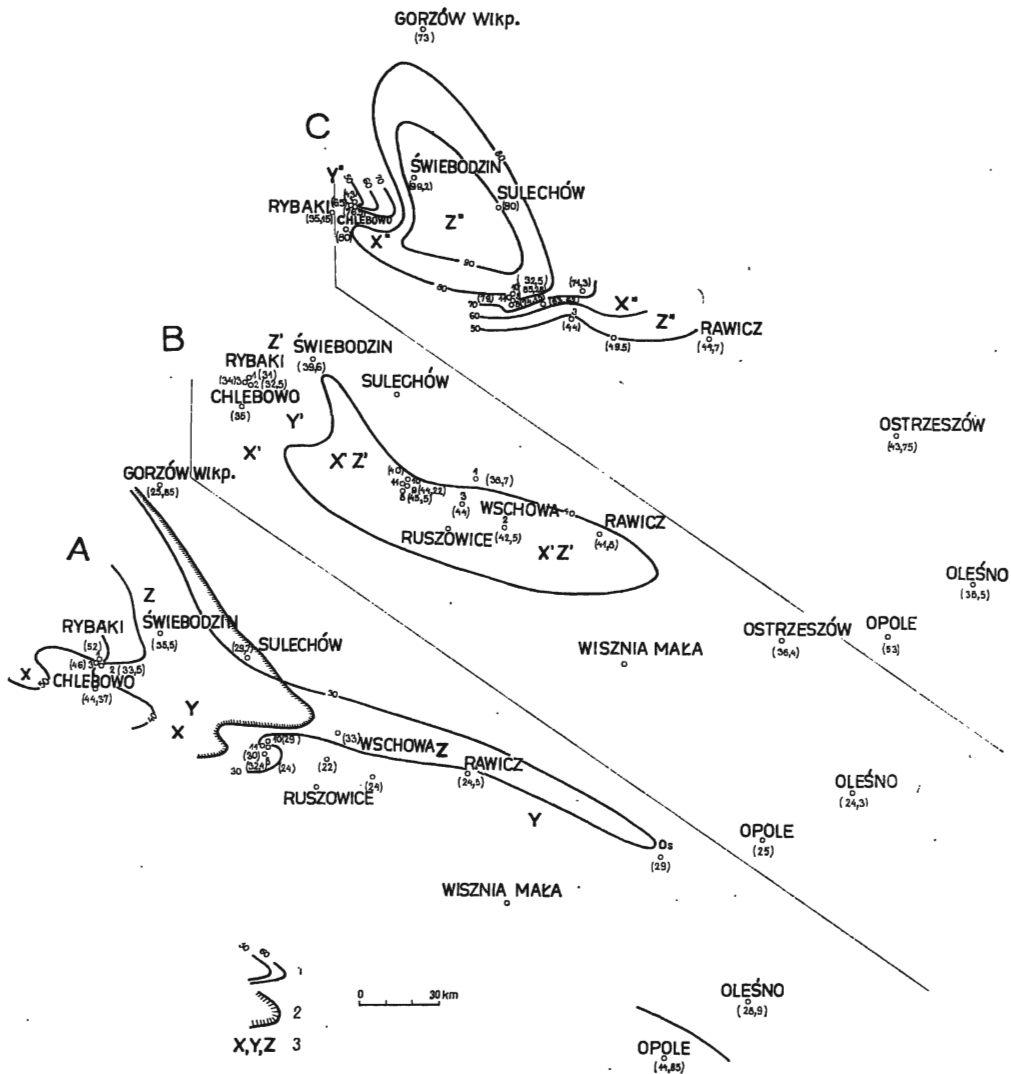


Fig. 6

Zestawienie map izopachyt grup kompleksów utworów retu

A faza 1 — seria „biała” (kompleksy 10+9+8), B faza 2 — seria „węglanowa dolna” i „górne maksimum ewaporatowe” (kompleksy 7+6+5+4), C faza 3 — seria „węglanowa górna” (kompleksy 3+2+1). 1 izopachyty cechowane w metrach, 2 wschodni zasięg soli retu, 3 elementy paleomorfologiczne dla fig. 6 A (dla fig. 6 B, C odpowiednio z jedną i dwiema kreskami).

Isopachytes of complex-groups of Röt deposits

A phase 1 — “white” series (complexes 10+9+8), B phase 2 — “lower carbonate” series and “upper evaporite maximum” (complexes 7+6+5+4), C phase 3 — “upper carbonate” series (complexes 3+2+1). 1 isopachytes marked in metres, 2 eastern extent of Röt salt, 3 palaeomorphological elements for fig. 6 A (for fig. 6 B, C with one or two dashes respectively).

wiona w tej pracy może być przeniesiona także i na inne osady permu i mezozoiku basenu wielkopolskiego, oraz na inne baseny tej samej strefy paleogeograficznej, nie wyłączając osadów cechsztyńu, mimo ich lepszego obecnego rozpoznania.

*Katedra Geologii Ziół Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Kraków, w listopadzie 1964 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. & SIEDLECKI S. 1960. Osady piaskowca pstrego w okolicach Rybnika (Bunter deposits in the vicinity of Rybnik). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30. Kraków.
- ASSMANN P. 1913. Ein Beitrag zur Gliederung des oberen Bundsandsteins im östlichen Oberschlesien. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 34. Berlin.
- 1925. Die Tiefbohrung Oppeln. — Ibidem, Bd. 46.
- 1929. Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. — Ibidem, Bd. 50.
- 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, T. II Der Muschelkalk. — Abh. Reichsamt Bodenforsch., N.F., H. 208. Berlin.
- BUBNOFF S. 1935. Geologie von Europa, Bd. 2, T. 2. Borntraeger. Berlin.
- BURZEWSKI W. & HEFLIK W. 1962. Petrografia pstrego piaskowca między Radkowicami a Wrzosami koło Chęciny (Petrography of Bunter sandstones between Radkowice and Wrzosa in the vicinity of Chęciny — Holy Cross Mountains). — Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 36³⁻². Kraków.
- CZARNOCKI J. 1925. Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur les résultats des recherches géologiques sur le terrain mésozoïque dans la partie occidentale du Massif de Święty Krzyż). — Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 11. Warszawa.
- 1956. Prace geologiczne. T. 5. Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Wyd. pośmiertne pod red. K. Pawłowskiej i S. Pawłowskiego. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.
- DEPOWSKI S., KRÓLICKA J. & KÜHN D. 1962. Perspektywy odkrycia gazu ziemnego w utworach triasu monokliny przedsudeckiej w świetle wyników wiercenia strukturalnego Sulechów (Gas field discovering possibilities in the Triassic deposits of the Fore-Sudetic Monocline in the light of the results of structure drilling Sulechów). — Przegląd Geol., nr 6. Warszawa.
- EISENTRAUT O. 1939. Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. — Arch. Lagerst.-Forsch., 71. Berlin.
- GAJEWSKA I. 1961. Nowe punkty facji salinarnej w triasie na terenie Polski (New points of the Triassic saline facies in Poland). — Przegląd Geol., nr 12. Warszawa.
- 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej (Röt, Muschelkalk and Keuper in the western and central parts of the Fore-Sudetic monocline). — Kwartalnik Geol., t. 8. Warszawa.
- GORTYŃSKA S. 1961. Wstępne wyniki wiercenia Sulechów (Preliminary results

- of drilling at Sulechów — Western Poland). — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- JASKOWIAK M. 1964. Dotychczasowe dane o budowie obszaru przedsudeckiego (Existing data on the structure of the Fore-Sudetic monocline). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8. Warszawa.
- JUBITZ K. B., HEIMLICH K. & KUPKE H. 1960. *Exkursionsführer Brandenburg, Geologie der Struktur Rüdersdorf bei Berlin*. Akademie-Verlag, Berlin.
- KASPRZAK T. & SOKOŁOWSKI J. 1964. Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. — *Geofizyka i Geologia Naftowa*, nr 3—5. Kraków.
- KŁAPCINIŃSKI J. 1958. Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego (The Triassic north-east of the Fore-Sudetic Swell). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 28. Kraków.
- KÖLBEL H. 1959. Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Norddeutschlands und angrenzender Gebiete. — *Ber. Geol. Ges. DDR*. Berlin.
- KOTAŃSKI Z. 1959. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatritic Triassic in the Tatras Mts. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 2. Warszawa.
- KRASOŃ J. 1962. Cykle sedymentacyjne w cechsztyńskim dolnośląskim (Sedimentary cycles in the Zechstein of the Lower Silesia area). — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. 1952. *Zarys geologii Polski*. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- OBUCHOWICZ Z., OLEWICZ Z. R., TOKARSKI A. & WDOWIARZ S. 1959. Obecny stan rozpoznania geologicznego i możliwości odkrycia nowych złóż ropy i gazu w Polsce (The present state of geological recognition and the possibilities of new oil and gas discoveries in Poland). — *Nafta*, nr 4. Katowice.
- OLEWICZ Z. R. 1959. Baseny sedymentacyjne i strukturalne ziem Polski (The sedimentary and structural basins on the Polish territory). — *Prace Inst. Naft.*, Ser. A i B, nr 63. Wydawn. Górn.-Hutn. Katowice.
- RICHTER-BERNBURG G. 1955. Über salinare Sedimentation. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 105. Hannover.
- SENKOWICZOWA H. 1961a. Wpływ fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarze Polski (Alpine fauna in the Röt and Muschelkalk sediments of Poland). — *Ks. Pam. J. Samsonowicza*. Polsk. Akad. Nauk, Warszawa.
- 1961b. Ret i wapień muszlowy w Górach Świętokrzyskich. Maszynopis pracy doktorskiej. Inst. Geol. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. & ŚLĄCZKA A. 1962. Wiek piaskowców z Wąchocka (On the age of the Wąchock sandstones). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. & SZYPERKO-ŚLIWICZYŃSKA A. 1961. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8. Trias (Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 8. Triassic). Inst. Geol. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1961a. Postęp w polskiej geologii poszukiwawczej (The advances of prospecting geology in Poland). — *Zesz. Nauk. AGH*, nr 52. Katowice.
- 1961b. O piaskowcu pstryym w północnej aureoli Bramy Monawskiej. — *Spraw. Pos. Kom. Geol. PAN*. Kraków.
- 1962. Struktura Niwisk (La structure de Niwiska). — *Prace Geol. PAN* Oddz. w Krakowie, nr 13. Kraków.
- WYŻYKOWSKI J. 1961. Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi (Remarks of the geological structure of north-western part of Fore-Sudetic Block and its environment). — *Przegląd Geol.*, nr 4. Warszawa.

A. TOKARSKI

**STRATIGRAPHY OF THE SALINARY RÖT
OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE**

(Summary)

ABSTRACT: Variegated pelites of the Lower Röt have been found in boreholes within an area stretching between Opole and Gorzów Wielkopolski. They contain *Myophoria costata* which migrated here via the Moravian Gate at the time of the Thetys ingression. Evaporite sediments of the middle and upper Röt were deposited in the dry climatic zone where the main Polish (Poznań) sedimentary basin was situated. These are the "white" anhydrite series with a salt intercalation, the lower "carbonate" series, the anhydrite "upper evaporite maximum" and the "upper carbonate" series. The isopachytes indicate a nearly W-E direction of the central part of the basin, with salt in the "white" series. The fore-sudetic monocline was formed as a result of Laramide movements. It has a NE inclination and its beds strike in a direction differing from that in their original sedimentary basin. This may provide a basis for the extrapolation of conclusions concerning the palaeogeographic problems of the Röt onto other Laramide structural zones.

**THE RELATION OF THE LARAMIDE STRUCTURE OF THE FORE-SUDETIC
MONOCLINE TO THE PERMO-MESOZOIC FACIAL ZONES
IN THE MAIN POLISH (POZNAŃ) SEDIMENTARY BASIN**

The fore-sudetic monocline is built of Permo-Mesozoic deposits of the main Polish basin, whose thickness ranges from a few hundred metres in the south to more than 3,000 metres in the north. This basin forms the eastern termination of a zone of analogous basins in western and central Europe which are discordantly superposed onto the partly folded, partly gently arranged deposits of the pre-Permian Palaeozoic (Bubnoff 1935, Olewicz 1959, Obuchowicz, Olewicz, Tokarski & Wdowiarz 1959, Tokarski 1961b, Jaskowiak 1964).

This W-E arrangement of the thickness- and facies-zones of the main Polish basin (Książkiewicz & Samsonowicz 1952, Senkowiczowa & Szypenko-Śliwaczyńska 1961, Krasoń 1962) was, in turn, affected by the post-Cretaceous Laramide movements which are responsible for the formation of the fore-sudetic monocline, with a NE inclination (Klapiński 1958, Tokarski 1961a). To the NW it passes into the Żary pericline (fig. 1) (Eisentraut 1931, Köbel 1959, Kasprzak & Sokołowski 1961, Wyżykowski 1961).

Twenty boreholes, scattered over an area from Opole in the south to Gorzów Wielkopolski in the north, have rendered possible the investigation of the Röt deposits obliquely to the strike of the beds of the monocline, therefore, practically across the facies- and thickness arrangement pattern. Two profiles were described from there by P. Assmann (1925, 1929), one by S. Gortyńska (1961), the remaining ones by the present writer as well as by other geologists from the Petroleum Industry and from the Geological Institute of the Geological Survey of Poland.

ANALYSIS OF BOREHOLE PROFILES*Lithostratigraphic complexes and their origin*

Thirteen lithostratigraphic complexes, numbered from top downwards, have been distinguished by the writer (figs. 2—4). Out of these the two lowermost ones (Nos. 13 and 12), with a total thickness of 20—42 m., could be distinguished only

between Wschowa and Świebodzin, in the higher part of the upper Murchisoni sandstone (Middle Bunter — Czarnocki 1925). Complex 13 (Tokarski 1961a) consists of green mudstones with glauconitic sandstones intercalated with oolites and with faunal remains (fig. 2C, pl. I, fig. 1). Complex 12 consists of variegated sandstones, lacking distinct traces of marine sedimentation except for sporadic oolitic intercalations.

The lower Röt, pelitic variegated complex No. 11, from 4—14 m. in thickness, corresponds to the "Świerklaniec beds" (Neudecker Schichten, Assmann 1913, Alexandrowicz & Siedlecki 1960). *Myophoria costata* Zenk. has been found here by the writer in borehole profiles of the Wschowa area. This form has also been reported from the south by J. Czarnocki (1956).

Complex No. 11 still contains some oolites characteristic of the Lower and Middle Bunter deposits (Senkowiczowa & Ślęczka 1962), also anhydrite, the latter rather rare, occurring only as sandstone cement in the Middle Bunter (Buzzewski & Hefflik 1962). In the uppermost part of this complex variegated dolomitic marl makes its appearance. It is several tens of centimetres thick and marks a passage to the evaporite deposits of the middle and upper Röt (fig. 2C).

Within the middle and upper Röt (from 81.7 to 174.3 m. in thickness) where the relation of the evaporites to the carbonates of normal-marine sedimentation is subject to changes along the profile, 10 lithostratigraphic complexes have been distinguished by the writer on the basis of laws governing salinary sedimentation which were established by G. Richter-Bernburg (1955). These complexes and their grouping into major lithological assemblages may be regarded as natural formations corresponding to the three ingressions of the Thetys sea through the Moravian Gate. The first of these ingressions is marked by the appearance of *Myophoria costata* (Senkowiczowa 1961a) in the variegated pelites of complex No. 11. The ingressions resulted in periods of varying duration of normal marine sedimentation that also depended on climate which was predominantly continental.

Though this lithostratigraphy is not comparable with the world wide division of the Röt (Kotański 1959), it may be correlated with the classic German profiles (Jubitz, Heimlich & Kupke 1960, Senkowiczowa 1961b, Gajewska 1964). The latter circumstance is of some importance since another type of salinary sedimentation, which is more closely connected with the continental environment, has been recognised by G. Richter-Bernburg (1955) for the Röt deposits of Germany. This is also indicated by a greater amount of the variegated pelites.

In the deposits, within the lower part of the monocline, a readily distinguishable "white" anhydrite series has been observed by the writer. It is composed of complex 10, 9 and 8, either unified or separate when there is a rock salt forming complex No. 9, with a separate anhydrite-salt bed called 9a, at the top or in the centre of complex No. 9 (figs. 2B, 3, 4) (Gajewska 1961, Gortyńska 1961). Farther upwards the "upper carbonate" series is divided into complexes 7, 6 and 5, going from the bottom. This is a reversed evaporite cyclothem showing an increase in the amount of anhydrite and dolomite in both the lower and the upper complex, while in the middle complex there is an increase in the normal-marine elements (limestone, marl and faunal remains — figs. 2A, 3).

The overlying anhydrite complex No. 4 forms a sharply differentiated "upper evaporite maximum" as well as the seismic key horizon of the fore-sudetic monocline (Depowski, Królicka & Kühn 1962).

The highest "upper carbonate" series consists of complexes 3, 2, 1 — going from bottom — and shows an upward increase in normal-marine sediments (figs.

2A, 3). Together with W. Karaszewski the writer found *Myophoria costata* Zenk. 1.23 m. below the bottom boundary of the Muschelkalk whose lithostratigraphy may, throughout the monocline, be correlated with P. Assmann's (1944) stratigraphy in Upper Silesia.

Within the evaporite deposits here considered, the variegated pelites have been found only as sporadic intercalations.

Lithostratigraphic complex boundaries established by electrostratigraphy

The boundaries of the accepted divisions as based on the observation of cores by electrical logging, have been indicated with greater accuracy and extrapolated to boreholes that yielded a meagre amount of cores, and even to borehole Rybaki 1 where no cores at all were obtained from the Röt deposits (fig. 4).

The electric potential graph displays monotonous zigzags of the order of 30 mv, beginning with the lower sandstone mass of the upper Murchisoni sandstone at the bottom to the lower part of complex 3 in the top. Against this background only complexes Nos. 13 and 11 are distinguished by smoothing indications. Higher up, beginning with the lower part of complex No. 3, the amplitude of the potential zigzags drops first to 15 mv, while for complex 2 it displays values ranging 2—10 mv. These values are also retained in complex No. 1, but they are nearly smoothed out towards the top on the lower boundary of the Muschelkalk.

In the three lower complexes Nos. 13, 12, 11 the apparent resistance line for the arrangement M 1.0 A 0.1 B, oscillates monotonously within the value of 25 omm, in the "white" series, however, it rises abruptly up to 800 omm. In the central part of that series it drops down to 30 omm in the salt complex and to 150 omm in the anhydrite-salt complex No. 9a. The leaching of the salt intercalation in borehole profiles resulted in a systematic drop of the apparent resistance indications in the higher complexes, too. Hence the writer continues to give the quantitative characteristics of the apparent resistance line from the saltless facies profiles of the "white" series.

The "lower carbonate" series above the upper sharply indicated boundary of the "white" series with its 800 omm values displays characteristic oscillations ranging 20—125 omm in the extreme complexes Nos. 7 and 5, but only 10—25 omm in the intermediate complex No. 6. "The upper evaporite maximum", i.e. complex No. 4, has a distinct uniform area of maximum indications — up to 600 omm. The two lower complexes Nos. 3 and 2 of the "upper carbonate" series, are with irregular apparent resistance oscillations ranging 10—25 omm, and to 15—65 omm in the uppermost complex No. 1. Beginning with the Lower Muschelkalk upwards, the apparent resistance line shows oscillations within the values 15—25 omm, regularly arranged along the profile.

Besides the differentiation as well as the integration of lithological features indicated by the electric logging in the particular boreholes, another interesting feature (Tokarski 1962) is disclosed for the area here considered in the borehole profile Wschowa Geo 9 (fig. 4). Electrostratigraphy has namely revealed here a reverse evaporite cyclothem, analogous to that observed in other boreholes. The dolomite-anhydrite cores, however, obtained in this profile from complex No. 6, suggest — in view of the lack of cores from complexes Nos. 7 and 5 — a shifting of the whole reversed cyclothem towards a type with predominance of the more soluble evaporites.

NATURAL GROUPING OF THE DISTINGUISHED LITHOSTRATIGRAPHIC COMPLEXES OF THE RÖT

Above the "white" series, readily distinguishable in the profiles, each profile from complexes Nos. 7—1 displays in separate boreholes differences in thickness that are partly systematic, partly reciprocally compensative within particular groups of complexes. In order to clear up these quantitative relations the thicknesses of the overlying complexes Nos. 7—1 have been summed up in every combination of the adjacent figures. Thus for every combination a maximum and a minimum sum was selected from all the profiles and the difference between them was presented in per cents of the maximum sum.

The next step was to select for the tripartite division a system of complex groups 1+2+3, 4+5 and 6+7 and a system of 1+2+3 and 4+5+6+7 for the bipartite division, both systems with the lowest totals of the per cent figures of sum differences (fig. 5). The bipartite division was taken out of the two possibilities since in the tripartite division the group of complexes 4+5 lacks genetic ground for its distinction as a separate lithostratigraphic unit.

In result of these speculations the writer proposes the following division of the Röt deposits of the fore-sudetic monocline:

— top, basal boundary of the Muschelkalk —

Upper and middle Röt, i.e. evaporite deposits of a total thickness of 81.7—174.3 m.

Upper part of a total thickness of 62.8—138.3 m.

Upper division, i.e. the "upper carbonate" series, complexes 1, 2, 3 of a total thickness of 44—99.2 m.

Lower division of a total thickness of 24.3—47 m.

"upper evaporite maximum" i.e. complex 4 with a thickness of 5 — 14.15 m.

"lower carbonate" series i.e. complexes 5, 6, 7, of a total thickness of 13.2—35.5 m.

Lower part, i.e. the "white" series, complexes 8, 9, 10 of a total thickness of 14.85—52 m.

Lower Röt, i.e. variegated pelites complex 11, of a thickness of 4—14 m.

— bottom, upper boundary of the Middle Bunter —

ANALYSIS OF THICKNESSES AND COMPARATIVE INFERENCES OF RÖT DEPOSITS

On isopachytes of the: "white" series, in the lower division of the upper part of the evaporite deposits, and of its upper division, have been depicted three Röt development phases of this fragment of the main Polish (Poznań) basin which is incorporated into the fore-sudetic monocline (fig. 6A,B,C).

These isopachytes show that the elongated depressed zone stretched WINW across the middle of the basin during all the three phases: Z, X'—Z' and X"—Z", bifurcating in this direction: X, Z, X', Z', X", Z". The bifurcation X, Z, separated by a positive element Y, was filled in and covered with salt which had been precipitated during a period corresponding to complex 9 (figs. 1, 6A).

The directional discordance of this picture of facial changes, as compared with the later Laramide structural arrangement (figs. 1, 6), suggests the eastward extrapolation of the picture into the area of the Laramide depressions of Miechów, Łódź and Szczecin, where Röt deposits are less accessible to boring operations.

The methods of investigating both the sedimentation rhythm of the Röt deposits in the fore-sudetic monocline and the physiography of the sedimentation basin at that time, proved fairly easy thanks to the lithostratigraphic distinctness of these deposits and to the convenient distribution of boreholes. These methods moreover, tried out on such material, are transferable to other parts of the main Polish sedimentary basin as well as to other basins within the same palaeogeographic zone. It may also prove useful for the study of salinary Zechstein deposits, notwithstanding the rather greater adequacy of their present knowledge.

*Department of Geology
of the Oil and Natural Gas Resources
at the College of Mining and Metallurgy Engineering
Kraków, Al. Mickiewicza 30
Cracow, November 1964*
