

Julian SOKOŁOWSKI

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA I STRUKTURALNA OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	297
Wstęp . . . . .	298
Określenie zasięgu obszaru przedsudeckiego . . . . .	298
Historia badań geologicznych . . . . .	300
Metodyka przeprowadzonej analizy geologicznej . . . . .	302
Kryteria podziału na piętra strukturalne . . . . .	305
Niektóre elementy prekambryjskiego fundamentu krystalicznego . . . . .	306
Problem kaledonidów . . . . .	307
Pokrywa dewońsko-karbońska i rozwój waryscyjskiej grzędy tektoniczno- -morfologicznej . . . . .	308
Charakterystyka laramijskiego piętra strukturalnego . . . . .	310
Jednostki tektoniczne laramijskiego piętra strukturalnego . . . . .	329
Charakterystyka polaramijskiego piętra strukturalnego . . . . .	340
Znaczenie poszukiwawcze uzyskanego rozpoznania strukturalnego . . . . .	342
Literatura . . . . .	353
Summary . . . . .	357

### Streszczenie

W oparciu o ostatnie wyniki badań geofizycznych i geologiczno-wiertniczych oraz wykonane mapy i przekroje geologiczne dokonano kompleksowej analizy budowy geologicznej i strukturalnej obszaru przedsudeckiego. Wyróżniono: prekambryjski fundament krystaliczny oraz piętra strukturalne: kaledońskie, waryscyjskie, laramijskie i polaramijskie. Wykryto tzw. grzędę żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską będącą równoleżnikowym elementem waryscyjskim oddziałują-

cym na układ facji i rozwój strukturalny oraz rozmieszczenie złóż w permsko-mezozoicznym piętrze strukturalnym. Scharakteryzowano przebieg sedymentacji permsko-mezozoicznej, prawidłowości budowy struktur lokalnych, ich typy i rozwój w czasie oraz kolejne etapy przebudowy tektonicznej obszaru. Omówiono prawidłowości rozmieszczenia bituminów i innych surowców użytecznych oraz wskazano kierunki dalszych prac badawczych i poszukiwawczych.

## WSTĘP

Dobra znajomość budowy strukturalnej jakiegokolwiek regionu geologicznego jest jednym z podstawowych warunków umożliwiających prowadzenie naukowo i ekonomicznie uzasadnionych badań geofizycznych i geologicznych, mających na celu odkrycie oraz eksploatację bagactw mineralnych. Stwierdzenie użytecznych surowców zwiększa ilość prac badawczych, dostarczających dużych ilości materiałów dokumentacyjnych, pozwalających na opracowanie podstawowych zagadnień z zakresu sedimentacji, paleontologii, geologii historycznej i strukturalnej, geofizyki, geochemii itp.

Istnieje niezaprzeczalny związek i współzależność badań naukowych z praktycznymi osiągnięciami przemysłowymi. Współzależność ta uwidacznia się w oczywisty sposób na przykładzie omawianego w niniejszej pracy obszaru przedsudeckiego. Tutaj, bazując na słusznych koncepcjach geologów polskich (Zwierzycki 1947, 1951; Czarnocki 1951; Wyżykowski 1958; Wyżykowski, Jurczak 1957; Tokarski 1958 i inni) o perspektywiczności omawianego obszaru, w latach 1956—1965 wykonano różnymi metodami wiele badań geofizycznych oraz znaczną ilość głębokich wierceń. W efekcie odkryto bogate złoża miedzi a także złoża ropy naftowej, gazu ziemnego, węgla brunatnego, soli kamiennej oraz zarejestrowano występowanie soli potasowo-magnezowych, stwarzające perspektywy udokumentowania przemysłowych zasobów tego surowca. Nagromadzona została duża ilość danych geofizycznych i geologicznych, pozwalających na pierwszą syntetyczną próbę określenia budowy geologicznej i charakterystyki strukturalnej omawianego obszaru.

Uczestnicząc czynnie od 1956 r. w pracach geologiczno-badawczych, prowadzonych na tym terenie, oraz studiując bieżące publikacje i opracowania geologów przemysłu naftowego, miałem możliwość zapoznania się z najbardziej aktualnymi danymi zarówno z zakresu geofizyki, jak i geologii. W ostatnich trzech latach podjąłem próbę zestawienia wszystkich tych materiałów i wykonania syntetycznego opracowania, opartego na kompleksowej analizie istniejących danych geofizycznych i geologicznych.

W niniejszym opracowaniu pragnę przedstawić dotychczasowe wyniki moich badań dotyczących głównie budowy geologicznej oraz cha-

rakterystyki strukturalnej i wzajemnych współzależności między tektoniką a rozmieszczeniem surowców.

Zdaję sobie sprawę, że osiągnięte wyniki nie dają jeszcze pełnej odpowiedzi na szereg skomplikowanych zagadnień, dotyczących szczegółów budowy geologicznej. Pokrycie omawianego obszaru pracami badawczymi jest nierównomierne, a w związku z tym stan faktycznego rozpoznania jest bardzo różny. Z tych też przyczyn, jak też ze względu na krótki termin opracowania, podana synteza może nosić dla obszarów słabiej zbadanych piętno subiektywnego, indywidualnego podejścia, którego jednak w żadnej pracy tego typu nie da się wyeliminować.

Mając na względzie umożliwienie Czytelnikowi obiektywnego spojrzenia na przedstawione zagadnienia, będę się starał swoje sformułowania i wnioski dokumentować danymi faktycznymi oraz oddzielić elementy pewne od mniej pewnych lub hipotetycznych. Mam nadzieję, że ten sposób podania faktów i kontrola wniosków przy pomocy różnego rodzaju kompleksowych metod badawczych (geofizycznych i geologicznych) ustrzeże mnie przed mylnymi lub przedwczesnymi sformułowaniami.

Zakres i plan przedstawionego elaboratu oraz szereg zawartych w nim tez przedkonsultowałem z profesorem dr A. Tokarskim i docentem dr Z. Kotańskim, którym za cenne uwagi składam gorące podziękowanie.

Dziękuję dyrektorom mgr J. Stemulakowi i mgr P. Karnkowskiemu za zezwolenie na prowadzenie badań i wykorzystanie istniejących materiałów geologicznych przemysłu naftowego, a geologom Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Pile — za liczne konsultacje i udostępnienie mi opracowań archiwalnych, którymi posłużyłem się w niniejszej pracy.

Moim współpracownikom — mgr S. Wójcikiewicz, W. Boguszowi, mgr J. Bojarskiej, M. Bednarkowi i żonie J. Sokołowskiej — dziękuję za pomoc przy technicznym zestawieniu danych i przy opracowaniu załączników graficznych. Geofizykom pracującym na tym obszarze składam podziękowanie za udostępnienie mi materiałów, które wykorzystałem do konstrukcji map.

## OKREŚLENIE ZASIĘGU OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

Pojęcie obszaru przedsudeckiego w literaturze geologicznej nie zostało dotychczas ściśle sprecyzowane. W ostatnich latach było ono używane

przez geologów przemysłu naftowego (T. Kasprzak, Z. R. Olewicz, J. Sokołowski) w nieopublikowanych opracowaniach projektowych lub

dokumentacyjnych dla określenia stref perspektywicznych pod względem poszukiwawczym w utworach permsko-mezozoicznych między Sudetami (w ujęciu geologicznym) i synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkim (w ujęciu W. Pożaryskiego, 1963). J. Oberc (1957b) obszarem przedsudeckim nazywał strefę bezpośrednio przyległą do Sudetów, odpowiadającą jednostce geograficznej zwanej Przedgórzem Sudetów.

T. Kasprzak i J. Sokołowski (1964) sprecyzowali, że pod pojęciem obszaru przedsudeckiego rozumieją strefę wschodni podtrzęsiorzędowych utworów mezozoicznych i paleozoicznych ograniczoną od południa Sudetami, a od północnego wschodu wschodnimi utworami kredowych synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkiego. Do obszaru przedsudeckiego zaliczyli: wał (blok) przedsudecki, nieckę północnosudecką, peryklinę Żar i monoklinę przedsudecką. Podobny zasięg obszaru przedsudeckiego przyjmuje też M. Jaskowiak (1964). W. Pożaryski (1963) granicę między Sudetami i monokliną przedsudecką wyznaczył wzdłuż głównej dyslokacji przedsudeckiej. W tym ujęciu blok przedsudecki, peryklina Żar i niecka północnosudecka znalazły się w obrębie Sudetów.

W niniejszej pracy, wyróżniając obszar przedsudecki jako wyższego rzędu regionalną jednostkę geologiczną o specyficznych cechach, granicę między Sudetami a obszarem przedsudeckim przyjmuję zgodnie z podziałem geograficznym (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) na wyraźnej krawędzi morfologicznej opadającej na północ ku krainie pagórkowatej lub prawie płaskiej (fig. 1). Obszar położony na północ i północny wschód od tej krawędzi, wyznaczonej przez Pogórze Iżerskie i Kaczawskie, Góry Sowie, Góry Bardzkie i Góry Żłote (fig. 1) oraz miejscowości Zgorzelec — Złotoryja — Złoty Stok, a geologicznie obejmujący nieckę północnosudecką, peryklinę Żar i monoklinę przedsudecką — nazywam obszarem przedsudeckim. Północna granica tego obszaru pokrywa się z podtrzęsiorzędowymi wschodnimi utworami kredowych południowego skrzydła synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkiego lub z południową granicą jednostki geograficznej zwanej Niziną Wielkopolską. Granicę wschodnią wyznacza Nizina Sieradzka i Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, a zachodnią — umownie — granica państwowa z NRD. W obrębie obszaru przedsudeckiego rozciąga się Nizina Śląska, a na północ od niej na monoklinie przedsudeckiej — Nizina Południow Wielkopolska.

Północno-wschodnia morfologiczna krawędź Sudetów pokrywa się w przybliżeniu z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeźnego, stopniowo

wygasającego i rozczłonkowanego się ku zachodowi. Uskok brzeźny przez wielu geologów (Teisseyre 1957, *in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957a, b, 1960 i inni) uważany jest za granicę geologiczną między Sudetami i ich przedpołem, przy czym autorowie ci do Sudetów zaliczają też paleozoiczne i starsze utwory przedpoła Sudetów (Oberc 1960), nie precyzując bliżej, gdzie na północy i północnym wschodzie kończy się zasięg elementów sudeckich. Poszczególni autorowie północną granicę tych elementów stawiają w różnych miejscach. Dla umożliwienia jednolitego przeprowadzenia granicy między Sudetami i obszarem przedsudeckim proponuję wydzielenie ich jako odrębnych jednostek geograficzno-geologicznych. Różniące je cechy geologiczne są następujące:

1. Sudety są obszarem górzystym o wysokościach od 300 do 1600 m, o wyraźnej i bardzo urozmaiconej rzeźbie, wyniesionym blokowo w trzęsiorzędzie, na ogół na całym obszarze pozbawione utworów trzęsiorzędowych.

Obszar przedsudecki jest w większości nizinny, o słabo urozmaiconej rzeźbie, o wysokościach od 50 do 300 m (wyjątkowo góra Ślęza osiąga 718 m), w całości prawie pokryty płasko leżącymi utworami trzęsiorzędu i czwartorzędu o miąższościach od kilku do 350 m.

2. Sudety to obszar występowania na powierzchni utworów paleozoicznych i starszych (z wyjątkiem niecki śródsudeckiej i rowu Nysy, gdzie występują także utwory mezozoiczne).

Na obszarze przedsudeckim pod pokrywą kenozoiczną znajdują się przeważnie utwory permsko-mezozoiczne o znacznej miąższości, leżące dyskordantnie na prześladowanych w czasie ruchów waryscyjskich i częściowo zdenudowanych utworach karbońskich.

3. Sudety, w określonych wyżej granicach, w erze mezozoicznej i kenozoicznej przeważnie (z wyjątkiem niecki śródsudeckiej i rowu Nysy) były denudowane. Obszar przedsudecki, począwszy od permu a skończywszy na jurze (a być może nawet kredzie), był strefą gromadzenia się osadów terrygenicznych, chemicznych i biochemicznych.

4. Sudety po fazie laramijskiej ulegały dalszemu wydzwiganiu i związanej z tym erozji, natomiast obszar przedsudecki podlegał względniemu obniżaniu, powodującemu osadzanie się osadów oligoceńskich, mioceńskich i plioceńskich.

5. Wspólnymi cechami Sudetów i obszaru przedsudeckiego, odróżniającymi je od położonego na północ synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkiego, jest podobny typ utworów

oraz podobne zaangażowanie tektoniczne w czasie ruchów kaledońskich i waryscyjskich.

Cechą wyróżniającą obszar przedsudecki od pozostałych jednostek geologicznych Polski jest

odrębny styl tektoniczny pokrywy permsko-mezozoicznej, wykazującej w niecce północnosudeckiej, peryklinie Żar i monoklinie przedsudeckiej silne wpływy tektoniki sudeckiej.

## HISTORIA BADAŃ GEOLOGICZNYCH

Obszar przedsudecki, będący obecnie przedmiotem licznych badań geofizycznych i geologicznych, do niedawna stanowił rejon o bardzo słabym rozpoznaniu geologicznym. Olbrzymia większość publikowanych prac geologicznych autorów niemieckich i polskich dotyczyła głównie Sudetów lub ich najbliższego przedpola, tj. bloku przedsudeckiego. Zestawienie ważniejsze literatury dotyczącej tego obszaru podane w *Regionalnej geologii Polski* tom 3, *Sudety*, obejmuje 312 pozycji. Publikacje dotyczące obszaru położonego na północ od bloku przedsudeckiego są stosunkowo nieliczne. Pierwsze wzmianki o budowie tego obszaru znajdują się w pracach F. Römera (1883, 1887, 1892), w których podano wyniki wierceń w Krajkowie, Piotrowicach Wielkich i w Brodzu na północny zachód od Wrocławia. Opis wiercenia w Solnikach leżących na południowy wschód od Oleśnicy podany jest w pracy E. Zimmermanna (1901), a wierceń w Krzykach, Karłowicach i Muchoborze Małym w pracach O. Tietzego (1911, 1915).

W latach międzywojennych P. Assmann (1925, 1929) opublikował wyniki wiercenia w Opolu i w Leśnej koło Oleśna, a F. Berger (1933), opierając się na nowych wynikach wierceń w Szukalicach i Solnikach, podał ogólny zarys budowy geologicznej okolic Wrocławia. W następnej pracy E. Berger (1937) omówił wyniki wierceń w Łojowicach, Pątnowie, Kochlicach, Małomicach, Pruszkowie, Namysłowie, Mieleninie, Sycowie, Wołczynie, Falkowicach i Skorooszycy. Z lat międzywojennych istnieją także niepublikowane wyniki wierceń w Niwicy, Iłowej i Klikowie położonych na południowy zachód od bloku przedsudeckiego (Kłapciński 1958). Istnieje też duża ilość niepublikowanych profilów wierceń z rejonu Bolesławca oraz kilkanaście wierceń z rejonu Niwicy.

Próbie określenia granic bloku przedsudeckiego podjął O. Eisentraut (1939), który na zachód od Żagania podał wychodnie cechsztynu, sugerując zanurzenie się bloku ku zachodowi. Podobnie przeprowadził zachodnie granice bloku przedsudeckiego B. Brockamp (1941).

Po wojnie syntetyczne opracowania dotyczące obszaru przedsudeckiego opublikował J. Zwierzycki (1947, 1951). Autor ten w swych

rozważaniach tektonicznych zaprzeczył istnieniu uskoku o kierunku SW—NE, wyznaczonego przez F. Bergera (1933, 1937). Na wykonanej przez siebie mapie w skali 1 : 500 000 J. Zwierzycki (1951) nie znaczą też dyslokacji równoległej do wału przedsudeckiego od strony północno-wschodniej. Wychodnie dolnopaleozoicznych utworów wału przedsudeckiego przedłuża ku zachodowi aż za granicę państwa, nie rysując zanurzenia się wału w kierunku W. Autor wyraża bardzo słuszne i jak się obecnie okazało, trafne wnioski odnośnie do perspektyw poszukiwawczych w strefie położonej na północ od Wrocławia.

L. Watycha (1951) omówił budowę geologiczną niecki grodzieckiej. W latach następnych obszar ten był przedmiotem badań szeregu geologów ośrodka wrocławskiego. Niecką północnosudecką zajmuje się między innymi E. Konstantynowicz (1957, 1960a), J. Milewicz (1958, 1962, 1965), S. Lisiakiewicz (1959), T. Gunia (1959), J. Krasoń (1962, 1964) i inni.

Krótką, ale interesującą syntezę budowy geologicznej Sudetów i ich przedpola podali M. Książkiewicz i J. Samsonowicz (1952) rysując trafnie, podobnie jak O. Eisentraut (1939) i B. Brockamp (1941), zanurzenie się ku zachodowi wału przedsudeckiego.

W. Pożaryski i E. Rühle (1955) na mapie geologicznej Polski w skali 1 : 1 000 000 przedstawili mniej trafną, zgodną z sugestiami J. Zwierzyckiego (1951) koncepcję przedłużania się bloku przedsudeckiego poza granice Polski.

J. Znosko (1955) podał ciekawe dane dotyczące retyku i liasu między Krakowem i Wieluńskiem, a więc we wschodniej części monokliny przedsudeckiej.

H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc (1957), podając szeroką syntezę budowy geologicznej Sudetów, omawiają także budowę bloku przedsudeckiego.

W roku 1955, w oparciu o koncepcję J. Czarnockiego (1951) i J. Zwierzyckiego (1951) oraz o dane grawimetryczne i pojedyncze profile sejsmiczne z roku 1953, prace poszukiwawcze na obszarze przedsudeckim podjął przemysł naftowy i Instytut Geologiczny. Założenia dla pierwszych wierceń naftowych opracował A. Tokarski, a wierceń w poszukiwaniu miedzi J.

Wyżykowski. W latach następnych, w oparciu o wyniki pierwszych prac sejsmicznych i wiertniczych, A. Tokarski (1956, 1957, 1958) wykonał szereg niepublikowanych opracowań geologicznych, syntetyzujących ówczesny stan wiedzy o tym obszarze i wskazujących dalsze kierunki poszukiwawcze.

E. Ciuk (1957), omawiając złoża węgla brunatnych w Polsce i perspektywy ich poszukiwań, podał krótką charakterystykę złóż występujących na Nizinie Śląskiej i Przedgórzu Sudeckim. Spośród złóż na Nizinie Śląskiej wymienił złoża położone między Gubinem, Lubskiem a Zasiakami, w okolicy Zielonej Góry, Żagania, między Trzebielą, Żarami a Przewozem, między Kozuchowem a Głogowem, między Żmigrodem a Trzebnicą, na zachód od Legnicy, na zachód od Jawora oraz między Brzegiem a Opolem. Na Przedgórzu Sudeckim wymienił złoża w okolicy Węglińca, Lubania, Zgorzelca, koło Strzegomia, Sobótki, w okolicy Ząbkowic Śląskich i Ziembic, koło Nysy i Głucholazów oraz koło Głubczyc. Z Sudetów wymienił on największe w Polsce złoża węgla brunatnego w Turoszowie.

J. Kłapciński (1958), wykorzystując wyniki wierceń w Wiszni Małej, w Osobowicach, Górkach, Sieroszowicach, Ruszowicach, Wygnańcach (Wschowa 1) i w Olszynie Dolnej (Ostrzeszów 1), opisał utwory triasowe porównując je z poznanymi wcześniej utworami triasowymi z Niemiec i z Górnego Śląska. Zaproponował on podzielenie środkowego pstrego piaskowca na dwa kompleksy litologiczne. Granicę między dolnym i środkowym pstrym piaskowcem oparł na porównaniu z wykształceniem pstrego piaskowca w Niemczech. Utwory wapienia muszlowego skorelował z wydzielonymi przez S. Siedleckiego (1950) poziomami na Górnym Śląsku. Ciekawym wnioskiem J. Kłapcińskiego jest stwierdzenie, że grubość środkowego i dolnego pstrego piaskowca zmniejsza się wzdłuż biegu monokliny przedsudeckiej od Wschowy do Ostrzeszowa, a ukośnie do jej biegu od Wschowy do Wrocławia.

W niepublikowanej pracy A. Tokarskiego z września 1958 r. znajduje się ciekawe ustosunkowanie się autora do poruszanego przez J. Kłapcińskiego zagadnienia występowania retu w wierceniu Muchobór Mały. A. Tokarski tektonikę rejonu wrocławskiego rozwiązał przez wprowadzenie trzech prawie równoległych do siebie dyslokacji o kierunku SSW—NNE powodujących powstanie na tym terenie trzech odrębnych bloków. Występowanie retu w Muchoborze Małym tłumaczy skreśleniem struktury zachodniego bloku tuż na zachód od uskoku podnoszącego blok środkowy. Poruszył on także problem przechodzenia ku południowemu

wschodowi ilastej facji pstrego piaskowca występującej w północnej części monokliny w fację piaskowcową, co powoduje zanik śledzonego na północy refleksu sejsmicznego.

J. Kłapciński (1959) w kolejnej swej pracy wypowiedział się na temat granicy między pstrym piaskowcem i cechsztynem w rejonie lubińskiej strefy monokliny przedsudeckiej, stawiając ją na podstawie porównań litologicznych z rozpoznanymi obszarami niecki północnosudeckiej i Turynгии tam, gdzie kończą się brunatnoczerwone łożypki zaliczane do cechsztynu, a rozpoczynają utwory ilasto-piaszczyste, zaliczane do pstrego piaskowca.

A. Szyperko-Słiwczyńska (1960) stwierdziła, że granicy między pstrym piaskowcem a cechsztynem nie można definitywnie postawić, gdyż przejście to jest bardzo płynne i nie zaznacza się ani zmianą litologiczną, ani niezgodnością kątową.

J. Oberc (1960), dając szczegółowy opis jednostek geologicznych w Sudetach, szerzej omówił tektonikę niecki północnosudeckiej i bloku przedsudeckiego.

S. Gortyńska (1961), opracowując utwór retu w Sulechowie, po raz pierwszy wydzieliła w nich poziom soli kamiennej.

R. Osika (1961), opisując utwory prekambryjskie i staropaleozoiczne bloku przedsudeckiego, stwierdził, że blok przebiega od Żagania w kierunku Legnicy i Imbramowic: ma długość około 150 km, szerokość 30—50 km, w kierunku NE-SW zanurza się pod osady czerwonego spagowca Łupki krystaliczne stwierdzone w wierceniach w Kątach Wrocławskich Kochlicach, Małomicach i innych według R. Osiki mogą być zarówno utworami starszego paleozoiku, jak i prekambriu.

J. Wyżykowski (1958) podał krótki komunikat o nawierceniu łupków miedzionośnych w rejonie Sieroszowic, a następnie (1961) na podstawie wyników z wierceń w Kuźnicach Żarskich, Kłepince, Stypułowie i Kozuchowie wyznaczył zachodnią granicę bloku przedsudeckiego oraz jego peryklinalne zanurzenie się w pobliżu Żagania.

J. Milewicz (1962) na podstawie badań paleontologicznych podał pierwsze wiadomości o karbonie w niecce północnosudeckiej.

Odkrycie w 1961 r. pierwszego złoża ropy raftowej na monoklinie przedsudeckiej spowodowało wyraźny wzrost zainteresowania geologów tym rejonem. Z. Obuchowicz (1962) opublikował dane o nowo odkrytym złożu. S. Depowski, J. Królicka i D. Kühn (1962) omówili możliwości odkrycia gazu ziemnego w utworach triasowych. B. Łaszcz (1962) zestawiała i opisała ślady ropy naftowej i gazu ziemnego w rejonie Lubin — Kozuchów — Wschowa.

W. Pożaryski (1962), omawiając pierwszy etap badań geologicznych Niziny Polskiej, podał też krótką charakterystykę stosunków geologicznych monokliny przedsudeckiej.

J. Oberc (1962) wyróżnił mniejsze jednostki na monoklinie i zaproponował nazwę monoklina wrocławska, a nie przedsudecka.

J. Znosko (1962) w ogólnych rozważaniach na temat budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaccyjskiego Polski szerzej omówił stosunki stratygraficzne i tektoniczne bloku przedsudeckiego, podając ciekawe wnioski odnośnie do tektoniki kaledońskiej, waryscyjskiej i alpejskiej.

A. Tokarski (1961a, b, 1962), po dwóch pracach opublikowanych w 1961 roku dotyczących interesującego nas obszaru, w 1962 r. przygotował obszerne opracowanie pt. „O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej”. Opracowanie to opublikowane w skróconej formie w 1965 r., rzucające nowe światło na problemy rozwoju retu i jego korelacji, wytyczyło kierunek prac nad ujednoczeniem zagadnień podziału i korelacji pstręgo piaskowca, co jest obecnie realizowane w Biurze Dokumentacji i Projektów Geologicznych Przemysłu Naftowego w Warszawie.

W ostatnich latach ukazały się dalsze ciekawe prace dotyczące wybranych zagadnień budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. Są to między innymi prace: J. Dźwinela (1963), J. Jamrozika (1964), M. Jaskowiak (1964), T. Kasprzaka i J. Sokołowskiego (1964), J. Kłapcińskiego (1964a, b) J. Krasonia (1964), M. Podemskiego (1962, 1963, 1965), J. Stemulaka (1963), J. Tomaszewskiego (1962a, b), J. Wyżykowskiego (1964) oraz szeregu innych autorów. Prace M. Jaskowiak oraz T. Kasprzaka i J. Sokołowskiego dotyczą całokształtu problemów budowy geologicznej, a prace M. Podemskiego,

J. Kłapcińskiego i J. Krasonia — problemów stratygraficznych i sedimentologicznych cech sztywny. W pracy J. Stemulaka (1963) poruszone są zagadnienia rozwoju facjalnego dolomitu stanowiącego jeden z horyzontów kolektorskich zawierających złoża ropy i gazu, a w pracy J. Wyżykowskiego (1964) poruszony został ciekawy problem rozwoju sedimentacyjnego utworów czerwonego spągowca.

Prócz wymienionych wyżej publikacji istnieje szereg bardzo ciekawych opracowań dokumentalnych wykonanych przez geologów przemysłu naftowego, między innymi L. Cimaszewskiego, J. Binder, K. Dyjaczynskiego, T. Kasprzaka, J. Sokołowskiego, S. Wójcikiewicz i innych. Opracowania te w wielu przypadkach stanowią cenny dorobek naukowy, a w każdym razie są głównym źródłem materiałów dokumentacyjnych.

Niezależnie od opracowań geologicznych istnieje duża ilość niepublikowanych opracowań geofizycznych dotyczących tego obszaru. Do ważniejszych należą tu prace grawimetryczne i magnetyczne W. Dudy, J. Grzywacza, W. Gadzały, A. Kozery, H. Kurbiela, A. Mikołajczaka, J. Stolarka, S. Tałucia, J. Jamrozika (1951—1964): prace geoelektryczne J. Dźwinela, R. Smiechowskiego i K. Więcka (1959—1963); sejsmiczne J. Bukowickiego, W. Gadzały, G. Góreckiego, A. Kluczniaka, S. Lubelskiego, R. Łomnickiego, M. Madeja, E. Poleszaka, D. Reško, W. Słoty, J. Smolika, Z. Soji, S. Zauchy (1955—1964), W. Orłowa, J. Pępka (1958—1963).

Wymienione prace geofizyczne, będące głównym źródłem wiadomości o budowie obszaru przedsudeckiego, łącznie ze szczegółowo zanalizowanymi profilami wierceń, stanowiły podstawę sformułowanych w niniejszym opracowaniu wniosków odnośnie do rozwoju strukturalnego obszaru przedsudeckiego.

## METODYKA PRZEPROWADZONEJ ANALIZY GEOLOGICZNEJ

Stosowanie w pracach geologiczno-poszukiwawczych nowoczesnych metod geofizycznych stwarza konieczność szukania nowych sposobów analizy geologicznej uzyskiwanych materiałów faktycznych.

Badania geologiczne, prowadzone w ostatnich latach na obszarze przedsudeckim różnymi metodami geofizycznymi, doprowadziły do nagromadzenia olbrzymiej ilości danych dokumentacyjnych o różnorodnej wartości. Materiały te to głównie wyniki badań grawimetrycznych, magnetycznych, geoelektrycznych i wiertniczych. Ze względu na występowanie na obsza-

rze przedsudeckim znacznej miąższości pokrywy osadów kenozoicznych, wnioski geologiczne oparto przede wszystkim na danych z wierceń i badań geofizycznych (głównie sejsmicznych).

Po zainwentaryzowaniu istniejących wyników badań geofizycznych i geologicznych zlokalizowano je na mapie w odpowiednio dużej skali, umożliwiającej czytelność danych i interpretację.

Ponieważ w większości otworów wiertniczych istnieje niepełne rdzeniowanie dla umożliwienia korelacji warstw, w pierwszym okresie

pracy stosowano głównie kryteria litologiczno-karotażowe. W miarę napływu materiału rdzeniowego precyzowano bliżej litologię poszczególnych serii korelacyjnych, kontrolowano słuszność ich wydzieleni, uwzględniając nie-liczne na tym obszarze znaleziska faunistyczne, lub porównywano je z ogniwami korelacyjnymi z sąsiednich obszarów o określonej pozycji stratygraficznej.

Przy ustalaniu profiliów litostratygraficznych poszczególnych otworów wiertniczych wykorzystano dla utworów czerwonego spągowca, prócz megaskopowych opisów istniejących rdzeni, także wykresy z pomiarów potencjałów własnych i oporności właściwej skał oraz profilowania gamma i neutron-gamma. Pomiarzy te służyły do określenia granicy między skałami osadowymi i wylewnymi tam, gdzie brak było materiału rdzeniowego. Pomiarzy te pozwalają również na prześledzenie warstw ilastych wśród utworów piaszczystych.

Dla utworów cechsztynu najbardziej przydatne do określenia profilu litologicznego i korelacji otworów wiertniczych okazały się krzywe obrazujące radioaktywność naturalną (gamma) i wzbudzoną (neutron-gamma) przewiercanych skał oraz wykresy podające średnice otworu (kawernogramy). Ilustracją związku między radioaktywnością naturalną i wzbudzoną oraz średnicą otworu a jego profilem litologicznym jest figura 2.

W utworach triasu wyróżnień serii korelacyjnych dokonano w oparciu o kompleksową analizę wszystkich pomiarów karotażowych (fig. 3 i 4) oraz danych litologicznych i faunistycznych.

Po zanalizowaniu w ten sposób danych z 75 głębokich wierceń i 11 wierceń płytkich (geologicznych) wykonanych przez przemysł naftowy stwierdzono, że w całej strefie podtrzeciorzędowych wychodni utworów triasowych (głównie kajpru i wapienia muszlowego) na obszarze przedSUDECKIM można wydzielić i prześledzić na dużych obszarach 51 litologiczno-karotażowych kompleksów korelacyjnych w obrębie utworów permu i triasu (fig. 5). W utworach czerwonego spągowca wydzielono 5 kompleksów, w utworach cechsztynu — 18, w utworach pstrego piaskowca — 21, w utworach wapienia muszlowego — 3 kompleksy (przy szczegółowej analizie można prześledzić nawet 7 kompleksów — Kłapciński 1958), a w utworach kajpru — 4 kompleksy.

Przyjętą symbolikę i nazewnictwo wydzielonych kompleksów oraz ich krótką charakterystykę litologiczną i miąższościową ilustruje figura 5.

Serie litologiczne (fig. 5) wydzielone na podstawie danych z otworów wiertniczych przemysłu naftowego starano się skonfrontować z materiałami z kilkuset innych otworów i w ten sposób wykorzystać je do szczegółowej analizy facjalno-litologiczno-miąższościowej poszczególnych kompleksów. W przypadkach, w których dysponowałem wystarczająco dokładnymi opisami litologicznymi (np. opisy P. Assmanna z Opola i Leśnej, S. Gortyńskiej z Sulechowa i W. Karaszewskiego z Gorzowa Wielkopolskiego) lub danymi karotażowymi, wydzielenia te zostały przeprowadzone.

W bardzo wielu otworach wiertniczych ze strefy lubińskiej i bolesławieckiej oraz w kilkunastu otworach z monokliny przedSUDECKIEJ, ze względu na zbyt ogólny charakter opisów jakimi dysponowałem, wydzieleni kompleksów litologicznych nie udało mi się przeprowadzić. Dane geologiczne z wierceń na tych obszarach zostały wykorzystane przy zestawieniu odkrytej mapy geologicznej i mapy strukturalnej oraz przy rozważaniach ogólnych, dotyczących rozwoju czerwonego spągowca, cechsztynu i pstrego piaskowca.

Zanalizowane w podany wyżej sposób dane geologiczne z wierceń zostały najpierw wykorzystane do wykreślenia map miąższościowych oddziałów, pięter i poszczególnych kompleksów (fig. 7—19), a następnie wkomponowano je w przekroje sejsmiczne.

Zinterpretowane geologicznie i w większości powiązane przestrzennie przekroje sejsmiczne po skonfrontowaniu z danymi geoelektrycznymi i grawimetrycznymi posłużyły do wykreślenia odkrytej mapy geologicznej (tabl. I) oraz mapy strukturalnej powierzchni spągowej pstrego piaskowca (tabl. III).

W oparciu o tę ostatnią mapę i rzędne z wierceń oraz dane z map miąższości poszczególnych oddziałów zostały skonstruowane mapy strukturalne powierzchni spągowej cechsztynu (tabl. IV) i powierzchni spągowej czerwonego spągowca (tabl. V) ilustrujące obecnie rozpoznany obraz budowy geologicznej permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego.

Omówione wyżej materiały, łącznie z bezpośrednimi obserwacjami terenowymi poczynionymi przy profilowaniu wierceń naftowych oraz z faktami stwierdzonymi przy bliższej analizie budowy geologicznej i warunków złożowych lepiej rozpoznanych struktur, stanowiły osnowę, na której zrekonstruowałem obraz budowy strukturalnej obszaru przedSUDECKIEGO i wyciągnąłem wnioski odnośnie do jego rozwoju w czasie.

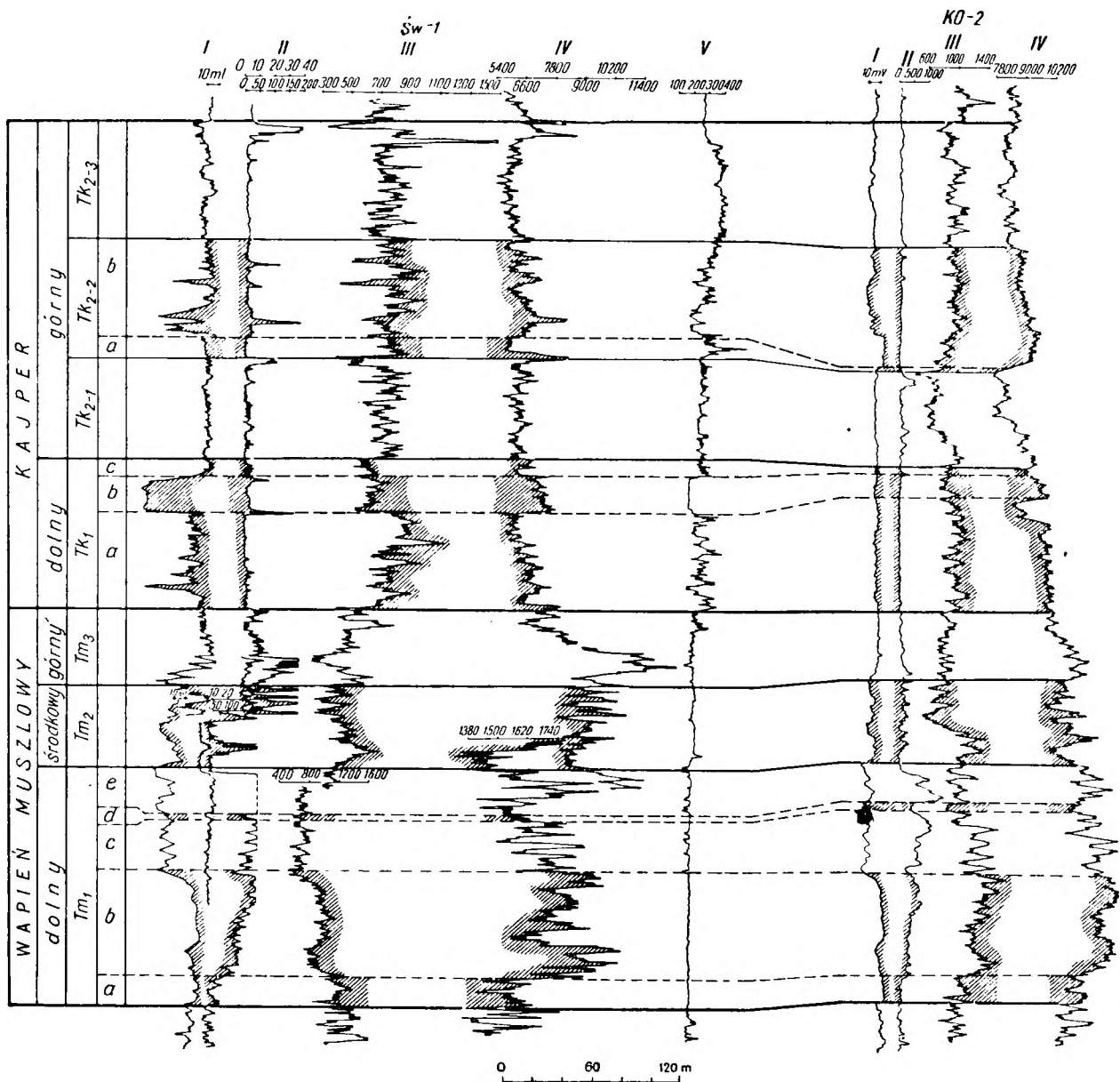


Fig. 4

Przykład zastosowania karotazu elektrycznego do podziału wapienia muszlowego i kajpru na obszarze przedśudeckim

I — wykres potencjałów własnych (PS) w m V, II — wykres oporności właściwej skał w  $\Omega$ m, III — wykres profilowania gamma w impulsach na minutę, IV — wykres profilowania neutron-gamma w impulsach na minutę, V — kawernogram,  $Tm_1$  — dolny wapień muszlowy: a — wapień szare zbite i margliste — odpowiednik warstw gogolińskich dolnych, b — wapień faliste — odpowiednik warstw gogolińskich górnych, c — wapień detrytyczno-oolitowy — odpowiednik warstw gorazdeckich, d — wapień margliste z terebratulami — odpowiednik warstw terebratulowych, e — wapień detrytyczny z ooidami — odpowiednik wapieni karchowickich;  $Tm_2$  — wapień muszlowy środkowy — wapień pelityczny z wkładkami anhydrytów i dolomitów;  $Tm_3$  — wapień muszlowy górny — wapień z laminami łożców i mułowców;  $Tk_1$  — kajper dolny: a — łożce i piaskowce dolomityczne zielone, szare oraz brunatne, b — piaskowce drobno- i średnioziarniste z muskowitem, c — dolomity szare z wtroczeniami anhydrytów;  $Tk_{2-1}$  — kajper górny (seria gipsowa dolna) — łożce szarozielone i brunatne z wkładkami anhydrytu,  $Tk_{2-2}$  — kajper górny (piaskowiec trzcinyowy): a — łożce czerwobrunatne i szare z fauną małżową, b — łożce czerwone z wkładkami mułowców i piaskowców oraz piaskowce;  $Tk_{2-3}$  — kajper górny (seria gipsowa górna) — łożce czerwobrunatne i szarozielone z wkładkami gipsu

An example of electrical logging in the division of Muschelkalk and Keuper

I — electric (PS) potential graph in m V, II — specific resistivity of rock graph in  $\Omega$ m., III — gamma profiling graph in per-minute-impulses, IV — neutron-gamma profiling graph in per-minute-impulses, V — caliper log;  $Tm_1$  — lower Muschelkalk: a — grey compact and marly limestones-equivalent of the lower beds of Gogolin, b — undulatory limestones (Wellenkalk) — equivalent of the upper beds of Gogolin, c — detritic-oolithic limestones — equivalent of the Gorazdże beds, d — marly *Terebratula* limestones — equivalent of the *Terebratula* beds, e — detritic limestones with ooids — equivalent of the Karchowice beds;  $Tm_2$  — middle Muschelkalk — pelitic limestones with intercalations of anhydrites and dolomites;  $Tm_3$  — upper Muschelkalk — limestones with siltstone and mudstone intercalations;  $Tk_1$  — Lower Keuper: a — siltstone and dolomitic green, grey or brown sandstones, b — fine- and medium-grained sandstones with muscovite, c — grey dolomites with anhydrite intrusions;  $Tk_{2-1}$  — upper Keuper (lower gypsum series) — grey-greenish and brown siltstones with anhydrite intercalations;  $Tk_{2-2}$  — upper Keuper (reed sandstone): a — red-brown or grey siltstones with pelecypod fauna, b — red siltstones with mudstone and sand stone intercalations, also sandstones;  $Tk_{2-3}$  — upper Keuper (upper gypsum series) red-brown and grey-green siltstones with gypsum intercalations.



## KRYTERIA PODZIAŁU NA PIĘTRA STRUKTURALNE

W Sudetach J. Oberc (1960) wyróżnił następujące jednostki tektoniczno-wiekowe wyższego rzędu:

I) starokrystaliczny fundament wraz z intruzjami zasadowymi i kwaśnymi — późnoproterozoicznymi (przedkambryjskimi),

II) jednostki kaledońskie (głównie metamorfik młodszy),

III) jednostki waryscyjskie,

IV) granitoidy waryscyjskie,

V) jednostki późnowaryscyjsko-laramijskie.

Do fundamentu starokrystalicznego J. Oberc (1960) zaliczył masyw intruzywny Brna, Kopułę Desny (Pradziada), Kopułę Kopernika, metamorfik Śnieżnika — Kamieńca, krę gnejsów sowiogórskich, metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich, fyllity Nowego Miasta, wschodnie Karkonosze, blok izerski, gnejsy Wądroża Wielkiego i metamorfik między Strzegomiem a Sobótką. Dla wszystkich wymienionych elementów jako wiek głównego fałdowania podaje późny proterozoik. Kierunki głównych fałdowań w pierwszych trzech jednostkach określa: NNE—SSW, w krę gnejsów sowiogórskich W—E i NW—SE, w Górach Bystrzyckich i fyllitach Nowego Miasta — NNW—SSE oraz N—S i W—E, we wschodnich Karkonoszach i w bloku izerskim W—E, a w metamorfiku między Strzegomiem i Sobótką — SW—NE.

Do jednostek kaledońskich zaliczył on utwory syluru, ordowiku i kambry Gór Kaczawskich, Łużyc i Przedsudecia, przefałdowane w fazie takońskiej utwory syluru i ordowiku południowych Karkonoszy i Gór Jesztedzkich (jednostka podsudecka), sfałdowane w fazie młodokaledońskiej, i utwory syluru i dolnego dewonu (?) regionu bardzkiego sfałdowane w dewonie. We wszystkich wymienionych jednostkach jako kierunek głównych fałdowań wymienia on kierunek W—E.

Do jednostek waryscyjskich J. Oberc (*op. cit.*) zaliczył: starowaryscyjskie jednostki Sudetów Wschodnich (utwory dewonu i syluru) sfałdowane w fazie bretońskiej (asturyjskiej) o kierunkach NNE—SSW, młodowaryscyjskie jednostki Sudetów Wschodnich (utwory westfalu, namuru i kulmu), sfałdowane w fazie asturyjskiej, o kierunkach NNE—SSW, kulm sowiogórski o kierunkach fałdów NW—SE, utwory dewonu Gór Jesztedzkich o kierunkach W—E, utwory dolnego karbonu oraz górnego i środkowego dewonu Górnych Łużyc o kierunkach W—E oraz utwory dolnego karbonu i górnego dewonu depresji Świebodziec o kierunkach W—E i struktury bardziej o kierunkach WNW—ESE, W—E i N—S.

Do jednostek waryscyjsko-laramijskich zaliczył on: nieckę śródsudecką, zapadlisko Kudowy i rów Hronova, region permsko-karboński północnoczeski i nieckę północnosudecką.

Wśród intruzji waryscyjskich wymienia on między innymi granity: Karkonoszy, Strzegomia — Sobótki, Strzelina — Żulowej, Kudowy, Czermy i granit jawornicki.

Do intruzji przedkambryjskich zaliczył gabro Sobótki i okolic Brzeżnicy na przedsudociu oraz masyw Nowej Rudy — Słupca, a także gabro Sokolca i Jarkowa w Sudetach.

Uwzględniając przytoczony wyżej podział i podziały stosowane przez W. Pożaryskiego (1963) i J. Znoskę (1960) dla Niżu Polskiego, na obszarze przedsudockim wydziela następujące piętra strukturalne:

1) prekambryjski fundament starokrystaliczny,

2) piętro kaledońskie (kambryjsko-ordowicko-sylurskie),

3) piętro waryscyjskie (dewońsko-karbońskie),

4) piętro laramijskie (permsko-mezozoiczne),

5) piętro polaramijskie (kenozoiczne), reprezentowane przez utwory oligocenu, miocenu, pliocenu i czwartorzędu.

Zakres pojęciowy wydzielonych przez mnie na obszarze przedsudockim pięter strukturalnych jest nieco szerszy niż jednostek tektonicznych wyższego rzędu J. Oberca (1960), stwierdzonych tylko na powierzchni, czy pięter strukturalnych J. Znoski (1962), rozumianych jako odzwierciedlenie faz (stadiów) rozwojowych orogenu, czyli faz rozwoju geosynkliny. Pojęcie wydzielonych tu pięter odpowiadałoby w ogólności pojęciu pokrywy W. Pożaryskiego (1964).

Kryteria, które posłużyły mi do wydzielenia pięter strukturalnych na obszarze przedsudockim, są następujące:

1) stwierdzone lub prawdopodobne luki stratygraficzne,

2) stwierdzone lub prawdopodobne niezgodności kątowe,

3) specyficzne cechy kompleksów skalnych wchodzących w skład danego piętra,

4) specyficzny styl tektoniki.

Wydzielone piętra strukturalne wiekowo określone są przez końcowe fazy fałdowania poszczególnych znanych orogenez. Zawierają w swym składzie określone, odrębne dla każdego piętra utwory geologiczne. Układ przestrzenny warstw i kierunki lokalnych elementów strukturalnych są przeważnie inne w każdym z wydzielonych pięter.

W miarę napływu nowych materiałów z wierceń i badań sejsmicznych niewątpliwie możliwe

się stanie bliższe określenie planów strukturalnych poszczególnych pięter oraz wydzielenie w nich mniejszych wiekowo elementów. Dla tych niższego rzędu jednostek strukturalnych wydzielonych w obrębie określonego piętra proponuję nazwę podpiętra. Umożliwi to w ramach przyjętych wydzieleni wyróżnienie nowych elementów, ustawionych w schemacie podziału strukturalnego zgodnie z hierarchią czynników wywołujących deformację i niezgodności kątowe pomiędzy poszczególnymi systemami czy oddziałami utworów geologicznych.

Stopień zaangażowania tektonicznego pięter strukturalnych i ich pionowe rozmieszczenie są bardzo różne. Im niższe piętro strukturalne, tym większy stopień zaangażowania tektonicznego, a równocześnie — skutek większych

głębokości — mniejsza ilość danych odnośnie do jego budowy.

Te względy zmuszają do różnego traktowania podanej niżej charakterystyki budowy poszczególnych pięter strukturalnych. Większość materiałów faktycznych, którymi dysponujemy, odnosi się do piętra kenozoicznego i permsko-mezozoicznego oraz częściowo waryscyjskiego. Dane dotyczące piętra kaledońskiego oraz prekambryjskiego podłoża starokrystalicznego są bardzo skąpe i dlatego też podane tu rozważania i wnioski należy traktować jako dyskusyjne. Ich sformułowanie było konieczne ze względu na potrzebę ujęcia całości kształtu problemu i wytłumaczenie niektórych zjawisk późniejszych, wywołanych zmianami w podłożu waryscyjskim czy kaledońskim.

### NIEKTÓRE ELEMENTY PREKAMBRYJSKIEGO FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO

O charakterze prekambryjskiego krystalicznego fundamentu, występującego zapewne pod pokrywą kaledońskiego piętra strukturalnego, można wnioskować jedynie na podstawie odsłoneń tych utworów w Sudetach oraz odsłoneń i wierceń na bloku przedsudeckim. Elementy tektoniczne zaliczone przez J. Oberca (1960) do tego fundamentu zostały wymienione w rozdziale poprzednim. Tutaj omówię szerzej rozprzestrzenienie tych utworów na bloku przedsudeckim w oparciu o nieliczne dane z otworów wiertniczych i analizę mapy grawimetrycznej.

Za najstarsze utwory w Sudetach i równocześnie na bloku przedsudeckim uważane są gnejsy kry sowiogórskiej. Jednostkę tę tworzą gnejsy oczkowe i hornblendowe, paragnejsy oligoklazowo-biotytowe, migmatyty, kataklazyty, mylonity itp. powstałe według J. Oberca (1960) w archaiku i wydźwignięte w formie kry w późnym proterozoiku. Fałdy mają tu kierunki N—S i NNW—SSE. Kra sowiogórska przecięta została w fazie alpejskiej brzeżnym uskokiem sudeckim. Jej południowa część jest wyniesiona i wchodzi w skład Gór Sowich, a część północna, obniżona, wchodzi w obręb bloku przedsudeckiego.

Na północny zachód od kry sowiogórskiej w obrzeżeniu waryscyjskiej intruzji granitowej Strzegomia występują w okolicy Skalnika, Wzgórz Jaroszowickich, Krukowa, Pożarzyska, Domanic i Rogowa łupki łyszczykowe z granatami, kwarcyty, amfibolity i gnejsy uważane przez H. Teisseyre'a i K. Smulikowskiego (*in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) za przeobrażone utwory staropaleozoiczne, a przez J. Oberca (1960) za fragment prekambryjskiego fundamentu starokrystalicznego.

Dalszy element podłoża znajduje się na pół-

noc od granitu strzegomskiego w rejonie Wądroża Wielkiego, gdzie odsłaniają się granitognejsy. Element ten, jak można sądzić z odpowiadającej mu dodatniej anomalii grawimetrycznej, ma kształt zdeformowanej elipsy o kierunku NW—SE (tabl. I). Nie jest też wykluczone, że ten gnejsowy element podłoża może się łączyć z drugim znacznie większym elementem, również wyinterpretowanym na podstawie kształtów dodatniej anomalii grawimetrycznej. Element ten, o przypuszczalnej długości 50 km i szerokości około 10 km, ciągnie się od Kątów Wrocławskich na północnym wschodzie przez Środę Śląską do Pleszkowa na północnym zachodzie. W Rejonie Prochowic przecięty jest on przez intruzję Nowin, prawdopodobnie starohercyńską lub kaledońską (Osika 1951), reprezentowaną przez granodioryty biotytowo-hornblendowe.

Dalej na północny zachód, w pobliżu wschodni permskiej utworów monokliny przedsudeckiej, w Jędrzychówku nawiercone zostały skały metamorficzne i osadowe, paralelizowane przez R. Osikę (1961) z gnejsami Wądroża i uznane za najstarsze ogniwo skał tworzących blok przedsudecki. Zdaniem R. Osiki w Jędrzychówku można wyróżnić gnejsy biotytowe i biotytowo-chlorytowe. Prócz kwarcu, plagioklazu i skaleni potasowych występuje tu w dużej ilości biotyt ze skupieniami tlenków żelaza. W całym profilu występują minerały akcesoryczne (apatyt, cyrkon i epidot). Gnejsy te podobne są do sowiogórskich i na tej podstawie zaliczono je do utworów prekambryjskich. Element prekambryjski Jędrzychówka, jak można wnosić z analizy mapy grawimetrycznej, ciągnie się równolegle do granic bloku przedsudeckiego na przestrzeni około 60 km, za-

nurzając się na zachodzie i północnym zachodzie pod pokrywę permsko-mezozoiczną. Kontakt utworów prekambryjskich z permskimi utworami monokliny przedsudeckiej jest tu zapewne dyslokacyjny, gdyż w Wichowie pod nakładem kenozoicznym przewiercono do głębokości 930 m utwory permu, a niżej do 1500 m utwory karbonu, których facje nie wskazują na bliskość ówczesnego brzegu morza.

Dyslokacja zrzucająca blok monokliny przedsudeckiej musi być młodsza od dyslokacji waryscyjskich i jest prawdopodobnie laramijska. Gdyby zarysowany w części północnej (tabl. I) gnejsowy element kaledoński nie był przykryty utworami strukturalnego piętra kaledońskiego lub waryscyjskiego (na co na razie brak dowodów), to wielkość zrzutu dyslokacyjnego musiałaby wynosić co najmniej 1500—2000 m.

W obrębie prekambryjskiego elementu, na północny wschód od Szprotawy, w Gościeszowicach nawiercone zostały granodioryty horblendowo-biotytowe (Osika 1961), świadczące o istnieniu intruzji prawdopodobnie hercyńskiej lub kaledońskiej.

Podobny typ intruzji granitowej stwierdzono na północ od Lubka w otworze Żarków 2 na głębokości 930 m pod utworami cechsztynu. Istnienie intruzji Żarkowa, otoczonej utworami czerwonego spągowca, pod utworami cechsztynu przemawia raczej za jej waryscyjskim, a nie kaledońskim wiekiem. Przez analogię również granodiorytowe intruzje Gościeszowic i Nowin skłonny jestem uważać za intruzje hercyńskie. Wszystkie trzy stwierdzone za pomocą wierceń intruzje granitowe leżą w strefie krzyżujących się linii dyslokacyjnych, co wskazywałoby na istnienie współzależności między intruzjami i obecnymi dyslokacjami lub na odnowienie w trzeciorzędzie waryscyjskich założeń tektonicznych.

Wymienione wyżej elementy prekambryjskie bloku przedsudeckiego otoczone są na wschodzie (Imbramowice) łupkami zieleńcowymi określonymi przez R. Osikę (1961) jako utwory prekambryjskie lub kaledońskie, na północnym wschodzie (Gromadka) łupkami kwarcowo-muskowitowo-biotytowymi i kwarcowo-grafitowo-muskowitowymi oraz łupkami krystalicznymi, notowanymi w literaturze niemieckiej w otworach wiertniczych w Małomicach, Kochlicach, Piątnicy i Kadłubie i zaliczanymi przez więk-

szość geologów do starszego paleozoiku (Osika 1961). W Gromadce na łupkach kwarcowo-muskowitowych stwierdzono fyllity, a dalej na południe w Olszanicy — łupki ilaste zaliczone do syluru.

Rozmieszczenie opisanych wyżej elementów prekambryjskich wychodzących spod pokrywy kaledońskiej i waryscyjskiej świadczy, że podłoże prekambryjskie w czasie kolejnych orogenez ulegało znacznym przemieszczeniom.

Kierunki fałdów prekambryjskich rejestrowane przez J. Oberca (1960) w prekambryjskim obrzeżeniu masywu strzegomskiego (SW—NE) i w obrębie kry sowiogórskiej (NW—SE i N—E) są inne niż zdecydowanie równoleżnikowe kierunki fałdowań kaledońskich. Jakie było rozprzestrzenienie fałdów prekambryjskich, trudno jest dzisiaj określić. Intensywność zaangażowania tektonicznego i różnorodność kierunków świadczy, że zasięg tych fałdowań nie mógł się ograniczyć tylko do obszarów obecnego występowania na powierzchni elementów kaledońskich. Należy przypuszczać, że fałdowane podłoże prekambryjskie przechodzi także pod monokliną przedsudecką, i nie jest wykluczone, że fałdowe elementy tego podłoża mogą łączyć się ze stwierdzonymi elementami tego samego typu w niecce miechowskiej (Kazimierza Wielka), na przedgórzu Karpat (Karnkowski, Głowacki 1961) i w Górach Świętokrzyskich (Znosko 1962). Także trudno jest obecnie określić wiek wydzwignięcia elementów podłoża prekambryjskiego na bloku przedsudeckim.

Brak utworów zlepieńcowych i raczej głębokomorska facja (przynajmniej dla syluru) w utworach strukturalnego piętra kaledońskiego, jak też bezpośredni kontakt ponad 500 m serii utworów przefałdowanego dolnego karbonu (otwór wiertniczy Wichów 1) dowodziłoby, że blok przedsudecki nie tworzył wyodrębnionego elementu przed osadzeniem się utworów piętra kaledońskiego czy waryscyjskiego, jak to zakłada wielu autorów (patrz *Atlas stratygraficzny Polski*). Prekambryjskie pasma górskie miały zapewne inne kierunki niż obecny blok przedsudecki i zostały znacznie zniwelowane przed transgresją morza kambryjskiego. Sfałdowanych elementów podłoża prekambryjskiego, występujących na znacznych głębokościach, należy się zatem spodziewać zarówno pod perykliną Żar, jak i pod monokliną przedsudecką.

## PROBLEM KALEDONIDÓW

Istnienie kaledonidów w Sudetach jest przyjmowane przez zdecydowaną większość geologów. Zdaniem J. Oberca (1960) w elemencie kaczawskim, lużyckim i przedsudeckim wystę-

puje sylur, wykształcony w formie łupków grafitowych i litytów, ordowik zbudowany z fyllitów i kwarcytów oraz składający się z formacji zieleńcowej, łupków z *Lusatiops*,

łupków z *Eodiscus*, wapieni i szarogłazów. Kaledonidy południowych Karkonoszy i Gór Jesztedzkich reprezentowane są przez sylur i ordowik, a kaledonidy bardzkie przez syrul i dolny dewon. Brak jest utworów kambru w pierwszym z tych obszarów, a kambru i ordowiku w drugim. Dowodzi to, że morze dolnopaleozoiczne wkraczało w różnych okresach w obręb Sudetów. Istnienie kambru w bloku przedsudeckim, co przyjmowane jest przez J. Oberca (1960) i za czym przemawiają wyniki wierceń, wskazywałoby, że luka w sedymentacji między sfałdowanym podłożem prekambryjskim a utworami paleozoicznymi jest tu niewielka. Wyraźna różnica między kierunkami fałdów prekambryjskich i kaledońskich dowodzi odrębności piętra kaledońskiego. Jego górna granica jest też wyraźnie określona przez niezgodne ułożenie górnego dewonu w strukturze bardzkiej i w depresji Świebodzie, a środkowego dewonu na Górnych Łużycach. Jak wyglądała powierzchnia pokaledońska i kiedy wkroczyło morze dewońskie na obszar monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar, trudno jest na razie sprecyzować.

Fakt występowania utworów dewońskich na południe od Wrocławia w rejonie Strzelina oraz prawie pełny rozwój karbónu na monoklinie przedsudeckiej (Ostrzeszów, Rawicz, Wichów) i prawdopodobnie na peryklinie Żar (nieokreślone bliżej osady mułowcowe z okolic Brzozowa zaliczane do karbónu i dewonu) wskazują, że

obszar ten przed sedymentacją osadów dewońsko-karbońskich nie był wyraźnym wyniesieniem. Jeśli istniało tu wyniesienie, to najwyżej w dewonie dolnym. W środkowym i górnym dewonie oraz w karbonie należy przyjmować, że obszar przedsudecki łącznie z blokiem przedsudeckim zalany był morzem z wyjątkiem ewentualnych mniejszych elementów, które mogły wystawać jako wyspy, na co nie ma jednak dotychczas żadnych dowodów.

Wszystkie zarejestrowane kierunki fałdów kaledońskich w Sudetach i bloku przedsudeckim są wyraźnie równoleżnikowe. Jest prawdopodobne, że fałdy te powstały zgodnie z wcześniejszymi generalnymi kierunkami fałdów prekambryjskich i podobnie jak one łączyły się z Górami Świętokrzyskimi i przedgórzem Karpat.

Czy istniały kierunki południowe, które przyjmowali K. Smulikowski i H. Teisseyre, (*in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) i o których wspomina M. Jaskowiak (1964), trudno jest udowodnić. Na mapie grawimetrycznej w północno-zachodniej części bloku przedsudeckiego, między Jędrzychówkiem a Zieloną Górą, zaznaczają się co prawda anomalie dodatnie o kierunku południkowym, które jednak — w związku ze stwierdzonymi tutaj gnejsami prekambryjskimi — skłonny jestem uważać za oddźwięk najstarszych elementów prekambryjskich.

## POKRYWA DEWOŃSKO-KARBOŃSKA

### I ROZWÓJ WARYSCYJSKIEJ GRZĘDY TEKTONICZNO-MORFOLOGICZNEJ

Na przefałdowane, usztywnione i częściowo zdenudowane utwory kaledońskiego piętra strukturalnego w niektóre okolice Sudetów (Oberc 1960, Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) i prawdopodobnie na cały obszar przedsudecki wkroczyło morze dewońsko-karbońskie. O obecności morza dewońskiego na obszarze przedsudeckim, z braku bezpośrednich dowodów można wnioskować na razie jedynie na podstawie ogólnych rozważań sedymentacyjno-strukturalnych. Natomiast istnienie utworów karbońskich sfałdowanych w orogenezie waryscyjskiej stwierdzono w otworach wiertniczych: Opole, Leśna (Assmann 1925, 1929), Ostrzeszów 1 (Żelichowski 1964a, b, c), Uciechów 1, Tarchały 1, Odolanów 1, Granowice, Garki, Świeca, Mąkoszyce, Lamki, Sulmierzyce 1, Bielawy, Piaski, Dęby, Sułów, Trzebosz i Brzozów 1 (niepublikowane materiały przemysłu naftowego), Rawicz 1 i Wichów 1 (Żelichowski 1964b, c). O ich istnieniu świadczy również rozprzestranienie i wykształcenie utworów dolnego karbo-

nu w Sudetach Wschodnich i Środkowych (depresja Świebodzie), bezpośrednio graniczących z obszarem przedsudeckim.

Dyslokacyjny kontakt, przy uskoku ramzowskim na południe od Wrocławia, utworów dolnego i środkowego dewonu strefy strzelińskiej, jak też taki sam kontakt utworów środkowego dewonu przy uskoku brzeźnym w okolicy Świebodzie oraz występowanie utworów dewonu środkowego i górnego na Górnych Łużycach dowodzi, że przynajmniej od środkowego dewonu obszar przedsudecki był strefą gromadzenia się osadów, a nie denudacji.

Występowanie w Sudetach Wschodnich w dolnym dewonie zlepieńców i kwarcytów, a w środkowym i górnym dewonie wapieni krystalicznych i łupków (podobnie jak w depresji Świebodzie) oraz łupków krzemionkowych na Łużycach dowodzi raczej głębszego morza, co wykluczałoby istnienie większego wyniesionego elementu w strefie przedsudeckiej, tym bardziej że na Niżu Polskim powstawały w tym czasie

osady głębokomorskie. Wyniesienie elementu przedsudeckiego i Sudetów miało miejsce w dolnym dewonie, o czym świadczy zlepieńcowaty charakter utworów tego wieku we wschodnich Sudetach Środkowych.

Po prawdopodobnej krótkotrwałej regresji na przełomie dewonu górnego i karbonu, udokumentowanej w strukturze bardzkiej zlepieńcami gnejsowymi i szarogłazami, a w depresji Świebodziec zlepieńcami kulmu z Książa i Chwaliszowa (Oberc 1960) nastąpiła dalsza sedimentacja utworów dolnego karbonu, która objęła cały obszar Nizy Polskiego łącznie z monokliną przedsudecką, perykliną Żar, a prawdopodobnie także niekąką północnosudecką i blokiem przedsudeckim.

Za istnieniem sedimentacji karbońskiej w tych dwóch ostatnich jednostkach geologicznych przemawiają:

1. Tektoniczny kontakt z blokiem przedsudeckim ponad 500 m serii utworów turneju (Żelichowski 1964a) stwierdzonych w otworze wiertniczym Wichów 1, nie wskazujących na bliskość ładu w czasie ich sedimentacji.

2. Stwierdzenie w otworze Brzozów 1 na peryklinie Żar utworów mułowcowo-ilastych i wapienno-piaszczystych, czerwonych i szarych, zaliczonych prowizorycznie do karbonu-dewonu.

3. Występowanie górnego karbonu w niecce północnosudeckiej (Milewicz 1964).

Obecne rozprzestrzenienie utworów karbońskich jest uwarunkowane późniejszymi dużymi zmianami tektoniczno-erozyjnymi, zachodzącymi w orogenezie waryscyjskiej (faza sudecka) i alpejskiej (faza laramijska). Brak pokrywy dewońsko-karbońskiej tłumaczyłbym raczej denudacją powaryscyjską i polaramijską bloku przedsudeckiego oraz jego słabym rozpoznaniem.

Charakter osadów górnego wizeny, wskazujący na tendencję obniżania się dna w czasie sedimentacji (Żelichowski 1964a), i silne przeładowanie utworów (upady warstw: w Ostrzeszowie 30—50°, w Sulmierzycach około 70—80°, w Rawiczu 60°) oraz występowanie płasko leżących utworów namuru w Ostrzeszowie dowodzą, że główną fazą fałdowań była tu faza sudecka. Blok przedsudecki, mający wówczas kierunek równoleżnikowy, stanowił najprawdopodobniej jądro jednego lub kilku z wypiętrzonych wówczas fałdowych elementów waryscyjskich.

U czoła tego elementu, mającego kierunek równoleżnikowy lub WNW—ESE, po stronie północnej utworzyć się musiała strefa synklinalna, a za nią dalsze elementy fałdowe, być może o mniejszych już amplitudach. Obniżonego synklinalnego elementu waryscyjskiego można się obecnie dopatrywać między strefą struk-

tur permsko-mezozoicznych, ciągnących się od Gubina na zachodzie (tabl. III—V) poprzez Nową Sól, Wschowę, Rawicz aż do Odolanowa, a blokiem przedsudeckim. Depresja ta, w utworach permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego, na wschodzie podkreślona jest synkliną retycką i triasową biegnącą od Kępna do Oleśnicy, a dalej ku zachodowi rozszerzoną strefą wychodni utworów kajpru i wapienia muszłowego. Na mapie grawimetrycznej zaznacza się ona wyraźną anomalią (o mniejszych gradientach), występującą w okolicy Ścinawy i ciągnącą się dalej ku południowemu wschodowi do Wrocławia. Szerokość depresyjnej strefy waha się od 10 km w okolicy Głogowa do 25 km na północny wschód od Wrocławia, między Syco-wem i Oleśnicą. Na zachód od Głogowa omawiana strefa została zatarta wskutek późniejszych zmian, które spowodowały wyniesienie w fazie laramijskiej elementów o kierunkach ukośnych do opisywanej strefy. Nie jest wykluczone, że jej przedłużenie może znajdować się na peryklinie Żar, gdzie w układzie strukturalnym warstw mezozoicznych (tabl. III) zaznacza się charakterystyczne wygięcie izarytm.

Strefa elementów antyklinalnych i brachy-antyklinalnych ciągnących się od Gubina po Ostrzeszów (tabl. III) ma prawdopodobnie swoje odbicie w charakterze wgłębnych elementów waryscyjskich (tabl. V). Należy się tu spodziewać przebiegu wgłębego pasma antyklinalnego w charakterystyczny sposób zmienionego w wyniku późniejszych dyslokacji i czynników denudacyjnych.

W dyskusji nad przebiegiem wspomnianego wyżej elementu waryscyjskiego profesor dr A. Tokarski zaproponował nazwę grzędy jako najbardziej odpowiadającej jej tektoniczno-morfologicznemu charakterowi. Grzęda ta na większości poprzecznych do rozciągłości monokliny przekrojów sejsmicznych zaznacza się dość zmienną zmianą kąta upadów refleksów sejsmicznych.

Geologicznie jest ona udokumentowana równoleżnikowym ciągiem struktur zaznaczonych na mapie powierzchni spągowej pstrego piaskowca (tabl. III) oraz na mapie powierzchni spągowej cechsztynu (tabl. IV). Stosunkowo płytko leżące utwory karbonu stwierdzone w otworach wiertniczych (tabl. V): Ostrzeszów 1 (—1529,7 m), Uciechów 1 (—1514 m), Tarchały 1 (—1706 m), Rawicz 1 (—1772 m), Wschowa 2 (—1766 m, nawiercono tylko środkowy czerwony spągowiec), Wichów (—845 m), Żarków 2\*

\* W Żarkowie 2 nie stwierdzono utworów karbońskich, lecz intruzję granitową prawdopodobnie wieku waryscyjskiego.

(—841 m) również świadczą o jej występowaniu. Na północ od linii wyznaczonej przez wymienione otwory upady warstw permsko-mezozoicznych wydatnie stromieją, a podłoże waryscyjskie schodzi na znacznie większe głębokości. W otworze wiertniczym Sulmierzyce 1, znajdującym się w odległości 5 km na północ od otworu Uciechów 1, nawiercono je na głębokości —1945 m, w otworze Wschowa 1 położonym 10 km na północ od otworu Wschowa 2 na głębokości — 2195 m stwierdzono utwory czerwonego spągowca, w otworze Nowa Sól 1, oddalonym od wiercenia Wichów 1 o 8,5 km na północ, do głębokości —1590,6 m nie przewiercono czerwonego spągowca. W otworze Bielawy 1, leżącym na wschód od Nowej Soli kilka kilometrów na północ od osi przypuszczalnej grzędy waryscyjskiej, karbon stwierdzono dopiero na głębokości —2437 m (tabl. V). W otworze Żarków 1, oddalonym o 3 km na północ od otworu Żarków 2, do głębokości —1288,6 m nie przewiercono utworów czerwonego spągowca. Podłoże karbońskie występuje tu więc co najmniej o 447 m niżej niż w otworze Żarków 2, gdzie stwierdzono je na głębokości —841,5 m.

Jak wielkie jest tzw. obniżenie oleśnicko-kępnowskie, znajdujące się między wspomnianą grzędą a blokiem przedsudeckim (tabl. III — V oraz fig. 7 i 9), który przebiega ukośnie w stosunku do grzędy waryscyjskiej, na razie trudno jest bliżej określić.

Z interpretacji izobat stropu podłoża podpermskiego (tabl. V) należy wnosić, że we wschodniej strefie (w rejonie Oleśnicy) obniżenie to wynosi kilkaset (200—500) metrów w stosunku do najbardziej wyniesionych elementów grzędy. Ku zachodowi, w miarę zbliżania się grzędy do bloku przedsudeckiego, wielkość tego obniżenia wydatnie maleje.

Powyginała północna granica grzędy (tabl. III—V) oraz istnienie poprzecznych depresji, o czym można wnosić na podstawie miąższości utworów permskich (fig. 9 i 10), sugerują tektoniczno-morfologiczny charakter grzędy. Grzęda pierwotnie była najprawdopodobniej jednym z waryscyjskich wyniesionych elementów antyklinalnych. Element ten, podobnie jak i inne, w wyniku erozji w dolnym czerwonym spągowcu uległ znacznemu rozmyciu. W jego jądrowych partiach odsłonięte zostały niższe ogniwa dolnego karbonu, a nie jest wykluczone, że

także dewon\*. Na granicy karbonu dolnego i górnego utworzyła się swego rodzaju kuesta. Przez najbardziej rozmyte jądrowe ogniwa elementu lub na jego stoku, wzdłuż dyslokacyjnych spękań wciskała się kominowo kwaśna magma. Wybuchy wulkanów powodowały zmianę krajobrazu i powiększały znacznie deniwelację terenu erodowanego przez rzeki spływające najprawdopodobniej ku północy. Rzeki te przedzierające się przez grzędę, między wyniesieniami skał wulkanicznych, rozczłonkowały waryscyjski element tektoniczny na szereg mniejszych jednostek o wyraźnych cechach morfologicznych. W ten sposób najprawdopodobniej w obrębie grzędy w rejonie Bielaw powstało znaczne poprzeczne obniżenie (tzw. Dolina Bielaw, fig. 9), w którym osadziły się największej miąższości piaszczyste utwory czerwonego spągowca. W najbardziej wyniesionych partiach grzędy, np. w rejonie Żarkowa 2, utwory piaszczyste czerwonego spągowca nie osadziły się wcale (fig. 9).

Omówiona grzęda była niewątpliwie jednym ze skrajnych elementów fałdowych waryscydów sudeckich; ku południowi istniały zapewne bardziej zaangażowane elementy fałdowe i dyslokacyjne. O ich istnieniu świadczą chociażby dużych rozmiarów intruzje granitowe w Gościszowicach i Nowinach oraz prawie równoleżnikowe intruzje Strzegomia i Karkonoszy (tabl. 1), powstałe zapewne w centralnym obszarze fałdowań.

Krajobraz, jaki powstał po zakończeniu działalności górotwórczej fazy sudeckiej, można by przedstawić następująco. W strefie Karkonoszy — Strzegomia przebiegało najwyższe na tym obszarze pasmo górskie, a na północ od niego dwa albo trzy wyniesione elementy fałdowe. Wyniesione elementy, szybko niszczone, ulegały wyrównywaniu. Na zrównane powierzchnie lub obniżenie międzygórskie wlewały się stopniowo wody morza namurskiego, rozciągającego się na północ od strefy fałdowej, a w dalszej kolejności sedymentowały utwory karbonu dolnego i górnego wypełniając stopniowo istniejące nierówności podłoża.

\* Wyniki wierceń Święciechowa i Wilkowiczki (wykonanych już po napisaniu pracy) przez stwierdzenie pod utworami permu silnie zdiagenezowanych, a nawet zmetamorfizowanych utworów potwierdziły przypuszczenie o głębokim rozmyciu podłoża podpermskiego i o występowaniu w jądrach fałdów utworów dewońskich, a być może starszych od dewonu.

## CHARAKTERYSTYKA LARAMIJSKIEGO PIĘTRA STRUKTURALNEGO

W rowoju laramijskiego (permsko-mezozoicznego) piętra strukturalnego na podstawie danych z wierceń można wydzielić następujące okresy:

1. Okres stopniowego wyrównywania i wypełniania powaryscyjskich nierówności przez utwory czerwonego spągowca, cechsztynu i dolnego pstrego piaszkowca. W osadach zaznacza

się wyraźnie oddziaływanie podłoża waryscyjskiego.

2. Okres sedymentacji triasowej niezależnej od struktury podłoża.

3. Okres peryferycznej sedymentacji jurajskiej na wcześniej wyniesionym elemencie.

4. Okres sedymentacji kredowej na wyraźnie zarysowanych już elementach obszaru przed-sudeckiego.

Analiza osadów permsko-mezozoicznych z obszaru przed-sudeckiego pozwala na odtworzenie obrazu, jaki istniał przed rozpoczęciem sedymentacji permskiej, oraz na prześledzenie jej przebiegu na tle rozwoju strukturalnego obszaru przed-sudeckiego.

#### WPŁYW GRZĘDY WARYSCYJSKIEJ NA ROZWOJ SĘDYMENTACJI PERMU I DOLNEGO PSTREGO PIASKOWCA

Istnienie wyraźnej równoleżnikowej grzędy, z szeregiem przełęczy morfologicznych, wpłynęło w znacznej mierze na charakter osadów i przebieg ich osadzenia. Obserwowane znaczne różnice w miąższościach czerwonego spągowca są zapewne wynikiem nierówności podłoża i wulkanizmu. Nierówności musiały być bardzo duże, albo też stale odnawiane wskutek ruchów tektonicznych, skoro ponad osiemsetmetrowy kompleks osadów czerwonego spągowca nie zdołał ich wyrównać.

Zróznicowanie miąższości chemicznych sedymentów cechsztynu (fig. 10—15), mające kształt wyraźnie zatokowy, dowodzi, że i w cechsztynie oddziaływanie nierówności dna zbiornika było jeszcze bardzo znaczne.

Z równoleżnikowego przebiegu facji i miąższości utworów cechsztynu, przy równoczesnym istnieniu szeregu odnóg, wynika, że powyginany brzeg grzędy a także bardziej południowych elementów waryscyjskich, odgrywał jeszcze znaczną rolę. Rzut oka na mapy miąższości poszczególnych serii permskich (fig. 7—15) czy dolnego pstrego piaskowca (fig. 16) pozwala na stwierdzenie, że wyniesiony obszar waryscyjdów o równoleżnikowym przebiegu fałdów, wykazujący wyraźne stopniowe zanurzanie się ku północy, był pokrywany przez osady i wyrównywany. Ostateczne wyrównanie nastąpiło pod koniec dolnego pstrego piaskowca. Mapa miąższości dolnego pstrego piaskowca (fig. 16) wskazuje na szybkie malenie miąższości osadów od północy do grzędy i powolne w kierunku do bloku przed-sudeckiego oraz na istnienie w tym czasie obniżenia na obszarze obecnej niecki północnosudeckiej, w strefie granicznej z perykliną Żar.

Mapa miąższości wulkanitów czerwonego spągowca (fig. 8) przedstawia maksymalne miąższości w rejonie Nowej Soli i stopniowe ich malenie ku północy. Przebieg izarytm jest tu wyraźnie odmienny niż na mapach poszczególnych poziomów permskich. Izopachyty wulkanitów w sposób dość przekonywujący wskazują na istnienie przynajmniej trzech głównych ośrodków wulkanicznych lub nieckowych, wypełnionych przez produkty erupcji wulkanicznych.

#### WULKANIZM PERMSKI I KOMPENSACJA NIERÓWNOŚCI PRZEZ SĘDYMENTY PIASZCZYSTE

Utworki czerwonego spągowca w obrębie obszaru przed-sudeckiego stwierdzono w 37 otworach wiertniczych wykonanych przez przemysł naftowy i Instytut Geologiczny oraz w około 160 otworach ze strefy lubińskiej. Spośród tych licznych wierceń jedynie w 7 otworach przewiercono te utworki w całości (+2 otworki Leśna i Opole opisane przez P. Assmanna 1925 i 1929), pozostałe wiercenia docierały tylko do stropu czerwonego spągowca lub do skał wylewnych uznanych za środkowy czerwony spągowiec (Wyżykowski 1964).

Zdaniem J. Wyżykowskiego (1964) przy ustalaniu stratygrafii czerwonego spągowca omawianego obszaru można oprzeć się jedynie na kryteriach litologicznych. Przyjmując na podstawie otworów w Klepince, Wichowie i Biela-wach występowanie utworów klastycznych również pod skałami magmowymi, można za J. Wyżykowskim (op. cit.) wydzielić następujące trzy części czerwonego spągowca:

1. Część górną reprezentowaną przez kompleks skał klastycznych o miąższościach od 0 do około 800 m, z lokalnie rozwiniętymi osadami ilasto-węglanowymi.

2. Część środkową, reprezentowaną przez kompleks skał magmowych o miąższościach stwierdzonych od 0 do 386,6 m, a prawdopodobnych 500—600 m,

3. Część dolną, reprezentowaną przez skały klastyczne o miąższościach stwierdzonych od 0 do 224 m.

Utworki czerwonego spągowca na obszarze przed-sudeckim graniczą w stropie z morskimi osadami cechsztynu. Na pograniczu występują piaszczyste osady białego lub szarego spągowca. Zdania co do przynależności wiekowej tych utworów są podzielone. Część geologów uważa je za odbarwione utworki czerwonego spągowca, a inni za utworki cechsztynu.

J. Wyżykowski (1964) pisze, że „są to albo wylugowane w okresie cechsztyńskim osady piaszczyste czerwonego spągowca in situ, albo

te same osady redeponowane. Również mogły one częściowo powstać na drodze eolicznej jako naniesienia do zbiornika morskiego". W oparciu o ich znaczną weglanowość, przejawy uławiczenia i stwierdzoną w Paulinowie (S—4a) formę *Lingula* cf. *credneri* utwory białego i szarego spągowca zalicza on do cechsztynu.

W pracy niniejszej, nie negując słuszności cechsztyńskiego wieku szarego i białego spągowca, z uwagi na brak kryteriów do jego wydzielenia w otworach wiertniczych rdzeniowanych tylko fragmentarycznie oraz z uwagi na brak szarych piaskowców w niektórych wierceniach rdzeniowanych nawet w 100%, przy zestawieniu map miąższościowych oraz analizie strukturalnej, utwory piaszczyste białego i szarego spągowca potraktowałem łącznie z utworami piaszczystego czerwonego spągowca. Wziąłem przy tym pod uwagę fakt, że ze względu na małe, kilkumetrowe miąższości szarych piaskowców, mniejszym błędem będzie jednolite uwzględnienie ich w miąższościach utworów czerwonego spągowca niż problematyczne wyznaczenie granicy między nimi na podstawie wierceń, z których nie dysponujemy żadnymi ku temu kryteriami.

Zestawienie ważniejszych wierceń stwierdzających utwory czerwonego spągowca podaje tabela 1. W oparciu o te dane oraz częściowo o dane sejsmiczne, sporządziłem szkic map obrazujących sumaryczne miąższości całego czerwonego spągowca (fig. 7), miąższości skał wylewnych (fig. 8) oraz skał osadowych górnego kompleksu czerwonego spągowca (fig. 9). Ponadto, wykorzystując istniejącą mapę strukturalną pstrego piaskowca wykonaną w oparciu o dane sejsmiczne (tabl. III), przez dodanie miąższości cechsztynu skonstruowałem mapę spągu cechsztynu (tabl. IV), a przez dodanie miąższości czechsztynu i czerwonego spągowca — mapę spągu czerwonego spągowca (tabl. V), będącą równocześnie mapą morfologii podłoża podpermskiego.

Mapa sumarycznych miąższości utworów czerwonego spągowca (fig. 7) pozwala na wydzielenie następujących elementów morfologicznych wpływających na kształtowanie miąższości sedimentów:

1. Obniżenie zielonogórskie położone na północ od omawianej grzędy waryscyjskiej charakteryzuje się największymi miąższościami czerwonego spągowca. Miąższości te wykazują dość silny wzrost od grzędy (wyniesienia żarkowsko-żagańskiego i rawicko-ostrzeszowskiego) w kierunku północnym. Miąższości utworów czerwonego spągowca na przestrzeni 7 km — od Wichcwa do Nowej Soli — wzrastają prawie dwukrotnie — od 425 do 900 m, a w rejonie

Klenicy, jak wynika z interpretacji przekroju geologicznego (tabl. VIII), wynoszą one około 1000 m.

2. Wyniesienie żarkowsko-żagańskie w partiach centralnych pozbawione czerwonego spągowca, a na peryferiach zawierające tylko nieduże jego miąższości.

3. Obniżenie rawicko-ostrzeszowskie, na którym w kulminacyjnych obszarach miąższości kształtują się w granicach 50 m, a ku peryferiom rosną bardzo powoli do 150—200 m.

4. Depresja sośnicko-bolesławiecka, w centrum której miąższości przekraczają 700 m (Sośnica 704,5), a następnie zarówno w kierunku północnym, jak i południowym maleją do zera.

5. Obniżenie oleśnicko-kepnowskie zarysowane nieznacznym przypuszczalnym wzrostem miąższości utworów czerwonego spągowca do około 150 m w porównaniu do wyniesienia ostrzeszowskiego, gdzie mają one około 50 m, i wyniesienia wrocławskiego, gdzie maleją prawie do zera.

6. Wyniesienie wrocławskie charakteryzuje się miąższościami od 0 do 150 m; co wskazuje na monoklinalne pochylenie podłoża w kierunku północnym.

Podobne elementy jak na mapie ogólnych miąższości czerwonego spągowca (fig. 7) zarysowują się także na mapie miąższości kompleksu skał osadowych górnej jego części (fig. 9). Miąższości utworów w części wschodniej są tu te same co na mapie poprzednio omawianej, gdyż brak jest na tym obszarze skał wylewnych i dolnych osadowych.

W części zachodniej wartości miąższości są zmienne. Największe miąższości skał osadowych górnych występują w depresji sośnicko-bolesławieckiej. Wynoszą tu one ponad 550 m (Sośnica 574,5 m). Na północnym stoku grzędy waryscyjskiej narastanie miąższości górnego kompleksu (fig. 9) jest znacznie powolniejsze niż sumarycznych miąższości czerwonego spągowca (fig. 7).

Między Nową Solą a Wschową obniżenie zielonogórskie, mające na figurze 7 kierunek równoleżnikowy, przyjmuje kształt wyraźnej doliny o kierunku południkowym (tzw. dolina Bielaw od miejscowości, w której stwierdzono największe miąższości skał osadowych górnych).

Na mapie miąższości skał wylewnych (fig. 8) nie widać wyraźnej ich zgodności czy współzależności z przypuszczalną morfologią elementów waryscyjskich. W rejonie Nowej Soli występuje obszar o maksymalnych miąższościach skał wylewnych. W otworze Nowa Sól 1 przewiercono 386 m w utworach wylewnych nie docierając do ich spągu. Z przekroju sejsmiczno-geologicznego (tabl. VII) wynika, że miąższość tych skał można szacować na około 600 m.



Tabela 1  
Zestawienie ważniejszych profilów czerwonego spagowca z obszaru przedśudeckiego i ich porównanie ze schematami stratygraficznymi z niecki śródsudeckiej i obszaru śląsko-krakowskiego

Niecka śródsudecka schemat według S. Kozłowskiego (1963)	Obszar przedśudecki					Obszar śląsko-krakowski schemat według S. Kozłowskiego (1963)	
	Wichów 1	Nowa Sól 1	Bielawy	Rawicz 1	Ostrzeszów 1		
górny	Zlepienie	piaskowce szare z pirytem i markasytem, piaskowce średnio- i gruboziarniste czerwone, w dole zlepienie 44 m	piaskowce czerwone drobnoziarniste z dole z ciemniejszymi laminami iłowców 50 m	piaskowce drobnoziarniste z mika, przeławicane iłowcami wiśniowymi, w stropie szare 585,5 m	piaskowce różowe i czerwone, w stropie z wkładkami szarych, molenolityczne, w dole z wkładkami mułowców 155,6 m	piaskowce czerwone drobnoziarniste, miejscami z wkładkami zlepienców, w spągu piaskowce białe z laminami ciemniejszymi 50 m	zlepienie porfirowe
	Piaszczyste łupki czerwone	skaly eruptywne o barwie szarobrunatnej z odcieniem fioletowym lub plamami zielonymi 160 m	skaly eruptywne typu melafirów o barwach brunatnych i czerwonych z odcieniem fioletowym 386,6 m	skaly eruptywne 34 m	skaly eruptywne o barwach brunatnych i czerwonych z odcieniem fioletowym 120,9 m	brak	tufity i gliny sławkowskie
Czerwony spagowiec	II poziom łupków antrakozjowych	łupki walchliwe	?	łupki czerwone częściowo zmetamorfizowane, w dole iły i iłowce brunatne i popielato-szare zapiaszczone	brak	kompleks eruptywny	
		Kompleks eruptywny	?	piaskowce czerwone przekładane utworami czerwonymi z pokładkami piaskowców szarych 221 m	brak	zlepienie myślachowickie	
	Piaskowiec budowlany	?	?	?	?	?	
	I poziom łupków antrakozjowych	łupki z wkładkami zlepienców, iłowce z wkładkami piaskowców, mułowców i wapieni; w spągu: zlepienie, iłowce ilasto-dolomityczne, piaskowce zlepiencowate, iłowce i piaskowce (razem 224 m)	?	?	?	?	?
		Piaskowce płytowe	?	?	?	?	?
Zlepieniec spagowy	?	?	?	?	?	?	

W rejonie Wschowej przewiercono 203,7 m skał wylewnych, nie osiągając ich spągu. Materiały sejsmiczne nie dają tu żadnych informacji odnośnie do głębokości, na jakiej leżą skały wylewne, i ich miąższości. Przy sporządzaniu mapy umownie przyjęto stwierdzoną miąższość za faktyczną. W Sośnicy przewiercona miąższość skał wylewnych wynosi 130 m.

Uderza fakt, że maksymalne miąższości skał wylewnych występują właśnie w rejonie tzw. depresji zielonogórskiej i to nad maksymalnej miąższości skałami osadowymi dolnymi w (Bielawach stwierdzono 221 m, a w Wichowie 224 m miąższości).

W okolicy Sośnicy (depresja sośnicko-bolesławiecka) utwory wylewne leżą wprost na stromo ustawionych skałach starszego podłoża, syluru lub karbonu. Świadczyłyby to o istnieniu obniżenia zielonogórskiego znacznie wcześniej, bo już w dolnym czerwonym spągowcu, oraz przemawiałyby za istnieniem grzędy morfologicznej po jego południowej stronie. Utwory wylewne na tym obszarze, leżące na dolnym kompleksie skał osadowych czerwonego spągowca (o ile ten kompleks nie należy do górnego karbonu), można by uznać za materiał pochodzący z ośrodków erupcji znajdujących się na wyniesieniu żarkowsko-żagańskim, albo za produkt erupcji miejscowej.

Analiza map (fig. 7—9) pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Po sfałdowaniu i wyniesieniu obszaru przedsudeckiego pod koniec dolnego karbonu (faza sudecka) rozpoczął się proces silnej denudacji wyniesionych pasm górskich.

2. W czasie trwania denudacji w górnym karbonie w depresjach międzygórskich gromadziły się osady, czego dowodem jest stwierdzenie przez A. M. Żelichowskiego (1964c) utworów namuru (o upadach 5—10°) leżących na stromo ustawionych (30—50°) utworach górnego wizeniu.

3. Po wycofaniu się wód zbiornika (zbiorników) górnokarbońskiego, nastąpił proces dalszej erozji, wzmaganej być może żywymi w tym czasie ruchami tektonicznymi.

4. Pod koniec karbonu bardzo silnie wzrosła działalność wulkaniczna. W powstałe wskutek ruchów tektonicznych szczeliny wcisnęła się magma granitowa bloku Karkonoszy w Sudetach, a na bloku przedsudeckim w okolicy Strzegomia, Żarkowa i prawdopodobnie Gościeszowic i Nowin.

5. W wyniku działania erozji połączonej z pewnymi predyspozycjami geologicznymi (różna twardość osadów na linii Lubsko — Rawicz — Ostrzeszów) powstało wyraźne wzniesienie morfologiczne o stromych stokach północnych i łagodnych południowych, podkreślonych formami depresyjnymi w rejonie Sośni-

cy — Bolesławca na zachodzie i Oleśnicy — Kępna na wschodzie (fig. 7). W obrębie tego wzniesienia albo w jego pobliżu powstały wulkany, których działalność doprowadziła w rejonie Wschowej do nagromadzenia znacznej miąższości produktów wulkanicznych (porfiry, melafiry, tufity itp.).

6. W wyniku erozji powaryscyjskiej oraz przesunięć tektonicznych w rejonie Nowej Soli powstało znacznych rozmiarów obniżenie, które w dolnym czerwonym spągowcu zaczęło się wypełniać utworami piaszczystymi (w Wichowie powstały w tym czasie osady o miąższości 224 m, a w Bielawach — 221 m). Gdy w środkowym czerwonym spągowcu nastąpiło wzmoczenie działalności wulkanicznej, produkty wulkaniczne zaczęły pokrywać te piaszczyste utwory w obniżeniu zielonogórskim, a w innych obszarach (rejon Sośnicy, Lubanic) produkty wulkaniczne poczęły się osadzać wprost na utworach karbońskich lub starszych. Ośrodkami wulkanizmu było najprawdopodobniej wyniesienie żarkowsko-żagańskie i wyniesienie rawicko-ostrzeszowskie (ośrodek w pobliżu Głogowa, fig. 8).

7. W górnym czerwonym spągowcu, gdy działalność wulkaniczna wygasła, materiał erodowany ze stożków wulkanicznych wraz z materiałem piaszczystym, przetransportowany przez liczne rzeki, wypełniał stopniowo istniejące obniżenia. W miarę upływu czasu zbiornik wodny, który w tym czasie istniał zapewne na centralnym obszarze Nizy Polskiego, zaczął się rozszerzać, pokrywając coraz to większe obszary. Dolina (prawdopodobnie rzeczna) Bielaw (fig. 9), która utworzyła się między dwoma wzniesieniami wulkanicznymi (Nowej Soli na zachodzie i Wschowej na wschodzie), wypełniona została mającą ponad 500 m miąższości serią utworów piaszczystych z wkładkami skał flastych.

Tego rzędu miąższości osadów piaszczystych leżących na kompleksie skał wylewnych znajdują się także w depresji sośnicko-bolesławieckiej, wytworzonej między wyniesionym blokiem Sudetów (Karkonosze) a wyniesieniem żarkowsko-żagańskim, przedłużającym się ku wschodowi w wyniesienie rawicko-ostrzeszowskie (fig. 9).

8. W górnym czerwonym spągowcu nastąpiła kompensacja stref o małych miąższościach wulkanitów (rejon Bielaw) przez nagromadzenie się maksymalnych miąższości skał osadowych i na odwrót. Kompensacja ta najwyraźniej zaznacza się w strefie Zielonej Góry — Bielaw i Wschowej. Jest to dowód, że stożki wulkaniczne były wyrównywane w wyniku ich erozji i stopniowego przykrywania przez sedymenty piaszczyste. Świadczy to również o ist-

nicniu wyniesionych elementów waryscyjskich, na których wulkanizm był bardziej ożywiony.

9. Stwierdzenie bezpośrednio pod płasko (ok. 10°) leżącym kompleksem skał osadowych czerwonego spągowca w Uciechowie, Tarchałach i Sulmierzycach stromo ustawionych warstw zaliczonych prowizorycznie do karbonu\*, a zawierających według mikroskopowych obserwacji M. Dohnala (maszynopis w archiwum Biura Dokumentacji i Projektów Geologicznych w Warszawie) prócz okruchów mono- i polimineralnych także fragmenty skał wylewnych i podrzędnie skał osadowych i metamorficznych dowodzi, że:

a — prócz wulkanizmu permskiego istniał na tym obszarze wulkanizm karboński;

b — centra wulkanizmu karbońskiego musiały być położone nieco bardziej na południe, gdyż do okolic Uciechowa dostawały się tylko fragmenty skał wylewnych, a jednocześnie fragmenty skał metamorficznych i osadowych zniszczonych w tym czasie wyniesionych elementów sudeckich;

c — we wschodniej części monokliny brak jest dolnego kompleksu skał osadowych czerwonego spągowca oraz kompleksu środkowego (skał eruptywnych).

#### SEDYMENTACJA CECHSZTYŃSKA I JEJ ZWIĄZEK Z NIERÓWNOŚCIAMI MORFOLOGICZNYMI I TEKTONIKĄ PODŁOŻA

Problemy stratygrafii cechsztynu obszaru przedsudeckiego w ostatnich latach zostały obszernie omówione przez A. Tokarskiego (1958), J. Krasonia (1962, 1965), J. Kłapcińskiego (1964a, b), M. Podemskiego (1962, 1963, 1965) oraz T. Kasprzaka i J. Sokołowskiego (1964, 1966), a także kilku innych autorów. Spośród wymienionych autorów jedynie J. Kłapciński (1964a, b) niezależnie od wyróżnianych czterech cyklotemów stosuje podział na cechsztyń dolny, środkowy i górny. Pozostali autorowie dzielą utwory cechsztynu przedsudeckiego zgodnie z opracowanym w Niemczech podziałem (Richter-Bernburg 1955a, b; Roth 1955, Jung 1958) na cztery cyklotemy stosując dla nich nazwy Werra, Stassfurt, Leine, Aller lub Z<sub>1</sub>, Z<sub>2</sub>, Z<sub>3</sub>, Z<sub>4</sub>. J. Krasoń (1962, 1964), niezależnie od ogólnie przyjętych nazw cyklotemów, wprowadził dla cechsztynu dolnośląskiego nazewnictwo lokalne, wyróżniając cyklotem kaczawski (Z<sub>1</sub>), bolesławiecki (Z<sub>2</sub>), lwówecki (Z<sub>3</sub>) i leszczyński (Z<sub>4</sub>).

Z uwagi na strukturalny charakter niniejszego opracowania opis utworów cechsztyńskich ograniczę do podania jedynie najbardziej typowych profilów z różnych obszarów, zestawionych w formie tabelarycznej (tabl. 2, fig. 5).

\* Po napisaniu niniejszej pracy.

Bliższe szczegóły dotyczące litologii i wykształcenia utworów cechsztyńskich w różnych okolicach można znaleźć w cytowanej wyżej literaturze. Tutaj ograniczę się jedynie do krótkiej charakterystyki rozwoju sedymentacji cechsztyńskiej, uzależnionej od wydzielonych elementów strukturalnych. Do elementów tych zaliczam w głównej mierze omówioną w poprzednim rozdziale równoleżnikową grzędę powaryscyjską oraz formujący się w cechszynie element bloku przedsudeckiego (również o założeniach waryscyjskich lub kaledońskich) prawie równoległy do wspomnianej grzędy, oddzielający w formie okresowo wynurzającego się półwyspu lub grzbietu podmorskiego wody zatoki bolesławieckiej od wód monokliny przedsudeckiej. Element ten, wyróżniany przez O. Eisentrauta (1939) i G. Richter-Bernburga (1951), a negowany przez J. Krasonia (1964), w moim ujęciu miałby inny charakter, niż przyjmowali wspomniani autorzy.

Zdaniem O. Eisentrauta krystaliczny blok przedsudecki w cechszynie był przybrzeżnym obszarem basenu sedymentacyjnego, na którym sedymentacja morska odbywała się tylko w dolnym i środkowym cechszynie. Niecka północnosudecka stanowiła zatokę o kierunku SE—NW. Według Richter-Bernburga próg Legnica—Żagań był płytko zanurzony pod wodą i spełniał rolę rygła oddzielającego nieckę północnosudecką na zachodzie od niecki odrzańskiej na wschodzie. Okolice Iłowej uważał za płytki przybrzeżny obszar, na którym tworzyły się osady facji wapnisto-piaszczystej. J. Krasoń obecność utworów sublitoralnych okolic Iłowej tłumaczy istnieniem poprzecznego w stosunku do niecki północnosudeckiej elementu. Łączy zaś te utwory z południową strefą utworów litoralnych basenu łużyckiego.

Według wykonanej przeze mnie analizy nowych danych z wierceń i danych opublikowanych przez wspomnianych wyżej autorów, najprostszym wytłumaczeniem istniejącego rozkładu facji (fig. 10—15) w utworach cechsztyńskich wydaje się przyjęcie równoleżnikowego przebiegu brzegu zbiornika morskiego na linii Zgorzelec — Strzegom — Oława — Kluczbork.

Od tej linii, aż do północnego brzegu równoległe przebiegającej waryscyjskiej grzędy Żarków — Rawicz — Ostrzeszów, w pasie płytkiego morza, o szerokości około 70 km i dość silnie zróżnicowanej morfologii dna, przez okres sedymentacji cechsztyńskiej (z wyjątkiem cyklotemu Werra, w którym halitowe utwory wkroczyły na strefę grzędy) osadzały się głównie utwory węglanowe i siarczanowe oraz w mniejszej ilości utwory ilaste i piaszczyste. Utwory te są charakterystyczne dla facji sublitoralnej lub płytkonerytycznej. Po północnej stronie grzędy oraz na zachodzie (w obrębie

Tabela 2

Zestawienie profiliów cechstyńskich z różnych okolic obszaru przedśudeckiego

Cyklotemy	Południowa część monokliny przedśudeckiej				Niecka północno-sudecka (część centralna) według J. Krasonia (1964)	
	Okolice Ostrzeszowa	Okolice Rawicza	Okolice Kozuchowa	Okolice Lubina według J. Klapcińskiego (1964)		
Zachodnia część perykliny Żar i północne obszary monokliny przedśudeckiej	ity czerwone górne 8,0 — 25,0 m	ity czerwone górne 13,7 — 16,0 m	ity z piaskowcami w spagu lub brekcja itasto-gipsowa 8,0 — 36,0 m	itotupki brunatno-czerwone z wkładkami oraz z soczewkami i przeroztami gipsu 18,0 — 34,0 m	itotupki pstre górne 22,0 m piaskowce cechstyńskie górne 3,0 m	
	anhydryt graniczny 0,1 — 2,5 m	anhydryt graniczny 0,1 — 2,5 m				
	sole najmłodsze 5,0 — 36,0 m	sole najmłodsze 0,0 — 8,9 m				
	anhydryt pegmatytowy 0,3 — 1,5 m	anhydryt pegmatytowy 0,3 — 0,9 m				
	ity czerwone 0,1 — 7,5 m	ity czerwone 2,0 — 5,8 m				
Aller Z <sub>4</sub>	ity czerwone 0,1 — 7,5 m	ity czerwone 2,0 — 5,8 m	itowce i piaskowce z wkładkami anhydrytu 23,0 m	anhydryty i gipsy szare 0,5 — 1,5 m itotupki brunatnoszare z wkładkami oraz soczewkami i przeroztami gipsu 2,5 — 5,0 m Wapienie występujące w spagu itotupków 1 — 7,5 m	dolomit płytkowy 12,0 m itotupki pstre (ity gipsonosne) środkowe 7,0 m	
	anhydryt stropowy 0,1 — 0,3 m	anhydryt stropowy 0,1 — 0,3 m				
	sole młodsze 42,0 — 220,0 m	sole młodsze 22,0 — 42,4 m				
	anhydryt główny 6,5 — 47,5 m	anhydryt główny 33,5 — 52,5 m				
	szary it solny 0,3 — 3,0 m	szary it solny 1,5 — 3,0 m				
Leine Z <sub>3</sub>	anhydryt stropowy 1,0 — 4,5 m	hiatus	hiatus	hiatus	anhydryty i gipsy przewarstwione itami 28,0 m	
	sole starsze 1,5 — 111,0 m	hiatus				
	anhydryt podstawowy 3,0 — 38,0 m	anhydryt podstawowy** 17,5 — 20,3 m				anhydryt szare 0,0 — 37,0 m
	dolomit główny 19,0 — 67,7 m	dolomit główny 31,0 — 64,0 m				dolomity szare 0,0 — 6,0 m itotupki 0,0 — 10,0 m
Stassfurt Z <sub>1</sub>	anhydryt stropowy 1,0 — 4,5 m	hiatus	hiatus	hiatus	anhydryty i gipsy przewarstwione itami 28,0 m	
	sole starsze 1,5 — 111,0 m	hiatus				
Stassfurt Z <sub>1</sub>	anhydryt podstawowy 3,0 — 38,0 m	anhydryt podstawowy** 17,5 — 20,3 m	anhydryt podstawowy** 3,0 — 47,1 m	anhydryt szare 0,0 — 37,0 m	itotupki pstre dolne 15,0 m piaskowce cechstyńskie dolne 9,0 m	
	dolomit główny 19,0 — 67,7 m	dolomit główny 31,0 — 64,0 m	dolomit główny 40,0 — 55,5 m itotupki 0,0 — 10,0 m	dolomity szare 0,0 — 6,0 m itotupki 0,0 — 10,0 m		

anhydryt stropowy 30,0 — 55,0 m	sole najstarsze * 12,0 — 229,0 m	anhydryt podstawowy 22,5 — 142,0 m	wapień podstawowy 3,0 — 56,0 m	łupki czarne 0,2 — 1,0 m	piaskowce szare (biały spągowiec) 0,0 — 25,0 m
anhydryt stropowy 55,0 m	sól najstarsza 12,0 m	anhydryt podsta- wowy 22,5 m	wapień podstawowy 56,7 m	łupki czarne 0,3 m	piaskowce szare 15,0 m
anhydryt stropowy * 29,0 — 37,0 m	sole najstarsze * 53,0 — 156,0 m	anhydryt podstawowy 43,0 — 105,7 m	wapień podstawowy 4,0 — 7,0 m	łupki czarne 0,0 — 0,4 m	piaskowce szare 5,0 — 6,0 m
anhydryt stropowy 3,6 — 22,5 m	sól najstarsza 0,0 — 86,0 m	anhydryt podsta- wowy 24,8 — 171,0 m	wapień podstawowy 2,2 — 13,6 m	łupki czarne 0,0 — 0,8 m	piaskowce szare 0,0 — 3,1 m
anhydryty szare (górne) 60,0 — 88,0 m	brekcja anhydrytu 0,0 — 5,0 m	anhydryty szare 0,0 — 25,0 m	wapień i dolomity 25,0 — 78,0 m	łupki ciemnoszare 0,0 — 20,0 m	dolomity i wapie- nie 1,5 — 3,7 m
	wapień dolomityczne		wapień margliste 12,0 m		piaskowce i zlepienie graniczne
					margle kaczańskie 3,0 m

Werra  
Z<sub>1</sub>

\* W środku kompleksu występuje kilkunastometrowa warstwa anhydrytu.

\*\* W anhydrycie podstawowym w środku kompleksu występuje w okolicy Rawicza i Różanówki mająca około 2 m miąższości warstwa dolomitu, o łupliwości tafelkowej. Dla dolomitu tego proponuję nazwę dolomitu różanowskiego ze względu na jego określoną pozycję w otworze Różanówka.

obecnej perykliny Żar) w strefie obniżonej (prawdopodobnie dyslokacyjnie) osadziły się utwory pełnej facji salinarnej morza, które zalawało większość obszaru Nizy Polskiego i Niemieckiego.

W obrębie płytkonerytycznej strefy w większości pokrytej przed transgresją cechsztyńską utworami czerwonego spągowca, istniały niezrównane lub nie w pełni zalane przez morze elementy waryscyjskie lub kaledońskie.

Wysoko wyniesiony w dolnym permie element Żarkowa — Żagania, pozbawiony utworów czerwonego spągowca i zawierający w swym jądrze granitową intruzję, przez długi okres był zapewne obszarem dostarczającym materiału do powstawania osadów czerwonego spągowca. Powstała między tym elementem a brzegiem wyniesionych Karkonoszy depresja (wypełniona mającą ponad 130 m miąższości serią skał wylewnych i ponad 550 m serią skał osadowych w rejonie Sośnicy — Iłowej), przed transgresją cechsztyńską uległa wyniesieniu najprawdopodobniej wskutek przesunięć tektonicznych. Ta elewowana strefa o kierunku NWW—SEE, miejscami prawie równoległa do północnej grzędy waryscyjskiej, miała połączenie z żywym tektonicznie obszarem Strzegomia. Tworzyła więc po wkroczeniu morza cechsztyńskiego płytką szelfową powierzchnię rodzaju rygła oddzielającego osady otwartej strefy szelfowej monokliny przedsudeckiej od osadów zatokowych strefy niecki północnosudeckiej.

### Cyklotem Werra

Na wspomnianym rygłu tuż po transgresji morza cechsztyńskiego osadziły się utwory piaszczysto-zlepieńcowe (otwór Iłowa), charakterystyczne także dla sąsiednich przybrzeżnych obszarów zbiornika. Stwierdzono je po południowo-zachodniej stronie domniemanego rygła, na obrzeżeniu niecki bolesławieckiej w otworze Iłwiny oraz w niecce leszczyńskiej, w otworze Wilków i w niecce lwóweckiej w otworach Płakowice i Niwnice oraz w otworze Żarska Wieś. Niewątpliwie utwory tego typu rozprzeszczerzyły się też po zachodniej i północno-wschodniej stronie rygła, czego dowodem może być występowanie utworów piaszczystych w dolnej części cechsztynu w otworach Kunice Żarskie, Sieroszowice i Lubin (*vide* Krasoń 1964). Najbliższa północno-wschodnia strefa utworów cechsztyńskich, występujących w obrzeżeniu domniemanego rygła w obrębie obecnego bloku przedsudeckiego, została pozbawiona utworów wskutek późniejszej erozji.

Po osadzeniu się zlepieńca podstawowego w strefie przybrzeżnej i szarych piaskowców w głębiej położonych obszarach, nastąpiła sedymentacja wapieni podstawowych i margli ka-

czawskich w niecce lwóweckiej i leszczyńskiej (otwory Żarska Wieś, Płakowice, Wilków), a bliżej rygla (otwór Iwiny) margli kaczańskich lub w strefach brzeźnych niecki (otwór Niwnice) zlepieńców i piaskowców z wkładkami wapieni podobnie jak w strefie wyniesionej rygla (otwór Iłowa) — charakterystyka litologiczna wierceń według J. Krasonia (1964) W nieco głębszej strefie osadzały się w tym czasie margliste łupki miedzionośne (monoklina przedsudecka).

W następnej fazie nastąpiło najprawdopodobniej pogłębienie się zbiornika lub obniżenie obszaru sedymentacji, wskutek czego na całym prawie terenie niecki północnosudeckiej (z wyjątkiem otworu Niwnice) oraz na peryklinie Żar (Iłowa, Kunice Żarskie) i na monoklinie przedsudeckiej (Sieroszowice, Lubin i inne) osadziły się tzw. wapienie margliste, a wyżej w niecce północnosudeckiej wapienie dolomityczne, a na monoklinie przedsudeckiej, w strefie płytkonerytycznej, wapienie i anhydryty (Sieroszowice, Lubin, Klępinka), a w głębszej strefie także sole kamienne (fig. 11).

Pod koniec cyklotemu Werra rygiel Iłowej — Chocianowa — Strzegomia został więc zniwelowany. Jego istnienie zaznaczyło się tylko w zwiększonej miąższości wapieni dolomitycznych (otwór Iłowa ok. 50 m) w porównaniu z miąższościami stwierdzonymi w otworach wiertniczych w niecce północnosudeckiej (Iwiny i Żarska Wieś 20 m, Płakowice i Wilków 5 i 7 m) i na peryklinie Żar (Kunice Żarskie 18 m).

### Cyklotem Stassfurt

W cyklotemie stassfurckim nastąpiło względne podniesienie się Sudetów przy równoczesnym obniżeniu się płytkiego szelfowego obszaru przedsudeckiego lub też obniżenie dna głównego zbiornika wzdłuż północnej krawędzi grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej (fig. 12). Świadczą o tym następujące fakty: a) zasięg soli cyklotemu Stassfurt, pokrywający się prawie całkowicie z północną krawędzią grzędy; b) występowanie facji piaszczystej w obrębie rygla w miejscu dolomitu głównego, a w obrzeżeniu kolejno facji ilasto-piaszczysto-dolomitycznej, dolomitowo-ilastej i właściwej dolomitowej (fig. 12 i 13); c) występowanie wzdłuż krawędzi grzędy znacznych miąższości dolomitu w facji algowo-oolitycznej (fig. 13); d) niezgodne ułożenie na obszarze położonym na południe od grzędy utworów szarego iltu solnego cyklotemu  $Z_3$  wprost na anhydrytach podstawowych cyklotemu  $Z_2$  oraz liczne powierzchnie rozmyć stwierdzone w anhydrytach rejonu Rawicza, Nowej Soli oraz strefy lubińskiej; e) pojawienie się na obszarze między Sieroszowicami, Różanówką i Rawiczem w anhydrytach podstawowych cyk-

lotemu  $Z_2$  około dwumetrowej warstwy dolomitu nie opisywanej dotychczas w literaturze, którą proponuję nazwać *dolomitom różanowskim*. Istnienie tego dolomitu może świadczyć o powstaniu na tym obszarze specyficznych warunków wywołanych prawdopodobnie przesunięciami całego bloku wzdłuż ożywiających się w tym czasie dyslokacji. O wpływie tektoniki na zmiany facjalne wskazywałoby przesunięcie izopachyt maksymalnych miąższości strefy Rybaki — Nowa Sól w stosunku do strefy Rawicz — Odolanów, przypadające w miejscu istniejącej obecnie dyslokacji poprzecznej na wschód od Nowej Soli, oddzielającej zachodnią część monokliny od części środkowej.

W najbardziej brzeźnych strefach obszaru niecki północnosudeckiej (Niwnice, Płakowice, Wilków) oraz na ryglu (Iłowa) osadziły się utwory piaszczyste (fig. 13). W Iwinach, nieco oddalonych od rygla, sedymentowały utwory ilasto-piaszczyste.

Na utworach ilasto-piaszczystych, w obrębie niecki lwóweckiej (Płakowice) i leszczyńskiej (Wilków) osadziły się utwory ilaste, iltupki pstrze z wkładkami dolomitu lub bez (otwory Żarska Wieś, Niwnice), a wyżej utwory anhydrytowe (z wyjątkiem otworu Wilków, gdzie brak anhydrytów). Na obszarze rygla (Iłowa) cały cyklotem stassfurcki według J. Krasonia (1964) reprezentowany jest przez utwory piaszczyste. We wschodniej części perykliny Żar i w całej płytkonerytycznej strefie monokliny równoległe do krawędzi grzędy tworzą się u dołu dolomity, w strefie południowej silniej wapieniste, dalej ku północy zbite, a w strefie grzędy — algowo-oolitowe. Na południe od grzędy, na dolomicie głównym leży tylko anhydryt podstawowy, a na nim iltu cyklotemu Leine. Na północ od grzędy oraz w zachodniej części perykliny Żar (rejon Gubina i Jazowa) mamy pełne wykształcenie cyklotemu stassfurckiego. Nad dolomitom głównym, o miąższościach od 30 do 70 m, leży anhydryt podstawowy (6—38 m miąższości), wyżej sól kamienna a w zachodniej części potasowa, a nad nią cienka warstwa anhydrytu „stropowego”.

Występowanie soli potasowo-magnezowych w tym cyklotemie jak dotąd stwierdzone zostało jedynie na zachód od linii Nowa Sól — Zielona Góra, przy czym granice występowania tych soli (fig. 12 i 28—37) mają charakter zatokowy, a miąższości są różne i wahają się od 0 do 25 m. Znaczne miąższości soli kamiennych cyklotemu Werra (12—229 m) i Stassfurt (1,5—111 m) oraz występowanie soli potasowo-magnezowych w rejonie Nowej Soli — Rybaków, w miejscu również maksymalnych miąższości czerwonego spagowca, wskazuje, że strefa ta przez cały czas była bardzo labilna i obniżała się prawdopodobnie wzdłuż dyslokacji równoleżnikowych,

odpowiadających obecnie głównej dyslokacji przedsudeckiej, których kierunki zostały zmienione w wyniku późniejszych ruchów fazy laramijskiej.

### Cyklotem Leine

Na zdenudowanej powierzchni anhydrytu głównego, w strefie północnej, częściowo wyrównanej przez stopniowo ingredujące morze cyklotemu Leine, a w strefie południowej prawdopodobnie także na starszych utworach osadziły się pstre lub szare utwory ilaste. Barwy pstre najniższego poziomu cyklotemu Leine występują w niecce północnosudeckiej, częściowo na peryklinie Żar i niektórych utworach rejonu Nowej Soli oraz w rejonie Sieroszowic. Dalej ku północy barwy pstre zastępowane są przez szare i szarozielone. Te szarozielone utwory ilaste, znane pod nazwą szarego ładu solnego, są charakterystyczne jako horyzont przewodni dla całego basenu cechsztyńskiego. Utwory te w górnych partiach stają się mułowcowo-dolomityczne. W otworze Rawicz 1 stwierdzono w nich występowanie mikrofauny (oznaczenia według A. Milewskiej): *Ammodiscus emgatus* Crespin, *A. nitidus* Parr., *A. sp.*, *Ammobaculites aff. sutonensis* Cushman et Waters, *Amovertella tornella* Ireland, *Bigenerina hsuanghsii* Lee.

Miąszości szarych łąw solnych są znacznie mniejsze (1—2 m) niż łąw pstrych, miejscami piaszczystych, występujących w strefie południowej. Występowanie zapiaszczeń oraz pstre barwy tych utworów można by tłumaczyć wyniesieniem w obszarach południowych utworów czerwonego spągowca, dostarczającego materiału dla sedimentacji łąw cechsztyńskich.

Nad łąmi pstrymi w brzeźnych strefach niecki północnosudeckiej i perykliny Żar stwierdzono występowanie dolomitu płytowego, który zastępuje tu w całości utwory anhydrytowe strefy płytkonerytycznej oraz utwory anhydrytowe i solne głębszej nerytycznej strefy, występującej na północ od północnej krawędzi grzędy powaryscyjskiej. W solach kamiennych cyklotemu Leine w rejonie Otynia stwierdzono także występowanie wkładek soli potasowo-magnezowych.

W rejonie Ostrzeszowa utwory cyklotemu Leine i Aller wykształcone są w facji przeważnie ilastej; brak tu jest anhydrytów, co dowodziłoby, że zasięg zbiornika morskiego był w tym rejonie znacznie mniejszy niż w poprzednich cyklotemach. Występowanie jednak utworów salinarnych w Odolanowie, Tarchałach i Sulmierzycach zaprzecza istnieniu przyjmowanego przez J. Kłapcińskiego (1964) tzw. ładu ostrzeszowskiego sięgającego aż poza Krotoszyn

i Kalisz. Nie ma też wyraźnych dowodów na podane przez tego autora wygięcie linii zasięgu i miąszości utworów anhydrytowych i solnych ku północy, poza Krotoszyn. Przebieg zasięgu soli tego cyklotemu (fig. 14), jak też i zasięgu soli w innych cyklotemach dowodzi, że granica przebiegała równoleżnikowo i pokrywała się z krawędzią grzędy warycyjskiej.

### Cyklotem Aller

Utwory tego cyklotemu w obrębie niecki północnosudeckiej, we wschodniej części perykliny Żar oraz w strefie wyniesienia Broniszowa na południe od Nowej Soli, w Sieroszowicach, Lubieniu i Ostrzeszowie wykształcone są w całości w facji ilastej z domieszką anhydrytów na północy i piaskowców na południu.

Na północ od północnej granicy grzędy również i cyklotem Aller występuje w pełnym rozwoju facjalnym. W spągowej partii znajduje się od 0,1 do 7,5 m łąw pstrych, wyżej 0,3—1,5 m tzw. anhydrytów pegmatytowych, 5—36 m soli i 8,0—25 m łąw czerwonych niewarstwowych z soczewkami anhydrytu (fig. 5).

Podane wyżej rozprzestrzenienie utworów cyklotemu Aller dowodzi, że większość obszaru położonego na południe od grzędy warycyjskiej była wyniesiona. Na tym wyniesionym obszarze wody morza allerskiego najpierw erodowały i wyrównywały powierzchnię utworów różnego wieku, a następnie osadziły na niej utwory ilaste.

Z przytoczonych wyżej opisów rozwoju sedimentacji cechsztyńskiej wynika, że była ona w znacznym stopniu uzależniona od morfologii podłoża oraz od ruchów pionowych tego podłoża, które najprawdopodobniej powtarzały się przez cały cechsztyń, a na pewno istniały na granicy cyklotemu Stassfurt i Leine.

Prócz wydzielonych i opisanych głównych elementów o charakterze równoleżnikowym istniał szereg depresji i wyniesień poprzecznych w stosunku do głównego elementu. Depresje takie wywierały zapewne swój wpływ na charakter osadów cechsztyńskich. Odtworzenie przebiegu tych drugorzędnych elementów tektoniczno-morfologicznych z powodu nierównomiernego rozmieszczenia i małego zagęszczenia wierceń jest jeszcze niemożliwe. Podana przez J. Kłapcińskiego (1964b) interpretacja izopachyt anhydrytu i soli cyklotemu Werra, dolomitu głównego, anhydrytu podstawowego i soli cyklotemu Stassfurt, anhydrytu głównego i soli cyklotemu Leine oraz łąłupków z anhydrytami i soli cyklotemu Aller i wyciągnięte na tej podstawie wnioski odnośnie do przebiegu poprzecznych elewacji i depresji w świetle nowych danych nie pokrywają się ze stanem faktycznym i wymagają rewizji.

Nie jest też możliwe wyznaczenie elementów morfologicznych na podstawie miąższości soli, gdyż te uległy bardzo dużym zmianom wskutek późniejszych plastycznych przemieszczeń wywołanych ruchami tektonicznymi.

W świetle obecnych danych za bezsporne fakty można by uznać jedynie istnienie depresji w rejonie Nowej Soli oraz w rejonie Rawicza. Na podstawie sumarycznych zmian miąższości utworów cechsztyńskich (fig. 10) można także wnioskować o kilku innych zatokowych elewacjach w obrębie grzędy oraz o pokrywaniu się tych elewacji i depresji z kierunkami obecnych dyslokacji poprzecznych, co może być wynikiem albo faktycznego wpływu tych dyslokacji w czasie sedymentacji, albo też późniejszych zmian miąższości soli wywołanych właśnie tymi dyslokacjami. Zagadnienie to będzie mogło być rozwiązane dopiero po odpowiednim i równomiernym przeprowadzeniu prac badawczych na całym obszarze.

Obecnie nie ulega jedynie wątpliwości fakt istnienia równoleżnikowych wzniesień powaryscyjskich, odnawiających się prawdopodobnie w czasie cechsztynu. Wzniesienia te oraz depresje i elewacje poprzeczne, mimo wypełnienia ich przez utwory czerwonego spągowca i cechsztynu, nie zostały w pełni zrównane i wywierały w dalszym ciągu swój wpływ także na sedymentację utworów dolnego pstręgo piaskowca.

#### WYRÓWNYWANIE POWIERZCHNI SEDIAMENTACYJNEJ W DOLNYM PSTRYM PIASKOWCU

Sedymentacja w dolnym pstryim piaskowcu na obszarze przedsudeckim, a prawdopodobnie także na pozostałych obszarach Niżu Polskiego, była przedłużeniem sedymentacji cechsztyńskiej, z tym że utwory chemiczne zostały zastąpione przez terrygeniczne. Stało się to najprawdopodobniej wskutek wyniesienia obszarów alimentacyjnych okalających zbiornik sedymentacyjny i zmiany warunków klimatycznych z suchych na bardziej wilgotne, chociaż w dalszym ciągu pustyniowe.

Do centralnych obszarów zbiornika, wykazujących ciągłą tendencję do obniżania się dna, dostarczana była duża ilość materiału terrygenicznego w formie zawiesiny, z której powstały utwory mułowcowe i ilaste, a bliżej brzegów zbiornika osadziły się utwory piaszczyste. Okresowo utwory piaszczyste dostarczane były również do centralnych części zbiornika.

Obszar przedsudecki znalazł się w strefie sedymentacji piaszczystej i ilastej. Utwory dolnego pstręgo piaskowca wykazują miąższości od 0 do 300 m we wschodniej i południowej strefie monokliny, do linii Żarków — Rawicz — Ost-

rzeszów; na północ od tej linii w rejonie Wschowej występuje strefa nieco większych anomalnych miąższości, wzrastających następnie stopniowo ku północy (Gorzów 360 m). Maksymalne miąższości stwierdzone zostały w otworze wiertniczym Niwica, na pograniczu niecki północnosudeckiej i perykliny Żar, a więc na obszarze, który cechował się dużymi miąższościami utworów czerwonego spągowca i cechsztynu.

Izopachyty dochodzące od strony północno-wschodniej do obecnego bloku przedsudeckiego przecinają go skośnie dowodząc, że blok ten, nie posiadający obecnie utworów pstręgo piaskowca, w czasie trwania ich sedymentacji przykryty był nimi całkowicie. Podobnie jak w cechsztynie zaznaczył się on tylko w formie proggu podmorskiego lub okresowo wynurzającej się „mierzei”.

Układ izopachyt (fig. 16) wskazuje na potoczne oddziaływanie grzędy waryscyjskiej na sedymentację utworów dolnego pstręgo piaskowca.

Obszar położony pomiędzy rygłem a wyniesionymi Karkonoszami ulegał ciągłemu obniżaniu, dając możliwość nagromadzenia się tu maksymalnej miąższości utworów dolnego pstręgo piaskowca. Natomiast wschodnia część monokliny stanowiła, podobnie jak w cechsztynie, raczej sztywną, płaską i rozległą powierzchnię, na której ku północy odkładały się osady o coraz większej miąższości.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że osady położone we wschodniej części monokliny, jak podaje J. Kłapciński (1959) dla rejonu Lubina czy A. Tokarski (1961) dla okolic Bramy Morawskiej, są przeważnie piaszczyste i krzyżowo uwarstwione. J. Kłapciński przypuszcza, że są to utwory pochodzenia kontynentalnego. Podobny charakter mają utwory dolnego pstręgo piaskowca w otworze Ostrzeszów 1.

Bardziej ku północy, jak wykazują moje obserwacje rdzeni i karotaży z wykonanych tu wierceń, utwory dolnego pstręgo piaskowca stają się coraz bardziej ilaste. Są to naprzemianległe łupki, mułowce i piaskowce przeważnie wapienie, a często zawierające także wkładki wapieni. W części zachodniej, począwszy od Gubina — Rybaków aż po Różanówkę — Wschowę, a więc w strefie obserwowanej w czerwonym spągowcu i cechsztynie tzw. depresji zielonogórskiej, w górnej części dolnego pstręgo piaskowca pojawiają się także oolity wapienne.

Dokonany przeze mnie przy współudziale mgr S. Wójcikiewicza szczegółowy podział utworów pstręgo piaskowca obszaru przedsudeckiego, nawiązujący do podziału retu przeprowadzonego przez A. Tokarskiego (1962a, 1965), pozwala



na wydzielenie i skorelowanie 21 kompleksów litologicznych, z czego 4 w dolnym pstrym piaskowcu, 6 w środkowym i 11 w górnym.

Charakterystykę karotażową wydzielonych kompleksów ilustruje figura 3, a ich krótki opis litologiczny jest podany na tabeli 3.

Z uwagi na ograniczone rozmiary niniejszego opracowania nie będę tu podawał zasad dokonywania podziału; zostaną one opublikowane w oddzielnej pracy. Mając na względzie przydatność opracowanego przez nas podziału do korelacji otworów wiertniczych rdzeniowanych fragmentarycznie oraz do analizy stosunków litofacyjnych umożliwiających śledzenie rozwoju strukturalnego, pokrótce scharakteryzuję utwory pstręgo piaskowca, stosując już podział na wydzielone przez nas serie.

Najniższą część utworów dolnego pstręgo piaskowca tworzy tzw. pstra seria piaszczysto-iłowcowa (kompleks 21). Seria ta rozpoczyna się na zachodzie (rejon Rybaków) czerwonymi iłowcami z kongrecjami lub gruzłami wapieni drobnokrystalicznych i wyżej łupkami laminowanymi z soczewkami wapieni różowoczerwonych, a na wschodzie (rejon Rawicza) iłowcami wiśniowoczerwonymi i zielonoczarnymi z laminami szarego drobnziarnistego piaskowca. Wyżej zarówno w części zachodniej, jak i wschodniej leży kilkanaście metrów iłowców i mułowców szarych lub ciemnoszarych z obficie występującą miką i laminami wapieni. W rejonie Różanówki, w kierunku SE od Nowej Soli, iłowce i mułowce

zastępowane są przez piaskowce drobnziarniste o odcieniu szarzielonym, mikowe o spoiwie wapnistym, laminowane iłowcami i zawierające oczka anhydrytu. Nad szarymi i szarzielonymi utworami ilasto-piaszczystymi leżą utwory piaszczysto-ilaste o dominującej przewadze barw czerwonych lub wiśniowych. Przewarstwienia piaszczyste o grubości 0,2—5 cm (rzadko do 50 cm) występują w odstępach kilkucentymetrowych. Prócz nich występują także cienkie lamininy i warstewki szarych wapieni. Zawartość iłolupków lub łupków w całym kompleksie 21 wynosi 60—75%, piaskowców i mułowców 25—35%, a wapieni 5%. Miąższości kompleksu wahają się w granicach 33—72 m. Utwory tego kompleksu na północ od linii grzędy waryscyjskiej mają cechy sedymentu morskiego, podczas gdy na południe (rejon Lubina), jak podaje J. Kłapciński (1959), krzyżowe warstwowanie wskazuje na ich kontynentalne pochodzenie.

Nad opisaną wyżej serią piaszczysto-iłowcowa o przewadze materiału ilastego leży następna seria, mająca przewagę utworów piaszczystych (50—80%) i nazwana przez nas pstrą serią iłowcowo-piaszczystą lub kompleksem 20. Prócz piaskowców i łupków występują w niej także kilku- lub kilkunastucentymetrowe wkładki wapieni lub dolomitów. Przeważają barwy czerwone, wiśniowe lub brunatne, a podrzędnie występują barwy szare i zielone. Kompleks ten, nie w pełni udokumentowany materiałami rdzeniowymi, tworzą w rejonie Nowej Soli iłowce

Tabela 3

Charakterystyka utworów dolnego pstręgo piaskowca na monoklinie przedsudeckiej

Nr kompleksu	Nazwa serii (kompleksu)	Miąższość w m	Skrócona charakterystyka litologiczna
18	Seria wapienno-oolitowa	47,0 — 77,0	Naprzemianległe (kilka do kilkudziesięciu centymetrów) warstwy piaskowców szarych i czerwonych o lepszemu wapnistym oraz warstwy wapieni krystalicznych lub oolitowych (10—50 cm) i iłowców czekoladowych, czerwonych i zielonoszarych
19	Seria iłowcowo-piaszczysta czerwona	27,0 — 147,0	Piaskowce czerwone, miejscami o odcieniu fioletowym lub brunatnym, z wkładkami iłolupków wiśniowoczerwonych lub szarych, rzadziej szarzielonych lub brunatnych. Całość wapnista, liczna mika
20	Seria iłowcowo-piaszczysta pstra	90,0 — 174,0	Piaskowce jasnoczerwone z miką, mułowce brunatnoczerwone i czekoladowe, miejscami szarzielone z przewarstwieniami i laminami szarych wapieni
21	Seria piaszczysto-iłowcowa pstra	35,0 — 72,0	Iłowce brunatne, czerwone, zielone i szare z przewarstwieniami szarych piaskowców. Iłowce i mułowce szare z muskowitem lub drobnziarniste piaskowce szarzielone. Łupki ilaste czerwone z laminami lub soczewkami piaszczysto-wapnistymi, a w spągu z gruzłami wapieni

i łożupki czerwone i szarozielone z wkładkami łupków i szarych wapieni, a w rejonie Rybaków mułowce brunatnoczerwone i szarozielone z lamunami szarego wapienia. Zarówno w piaskowcach, jak i w łożwach występują dość liczne mika, a miejscami drobne oczka gipsu. Utwory, które można by paralelizować z kompleksem 20, w otworze Gorzów 1, odsłoniętym daleko na północny zachód od omawianej strefy, według W. Karaszewskiego (maszynopis opisu rdzeni) składają się z czerwono-brunatnych łożwów z jaśniejszymi warstwami piaszczystych wapieni drobnooolitycznych z wprysnięciami anhydrytu.

Mięszkości opisanego kompleksu w zachodniej części monokliny są rzędu 100—128 m, w rejonie Nowej Soli 90—111, a w rejonie Ostrzeszowa — Odolanowa dochodzą do 170 m.

Powyżej kompleksu 20 leży czerwona seria łożwowo-piaszczysta (kompleks 19), złożona głównie z piaskowców, łupków, mułowców i cienkich wkładek wapieni (fig. 5). Z charakteru krzywych karotażowych i fragmentarycznych rdzeni można wnioskować, że dopływ materiału piaszczystego był tu większy i rytmiczny, co wyraża się naprzemianlegościami warstw piaszczystych, mułowcowych, ilastych i wapiennych. Warstwowanie w piaskowcach, na przemian równoległe, krzyżowe i faliste, jest zapewne wynikiem ząbienia się facji litoralnej z facją nerytyczną.

Podobnie jak w niższych kompleksach, w rejonie południowo-wschodnim (Ostrzeszów, Osobowice) utwory są zdecydowanie piaszczyste, a ku północnemu zachodowi stają się bardziej ilaste. W Gorzowie kompleksowi temu odpowiadają łożwce czekoladowe i brunatne z drobnymi warstewkami i soczewkami wapieni oraz mułowce z wprysnięciami anhydrytu.

W Chlebowie, na peryklinie Żar, w serii łożwowo-mułowcowej z wkładkami piaskowców i wapieni stwierdzono odciski nieoznaczalnych skorup małżów. Mięszkości tego kompleksu wahają się w granicach od 80 do 115 m.

Najwyższym ogniwem dolnego pstręgo piaskowca jest tzw. seria wapienno-oolitowa (kompleks 18), utworzona z przeławicających się kilkunastocentymetrowych warstw szarych piaskowców, wapieni krystalicznych lub oolitowych oraz łożupków i łożwów czekoladowych, czerwonych, szarych i zielonych, miejscami zawierających oczka anhydrytu. Na powierzchniach warstwowań łożwów w niektórych okolicach (Chlebowo) widoczne są ślady pełzania i szczeliny wysychania, świadczące o okresowym wynurzaniu się dna.

Od zachodu ku wschodowi obserwuje się zmniejszenie ilości wkładek oolitowych oraz malenie mięszkości całego kompleksu od 80 m w rejonie Cybinki do 0 m w rejonie Wschowej.

Zastanawiający jest fakt, że mimo braku wapienno-oolitowego kompleksu w rejonie wschodnim, sumaryczna mięszność dolnego pstręgo piaskowca jest tu tego samego rzędu co na zachodzie, gdyż brak kompleksu 18 rekompensowany jest przez wzrost mięszności dwóch niższych kompleksów (19 i 20). Jest to prawdopodobnie wynikiem szybszego narastania osadów piaszczystych, przy sedymentacji trzech niższych kompleksów w rejonie wschodnim, niż ilastych — w północno-zachodnim i późniejszego wyniesienia obszaru południowo-wschodniego w czasie trwania sedymentacji kompleksu 18 na zachodzie.

Nie jest jednak wykluczona i druga możliwość, że wydzielone kompleksy litologiczne są tylko wydzieleniami facjalnymi i wtedy w zwiększonych mięsznościach kompleksów na wschodzie zawarty byłby również wiekowy odpowiednik kompleksu wapienno-oolitowego.

Znaczne wahania mięszności poszczególnych kompleksów, przy dość wyrównanej mięszności całego dolnego pstręgo piaskowca w analizowanej strefie między Rybakami a Ostrzeszowem, wskazywałyby na bardzo różne lokalne warunki sedymentacji w poszczególnych okresach oraz na powstanie wzniesień i obniżen niwelowanych w czasie sedymentacji kolejnych warstw. Jest to zjawisko charakterystyczne dla sedymentacji przybrzeżnej, gdzie dno zbiornika znajduje się bardzo płytko i raz odkładają się na nim sedymenty, a innym razem przy spłyceńiu się zbiornika następuje rozmywanie świeżo powstałych osadów. Różnice mięszności osadów, prócz wpływów podłoża, mogły być wywoływane także zmianami kierunków i ilością dostarczanego materiału, wywołanymi przez zmiany kierunków biegu rzek spływających z wysoko zapewne wyźwigniętych partii Sudetów i bloku czeskiego.

Ostateczne wyrównanie powierzchni na obszarze przedsudeckim i zniwelowanie wpływów nierówności powaryscyjskich nastąpiło najprawdopodobniej pod koniec dolnego pstręgo piaskowca, kiedy to obszar, przynajmniej na południe od grzędy, został wyniesiony i poddany denudacji, o czym świadczy dość powszechne i równomierne rozprzestrzenienie się piaszczystego kompleksu 17 środkowego pstręgo piaskowca, mającego wyraźnie przekątne warstwowanie, wskazujące na jego kontynentalne lub przybrzeżne pochodzenie.

#### NOWY UKŁAD WARUNKÓW SEDYMENTACJI W ŚRODKOWYM PSTRYM PIASKOWCU

Zrównanie obszaru przedsudeckiego, jakie miało miejsce pod koniec dolnego pstręgo piaskowca i jakie nastąpiło wskutek wypełnienia

przez osady oraz wydzwignięcia strefy położonej na południe od linii Żarków — Rawicz — Odolanów, stworzyło nowe warunki dla sedymentacji środkowego pstrego piaskowca.

Obszar depresji (niecki) północnosudeckiej, cechującej się dotychczas wyraźną tendencją do obniżania i gromadzenia dużych miąższości osadów, w środkowym pstrym piaskowcu został pokryty płaszczem osadów o podobnych miąższościach jak w strefie Rybaki — Nowa Sól — Wschowa — Rawicz — Odolanów, która jak wskazuje mapa izopachyt (fig. 17), jest rejonem największych miąższości utworów środkowego pstrego piaskowca. Zarówno w kierunku południowym — do Opola, jak i północnym — do Świebodzina miąższości utworów środkowego pstrego piaskowca maleją. Przebieg izopachyt (fig. 17) jest wyraźnie równoleżnikowy, z odchyleniem ku północy w części zachodniej. Izopachyty ukośnie przecinają wychodnie obecnego bloku przedsudeckiego, co świadczy o tym,

że był on przykryty również osadami tego wieku.

Spośród wydzielonych sześciu kompleksów korelacyjnych scharakteryzowanych w tabeli 4 wszystkie na ogół charakteryzują się niezbyt zróżnicowanymi miąższościami świadczącymi o dość wyrównanym podłożu, na którym odbywała się sedymentacja.

Wydzielona najniższa seria piaszczysta (kompleks 17), o miąższościach od 31 m w Nowej Soli do 80 m w Różanówce, wykazuje cechy sedymentacji lądowej, a leżąca na niej seria piaszczysto-dolomityczna (kompleks 16) o miąższościach od 41 do 101 m ma cechy mieszane sedymentu kontynentalnego i morskiego.

Przewodni kompleks 15 (seria wapienno-dolomityczna), o miąższościach od 13 do 27,5 m, wskazuje na wyraźnie morskie pochodzenie osadów, powstających najprawdopodobniej w niezbyt głębokiej strefie szelfowej.

Wyżej leżące kompleksy 14, 13 i 12 reprezentowane są głównie przez mułowce i piaskowce

Tabela 4

Charakterystyka utworów środkowego pstrego piaskowca na monoklinie przedsudeckiej

Nr serii	Nazwa serii (kompleksu)	Miąższość w m	Skrócona charakterystyka litologiczna
12	Seria mikowa	10,0 — 27,3	Piaskowce białe, różowe i zielone z bardzo dużą ilością muskowitu, przewarstwione iłowcami szarymi lub zielonymi, miejscami brunatnymi. W części zachodniej występują przewarstwienia wapieni z fauną
13	Seria mułowcowa	6,0 — 21,0	Mułowce zielone i szare, miejscami z wkładkami białych lub zielonych piaskowców z liczną miką i glaukonitem. Miejscami w piaskowcach pojawiają się toczne mułowców zielonych i czerwonych z fauną: <i>Gervillia murchisoni</i> Gein.; <i>Gyrolepis albertii</i> Ag. oraz skorupki małżów i małżoraczków nie dających się oznaczyć
14	Seria mułowcowo-piaszczysta	14,0 — 84,0	Piaskowce jasnoszare lub szarozielone i zielone z wkładkami różowych piaskowców i czerwonych iłowców oraz mułowców szarych i zielonoszarych. W dole piaskowce są przeważnie różowe. Liczna mika
15	Seria wapienno-oolitowo-dolomityczna	10,0 — 28,0	Wapienie oolitowe szare ze śladami glaukonitu, wapienie szare krystaliczne, piaskowce jasnoszare o dobrze obtoczonych ziarnach i lepiszczu wapnistym z muskowitem; w piaskowcu często są laminy ilaste
16	Seria piaszczysto-dolomityczna	37,0 — 101,0	Piaskowce brunatnoczerwone lub szare, miejscami zielonawe o lepiszczu ilastym lub wapnistym, niekiedy dolomityczne z wkładkami iłupków oraz wapieni
17	Seria piaszczysta różowa	31,0 — 80,0	Piaskowce ceglasczerwone lub różowe z wkładkami szarych piaskowców, niekiedy z bardzo cienkimi wkładkami ilastymi. Warstwowanie piaskowców jest równoległe lub przekątne. Liczna mika, lepiszcze bezwapniste

z bardzo dużą ilością miki oraz miejscami glaukonitu, co świadczy z jednej strony o ich morskim pochodzeniu, a z drugiej — o bliskim występowaniu wyniesionych bloków krystalicznych zbudowanych prawdopodobnie z łupków łyszczykowych, dostarczających tak dużej ilości miki do zbiornika sedymentacyjnego. Muskowit o bardzo dużych rozmiarach blaszek jest tak charakterystyczny dla tych kompleksów, że można je wydzielić na podstawie pojedynczych próbek skały. Tego typu utwory o znacznej ilości muskowitu z górnych poziomów środkowego pstrego piaskowca były opisywane również przez O. Seitzę\* z otworu wiertniczego w Szubinie na Kujawach. Dowodziłoby to, że prawdopodobnie w Sudetach zostały wydźwignięte bloki krystaliczne, które dostarczyły znacznych ilości muskowitu. W kompleksie 15 oraz w wyższych kompleksach środkowego pstrego piaskowca obserwowane są też anomalie radioaktywne, wskazujące na obecność pierwiastków promieniotwórczych, których pochodzenie należałoby też łączyć z niszczonymi wówczas utworami krystalicznymi wieku kaledońskiego lub przedkaledońskiego.

Ponieważ miąższości utworów środkowego pstrego piaskowca wskazują, że blok przedsudecki był raczej przykryty, źródła dostawy materiału należy więc szukać w Sudetach, które prawdopodobnie na skutek względnego wyniesienia ulegały intensywniejszej erozji.

\* Maszynopis opisu rdzeni i próbek okruchowych tłumaczony z niemieckiego przez dr W. Karaszewskiego.

## ROZWÓJ ZBIORNIKA EWAPORATOWEGO RETU NA PÓŁNOCNYM I ZACHODNIM PRZEDPOLU WYNIESIENIA ŻARKOWSKO-RAWICKO-OSTRZESZOWSKIEGO

Wydzielenie przez A. Tokarskiego (1962a, 1965) jedenastu kompleksów korelacyjnych w recie i wyróżnienie pstrych pelitów z *Myophoria costata* Zenk., które zaliczył do retu dolnego, serii siarczano-chlorkowej, środkowej serii węglanowej górnego maksimum ewaporatowego i serii węglanowej górnej, które łącznie określił jako ret środkowy i górny, pozwoliło na bliższe scharakteryzowanie cykli sedymentacyjnych oraz wstępne określenie konturów zbiornika.

Dużym krokiem naprzód było udokumentowanie znalezioną przez wspomnianego autora fauną reckiego wieku pstrych pelitów, które przez geologów zajmujących się dotychczas retem tego obszaru (Gortyńska 1961, Gajewska 1961, 1964a) zaliczane były do środkowego pstrego piaskowca.

Przynależność pelitycznej serii pstrej do retu dowodzi związków północnego morza środkowego pstrego piaskowca z południowym morzem retu i wapienia muszlowego. Świadczy o pewnej ciągłości sedymentacji i o fakcie cyklicznego przejścia od sedymentów pelitycznych, przez wapienne, do anhydrytowych i solnych.

Podczas gdy w cechszynie stwierdzone zostały cztery cykle, w recie obszaru przedsudeckiego udokumentowano dotychczas dwa cykle — dolny pełny i górny niepełny (bez soli).

Krótką charakterystyką wydzielonych kom-

Tabela 5

Charakterystyka utworów górnego pstrego piaskowca (retu) na monoklinie przedsudeckiej

Nr kompleksu	Nazwa serii (kompleksu)	Miąższość w m	Skrócona charakterystyka litologiczna
1	Seria marglista	14,5—47,53	Margle dolomityczne żółtawoszare, anhydryty i gipsy z przekładkami wapieni z fauną: <i>Myophoria costata</i> Zenk., <i>M. ovata</i> Gold., <i>M. vulgaris</i> var. <i>transversa</i> ; <i>M. laevigata</i> Ahlb.; <i>M. laevigata</i> var. <i>Myophoriopsis nuculiformis</i> Zenk.; <i>Loxonema</i> sp.; <i>Gervillia socialis</i> Schloth.; <i>Pleuromya fassaënsis</i> Ahlb.; <i>Modiola triquetra</i> Seeb.; <i>Pseudopemphix</i>
2	Seria wapienna	4,2 — 62,5	Wapienie ziarniste szare z żółtawym odcieniem, miejscami z glaukonitem, oolityczne z wkładkami wapieni marglistych brązowoszarych; miejscami wapienie margliste, dolomityczne, wkładki anhydrytu i gipsu oraz szarżółtawego dolomitu oolitowego. Fauna: <i>Gervillia socialis</i> Schlot.; <i>G. mytiloides</i> Schlot.; <i>G. costata</i> Schloth.; <i>Pleuromya fassaënsis</i> Ahlb.; <i>Pecten discites</i> Schloth.; <i>Pecten</i> sp.; <i>Myophoria costata</i> Zenk.; <i>M. ovata</i> Gold.; <i>M. vulgaris</i> var. <i>transversa</i> ?; <i>M. laevigata</i> var.? <i>M. laevigata</i> Ahlb.

Tabela 5 c. d.

Nr kompleksu	Nazwa serii (kompleksu)	Miąższość w m	Skrócona charakterystyka litologiczna
3	Seria anhydrytowo-wapienna	4,1 — 36,0	Warstwy i warstewki szarozółtych dolomitów marglistych, żółto-szarych margli dolomitycznych z wkładkami gipsu i anhydrytu z fauną: <i>Gervillia mytiloides</i> Schloth.; <i>Pseudopemphix</i> sp.; <i>Lingula tenuissima</i> Bronn.; <i>Myophoria costata</i> Zenk.; <i>M. gastrochaena</i> Gieb.; <i>Pecten discites</i> Schloth.; <i>Estheria</i> sp.
4	Seria anhydrytowo-gipsowa górna	5,0 — 14,1	Anhydryty i gipsy z wkładkami lub soczewkami szarozółtych dolomitów i żółtawoszarych margli dolomitycznych. Fauny brak
5	Seria dolomito-wo-marglista górna	5,4 — 15,2	Szarozółte dolomity i żółtawoszare margle dolomityczne. Dolomity margliste miejscami oolityczne, miejscami brekcjowate tworzą warstewki i warstwy, a dolomity przekładane są warstewkami anhydrytu i gipsu. Fauny brak
6	Seria wapienno-marglista	4,1 — 15,0	Wapienie margliste szare o odcieniu żółtawym i tego samego koloru wapienie ziarniste oraz jasne wapienie oolitowe miejscami z glaukonitem, ze szczątkami fauny morskiej. W całym kompleksie występują warstwy anhydrytu i gipsu. Fauna: <i>Myophoria costata</i> Zenk.; szczątki ryb; <i>Gervillia mytiloides</i> Schloth.; <i>G. socialis</i> Schloth.; <i>Thracia mactroides</i> Phill.; <i>Anophora</i> cf. <i>münsteri</i> Wissm.; <i>Anophora</i> sp.; <i>Velopecten albertii</i> Goldf. W kompleksie tym występują stromatolity
7	Seria dolomito-wo-marglista dolna	3,2 — 13,1	Dolomity i margle koloru żółtego, z rzadkimi wkładkami anhydrytów i gipsów. Miejscami anhydryt i gips tworzą w dolomicie żyły pochylone pod dużym kątem lub stojące zupełnie pionowo. Widoczne są szczątki ryb i odcisków małżów. Fauna: szczątki ryb i małżów
8	Seria anhydrytowo-gipsowa środkowa	7,0 — 23,5	Anhydryty szare bardzo drobnokrystaliczne, zbite, twarde z laminami szarych ilów i szarobrunatnych dolomitów, miejscami margliste z wkładkami margli lub dolomitów marglistych. Fauny brak
9	Seria solna	4,0 — 35,8	Sól biała lub szara; niektóre partie soli zawierają warstewki anhydrytu i gipsu. Anhydryty tworzą osobne warstwy, miejscami lite, miejscami zaś zawierają dziury po wylugowanej soli rozmieszczone warstwowo lub bezładnie. W niektórych profilach wyjątkowo występują kilkucentymetrowe warstewki ilu brązowego. Fauny brak
10	Seria anhydrytowa dolna	4,8 — 17,0	Anhydryty przekładane i poprzerastane gipsami, zawierające rozproszone soczewki szarozółtawego dolomitu i żółtawoszarego marglu dolomitycznego. Miejscami występują cienkie wkładki ciemnoszarozielonego ilowca i mułowca oraz szarego i brunatnego dolomitu. Fauny brak
11	Seria pelityczna pstra		Czerwone i zielone mułowce niewapniste, z cienkimi warstewkami piaskowca białego, zielonego i czerwonego, z minką i z cienkimi soczewkami anhydrytu. Fauna: <i>Myophoria costata</i> Zenk.; <i>Gervillia socialis</i> Schloth.; łuski <i>Gyrolepis albertii</i> Ag. i zęby ryb

pleksów została podana w tabeli 5 oraz na figurze 5. Tutaj omówię tylko rozwój zbiornika, jego kształt i związek z wcześniejszymi założeniami tektoniczno-morfologicznymi.

Po wypełnieniu przez osady dolnego pstręgo piaskowca centralnego obniżenia zbiornika na obszarze Kujaw nastąpiło pewne zrównanie powierzchni i zmiany warunków sedymentacji, o których wspominałem w poprzednim podrozdziale. Wyrównanie to, zakończone pod koniec środkowego pstręgo piaskowca, stworzyło korzystniejsze warunki do połączenia się wód epikontynentalnego zbiornika północnego z wodami zbiornika południowego (alpejskiego).

Wskutek prawdopodobnego wydźwignięcia się obszaru przedsudeckiego na południe od grzędy warycyjskiej, już po okresie zrównania oraz wypełnienia osadami centralnych partii zbiornika wielkopolskiego, większość najbardziej zasobnych wód zgromadziła się w północnym krańcu podniesionej strefy przedsudeckiej. Wskutek gorącego klimatu na północnym stoku wyniesienia zaczęły się wytrącać najpierw małej miąższości osady wapienne, a później anhydrytowe i solne. Te ostatnie objęły swoim zasięgiem obszar między Gorzowem Wielkopolskim, Wschową i Nową Solą (fig. 19) i sięgały na zachodzie po stoki perykliny Żar. Po osadzeniu się kilkudziesięciometrowej warstwy soli z kilkoma wkładkami anhydrytów, nastąpił cykl sedymentacji anhydrytów, a następnie wapieni i margli, następnie znów anhydrytów (górne maksimum) oraz margli i dolomitów z dość liczną fauną.

Izopachyty dolnej serii ewaporytowej (fig. 19) wskazują, że maksymalne miąższości tych utworów powstały na stoku grzędy warycyjskiej, skąd zarówno w kierunku południowym, jak i północnym miąższości anhydrytów wyraźnie maleją, a ich miejsce zajmują wapienie (rejon Oleśna i Opola) lub wapienie, margle i iły (rejon Szubina na Kujawach).

Rozprzestrzenienie miąższości (fig. 18 i 19) oraz kierunek zbiornika, równoległy do omawianej poprzednio grzędy warycyjskiej, dowodzi dużego jej wpływu nie tylko na sedymentację permu, ale także i triasu.

#### ROZWÓJ MORSKIEJ SEDYMENTACJI WAPIENIA MUSZLOWEGO

Pod koniec sedymentacji retu morze alpejskie poprzez Łużyce lub Bramę Morawską uzyskało połączenie z północnym środkowoeuropejskim zbiornikiem (Tokarski 1965). Zachodnia część monokliny przedsudeckiej i peryklina Żar znalazły się w strefie największej głębokości zbiornika. Tu osadziły się utwory wapienne maksymalnej miąższości wynoszącej w rejonie

Rybaków od 266 do 321 m, w rejonie Krosna od 263 do 267 m, Świebodzina od 1 do 271 m oraz Wschowej od 4 do 297 m.

Na północ od tego obszaru w rejonie Cybinki jest 251 m, a w rejonie Świebodzina — 242 m osadów wapienia muszlowego, w części wschodniej, w rejonie Odolanowa — 252,5 m osadów. Ku południowi miąższość również wydatnie maleje.

Widać więc, że strefa maksymalnych miąższości wapienia muszlowego pokrywa się ze strefą maksymalnych miąższości ewaporytowych osadów retu. Rozciąga się ona również równoległe do krawędzi wcześniej opisywanej grzędy.

Utwory wapienia muszlowego, prócz omówionych wyżej obszarów, występują także w niecce północnosudeckiej oraz w rejonie Wrocławia i Nowej Soli, w niedalekiej odległości od obecnych podrzecziorzędowych wychodni paleozoicznych bloku przedsudeckiego, świadcząc tym samym o ich istnieniu pierwotnie również na bloku przedsudeckim.

We wszystkich poznanych profilach obszaru przedsudeckiego można wydzielić następujące ogniwa wapienia muszlowego:

a) Dolny wapień muszłowy, liczący około 160 m miąższości, reprezentowany przez tzw. margle spągowe, wapienie faliste, warstwy gorazdeckie (wapienie piankowe), warstwy terebratulowe i warstwy karchowickie (detrytyczne wapienie oolitowe).

b) Środkowy wapień muszłowy, liczący od 60 do 80 m miąższości, reprezentowany głównie przez wapienie cienkowarstwowe i margle przekładane warstewkami i warstwami anhydrytów i gipsów.

c) Górny wapień muszłowy o miąższościach od 17 do 47 m, reprezentowany przez na przemian przewarstwiające się margle, wapienie i wapienie dolomityczne. W rejonie Rawicza utworów górnego wapienia muszlowego jest brak wskutek późniejszych erozji.

Podany wyżej profil utworów wapienia muszlowego oraz ich rozprzestrzenienie poziome wskazują, że maksimum transgresji na tym obszarze miało miejsce w dolnym wapieniu muszłowym, środkowy wapień muszłowy charakteryzował się regresją morza i okresowo powstającymi sedymentami ewaporatowymi.

#### ZAKOŃCZENIE CYKLU SEDYMENTACJI TRIASOWEJ

Pod koniec sedymentacji wapienia muszlowego nastąpiło przerwanie połączenia ze zbiornikiem alpejskim. W całym zbiorniku wielkopolskim, a także na obszarze przedsudeckim

osadziły się wówczas ility i iłowce szare i szarozielone z detrytusem roślinnym i z wkładkami pstrych iłowców, muszłowców oraz z poziomami piaskowców z mułowcami, reprezentujących dolny kajper (odpowiednik Lettenkohle).

W środkowym i górnym kajprze osadziły się kolejno:

— iłowce pstre lub szarozielone, miejscami dolomityczne z wkładkami i gruzłami gipsu i anhydrytu (dolna seria gipsowa).

— ciemnoszare mułowce, miejscami piaszczyste, oraz drobnoziarniste pstre piaskowce z detrytusem roślinnym (tzw. poziom piaskowca trzciniowego),

— pstre iłowce z gipsami (górną serią gipsową),

— wiśniowoczerwone i szarozielone iłowce, miejscami margliste (seria ilasta — górny kajper).

Po osadzeniu się wyżej opisanych utworów, które, jak można wnioskować na podstawie ich znacznych miąższości w pobliżu obecnych wschodni bloku przedsudeckiego (Świebodzin 1 — 333 m, Krosno Odrzańskie — 336 m, Solniki Wielkie ponad 450 m), przykrywały go prawie w całości, nastąpiło wynurzenie obszaru przedsudeckiego, o czym świadczą wyraźne niezgodności i rozmycia między kajprem i retykiem. Niezgodności te, dające się obserwować w otworach wiertniczych w rejonie Ostrzeszowa, Sulechowa, Rybaków a także w innych otworach na Niżu Polskim, dowodzą regionalnej zmiany warunków sedymentacji oraz istnienia w tym okresie diastrofizmu, który spowodował między innymi wynurzenie obszaru przedsudeckiego i erozję jego południowych części.

Po krótkim okresie przerwy w sedymentacji retyku, na obszarze monokliny osadziły się gruzłowate iłowce koloru czerwonego i oliwkowoszarego, a następnie dolomityczne iłowce szare i szarozielone z podrzędnymi wkładkami piaskowców, margli dolomitycznych i syderytów. Utwory te, zaliczane jeszcze do retyku, według ostatnich ustaleń na kolokwium w Luksemburgu przyjętego za najwyższe piętro triasu, kończą cykl sedymentacyjny tego okresu.

#### SEYMENTACJA I ROZWÓJ STRUKTURALNY W JURZE

Odtworzenie przebiegu sedymentacji jurajskiej na obszarze przedsudeckim, ze względu na prawie całkowite rozmycie osadów, napotyka obecnie bardzo duże trudności. Z układu wschodni utworów liasowych, doggerskich i malmских oraz ich miąższości można wnioskować, że pierwotne rozprzestrzenienie sedymentów jurajskich ku południowi musiało sięgać przy-

najmniej do wyniesienia żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiego, a prawdopodobnie w niektórych okresach nawet je przekraczać. Występowanie utworów liasowych w rejonie Wielunia (182 m), Kalisza (64 m), Zbąszynia (315 m) i Świebodzina (200 m) wskazuje, że zasięg zbiornika sedymentacyjnego liasu w jego maksymalnym rozprzestrzenieniu pokrywał zapewne całą strefę monokliny przedsudeckiej oraz przynajmniej część perykliny Żar. Obszar niecki północnosudeckiej oraz blok przedsudecki i Sudety stanowiły najprawdopodobniej strefę denudowaną.

W dolnym doggerze obszar denudowany został prawdopodobnie znacznie powiększony, o czym świadczą brak utworów aalenu w wierceniach rejonu Kalisza i Jarocina oraz utworów bajosu w otworze Cybinka w zachodniej części monokliny.

W wezulu i batonie, jak sugerują mapy facjalne wykonane przez K. Dayczak-Calikowską (1964), sedymenty osadziły się na północ od linii Gubin — Zielona Góra — Ostrzeszów, co sugerowałoby znów, że obszar Sudetów i Przed-sudecie, do grzędy waryscyjskiej żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, stanowiły strefę wyniesioną i denudowaną.

Kierunki przebiegu facji i miąższości utworów liasowych (Dadlez 1964, Dayczak-Calikowska 1964) wskazują na równoleżnikowy lub zbliżony do równoleżnikowego przebieg brzegów zbiornika sedymentacyjnego.

Zasięgi facji malmu zobrazowane na mapach przez J. Dembowską (1964) wskazują na zmianę kierunku głównych elementów strukturalnych obszaru przedsudeckiego z równoleżnikowego na kierunek NW—SE, czyli zbliżony do kierunku laramijskiego.

W fazie kimeryjskiej należałoby się więc dopatrywać powstania głównych zrębów obecnej budowy obszaru przedsudeckiego. Wtedy to, najprawdopodobniej w wyniku jakichś głębokich skośnych do elementów waryscyjskich rozłamów w podłożu, zostało zapoczątkowane wynurzenie się bloku przedsudeckiego, trwające z małymi przerwami w kredzie górnej aż do oligocenu.

#### PRZERWY W SEYMENTACJI NA GRANICY JURY I KREDY

Regresja morza, jaka miała miejsce pod koniec malmu, spowodowała prawie całkowite wynurzenie się obszarów Niżu Polskiego, a także obszaru przedsudeckiego i Sudetów. Przez cały infrawalanżyn, walanżyn, hoteryw, barrem, apt i alb obszar przedsudecki, podobnie jak większość peryferycznych obszarów Niżu, był miejscem działania czynników denudacyjnych.

Niszczony w tym czasie utwory piaszczyste i ilaste środkowej i dolnej jury dostarczyły materiału ilasto-piaszczystego do małego zbiornika morskiego rozciągającego się w infrawalanzynie i hoterywie w obrębie obecnego antyklinorium kujawskiego oraz przylegających do niego synklinoriów szczecińsko-łódzkiego i brzeźnego. W barremie i apcie również tylko tutaj odbywała się sedymentacja utworów piaszczystych, z tym że część wyniesionych lokalnych struktur była równocześnie denudowana. Obszar przedsudecki dostarczał w dalszym ciągu materiału piaszczystego, powstającego z niszczonych utworów jurajskich i triasowych.

W okresie od infrawalanzynu do dolnego albu wskutek działania czynników denudacyjnych zostały usunięte utwory jurajskie z obecnej monokliny przedsudeckiej i północnej perykliny Żar. W południowej części perykliny oraz prawdopodobnie na bloku przedsudeckim niszczone były w tym czasie utwory kajprowe, o czym świadczy występowanie w rejonie Brzozowa — Jazowa (południowo-zachodnia część perykliny Żar) utworów górnokredowych (turońskich) wprost na dolnym kajprze lub wapieniu muszlowym. Podobnych rozmiarów lukę stwierdza się też w niecce bolesławieckiej, gdzie utwory cenomanu-turonu leżą na wapieniu muszlowym. W nieckach leszczyńskiej i grodzieckiej, wysuniętych dalej ku południowi, denudacja, która tu rozpoczęła się znacznie wcześniej, bo już w jurze dolnej, i trwała aż do cenomanu, spowodowała zniszczenie utworów kajpru i wapienia muszlowego, a utwory górnej kredy leżą tu wprost na pstryim piaskowcu.

We wschodniej części obszaru przedsudeckiego w rejonie Opola utwory górnej kredy w części północnej leżą na kajprze, a ku południowi kolejno na wapieniu muszlowym, pstryim piaskowcu, permie i karbonie. Podobnie jak w części zachodniej, widać jest tutaj zwiększanie się luki ku południowi, co jest spowodowane dłuższym okresem denudacji oraz mniejszymi miąższościami utworów jurajskich lub triasowych podlegających denudacji w tym okresie.

Płat kredy górnej (turon), stwierdzony przez M. Piwockiego (1964) w tzw. rynnice Rawicza na utworach kajpru lub retyku, dowodzi, że w bardziej północnych obszarach monokliny przedsudeckiej luka obejmuje tylko utwory jurajskie, które zostały rozmyte, i utwory dolnokredowe, które się tu nie osadziły. Na północ od Świebodzina kreda od zachodu ku wschodowi leży na liasie, doggerze i kolejnych piętrach malmu, świadcząc o kierunkach NW—SE wyniesionych elementów w okresie dolnokredowym. Między Poznaniem a Sieradzem luka wyraża się już tylko brakiem najwyższych ogni malmu oraz niższych ogni dolnej kredy.

#### CYKL SEDYMENTACYJNY W KREDZIE

Transgresja morska, zapoczątkowana w środkowym albie i osiagająca maksimum rozprzestrzenienia w turonie, spowodowała zalanie prawie całego obszaru Polski, łącznie z obszarem przedsudeckim i Sudetami. Morze górnokredowe wkraczało stopniowo na zdenudowany obszar przedsudecki. W albie, jak wynika z map W. Pożaryskiego (1964b), sięgało ono do linii Zielona Góra — Krotoszyn, a w turonie pokryło prawdopodobnie cały obszar przedsudecki i Sudety z wyjątkiem Sudetów Zachodnich. W. Pożaryski przyjmuje wyniesienie nad poziom morza w tym czasie prócz Sudetów Zachodnich także obecnego bloku przedsudeckiego. Moim zdaniem, wyniesienie takie mogło istnieć tylko w cenomanie, o czym może świadczyć obecność utworów piaszczystych zarówno w kredzie opolskiej, jak i niecce północnosudeckiej (Biernat 1960).

W turonie pod powierzchnią morza znalazł się prawdopodobnie cały obszar przedsudecki z wyjątkiem Sudetów Zachodnich, które dostarczały w tym czasie utworów piaszczystych do przybrzeżnej strefy zbiornika turońskiego w obrębie obecnej niecki północnosudeckiej. Brak utworów piaszczystych w turonie opolskim oraz turonie z rejonu Rawicza byłby argumentem przemawiającym za nieistnieniem obecnego bloku przedsudeckiego. Mógł on w tym czasie stanowić jedynie podmorski garb, oddzielający strefę sedymentacji piaszczystej niecki północnosudeckiej od pozostałych obszarów.

Miąższość utworów cenomanu w okolicach Opola wynosi 33 m (Biernat 1960), a w niecce północnosudeckiej 40—60 m; turonu — odpowiednio 170 i 350 m.

Do emszery za J. Milewiczem (1957) zaliczam piaskowce kwarcowe o miąższości 20—60 m występujące w niecce północnosudeckiej. W rejonie Opola J. Milewicz przyjmuje prawdopodobny brak osadów emszerskich. Za santon w niecce północnosudeckiej uważa piaskowce kwarcowe z fauną morską oraz piaskowce z wkładkami ilów i węgla, w okolicach Opola do santonu-kampanu zalicza ility margliste, a do mastrychtu białe glinki i piaski kwarcowe.

Z charakteru litologicznego utworów oraz miąższości utworów kredowych młodszych od turonu (emszer 20—60 m w niecce północnosudeckiej) można wnioskować o wynurzeniu się w tym czasie niektórych stref bloku przedsudeckiego. Z występowania na skrzydłach niecki północnosudeckiej kolejnych pięter górnej kredy (dr J. Krasoń — wiadomość ustna) można wnosić, że sedymentacja senońska nie ograniczała się tylko do obecnych granic niecki



północnosudeckiej, ale wychodziła znacznie poza nie. Nie jest wykluczone, że i w tym czasie zbiornik sedymentacyjny niecki łączył się z głównym zbiornikiem niżowym, tworząc jedynie zatokę oddzieloną półwyspem od zatoki opolskiej.

W kampanie i mastrychcie nastąpiło prawdopodobnie wynurzenie się bloku przedsudeckiego i niecki północnosudeckiej, powodujące denudację tych obszarów. W tym też czasie powstały dyslokacje podłoża o kierunkach NW—SE, wzdłuż których wznosił się blok przedsudecki i względnie obniżała niecka północnosudecka. Cykl ciągłego wznoszenia się bloku przedsu-

deckiego wzdłuż linii dyslokacyjnych trwał aż do oligocenu. W wyniku ciągłego wznoszenia się bloku i równoczesnej jego denudacji nastąpiło ostateczne rozmycie wcześniej powstałych osadów triasowych i permskich oraz karbońsko-dewońskich, co doprowadziło do odsłonięcia utworów sylurskich lub nawet prekambryjskich w rejonie Jędrzychówka oraz Wądrożna Wielkopolskiego.

Wzdłuż głównych linii dyslokacyjnych o kierunkach NW—SE powstały liczne dyslokacje poprzeczne, powodujące zgniecenie bloków północno-zachodnich w stosunku do południowo-wschodnich.

### JEDNOSTKI TEKTONICZNE LARAMIJSKIEGO PIĘTRA STRUKTURALNEGO

Aktualne rozpoznanie tektoniki i układu strukturalnego utworów permsko-mezozoicznych obrazuje odkryta mapa geologiczna (tabl. I), mapa powierzchni spągowej pstręgo piaskowca (tabl. III), szkic powierzchni spągowej cechsztynu (tabl. IV) i szkic powierzchni spągowej czerwonego spągowca (tabl. V) oraz przekroje (tabl. VI—IX i fig. 22—25) i korelacja wierceń (fig. 6).

Z materiałów tych wynika, że utwory permsko-mezozoiczne, występujące obecnie w niecce północnosudeckiej, na peryklinie Żar i monoklinie przedsudeckiej, leżą na różnowiekowych utworach niższych pięter strukturalnych (waryscyjskiego i kaledońskiego).

W południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej utwory czerwonego spągowca leżą dyskordantnie na utworach syluru-ordowiku lub kambru. W rejonie Zgorzelca — Lubania między utworami syluru-ordowiku i czerwonego spągowca występują utwory karbonu (Milewicz 1965).

W południowej części perykliny Żar i w północno-wschodniej części niecki północnosudeckiej utwory czerwonego spągowca leżą na stromo ustawionych utworach przypuszczalnego dolnego karbonu stwierdzonego otworami Brzozów i Sośnica (Birkberg), w rejonie Żarkowa na granitoidach prawdopodobnej intruzji waryscyjskiej, a w obrębie monokliny na pofałdowanych utworach karbonu dolnego lub górnego (Ostrzeszów 1), lub dewonu (rejon Oławy — Wrocławia), a być może także Trzebnicy (tabl. I). W północno-wschodniej części bloku przedsudeckiego kontaktują one dyslokacyjnie z utworami prekambryjskimi (gnejsy Jędrzychówka) lub sylursko-ordowickimi.

Upady warstw permsko-mezozoicznych na obszarze przedsudeckim są na ogół łagodne i wahają się one w granicach 5—20°. W strefach skrzydłowych niecki północnosudeckiej, w strefach przydyslokacyjnych lub w niektórych warstwach bardziej podatnych na plastyczne deformacje (cechsztyń, retyk) dochodzą do 30, a nawet do 45°.

Deformacje tektoniczne permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego w najbliższym sąsiedztwie bloku przedsudeckiego mają charakter deformacji nieciągłych (dyslokacyjnych). Natomiast w północnej części monokliny i w zachodniej części perykliny Żar, a więc tam, gdzie mamy do czynienia z większymi miąższościami salinarnych utworów cechsztyńskich, występują deformacje mieszane (ciągłe i nieciągłe).

Kierunki dyslokacji i wielkości zrzutów są różne. W niecce północnosudeckiej i na peryklinie Żar przeważają kierunki WNW—ESE, natomiast na monoklinie dość liczne są też dyslokacje o kierunku N—S lub NE—SW, jak też uskoki zbliżone do równoleżnikowych (np. wzdłuż grzędy waryscyjskiej).

Dyslokacje stwierdzone w czerwonym spągowcu, przynajmniej w rejonie Nowej Soli — Kożuchowa, wykazują przesunięcia rzędu 100—400 m w pionie (tabl. VII). Bloki zrzucone przy dyslokacjach o kierunku WNW—ESE znajdują się po stronie NNE, a przy dyslokacjach o kierunku zbliżonym do południowego — od strony zachodniej. Na peryklinie Żar na południe od dyslokacji Lubska zrzucone są bloki południowo-zachodnie. Fakty te wskazują, że czynnikiem tworzącym dyslokacje były pionowe ruchy wału przedsudeckiego skierowane ku górze.

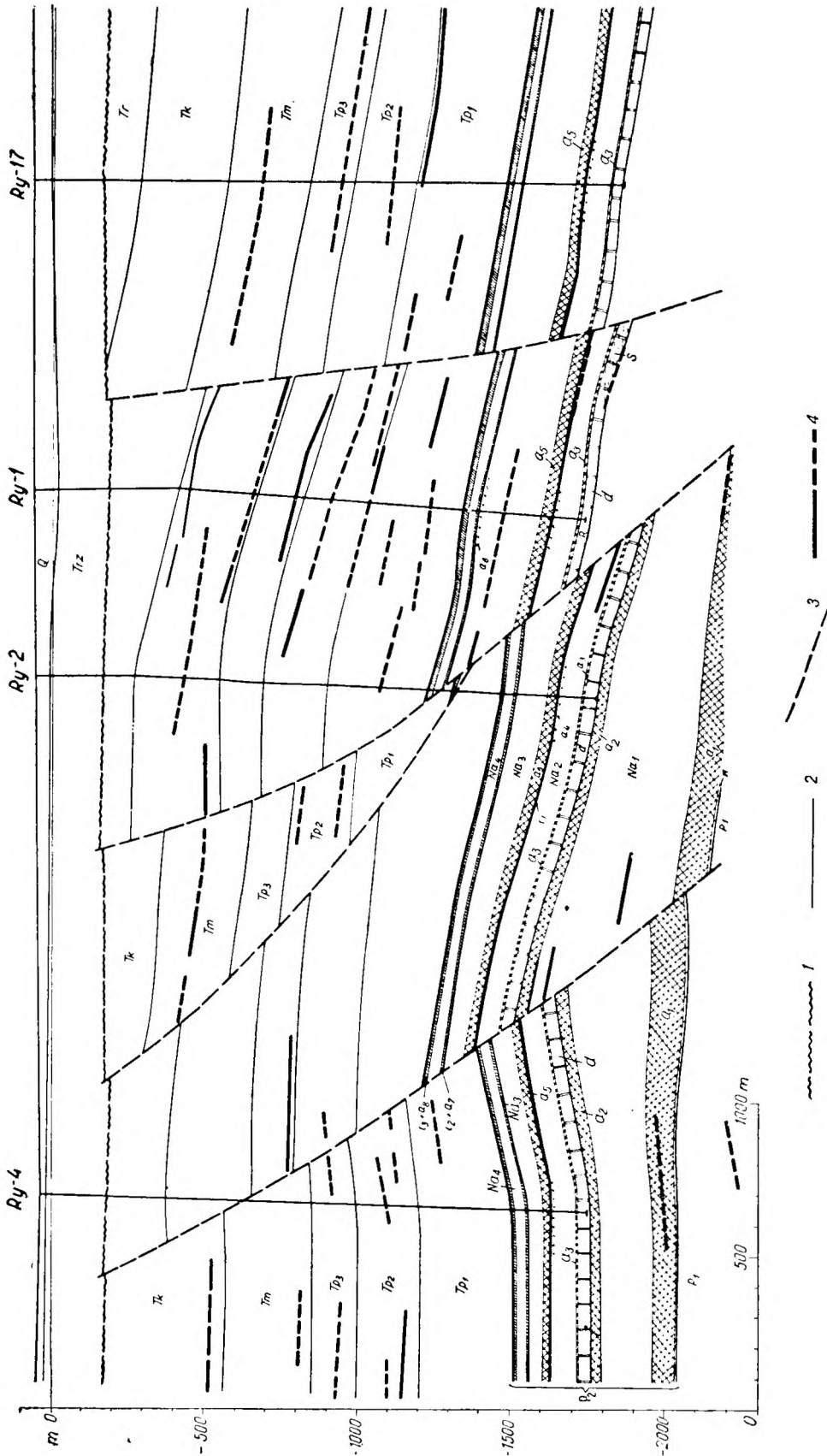


Fig. 22

Typowy przekrój przez strukturę typu halotektonicznego i złoża ropy naftowej w cechsztyńskim dolomicie głównym

1 — granice między piętrami strukturalnymi, 2 — granice wydzieleni geologicznych, 3 — dyslokacje, 4 — refleksy sejsmiczne; P<sub>1</sub> — czerwony spagowiec; P<sub>2</sub> — cechsztyń: cyklotem Werra (Z<sub>1</sub>); w — wapień podstawowy i lupek czarny, a<sub>1</sub> — anhydryt podstawowy, Na<sub>1</sub> — sole najstarsze, a<sub>2</sub> — anhydryt stropowy; cyklotem Stassfurt (Z<sub>2</sub>); d — dolomit główny, a<sub>3</sub> — anhydryt podstawowy, Na<sub>2</sub> — sole starsze, a<sub>4</sub> — anhydryt stropowy; cyklotem Leine: t<sub>1</sub> — szary il solny, a<sub>5</sub> — anhydryt główny, Na<sub>3</sub> — sole młodsze, a<sub>6</sub> — anhydryt stropowy; cyklotem Aller: t<sub>2</sub> — il czerwone dolne, a<sub>7</sub> — anhydryt pegmatytowy, Na<sub>4</sub> — sole najmłodsze, a<sub>8</sub> — anhydryt graniczny, t<sub>3</sub> — il czerwone górne; Tp<sub>1</sub> — dolny pistry piaskowiec, Tp<sub>2</sub> — środkowy pistry piaskowiec, Tp<sub>3</sub> — górny pistry piaskowiec (ret); Tm — wapień muszlowy, Tk — kajper, Trz — trzeciorzęd, Q — czwartorzęd, R — ropa, S — solanka

Representative section through a structure of the halotectonic type and oil beds in the main dolomite of the Zechstein Werra (Z<sub>1</sub>) cyclothem; 2 — boundaries of geologic divisions, 3 — dislocations, 4 — seismic reflection, P<sub>1</sub> — Rotliegendes; P<sub>2</sub> — Zechstein: Werra (Z<sub>1</sub>) cyclothem; w — basal limestone and black shale, a<sub>1</sub> — basal anhydrite, Na<sub>1</sub> — oldest salts, a<sub>2</sub> — top anhydrite; Stassfurt (Z<sub>2</sub>) cyclothem; d — main dolomite, a<sub>3</sub> — basal anhydrite, Na<sub>2</sub> — older salts, a<sub>4</sub> — top anhydrite; Leine cyclothem: t<sub>1</sub> — grey salt clay — main anhydrite, Na<sub>3</sub> — younger salts, a<sub>6</sub> — top anhydrite; Aller cyclothem: t<sub>2</sub> — lower red clays, a<sub>7</sub> — pegmatitic anhydrite, Na<sub>4</sub> — youngest salts, a<sub>8</sub> — border anhydrite, t<sub>3</sub> — upper red clays; Tp<sub>1</sub> — Lower Bunter, Tp<sub>2</sub> — Middle Bunter, Tp<sub>3</sub> — Upper Bunter (Röt); Tm — Muschelkalk, Tk — Keuper, Trz — Tertiary, Q — Quaternary; R — petroleum; S — brine

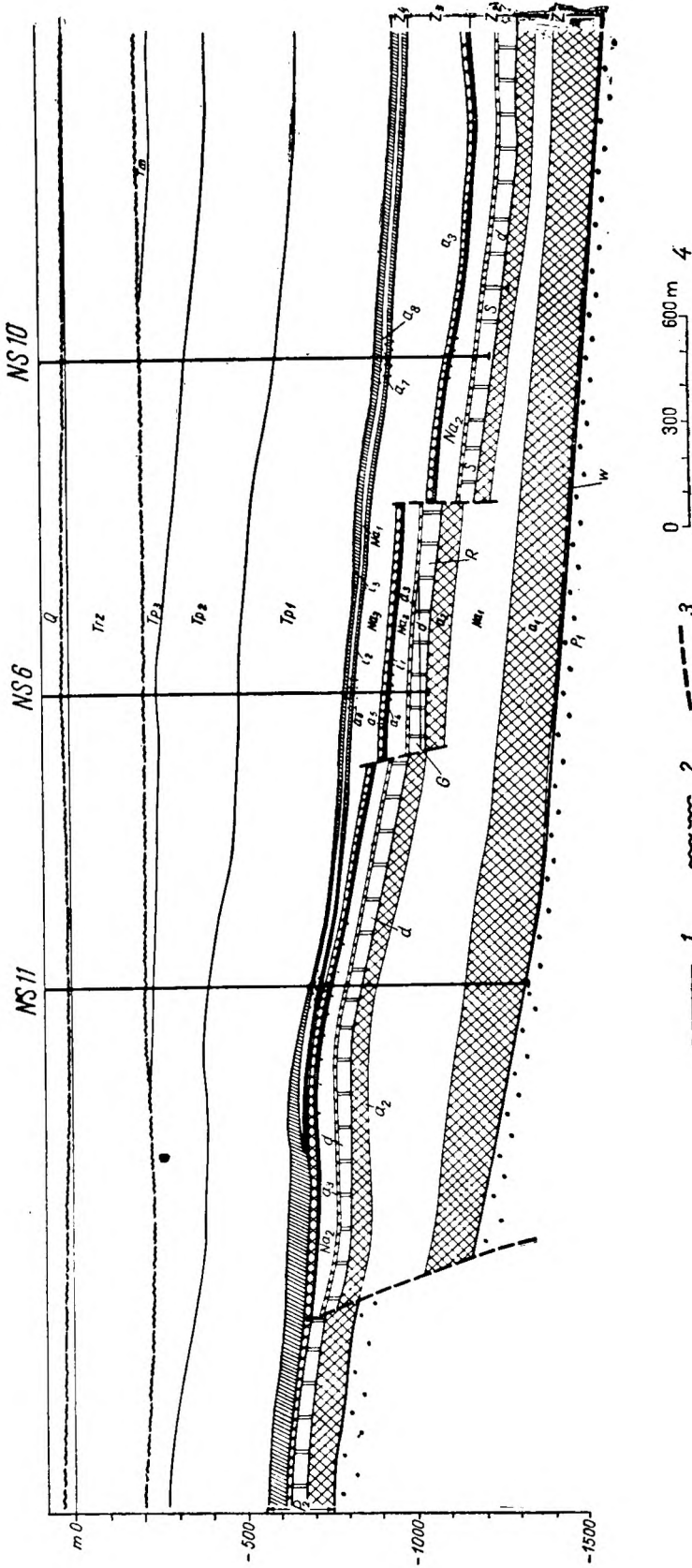


Fig. 23

Typowy przekrój przez strukturę typu halotektonicznego i złożę gazu w cechsztyńskim dolomicie głównym

1 — granice między piętrami strukturalnymi, 2 — granice wydzielen geologicznych, 3 — dyslokacje, 4 — skala pozioma;  $P_1$  — czerwony spagowiec;  $P_2$  — cechsztyń: cyklotem Werra ( $Z_1$ );  $w$  — wapień podstawowy i łupek czarny,  $a_1$  — anhydryt podstawowy,  $Na_1$  — sole najstarsze,  $a_2$  — anhydryt stropowy; cyklotem Stassfurt:  $d$  — dolomit główny,  $a_3$  — anhydryt podstawowy,  $Na_2$  — sole starsze,  $a_4$  — anhydryt stropowy; cyklotem Leine:  $i_1$  — szary i solny,  $a_5$  — anhydryt główny,  $Na_3$  — sole młodsze,  $a_6$  — anhydryt stropowy; cyklotem Aller ( $Z_2$ ):  $i_2$  — ił czerwone dolne,  $a_7$  — anhydryt pegmatytowy,  $Na_4$  — sole najmłodsze,  $a_8$  — anhydryt graniczny,  $i_3$  — ił czerwone górne;  $Tp_1$  — dolny pistry piaskowiec,  $Tp_2$  — środkowy pistry piaskowiec,  $Tp_3$  — górny pistry piaskowiec (ret);  $Tm$  — wapień muszlowy;  $Trz$  — trzeciortez,  $Q$  — czwartorzęd,  $G$  — gaz,  $R$  — ropa,  $S$  — solanka

Representative section through a structure of the halotectonic type and gas-bearing beds in the main dolomite of the Zechstein

1 — boundaries between structural stages, 2 — boundaries of geologic divisions, 3 — dislocations, 4 — horizontal scale,  $P_1$  — Rotligendes,  $P_2$  — Zechstein: Werra ( $Z_1$ ) cyclothem;  $w$  — basal limestone and black shale,  $a_1$  — basal anhydrite,  $Na_1$  — oldest salts,  $a_2$  — top anhydrite; Stassfurt cyclothem:  $d$  — main dolomite,  $a_3$  — basal anhydrite,  $Na_2$  — older salts,  $a_4$  — top anhydrite; Leine cyclothem:  $i_1$  — grey salt clay,  $a_5$  — younger salts,  $a_6$  — top anhydrite; Aller ( $Z_2$ ) cyclothem:  $i_2$  — lower red clays,  $a_7$  — pegmatitic anhydrite;  $Na_4$  — youngest salts,  $a_8$  — border anhydrite,  $i_3$  — upper red clays;  $Tp_1$  — Lower Bunter,  $Tp_2$  — Middle Bunter,  $Tp_3$  — Upper Bunter (Röb);  $Tm$  — Muschelkalk;  $Trz$  — Tertiary,  $Q$  — Quaternary,  $G$  — gas,  $R$  — oil,  $S$  — brine

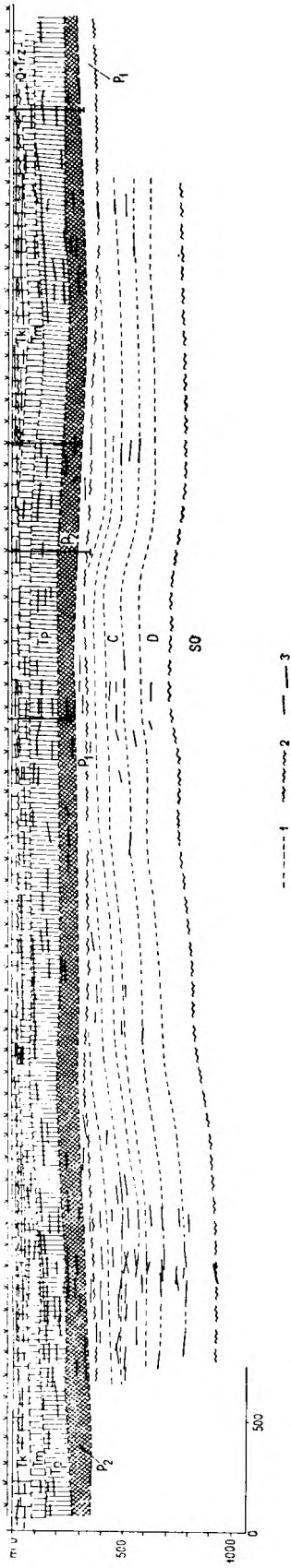


Fig. 24

Przekrój przez brachyantyklinalną strukturę typu kompakcyjnego w rejonie Rawicza

I — granice między piętrami strukturalnymi, 2 — granice wydzielen geologicznych, 3 — refleksy sejsmiczne, SO — sylur i ordowik, D — dewon (?), C — karbon, P<sub>1</sub> — czerwony spagowiec, P<sub>2</sub> — cechsztyń, Tp — pstry piaskowiec, Tm — wapień muszlowy, Tk — kajper, Q + Trz — czwartorzęd + trzeciorzęd

I — boundaries between structural stages, 2 — boundaries of geologic divisions, 3 — seismic reflection, SO — Silurian, Ordovician, D — Devonian (?), C — Carboniferous, P<sub>1</sub> — Rotliegendes, P<sub>2</sub> — Zechstein, Tp — Bunter, Tm — Muschelkalk, Tk — Keuper, Q + Trz — Quaternary + Tertiary

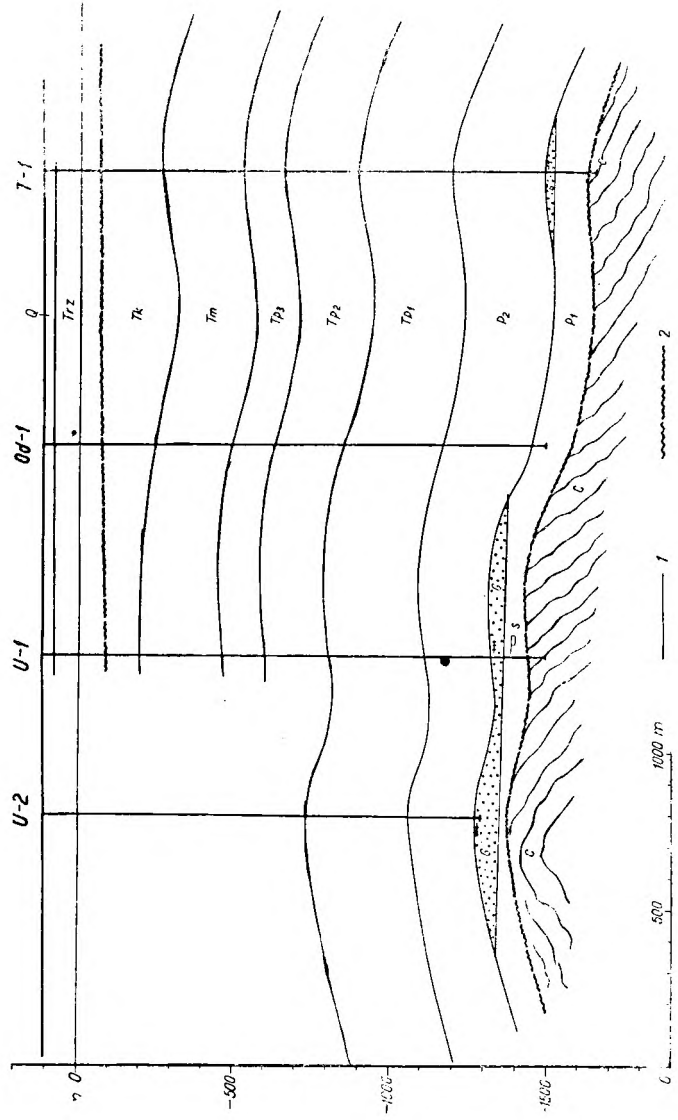


Fig. 25

Typowy przekrój przez strukturę typu kompakcyjnego i złożę gazu w czerwonym spagowcu

I — granice między piętrami geologicznymi, 2 — granice wydzielen geologicznych, C — karbon, P<sub>1</sub> — czerwony spagowiec, P<sub>2</sub> — cechsztyń, Tp<sub>3</sub> — dolny pstry piaskowiec, Tp<sub>2</sub> — środkowy pstry piaskowiec, Tp<sub>1</sub> — górny pstry piaskowiec (ret), Tm — wapień muszlowy, Tk — kajper, Tr — retyki, Q + Trz — czwartorzęd + trzeciorzęd, G — gaz, S — solanka

Representative section through a structure of the compactive type and gas beds in the Rotliegendes

I — boundaries between structural stages, 2 — boundaries of geologic divisions, C — Carboniferous, P<sub>1</sub> — Rotliegendes, P<sub>2</sub> — Zechstein, Tp<sub>1</sub> — Lower Bunter, Tp<sub>2</sub> — Middle Bunter, Tp<sub>3</sub> — Upper Bunter (Röt), Tm — Muschelkalk, Tk — Keuper, Tr — Rhaetic, Q + Trz — Quaternary + Tertiary, G — gas, S — brine

Kierunki i kształty struktur zdeformowanych w sposób ciągły (plastyczny) zarówno na peryklinie Żar, jak i na monoklinie przedsudeckiej są bardzo różne. Są to przeważnie formy brachyantyklinalne ustawione swoimi dłuższymi osiami pod różnymi kątami (tabl. III). Amplitudy struktur lokalnych, przeważnie zdyslokowanych są nieduże i wahają się w granicach od kilku metrów do 200 m, maksymalnie osiągając 400 m (w rejonie Ostrzeszowa).

Generalne kierunki zapadania warstw na peryklinie Żar są ku zachodowi, w zachodniej i środkowej części monokliny ku północy, a we wschodniej części monokliny — ku północnemu wschodowi (tabl. III).

Występowanie odmiennego stylu deformacji tektonicznych w różnych kompleksach litologicznych oraz istnienie luk sedymentacyjnych i dyskordancji tektonicznych pozwala na wydzielenie w obrębie piętra permsko-mezozoicznego obszaru przedsudeckiego następujących podpięter tektonicznych: dolnopermskiego, cechsztyńskiego, triasowego, jurajskiego i kredowego.

Pierwsze trzy podpiętra charakteryzują się wyraźną odrębnością układu strukturalnego i stylu tektonicznego jedynie w strefach występowania znaczniejszej miąższości warstw solnych, deformowanych dysharmonijnie w stosunku do leżącego niżej sztywnego pakietu utworów czerwonego spągowca i wyżej leżących utworów pstrego piaskowca. Tam, gdzie brak jest utworów solnych, a cechsztyń reprezentowany jest przez utwory sztywne anhydritowo-wapienne, wydzielenie wspomnianych podpięter tektonicznych jest niemożliwe, gdyż łącznie stanowią one jednolity kompleks deformowany w sposób nieciągły.

Jurajskie podpiętro tektoniczne uwarunkowane jest istnieniem niezgodności między kajprem i retykiem oraz między jurą i kredą.

Kredowe podpiętro tektoniczne, posiadające w północno-wschodniej części monokliny oraz w niecce północnosudeckiej i w rejonie Opola swój odrębny plan strukturalny, tworzy rodzaj pokrywy leżącej na różnych ogniwach stratygraficznych warstw starszych i znacznie mniej zdeformowanej niż warstwy leżące niżej.

Wyróżniane w permsko-mezozoicznym piętrze strukturalnym obszarze przedsudeckiego (Wyżykowski 1961, Krasoń 1962, 1964, Jaskowiak 1964, Kasprzak, Sokołowski 1964) regionalne jednostki geologiczne, takie jak niecka północnosudecka, peryklina Żar i monoklina przedsudecka, cechujące się odmiennością warunków geologiczno-strukturalnych, dają się podzielić na szereg mniejszych elementów, charakteryzujących się ściśle określonymi warunkami tektonicznymi.

## NIECKA PÓLNOCNOSUDECKA

Niecka północnosudecka, zwana też przez niektórych autorów niecką zewnętrznosudecką lub depresją północnosudecką (Milewicz 1964), wypełniona jest utworami permu i triasu (w większości zredukowanego) oraz górnej kredy leżącej przekraczającą na różnych piętrach triasu. W południowo-wschodniej części niecka rozdziela się na trzy odrębne elementy synklinalne, tj. nieckę bolesławiecką, leszczyńską i grodziecką. W elementach tych utwory permu i triasu, a także kredy, wychodzą na powierzchnię lub były przedmiotem licznych badań wiertniczych (rejon Bolesławca). Były one badane przez geologów niemieckich (Zimmermann, Kühn 1919, Scupin 1931, Eisentraut 1939) i geologów polskich, głównie z ośrodka wrocławskiego (Piątkowski 1955, Gunia 1959, Konstantynowicz 1960a, b, Krasoń 1962, 1964, Oberc 1960, Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957, Milewicz 1965).

Centralny obszar niecki i jego północne skrzydło są przykryte utworami kenozoicznymi i rozpoznane w znacznie mniejszym stopniu. Jedynymi informacjami o wglębnej budowie tego obszaru są pojedyncze profile refrakcyjne oraz profil refleksyjny na linii Żarska Wieś — Iłowa, wykonany przez M. Makojnika (opracowanie z 1958).

Z interpretacji geologicznej tego przekroju (tabl. VI) wynika, że niecka jest elementem asymetrycznym o bardziej stromym skrzydle północnym. Strop cechsztynu w najbardziej obniżonych obszarach niecki znajduje się na głębokości około 1800 m poniżej poziomu morza, a na brzegach niecki w pobliżu poziomu zerowego.

W środkowej części niecki w rejonie Bożejowa na przekroju zarysowuje się wyraźna forma antyklinalna o amplitudzie około 100 m. Forma ta, o nieokreślonym dotychczas przebiegu, jest albo samoistną strukturą brachyantyklinalną, albo też przedłużeniem elementu antyklinalnego Mulkwitz, leżącego już na terenie NRD, na zachód od granicy państwa, charakteryzującego się dużym wyniesieniem utworów triasu i permu, które występują tam bezpośrednio pod utworami kenozoicznymi (tabl. II).

Utwory górnej kredy, mające w centralnej części niecki 600—700 m miąższości, w jej południowym skrzydle leżą na utworach pstrego piaskowca, a w północnym — na utworach wapienia muszlowego. Skośny układ refleksów podkreślonych wskazuje na możliwość występowania w centralnej części niecki także utworów kajprowych. Głębokości występowania utworów podłoża podpermskiego w centralnej części niecki można szacować na około 2600 m.

Na zachód od granicy Polski, w rejonie Döbern na pograniczu niecki północnosudeckiej i perykliny Żar stwierdzona została strefa dyslokacyjna o kierunku WNW—ESE (dane uzyskane od geologów przemysłu naftowego z NRD), którą proponuję nazwać *strefą Döbern—Bolesławiec*. Przedłużeniem tej strefy mogą być dyslokacje zaznaczające się na przekroju sejsmicznym Żarska Wieś — Iłowa (tabl. VI) oraz opisane przez J. Mazura (1964) uskoki: Warty — Osiecznicy, Osiecznicy i Tomisławia. Charakter obserwowanych uskoków jest trudny do wyjaśnienia. Uskok Warta — Osiecznica według J. Mazura jest uskokiem odwróconym. Powierzchnia jego w Osiecznicy zapada pod kątem 60° ku północnemu wschodowi, przy ogólnym upadzie warstw ku południowemu zachodowi. Występuje tam też niezgodność kątowa między utworami kredy i triasu, wyrażająca się upadami 20° ku SW dla kredy i 70° dla wapienia muszlowego. Dyslokacje obserwowane na przekroju Żarska Wieś — Iłowa (tabl. VI) mają charakter dyslokacji normalnych, zrzucających bloki południowe w stosunku do północnych. Podobny charakter mają też dyslokacje w strefie Döbern.

Jest bardzo prawdopodobne, że opisane wyżej dyslokacje stanowią północno-zachodnie przedłużenie brzeżnego uskoku sudeckiego, zaznaczającego się w sposób bardzo wyraźny w środkowych Sudetach.

#### PERYKLINA ŻAR

Peryklina Żar, wyróżniona przez J. Wyżkowskiego (1961) jako odrębna jednostka i stanowiąca północno-zachodnie zakończenie bloku przedsudeckiego, charakteryzuje się stosunkowo płytkim występowaniem podłoża permskiego (od 200 do 2400 m), dużym zróżnicowaniem miąższości i facji cechsztynu oraz znaczną ilością dyslokacji.

Od strony południowo-zachodniej peryklina ograniczona jest strefą omówionych wyżej dyslokacji Döbern — Bolesławiec, a od północno-wschodniej — strefą dyslokacji stwierdzonych na podstawie wierceń i badań sejsmicznych w rejonie Rybaków, Żarkowa oraz Nowej Soli — Wichowa.

Pomiędzy dyslokacjami ograniczającymi peryklinę Żar, w oparciu o badania geologiczne, sejsmiczne i wiertnicze, wykryto kilka dyslokacji równoległych o kierunku WNW—ESE, dzielących peryklinę na szereg stref tektonicznych, tworzących mniejsze jednostki strukturalne.

W obrębie perykliny Żar dają się wydzielić trzy strefy charakteryzujące się swoistym sty-

lem budowy. Są to: strefa Gubin — Kłępinka, strefa Brzozów — Żary i strefa Niwica — Iłowa (tabl. I).

Strefa Gubin — Kłępinka, stanowiąca najwyżej wyniesiony obszar perykliny, od południowego zachodu ograniczona jest dyslokacją Lubaska. Dyslokacja ta, rozpoznana w NRD i prześlędzona w rejonie Gubina i Lubaska (tabl. I), przedłuża się prawdopodobnie ku południowemu wschodowi na blok przedsudecki, gdzie być może odgranicza utwory syluru-ordowiku od utworów prekambryjskich. Między tą dyslokacją a strefą dyslokacyjną Rybaki — Wichów utwory permsko-mezozoiczne zapadają łagodnie w kierunku zachodnim. Spąg pstrego piaskowca w rejonie Kłępinki znajduje się na głębokości około 200 m, a około 45 km dalej ku północnemu zachodowi w rejonie ujścia Nysy Łużyckiej do Odry — na głębokości około 1500 m.

W północno-zachodnim rejonie pod utworami trzeciorzędu znajdują się osady kajpru, a dalej ku SE utwory wapienia muszlowego, pstrego piaskowca i perm (tabl. I). Utwory cechsztynu w rejonie Kłępinki wykształcone są w facji wapienno-anhydrytowej, a dalej ku NW w otworach Gubin 1 i Chlebowo 1 uzyskują już pełny rozwój w facji salinarnej.

Kilka kilometrów na wschód od Gubina, w okolicach Kaniowa, zaznacza się według badań sejsmicznych brachyantyklinalna struktura Kaniowa, ograniczona izobata spągu pstrego piaskowca — 900 m, i towarzysząca jej mniejsza struktura Przyborowic. Obie struktury mają kierunek SW—NE, poprzeczny do kierunku głównych linii dyslokacyjnych. Na SE od tych struktur znajduje się synklinalne obniżenie Grabkowa, wyznaczone przez izobata — 1050 m i odgraniczone dyslokacją od małej formy antyklinalnej Raszyń, położonej w odległości 2,5 km na północ od Lubaska. Około 10 km na północ od Lubaska znajduje się kolejne wyniesienie, nazwane strukturą Chocicz. Na wschód od tej struktury znanych jest kilka struktur blokowych, pooddzielanych od siebie licznymi w tym rejonie dyslokacjami.

W rejonie nadgranicznym, na południe od Gubina, w strefach przydyslokacyjnych zaznaczają się wyraźnie podniesienia warstw ku południowi, określające szereg małych form strukturalnych, z których jedna nazwana została strukturą Senkowic. Te przydyslokacyjne formy strukturalne we wglębnej budowie wykazują wyraźny wpływ plastycznych mas solnych, powodujących dysharmonijne ich sfałdowanie w stosunku do wyżej i niżej leżących sztywnych kompleksów skalnych.

Strefa Brzozów — Żary, ograniczona dyslokacją Lubaska od północnego wschodu i dyslokacją Miłowic od południowego zachodu, w le-

piej rozpoznanej północno-zachodniej części wykazuje szereg dyslokacji poprzecznych. W rejonie Brzozowa — Janowa stwierdzono tu małe przydyslokacyjne struktury o wyraźnie zarysowanej tektonice solnej. Profile sejsmiczne i wiercenia dowodzą istnienia poduszek solnych związanych genetycznie z dyslokacjami podłoża. Po zachodniej stronie dyslokacji, w kierunku południowym, pod trzeciorzędem występują utwory kredy górnej, kontaktujące z utworami kajpru występującymi po wschodniej stronie dyslokacji. Ku wschodowi w kierunku na Lubanice zanika facja chlorkowa cechsztynu przechodząc w fację anhydrytowo-wapienną. W rejonie miejscowości Swibniki i Nowa Rola (na S od Lubska) na profilu sejsmicznym zaznacza się wyraźna forma antyklinalna okonturowana izobata — 850 m, a w kulminacji — 750 m (tabl. III). Struktura ta przecięta jest dyslokacją o charakterze regionalnym, biegnącą od Brzozowa do rejonu Żar.

Strefa Niwica — Hłowa, znajdująca się między dyslokacją Miłowic i regionalną dyslokacją Döbern — Bolesławiec, dotychczas najslabiej rozpoznana, w części zachodniej zawiera lokalny element antyklinalny w rejonie Döbern — Żarki Wielkie, zarysowany izobata — 1050 m dla spągu pstrego piaskowca (tabl. III) i oddzielony od północnego obszaru synkliną wyznaczoną przez izobata — 1150 m. W części wschodniej istnienie elementu antyklinalnego w rejonie Witoszyna Dolnego wynika z interpolacji powierzchni spągowej pstrego piaskowca określonej przez wiercenia Mirostowice i Hłowa 3. Od otworu Mirostowice ku zachodowi zaznacza się na profilu refrakcyjnym dyslokacja mająca swoje odbicie także na profilu refleksyjnym, przebiegającym od Żarek Wielkich przez Lubsko do rejonu Chocicz.

W pobliżu tej dyslokacji w części zachodniej zawierającej cechsztywną w facji salinarnej można się liczyć ze strukturami typu poduszkowego o dysharmonijnej tektonice.

## MONOKLINA PRZEDSUDECKA

### Zachodnia część monokliny przedsudeckiej

Na obszarze tym, położonym między zachodnią granicą państwa i dyslokacją poprzeczną (południową) przebiegającą około 4 km na wschód od Nowej Soli, izobaty spągu pstrego piaskowca (tabl. III), jak też podtrzeciorzędowe wychodnie warstw, wskazują na rozciągłość równoleżnikową, z wyjątkiem części najbardziej południowej, gdzie na SE od Kozuchowa zaznaczają się także kierunki WNW—ESE, a

więc równoległe do przebiegu bloku przedsudeckiego.

W pobliżu głównej strefy dyslokacyjnej oddzielającej monoklinę od perykliny, w utworach triasowych istnieje szereg bloków poprzesuwanymi dyslokacjami poprzecznymi i podłużnymi. Bloki te w pstrym piaskowcu wykazują monoklinalne nachylenie ku północy. W utworach cechsztynu, którego facja chlorkowa sięga aż do dyslokacji, zaznacza się szereg lokalnych spiętrzeń i sfałdowań, nie dających się dokładnie określić za pomocą metod geofizycznych. Wierceniami stwierdza się redukcje soli starszych nad poduszkami soli najstarszych, i odwrotnie — co dowodzi, że istniejące deformacje cechsztyńskie powstawały tu między dwoma sztywnymi pakietami warstw czerwonego spągowca i pstrego piaskowca.

Czynnikami wywołującymi te deformacje były z jednej strony dyslokacje powstające w podłożu podcechsztyńskim i związane z tym zmiany ciśnień, a z drugiej strony ciśnienie statyczne panujące w głębszych obszarach basenu cechsztyńskiego, powodujące przemieszczanie się mas solnych do obszarów o mniejszym ciśnieniu. Na obszarach pozbawionych soli tektonika pakietu cechsztyńskiego dostosowuje się do tektoniki warstw niżej i wyżej leżących. Formy antyklinalne, które powstają w ten sposób, są przeważnie strukturalnie formami kompakcyjnymi na pogrzebanych grzbietach waryscyjskich. Tego typu rozległy płaski element znajduje się w rejonie Broniszowa — Kozuchowa, gdzie, jak widać z mapy powierzchni podcechsztyńskiej (tabl. IV) oraz analizy facji cechsztynu (fig. 10—15), istniało przez cały czas sedymentacji permu i triasu wyniesienie, obcięte później od północy linią dyslokacji przebiegającą w pobliżu wiercenia NS—4.

Przy dyslokacjach zrzucających utwory czerwonego spągowca ku północy, nad utworami salinarnej cechsztynu w utworach pstrego piaskowca w rejonie Rybaków (fig. 22) i Krosna Odrzańskiego występują uskoki odwrócone, o nasuwających się blokach północnych na południe. Zjawisko to można by tłumaczyć albo kompresją wywołaną siłami tangencjalnymi, albo też tektoniką solną, wywołaną siłami pionowymi. Argumentami przemawiającymi przeciwko kompresji jest brak istnienia sfałdowań utworów czerwonego spągowca, które powinny ulec odkształceniu przy bocznym działaniu siły. Wytłumaczenie uskoków odwróconych zjawiskami tektoniki solnej wydaje się prostsze. Nad strefami dyslokacji zrzucających, wywołanych działaniem od dołu ku górze pionowych sił w głębszych, wskutek sztywności kompleksu warstw triasowych leżących na plastycznych utworach, przy podnoszeniu się elementów

wgłębnym znajdujących się po południowo-zachodniej stronie dyslokacji, w plastycznych utworach cechsztynu znajdujących się po północno-wschodniej stronie dyslokacji wskutek zwiększenia odległości między pstrym piaskowcem i czerwonym spągowcem wytworzyła się strefa zmniejszonego ciśnienia, w którą „napływały” plastyczne masy solne.

W ten sposób w przydyslokacyjnej strefie Rybaków — Wichowa, wykazującej monoklinalne nachylenie warstw pstręgo piaskowca i przypuszczalnie czerwonego spągowca, wytworzyło się szereg brachyantyklinalnych form w dolomicie głównym, udokumentowanych wierceniami w Rejonie Rybaków. Podobnego typu struktury po północno-wschodniej stronie dyslokacji stwierdzono na przedłużeniu struktury Rybaków w rejonie Wężysk, Pajęczna,

Żarkowa i Kosierzy (na północ od Żarkowa). Dalej ku południowemu wschodowi, w związku z istnieniem elewowanego elementu w podłożu podpermskim w rejonie Broniszowa — Kożuchowa, strefa przydyslokacyjnego spiętrzenia soli znalazła się nieco dalej na północ w rejonie Urzut — Studzienca (Nowej Soli).

Charakter i styl budowy tego obszaru ilustrują: odkryta mapa geologiczna (tabl. I i fig. 26), wskazująca na monoklinalny układ warstw triasowych, przesuniętych tylko dyslokacjami poprzecznymi, oraz mapa izobat stropu czerwonego spągowca (fig. 27), wykazująca prócz dyslokacji poprzecznych poprzesuwanie przez nie stref dużych zrzutów (rzędu 400 m) utworów czerwonego spągowca, nad którymi w cechsztynie powstały znacznych miąższości poduszki solne (tabl. VII; otwory wiertnicze 4 i 3). Fakt

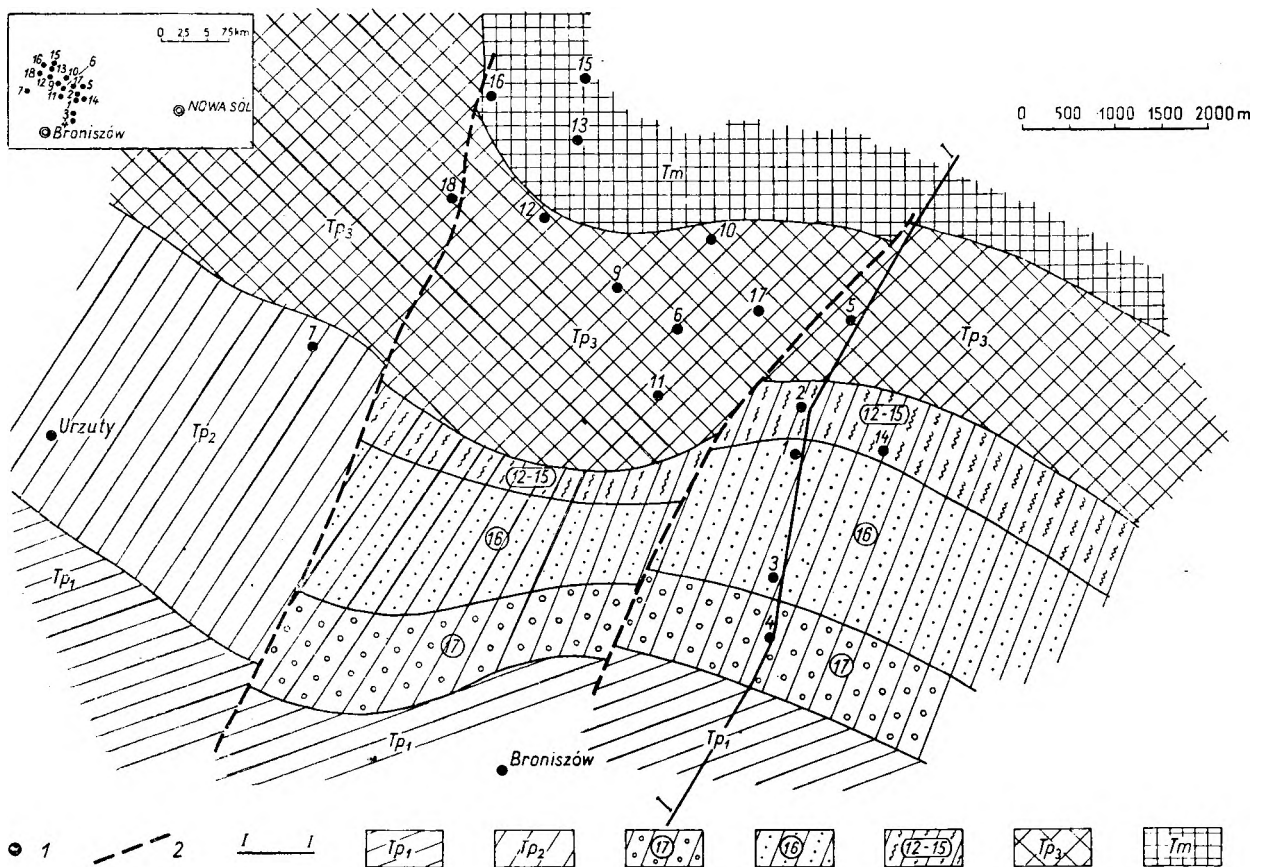


Fig. 26

Odkryta mapa geologiczna (bez utworów kenozoicznych) rejonu Nowej Soli

1 — punkty rozpoznanych profili wykorzystanych do opracowania mapy, I—I — linia przekroju geologicznego (tabl. VII), 2 — dyslokacje,  $Tp_1$  — dolny pstry piaskowiec;  $Tp_2$  — środkowy pstry piaskowiec; 17 — kompleks 17, 15 — kompleks 16, 12—15 — kompleksy 12 do 15;  $Tp_3$  — górny pstry piaskowiec (ret),  $Tm$  — wapień muszlowy

Solid geologic map (without Cenozoic deposits) of the region of Nowa Sól

1 — dislocations, 2 — points of investigated profiles used in the compilation of the map; I—I — line of geologic section (table VII);  $Tp_1$  — Lower Bunter;  $Tp_2$  — Middle Bunter; 17 — complex 17, 16 — complex 16, 12—15 — complexes 12—15;  $Tp_3$  — Upper Bunter (Röt),  $Tm$  — Muschelkalk



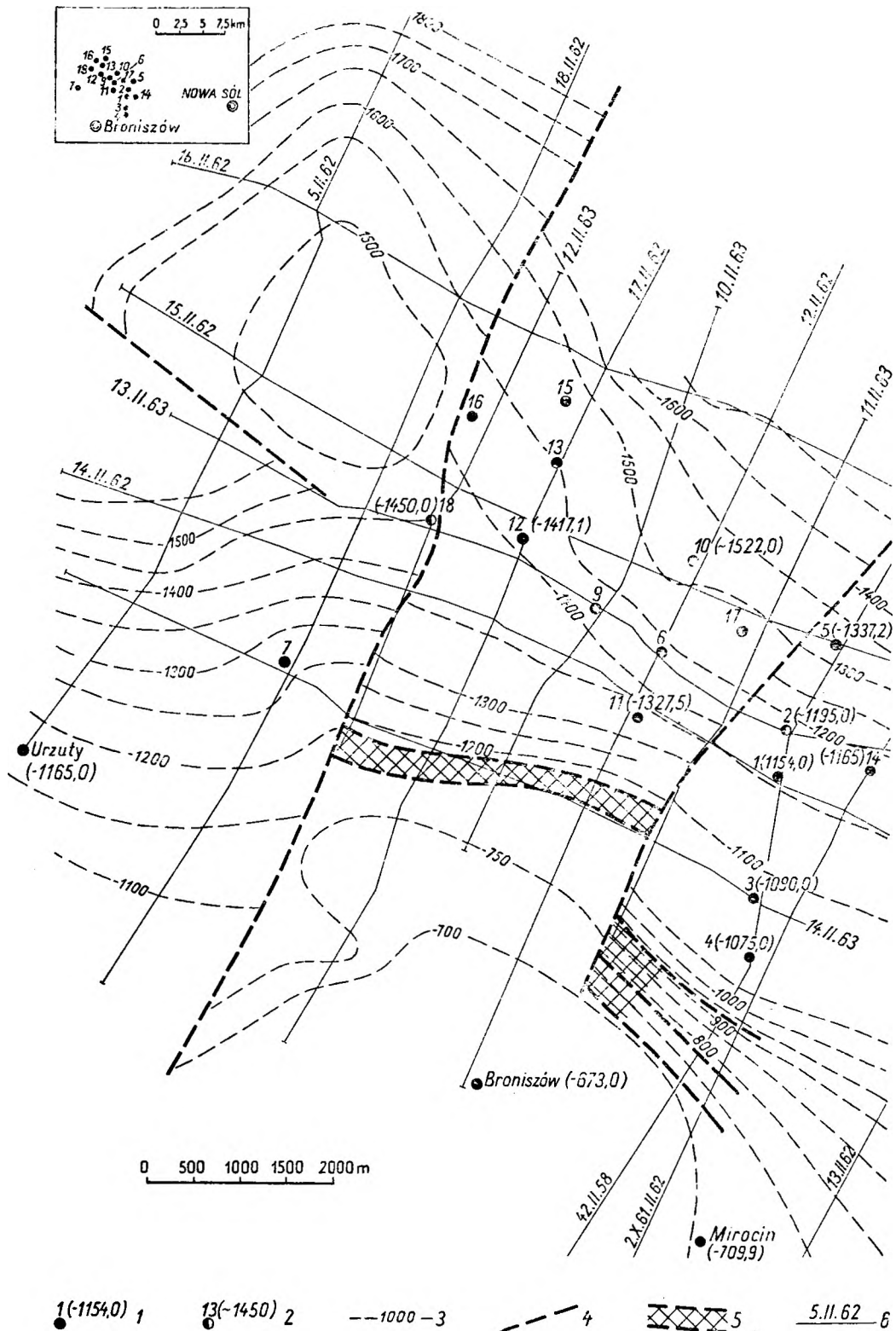


Fig. 27

Mapa strukturalna powierzchni spągowej cechsztynu rejonu Nowej Sól

1 — punkty z rzędną spągu cechsztynu, 2 — punkty, w których osiągnięto stropowe partie cyklotemu Werra lub dolomit główny cyklotemu Stassfurt (z wyinterpretowaną rzędną spągu cechsztynu), 3 — izobaty spągu cechsztynu, 4 — linie dyslokacji, 5 — strefy dyslokacji, 6 — linie profili sejsmicznych

Structural sketchmap of the bottom surface of the Zechstein in the region of Nowa Sól  
 1 — points with the ordinate of the bottom of the Zechstein, 2 — points where the top parts of the Werra cyclothem or the main dolomite of the Stassfurt cyclothem have been reached (interpreted ordinate of the bottom of the Zechstein), 3 — isobaths of the bottom of the Zechstein, 4 — lines of dislocations, 5 — zones of dislocations, 6 — lines of seismic profiles

istnienia ponad 220 m miąższości pokładu soli cyklotemu Werra w otworach NS-4 i NS-3 w porównaniu z 17,5 m miąższości pokładem w otworze NS-1, niezależnie od istnienia tu predyspozycji do pierwotnego różnicowania facjalnego (udokumentowanego różnymi miąższościami anhydrytów), może być wytłumaczony jedynie późniejszymi przemieszczeniami tektonicznymi. Gdyby uwzględnić tylko zmiany facjalne, to musielibyśmy przyjmować sedymentację soli na wyniesieniach a anhydrytów w obniżeniach, gdyż aktualne głębokości występowania soli stwierdzone w otworze NS-4 wynoszą — 769 m dla stropu i — 1097 m dla spągu, w otworze NS-3 odpowiednio — 788,5 m i — 1018 m, a w otworze NS-1 — 1071,5 m i — 1089 m. Tworzy dolomityczno-anhydrytowe występujące między solami najstarszymi i starszymi przebiegają tu ukośnie w stosunku do warstw pstrego piaskowca i czerwonego spągowca.

Plan układu strukturalnego dolomitu głównego jest tu całkowicie inny niż pstrego piaskowca, co znacznie utrudnia poszukiwanie złóż ropy i gazu w tym horyzoncie.

Na północ od Zielonej Góry w obrębie podtrzeciorzędowych wychodni retyku i liasu, wykazujących równoleżnikowy przebieg (tabl. I), w obrazie strukturalnym spągu pstrego piaskowca (tabl. III) charakterystyczny układ izobat wskazuje na istnienie struktur antyklinalnych i brachyantyklinalnych lub tylko poprzecznych wzniesień otwartych od strony południowej. Struktury te, układające się wzdłuż równoleżnikowego pasa ciągnącego się od Krosna Odrzańskiego po Klenicę, zdają się być strukturami mniej zaburzonymi, najprawdopodobniej na skutek tego, iż znajdują się one już poza wyniesionym zdyslokowanym elementem waryscyjskim. Amplitudy struktur są tu jeszcze bardzo małe, rzędu 50—150 m. W rejonie Krosna Odrzańskiego wyrażają się tylko charakterystycznym powyginaniem izobat oraz połogim ułożeniem warstw. Ku wschodowi, w rejonie Sulechowa wyniesione elementy strukturalne o różnych kierunkach rozciągłości poprzesuwane są wzajemnie wzdłuż linii dyslokacyjnych, wykazujących również różne kierunki. Dalej ku północy w rejonie Świebodzina — Bytnicy została odkryta — za pośrednictwem badań geoelektrycznych (Dźwiniel 1960) i udokumentowana profilami sejsmicznymi i trzema wierceniami — brachyantyklinalna struktura o amplitudzie wynoszącej ponad 150 m (tabl. III). Dłuższa oś tej brachyantyklinalnej formy zorientowana jest równoleżnikowo, co wskazuje na to, że może to być jedna z kolejnego ciągu struktur powstałych w fazie laramijskiej na północnym przedpolu waryscyjskiego wyniesienia.

### Środkowa część monokliny przedsudeckiej

Środkowa część monokliny przedsudeckiej ograniczona jest od zachodu południową dyslokacją Nowej Soli, a od wschodu strefą dyslokacji wrocławskich, będących północnym przedłużeniem strefy Niemczy i uskoków ramzowskiego, oraz bliżej nie rozpoznanej strefą tektoniczną biegnącą od Rawicza — Milicza ku Środzie Śląskiej. W strefie tej następuje zmiana kierunku rozciągłości warstw z równoleżnikowego w zachodniej i środkowej części monokliny (tabl. I i III) na NW—SE we wschodniej części monokliny. Środkowa część monokliny, w odróżnieniu od zachodniej, posiada szeroko rozprzestrzenione wychodnie warstw pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Szerokość strefy wychodni triasowych (łącznie z retykiem) wynosi tu 60—85 km, a w części zachodniej 20—55 km. Głębokości występowania powierzchni spągowej pstrego piaskowca w obrębie wychodni pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru wahają się od 300 do 1500 m, a dalej na północ w obrębie wychodni retyku i jury schodzą do około 2000 m. Rozpoznania strukturalnego strefy jurajskiej, z wyjątkiem małego obszaru w rejonie Środy Śląskiej, właściwie brak. Dotychczasowe prace geofizyczne, skoncentrowane głównie w obrębie wychodni triasowych, pozwoliły na wykrycie szeregu struktur lokalnych ciągnących się od Różanówki (na E od Nowej Soli) po Rawicz i kilku dyslokacji o kierunku SSW—ENN (tzw. rów Góry i rów Rawicza) oraz strefy dyslokacyjnej biegnącej równoleżnikowo od rejonu Różanówki — Bielaw przez rejon Góry i dalej, z pewnymi przesunięciami poprzecznymi, do Rawicza.

Obszar położony na południe od podanej strefy dyslokacyjnej na przekrojach sejsmicznych charakteryzuje się przeważnie poziomymi ułożonymi refleksami, nie dającymi się wiązać w jednolite horyzonty. Poszczególne pakiety refleksów są wzajemnie poprzesuwane, co wskazuje na blokowy styl budowy tego obszaru. Styl ten został potwierdzony licznymi wierceniami wykonanymi w rejonie Sieroszowic i Lubina. Stwierdzone tu różnokierunkowe dyslokacje będą najprawdopodobniej charakterystyczne również dla strefy Głogowa, Szlichtyngowej, Góry i Żmigrodu znajdującą się nad sfałdowaną strefą waryscyjdów i pozbawioną bardziej miąższych pokładów soli cechsztyńskich.

Na północ od opisanej równoleżnikowej strefy dyslokacyjnej, pokrywającej się najprawdopodobniej z północną krawędzią grzędy waryscyjskiej, mamy już do czynienia z deformacjami tektonicznymi mieszanymi (ciąglymi i nieciągłymi), na co zdają się wskazywać izobaty spągu pstrego piaskowca.

Deformacje te wyrażają się „zatokowymi” układami izobat oraz istnieniem zamkniętych form kopulastych, z których największa jest struktura Bojanowa posiadająca szereg rozczłonkowanych, mniejszych elementów antyklinalnych w rejonie Leszna, Klonowic, Pawłowic i kilku elementów blokowych w rejonie jej maksymalnego wyniesienia.

Na zachód od brachyantyklinalnej, dużej struktury Bojanowa, między Lesznem a Sławą znajduje się dużych rozmiarów obniżenie synklinalne, nazwane przez A. Tokarskiego (1958) basenem Wschowej.

W rozpoznanych dotychczas strukturach środkowej części monokliny (otwory wiertnicze Wschowa 1 i 4; Rawicz 1, 2, 3, 4; Sułów) widoczny jest wpływ tektoniki solnej, powodującej dysharmonijne odkształcenia dolomitu głównego w porównaniu z układem strukturalnym pstrego piaskowca.

Przy dalszym rozpoznaniu strukturalnym dla prowadzenia racjonalnych prac poszukiwawczych będzie konieczne wyróżnienie dolnopermskiego, cechsztyńskiego i triasowego podpiętra strukturalnego.

#### Wschodnia część monokliny przedsudeckiej

Podstawą do wydzielenia wschodniej części monokliny przedsudeckiej, na wschód od linii Środa Śląska — Wrocław — Niemcza, jest jej położenie na przedpolu Sudetów Wschodnich oraz odmienny styl budowy geologicznej.

Charakterystycznymi cechami tej części monokliny są:

1) wąski pas wychodni utworów permu i pstrego piaskowca,

2) szerokie rozprzestrzenienie utworów kajprowych,

3) kierunki rozciągłości warstw jurajskich zdecydowanie NW—SE,

4) inne kierunki i inny typ struktur permsko-mezozoicznych niż w części środkowej i zachodniej,

5) inny układ stosunków miąższościowych i facjalnych poszczególnych kompleksów permsko-mezozoicznych.

Zasadniczymi elementami strukturalnymi wykrytymi dotychczas w tej części monokliny są:

1. Struktura Zawonia koło Trzebnicy, określona w wyniku badań geoelektrycznych jako forma brachyantyklinalna.

2. Synklina oleśnicko-kępnowska rozpoznana dotychczas tylko dwoma profilami sejsmicznymi oraz podkreślona wystąpieniem retyku w otworze Solniki Wielkie na SE od Oleśnicy oraz liasu w rejonie Kępna.

3. Struktura Bogdaja — Makoszyc o kie-

runku NW—SE, składająca się z dwóch kulminacyjnych wypiętrzeń, najwyższego w rejonie Makoszyc (kulminacja około — 950 m dla spągu pstrego piaskowca) i niższego w rejonie Bogdaja — Grabowca (kulminacja około — 1100 m). W kierunku NW struktura ta rozczłonkuje się na trzy mniejsze elementy — Uciechowa, Odolanowa i Tarchań. Jest ona oddzielona szeroką strefą dyslokacyjną Sulmierzyce — Ostrów od bardziej północno-zachodnich elementów antyklinalnych Sulmierzyc i Ostrowa Wielkopolskiego.

Licząca około 35 km długości i około 15 km szerokości struktura Bogdaja — Makoszyc, zarysowana na odkrytej mapie geologicznej (tabl. I) wychodniami kajpru wśród retyku, zdaje się być formą kompakcyjną powstałą na pogrzebanym grzbiecie waryscyjskim. W budowie tej struktury biorą udział utwory triasu i permu, leżące na morfologiczno-tektonicznym grzbiecie waryscyjskim, w którym stwierdzone w trzech otworach wiertniczych upady warstw dolnokarbońskich są rzędu 30—60°. Upady warstw permsko-mezozoicznych nie przekraczają 15—20°. Ze względu na bardzo słabe rozpoznanie struktury należy się liczyć, że w miarę postępu badań jej kształty i forma ulegną zapewne znacznym zmianom, a być może zostaną w niej wykryte samodzielne mniejsze elementy antyklinalne lub blokowe.

4. Struktury rejonu Wielunia, udokumentowane pracami powierzchniowymi jako formy blokowe, a obecnie rozpoznawane wgłębie za pomocą badań sejsmicznych.

Prócz omówionych wyżej elementów strukturalnych, mniejsze formy zostały zarejestrowane profilami sejsmicznymi w rejonie Kliczkowa na północ od Złoczewa oraz na północ od Ostrzeszowa oraz między Miliczem i Grabowcem w rejonie Henrykowic. Pozostałe rejony wschodniej części monokliny są jeszcze bardzo słabo rozpoznane. Określenie ich budowy strukturalnej będzie możliwe dopiero po wykonaniu zaplanowanych w tym rejonie prac sejsmicznych i wiertniczych. Prace te pozwolą także na bliższe sprecyzowanie przebiegu dyslokacji, których będzie zapewne znacznie więcej niż podano na mapie (tabl. I).

Obok rozpoznania utworów permsko-mezozoicznych ważnym zagadnieniem przy dalszych pracach poszukiwawczych będzie określenie budowy elementów waryscyjskich, które tworzą tu najprawdopodobniej szereg fałdów, w jądrach których prócz utworów dolnokarbońskich mogą występować także na dostępnych głębokościach utwory dewonu.

Ważnym faktem dla tektoniki permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego całej monokliny jest występowanie struktur o charakterze blokowym lub kompakcyjnym w strefie leżą-

cej na południe od linii grzędy waryscyjskiej i struktur o tektonice plastycznej na północ od tej linii. Ilość dyslokacji i ich amplitudy wyraźnie wzrastają w miarę zbliżania się do bloku przedsudeckiego. Nie jest wyjaśniony stosunek permsko-triasowej synkliny oleśnicko-kępnowskiej do podłoża waryscyjskiego. Jest możliwe, że synklina ta pokrywa się z powstałym w fazie

sudeckiej morfologicznym obniżeniem między wyniesionymi elementami Wrocławia i Ostrzeszowa, w którym prócz utworów czerwonego spągowca można się spodziewać także utworów górnego karbonu wykazującego, jak zauważył A. M. Żelichowski (1964), zgodność kątową z utworami piętra mezozoicznego, a nie waryscyjskiego.

## CHARAKTERYSTYKA POLARAMIJSKIEGO PIĘTRA STRUKTURALNEGO

Deformacje tektoniczne laramijskiego (permsko-mezozoicznego) piętra strukturalnego zapoczątkowane pod koniec kajpru, dość intensywne na granicy jury i kredy, osiągnęły maksimum nasilenia pod koniec kredowego cyklu sedymentacyjnego.

Pionowe siły, dźwigające ku górze sztywne elementy prekambryjskie, kaledońskie i waryscyjskie bloku przedsudeckiego i Sudetów, spowodowały okresowe wynurzenia się tego obszaru i jego erozję jeszcze w czasie trwania na pozostałych terenach Niżu Polskiego sedymentacji santonńskiej, kampańskiej i mastrychckiej. Pod koniec mastrychtu, kiedy wynurzył się cały obszar południowy Niżu Polskiego aż do synklinorium brzeźnego, na którego dnie trwała jeszcze sedymentacja, denudacja obszaru przedsudeckiego była już znacznie zaawansowana.

Znaczne redukcje miąższości pokrywy permsko-mezozoicznej nastąpiły wskutek wynurzenia się bloku przedsudeckiego i Sudetów w santonie, o czym świadczy silne zapiaszczenie utworów santonńskich niecki północnosudeckiej (Mazur 1964) i niecki miechowskiej (Rutkowski 1965), jak też na granicy dolnego i górnego kampanu oraz w dolnym mastrychcie, o czym można wnioskować z cykliczności sedymentacji senońskiej w niecce miechowskiej (Rutkowski 1965) i w synklinorium mogileńsko-tódzkim (obserwacje własne).

Denudacja, jaka odbywała się na całym Niżu Polskim w paleocenie i częściowo w eocenie na obszarze przedsudeckim, miała do zniszczenia małej miąższości pokrywę (a może nawet tylko płyty) utworów górnokredowych, a w otoczeniu ciągle dźwigającego się bloku przedsudeckiego także pokrywę utworów triasowych i permskich. Pod koniec tego cyklu denudacyjnego został odsłonięty cały blok przedsudecki i wzdłuż uskoku brzeźnego wydźwignięte o ponad 1500 m Sudety. Rzeki, jak można wnioskować na podstawie charakterystycznie powyżnianych anomalii grawimetrycznych o kierunkach zbliżonych do południowych, spływały wówczas najprawdopodobniej z sudeckiego pasma górskiego ku północy przez obszar przed-

sudecki. Jedną z najbardziej wyraźnych tego typu anomalii biegnie od Leszna aż do Poznania.

Denudacja paleoceńska i eoceńska nie doprowadziła do całkowitego spenepłenizowania obszaru; na ogólnie dość równej powierzchni, nachylonej generalnie ku północy (tabl. I), istniało szereg lokalnych obniżień i wzniesień, uwarunkowanych głównie różną odpornością podłoża na procesy denudacyjne oraz zjawiskami tektonicznymi, które niewątpliwie działały w czasie procesu niszczenia, a prawdopodobnie i później w toku sedymentacji oligoceńskiej, mioceńskiej, plioceńskiej i czwartorzędowej.

## ROZWÓJ SEDYMENTACJI W KENOZOIKU

Początek sedymentacji kenozoicznej na terenach Niżu Polskiego miał miejsce w eocenie i to prawdopodobnie górnym. Za najstarsze utwory tego typu uważane są brązowe ily mikkowe z przewarstwieniami piasku, zawierające glaukonit, krzemionkowe igły gąbek, okrężki bursztynu stwierdzone w otworze w Wałczu. Iły te J. Łyczewska (1958, 1959) zalicza do dolnego eocenu, a L. Cimaszewski (1964) do górnego eocenu. Drugim znaleziskiem tego wieku są ciemne, bezwapniste ily łupkowe z otworu wiertniczego KłECKO (Geo 2) w synklinorium mogileńskim, zawierające według L. Cimaszewskiego (1964) mikrofaunę z *Ammodiscus incertus*.

Na obszarze przedsudeckim za utwory wieku górnoeoceńskiego uważane są warstwy iltaste, bezwapniste, występujące w depresji tektonicznej w Nowej Wsi koło Ołoboku, w niecce północnosudeckiej (Mazur 1965).

Jak widać z powyższego, rozprzestrzenienie osadów eoceńskich jest niewielkie, co wskazuje na to, że warstwy tego wieku powstały jedynie w lokalnych obniżeniach.

Sedymenty o większym rozprzestrzenieniu i miąższości powstały dopiero w wyniku wielkiej transgresji na przełomie eocenu i oligocenu, w wyniku której nastąpiło połączenie

Morza Północnego poprzez obszar Polski z oceanem Tetydy (Cimaszewski 1964).

Osady dolnooligocenijskie na terenie Nizżu Polskiego, udokumentowane mikrofaunistycznie w rejonie Damasławka (Cimaszewski *op. cit.*), reprezentowane są tam przez piaski glaukonitowe z fosforytem i z okruchami bursztynu, a w niecce północnosudeckiej w rejonie Bolesławca (Mazur 1965) przez ropy piaszczyste i żwir. Jakże było rozprzestrzenienie tych utworów w pozostałych częściach obszaru przedsudeckiego, trudno jest określić ze względu na brak szczegółowych badań. Możliwe, że występują one w zachodniej części monokliny przedsudeckiej, gdzie stwierdzono również piaski glaukonitowe, ale nie udowodniono, czy są one wieku dolno- czy górnooligocenijskiego.

Srodkowy oligocen zaznaczył się na Nizżu Polskim wyraźną regresją morza, należy więc przypuszczać, że obszar przedsudecki uległ wówczas wynurzeniu i denudacji.

W górnym oligocenie nastąpiło znów zalanie niżej położonych terenów obszaru przedsudeckiego. Osadzały się w tym czasie w niecce północnosudeckiej żwir, piaski, ropy i węgiel brunatny, a na monoklinie zachodniej i na peryklinie Żar — piaski zielone i szare oraz ropy (rejon Nowej Soli, Wichowa); we wschodniej części monokliny osadów tego wieku brak (Połtowicz 1961).

Po częściowym wyrównaniu większych obniżeń morfologicznych istniejących w zachodniej części obszaru przedsudeckiego nastąpiła sedymentacja lądowa utworów miocenijskich. Są to głównie piaski różnoziarniste, ropy, mułki i węgle brunatne, a w części wschodniej monokliny, gdzie odsłonięte były w tym czasie ropy kajprowe, także ropy czerwone, zielone i szare (Połtowicz 1961). Miocenijskiego wieku są też kwarcyty ostrzeszowskie.

Mniejsze miąższości osadów trzeciorzędowych i wyższe położenie podłoża podkenozoicznego we wschodniej części monokliny (tabl. II) sugerują, że obszar ten również w trzeciorzędzie, a przynajmniej w oligocenie i miocenie wykazywał tendencje wznoszenia się.

Na kilkudziesięciometrowej miąższości osadach miocenijskich leżą na prawie całym obszarze przedsudeckim plastyczne pstry ropy pliocenijskie, zwane ropyami poznańskimi. ropy te charakteryzują się większym stopniem zapiaszczenia w porównaniu z ropyami występującymi w rejonach centralnych.

Na plastycznych utworach pliocenijskich leżą polodowcowe utwory plejstocenu oraz aluwia holocenu. Miąższości tych utworów są bardzo różne: w rejonie Rybaków wahają się od 4 do 170 m, w rejonie Lubina od 19 do 113 m, w rejonie Nowej Soli od 7 do 100 m, w rejonie Wschowej — Rawicza od 24 do 182 m.

#### ZWIĄZEK TEKTONIKI POLARAMIJSKIEGO PIĘTRA STRUKTURALNEGO Z TEKTONIKĄ PODŁOŻA I GLACITEKTONIKĄ

Różnowiekowe utwory polaramijskiego (kenozoicznego) piętra strukturalnego, które pierwotnie leżały na tym samym poziomie, obecnie stwierdzone są na bardzo różnych głębokościach.

Utwory oligocenu, które w rejonie Bolesławca znajdują się powyżej poziomu morza, w rejonie Nowej Soli występują na głębokości około — 200 m. W obrębie struktury Rybaki, w rejonie Żarkowa oraz Nowej Soli nad dyslokacjami permsko-mezozoicznymi stwierdzono też kilkudziesięciometrowe przesunięcia utworów oligocenijskich i miocenijskich. J. Mazur (1965) stwierdza też przesunięcia utworów trzeciorzędowych nad dyslokacjami permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego w niecce północnosudeckiej. Podobnego typu dyslokacje opisane są na strukturze Szamotuł (Cimaszewski 1964) oraz Mogilna (Sokołowski 1963, 1964, Cimaszewski 1964).

Wszystkie te fakty świadczą o wyraźnym wpływie tektoniki podłoża (głównie dyslokacji) na charakter układu strukturalnego warstw kenozoicznych. Dowodzą one, że ruchy wznoszące obszar przedsudecki, bardzo intensywne w fazie laramijskiej, odnawiane były także w kenozoiku i prawdopodobnie trwają do chwili obecnej.

Prócz sił pionowych działających od dołu, na tektonikę kenozoicznego piętra strukturalnego znaczny wpływ wywarły także czynniki glacitektoniczne. Przesuwające się masy lodowca spowodowały na wielu obszarach spiętrzenie i sfałdowanie utworów trzeciorzędowych. Sfałdowania te w miejscach występowania plastycznych ropy pliocenijskich ograniczają się głównie do tego kompleksu. Jednakże tam, gdzie tych amortyzujących utworów brak, sięgają także znacznie głębiej, fałdując utwory miocenijskie (Połtowicz 1961).

#### MORFOLOGIA TERENU I JEJ ZWIĄZEK Z WGŁĘBNĄ BUDOWĄ GEOLOGICZNĄ

Związek morfologii terenu z tektoniką wgłębną jest bardzo wyraźny w południowej części obszaru. Na brzeżnym uskoku sudeckim powstała bardzo wyraźna krawędź morfologiczna. Permskie kontury niecki leszczyńskiej i grodzieckiej pokrywają się z dość postrzępioną i powyginaną krawędzią morfologiczną.

Przedłużenie uskoku brzeżnego w rejonie Bolesławca ma również swoje odzwierciedlenie w morfologii. Bardziej na zachód, gdzie uskok ten rozczłonkuje się na kilka uskoków o małych amplitudach i zanurza się pod pokrywą kenozoiczną, jego przebieg jest już niemożliwy do odczytania z morfologii.

Wyraźnie w morfologii wybija się granitowy element Strzegomia oraz gnejsowa sówiogórska kra Dzierżoniowa.

W kierunku północnym, gdzie miąższość utworów kenozoicznych jest coraz większa, a wielkość przesunięć dyslokacyjnych w podłożu maleje, czytelność linii tektonicznych w morfologii staje się coraz mniej wyraźna. Niemniej i tu można się dopatrzeć związków dyslokacji z układem powierzchni morfolożicznych i przebiegiem koryt rzecznych. I tak na przykład południkowe dyslokacje z rejonu Nowej Soli, oddzielające zachodnią część monokliny od środkowej, pokrywają się w przybliżeniu z południkowym biegiem Odry na tym odcinku. Równoleżnikowe dyslokacje z rejonu Nowej Soli oraz Góry — Rawicza znajdują się

na przedłużeniu równoleżnikowego odcinka Odry.

Zachodni odcinek północnej krawędzi Wzgórz Dalanowskich pokrywa się z przebiegiem wielu dyslokacji wyznaczonych na tym odcinku za pomocą badań geofizycznych i wiertniczych.

Nie jest także wykluczone, że dość wyraźna różnica w morfologicznym układzie wschodniej części monokliny (fig. 1), w stosunku do środkowej i zachodniej, może mieć związek z budową wgłębną zaakcentowaną przebiegiem bliżej nie rozpoznanej strefy tektonicznej (na przedłużeniu strefy Niemczy i uskoku ramzowskiego), powodującej zmianę kierunku rozciągłości warstw jurajskich i triasowych.

### ZNACZENIE POSZUKIWAWCZE UZYSKANEGO ROZPOZNANIA STRUKTURALNEGO

Dokonana wstępna analiza rozwoju strukturalnego obszaru przedsudeckiego i związanych z tym warunków sedymentacyjno-facjalnych w poszczególnych okresach i piętrach geologicznych pozwala na wyciągnięcie szeregu wniosków odnośnie do związków genetycznych poszczególnych elementów strukturalnych oraz prawidłowości rozmieszczenia surowców, których odkrycie jest głównym celem prowadzonych badań.

#### PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA BITUMINÓW

Na omawianym obszarze bituminy w formie śladowej stwierdzone zostały we wszystkich ogniwach permu i triasu. Produkcję przemysłową uzyskano dotychczas tylko z utworów czerwonego (i białego) spągowca wapienia podstawowego cyklotemu Werra oraz z dolomitu głównego cyklotemu Stassfurt (cechsztyn).

W utworach podpermских nie zanotowano dotychczas żadnych przejawów.

W utworach czerwonego (i białego) spągowca, poza przemysłową produkcją gazu stwierdzoną w otworach Uciechów 1, 2 i Tarchały 1, przejawy gazonośności notowano w wierceniach Odolanów 1 i 2, Sułów 1 (na strukturze Bojanowa), Bielawy 1 oraz Rybaki 16\*.

Laboratoryjnie przejawy bitumiczne stwierdzono ponadto w otworach Gubin, Klenica, No-

\* W latach 1965—67 (już po złożeniu pracy do druku) w oparciu o projekt robót geologicznych wykonany pod kierunkiem autora odkryto i udokumentowano dalsze złoża gazu w czerwonym spągowcu i wapieniu podstawowym oraz 1 złożo ropy i 2 gazu w dolomicie głównym cechsztynu.

wa Sól 12 i 13 (od 0,01 do 0,2%) i Ostrzeszów 1 (0,026—0,046%).

Stwierdzony w utworach czerwonego spągowca gaz jest gazem bezgazolinowym o dużej zawartości (do 48%) azotu nadmiarowego.

Produkcję ropy uzyskano z dolomitu głównego w otworach Rybaki 1, 6, 10, 15, 19, a gazu w otworach N.S.6 i Otyń, ponadto poważne objawy ropy stwierdzono w otworach Rybaki 2, 5, 7, 11, 15, 17 oraz Sól 1, 2, 6 i Rawicz 1 i 2.

W pozostałych około 60 otworach wiertniczych, w których występuje dolomit główny, stwierdzono mniejsze lub większe ślady ropy w rdzeniach. Przejawy bitumiczności stwierdzono również kilkoma wierceniemi w wapieniach podstawowych i anhydrytach cyklotemu Werra oraz w anhydrycie podstawowym cyklotemu Stassfurt.

W dolnym pstrym piaskowcu bezpośrednio przejawy obecności gazu stwierdzono w otworach: Broniszów na południe od Nowej Soli, Biedrzychowo, Polkowice A i B oraz w Ostrzeszowie 1. Ponadto laboratoryjnie przejawy bitumiczne w tej serii stwierdzono w dziewięciu innych otworach.

W środkowym pstrym piaskowcu bezpośrednio przejawy występowania gazu stwierdzono w Sulechowie, Klenicy i Kosobudzku 1, a laboratoryjnie zarejestrowano w 16 otworach.

W górnym pstrym piaskowcu jedynie w dwóch otworach (Chlebowo i Klenica) stwierdzono laboratoryjnie nieznaczne ślady bituminów. Bezpośrednich przejawów gazonośności tych utworów nie notowano.

W utworach wapienia muszlowego w Sulechowie stwierdzono zgazowaną solankę, a w innych ośmiu otworach wiertniczych zanotowa-

no metodami laboratoryjnymi nikle przejawy bitumiczne w rdzeniach.

W utworach kajpru zgazowanie solanki stwierdzono w Sulechowie, a w trzech innych wierceniach zanotowano ślady bituminów metodami laboratoryjnymi.

Jest rzeczą charakterystyczną, że wszystkie poważniejsze przejawy bitumiczne w czerwonym spągowcu i dolomicie głównym układają się wzdłuż linii równoleżnikowej Rybaki — Żarków, Nowa Sól — Rawicz — Odolanów, a więc wzdłuż znajdującej się w głębi waryscyjskiej grzędy tektoniczno-morfologicznej.

#### CHARAKTERYSTYKA KOLEKTORÓW I SKAŁ USZCZELNIAJĄCYCH

Za kolektory ropno-gazowe w rozpoznanym dotychczas profilu można uznać:

1. Serię utworów czerwonego spągowca, zwłaszcza pakiety piaskowcowe pod pokrywą

skał wylewnych oraz piaskowce izolowane łupkową serią miedzionośną dolnego cechsztynu. Perspektywiczność tych utworów została potwierdzona występowaniem złóż gazowych w rejonie Uciechowa i Odolanowa oraz śladów bitumiczności w otworze Bielawy 1 i Rybaki 16.

2. Serię dolomityczno-anhydrytową utworów cechsztynu, w tym:

a) utwory węglanowe i zlepieńcowe dolnego cechsztynu izolowane od góry anhydrytami i solami cyklotemu Werra,

b) serie anhydrytowe cyklotemu Werra i występujące w nich podrzędnie wkładki dolomityczne,

c) poziom dolomitu głównego izolowany od góry solami lub anhydrytami oraz strefami nieciągłości tektonicznych.

3. Utwory pstrego piaskowca:

a) serie piaskowcowo-łupkowe w dolnym pstrym piaskowcu,

b) serie piaskowcowe (i ewentualnie wapienie oolitowe) w środkowym pstrym piaskow-

Tabela 6

Zestawienie własności fizycznych perspektywicznych kolektorów ropno-gazowych na monoklinie przedsudeckiej

Poziom stratygraficzny	Wykształcenie facjalne	Porowatość %	Przepuszczalność mdarcy
Kajper górny (piaskowiec trzcinowy)	piaskowce mułowce	$\frac{4 - 31}{19,82}$	$\frac{0 - 2,072}{639,1}$
Kajper dolny	piaskowce łupki	$\frac{4 - 31,96}{15,91}$	$\frac{0 - 2033,1}{534,76}$
Wapień muszlowy	wapień	10,98	1,3
Ret	margle dolomityczne wapień dolomityczny	$\frac{5,07 - 19,56}{12,31}$	$\frac{0 - 1,45}{0,72}$
Pstry piaskowiec środkowy	piaskowiec	$\frac{0,26 - 30,87}{13,183}$	$\frac{0,35 - 3316,2}{250,578}$
Pstry piaskowiec dolny	piaskowiec	$\frac{4,25 - 11,42}{7,73}$	$\frac{0 - 0,6}{0,2}$
Dolomit główny	dolomit	$\frac{0,1 - 30,12}{7,12}$	$\frac{0 - 0,228}{0,057}$
a) Rybaki — rejon produktywny			
b) Rybaki — rejon negatywny	dolomit	$\frac{0,51 - 9,23}{2,073}$	$\frac{0 - 66,8}{11,3}$
c) Nowa Sól — rejon produktywny	dolomit	$\frac{0,06 - 7,61}{2,28}$	$\frac{0 - 565,3}{133,226}$
d) Nowa Sól — rejon negatywny	dolomit	$\frac{0,011 - 5,34}{1,72}$	$\frac{0 - 1,5}{0,7}$
e) inne otwory	dolomit	$\frac{0 - 16,8}{4,4373}$	$\frac{0 - 18,32}{2,336}$
Czerwony spągowiec	piaskowiec	$\frac{0,66 - 19}{7,67}$	$\frac{0 - 5285,28}{1590,805}$

cu występujące pod przykryciem serii dolomitowo-anhydritowo-solnej dolnego retu.

4. Gąbczaste i oolitowe wapienie należące do górnej części dolnego wapienia muszlowego.

5. Utwory piaszczysto-mułowcowe dolnego kajpru izolowane od góry dolną serią gipsową lub serią ilasto-łupkową.

6. Seria piaszczysto-mułowcowo-łupkowa poziomu piaskowca trzciniowego w kajprze, w przypadku odpowiedniej izolacji od góry przez górną serię gipsową lub serię ilasto-łupkową oraz przy istnieniu pułapek typu antyklinalnego lub dyslokacyjnego.

7. Porowate utwory paleozoiczne karbońskie i ewentualnie dewońskie.

Wymienione wyżej kolektory ropno-gazowe są dwojakiego typu: wapienno-dolomitowe i piaszczyste.

Pierwszy typ, występujący głównie w cechszynie i w pstrym piaskowcu oraz ewentualnie w starszym paleozoiku, charakteryzuje się różnymi porowatymi (1,75—7,12% i więcej), ale zwykle małą przepuszczalnością lub kompletnym jej brakiem.

Drugi typ kolektorów to skały piaszczyste, mające dobrą porowatość w granicach 7—20% i bardzo dobrą przepuszczalność rzędu kilkuset mdarcy.

Charakterystykę własności kolektorów poziomów perspektywicznych podaje tabela 6.

Skałami uszczelniającymi w przypadku utworów wapienno-dolomitowych cechszynu są przeważnie zbite anhydryty i sole, a w innych kompleksach — łupki o różnych stopniu kompaktacji.

#### TYPY ŻŁÓŻ ROPY I GAZU

Dotychczas w obrębie monokliny przedśudeckiej złoża bituminów wykryte zostały w cechszynskim dolomicie głównym (Rybaki — Połęcko — złoża ropy i Nowa Sól — Otyń — związane z ropą złoża gazu) i w czerwonym spągowcu (w rejonie Uciechowa — Odolanowa i Trzebnicy).

Wykryte złoża w cechszynie mają charakter żłóż blokowo-warstwowych, ograniczonych strefami dyslokacji. Bloki dolomitowe zawierające ropę i gaz ograniczone są przeważnie strefami dyslokacji, uniemożliwiającymi komunikację między blokami. Stosunki ciśnień oraz wydajność z otworów są więc różne w zależności od bloku, z którego się eksploatuje. Warunki produkcji są przeważnie gazo-aporowe, co stwarza duże wydajności w pierwszym stadium eksploatacji i szybkie spadki ciśnień w czasie eksploatacji. Wydajności otworów zależą najprawdopodobniej od wielkości bloku produkcyjnego i od jego uszczelnienia oraz przepusz-

czalności. Objętość medium ropno-gazowego w zamkniętym bloku jest ograniczona, w związku z czym, wskutek braku komunikacji z innymi blokami zawierającymi wodę i wskutek eksploatacji, występują znaczne spadki ciśnień.

Ropa i gaz w dolomicie głównym występuje zarówno w blokach obniżonych, jak i wyniesionych, co dowodzi, że migracja ropy w warstwach dolomitu z obszarów centralnych ku partiom peryferycznym następowała przy równoczesnym dyslokowaniu tej warstwy w wyniku plastycznych przemieszczeń soli lub sztywnej tektoniki podłoża. Pułapkami dla złóż w dolomicie głównym są zarówno dyslokacje, jak też płaskie kopulaste wyniesienia (np. blok Rybaki 6). W niektórych blokach ograniczonych dyslokacjami, wskutek prawdopodobnie późniejszego formowania się samego złoża niż tworzenie się dyslokacji ograniczających, występują w sąsiedztwie: gaz, ropa i woda lub ropa z rozpuszczonym gazem i woda. Taki układ mediów tłumaczy szybki spadek ciśnienia w otworze Rybaki 1 i wtargnięcie w jego obręb wody złożowej, która nie wykazuje cech wody znajdującej się w warunkach hydronapowych.

Złoża gazu odkryte w czerwonym spągowcu w rejonie Uciechowa — Odolanowa nie ma jeszcze bliżej ustalonego reżimu produkcji. Metan z dużą zawartością azotu występuje w utworach piaszczystych czerwonego i białego spągowca przykrytego utworami ilastymi, a tam gdzie ilów brak także w wapieniu podstawowym cechszynu przykrytym utworami anhydritowo-solnymi. W otworze Odolanów, prócz wyraźnych przejawów gazonośności w białym spągowcu, obserwowano również zgazowanie płuczki i punktowe ślady ropy w rdzeniach na przestrzeni około 30 m w czerwonym spągowcu. Punktowe ślady ropy dowodzą, że gaz stwierdzany tutaj jest związany ze złożami ropy znajdującymi się niżej lub też zawiera on ciężkie węglowodory, które uległy skropleniu pod ciśnieniem.

#### UWAGI O GENEZIE ŻŁÓŻ ROPY I GAZU

Zagadnienie genezy złóż bituminów jest jednym z najbardziej dyskutowanych problemów wśród geologów naftowych. W wielu wypadkach kierunki prowadzonych poszukiwań zależą od tego, jakie przyjmie się założenia odnośnie do powstawania złóż na danym obszarze czy w danym kompleksie skalnym.

Dla obszaru przedśudeckiego ustalenie jednoznacznych kryteriów historycznego rozwoju złóż jest jeszcze niemożliwe. O genezie złóż możemy jedynie wnioskować na podstawie wa-



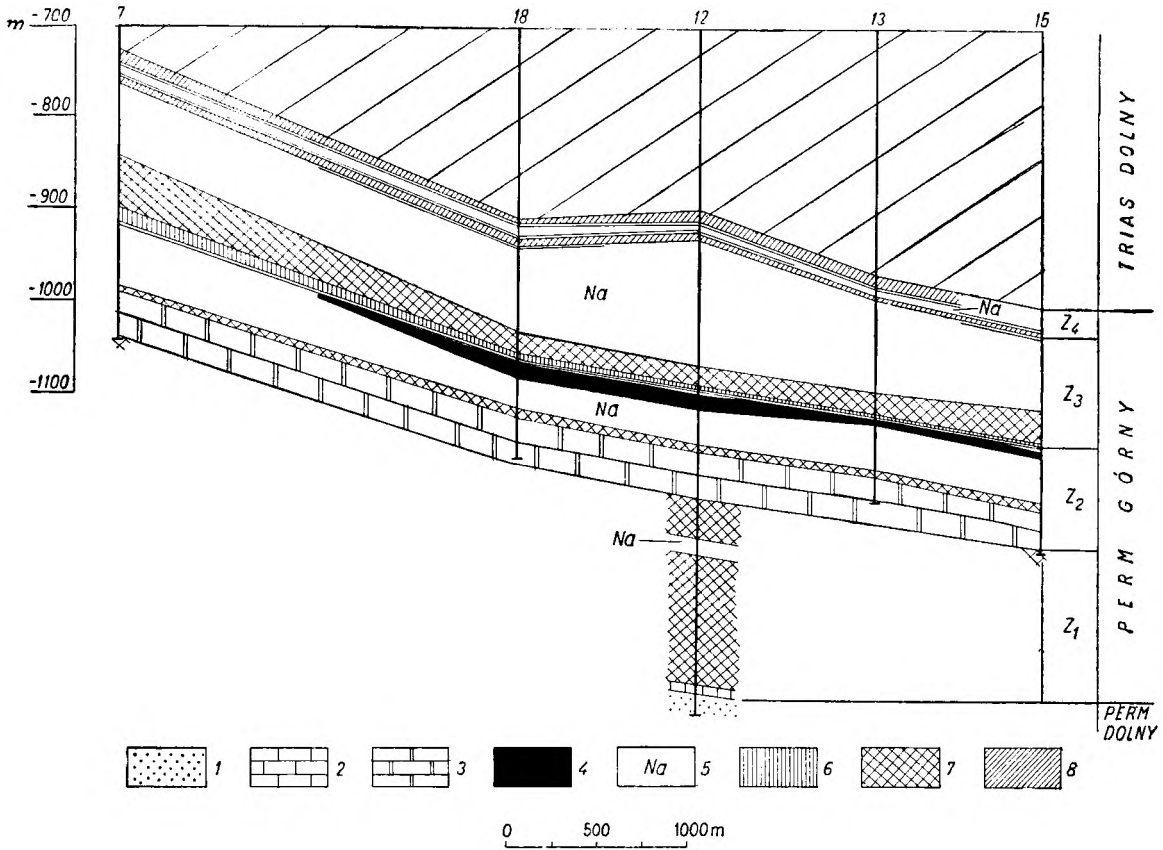


Fig. 28

Korelacja litologiczna utworów cechsztynu rejonu Nowej Sól

1 — skały osadowe czerwonego spągowca, 2 — wapień, 3 — dolomit, 4 — sól potasowo-magnezowa, 5 — sól kamienna, 6 — ił szary, 7 — anhydryt, 8 — ił czerwony

Lithologic correlation of Zechstein deposits in the region of Nowa Sól

1 — sedimentary rocks of the Rotliegendes, 2 — limestone, 3 — dolomite, 4 — potassium-magnesium salt, 5 — rock salt, 6 — grey clay, 7 — anhydrite, 8 — red clay

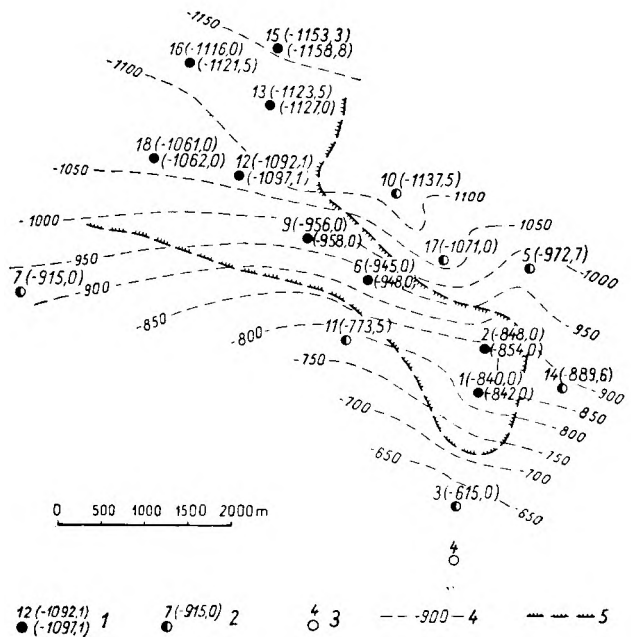
Fig. 29

Mapa powierzchni stropowej soli starszych cyklotemu Z<sub>1</sub> w rejonie Nowej Sól

1 — punkty, w których stwierdzono sól kamienną i sól potasową z rzędną stropu soli starszych i soli potasowo-magnezowych, 2 — punkty, w których nie stwierdzono soli potasowo-magnezowych z rzędną stropu soli starszych, 3 — punkty, w których nie stwierdzono soli w cyklotemie Stassfurt, 4 — izobaty stropu soli starszych (kamiennych) cyklotemu Stassfurt, 5 — wyinterpolowany kontur zasięgu występowania przewarstwień soli potasowo-magnezowych

Sketchmap of the top surface of the older salts of cyclothem Z<sub>1</sub> in the region of Nowa Sól

1 — points of the observed presence of rock salt and potassium salt with the ordinate of the top of older salts and that of potassium-magnesium salts, 2 — points where the presence of potassium-magnesium salts with the ordinate of the top of older salts has not been observed, 3 — points where the presence of salts in the Stassfurt cyclothem has not been observed, 4 — isobaths of the top of the older salts (rock salts) of the Stassfurt cyclothem, 5 — interpolated contour of the occurrence range of potassium-magnesium salt interbeddings



runków ich występowania i charakteru rop czy gazów.

Na podstawie istniejących już faktów z dużą dozą prawdopodobieństwa można stwierdzić, że geneza złóż cechsztyńskich była inna niż złóż w czerwonym spągowcu. Za skałę macierzystą dla złóż cechsztyńskich i równocześnie za ich kolektor należy uznać obecnie dolomit główny. Świadczą o tym:

a) ślady ropy i gazu spotykane na całym obszarze występowania dolomitu głównego,

b) brak przejawów ropno-gazowych w solach znajdujących się nad i pod dolomitem, które powinny wystąpić, gdy migracja szła z dołu,

c) stwierdzenie występowania solanek w dolomicie głównym i ich dość dobrych zdolności migracyjnych,

d) warunki sedymentacji i obecny charakter petrograficzny dowodzący istnienia licznych szczątków organicznych, mogących być materiałem wyjściowym dla powstania bituminów,

e) zmiany ciężarów właściwych rop w kierunku wznoszenia się warstw.

Bituminy stwierdzone w czerwonym spągowcu należałoby uznać raczej za bituminy migrujące z głębiej leżących serii paleozoicznych. Migracja ta mogła odbywać się przede wszystkim strefami dyslokacyjnymi, które w czerwonym spągowcu mają charakter dyslokacji cechsztyńskich, przeważnie kompresyjnych.

Przejawy bituminów rejestrowane w formie śladowej w pstrym piaskowcu mogą pochodzić zarówno z migracji z utworów cechsztyńskich i starszych, jak też z utworów pstrgo piaskowca. W okresie sedymentacji tego ostatniego mogły również istnieć warunki do powstania bituminów.

Nie jest także wykluczone, że na obszarze przedśudeckim, prócz bituminów pochodzenia organicznego, mogły tworzyć się także bituminy na drodze nieorganicznej. Wyjaśnienie tych zagadnień będzie wymagało jeszcze wielu badań zarówno terenowych, jak i laboratoryjnych. Z podanych wyżej uwag wynika jednak, że niezależnie od tego, jaką przyjmujemy teorię dla wytłumaczenia powstania bituminów, obszar przedśudecki rokuje uzasadnione nadzieje na odkrycie złóż nie tylko w cechsztynie, ale także w czerwonym spągowcu, pstrym piaskowcu i w podłożu paleozoicznym.

#### PROBLEM WYSTĘPOWANIA SOLI POTASOWO-MAGNEZOWYCH

Na północ od równoleżnikowej, waryscyjskiej grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, przebiegającej na ukos przez monoklinę przedśudecką, oraz w zachodniej części perykliny Żar, przy pełnym rozwoju serii ewaporatowej, we wszystkich czterech cyklotemach

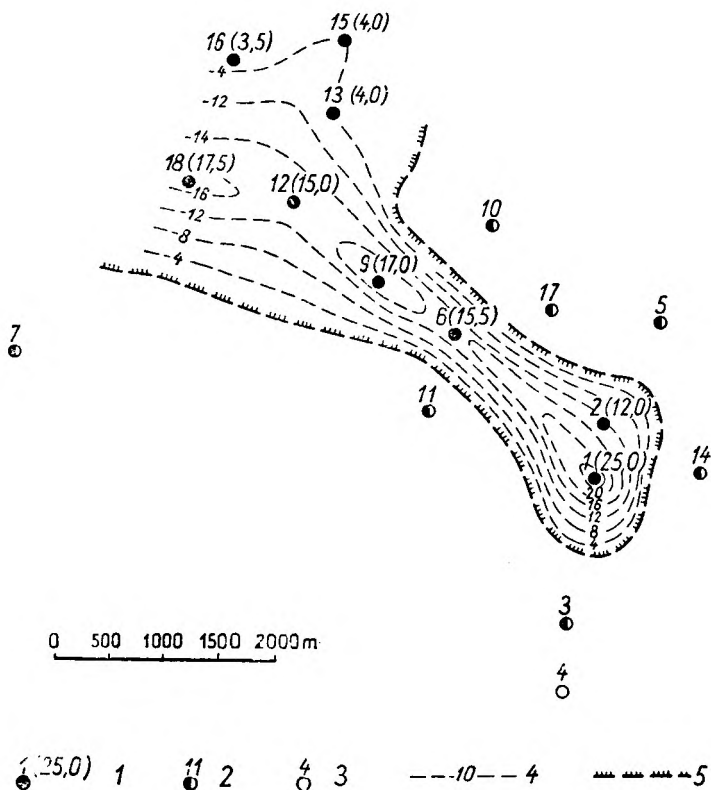


Fig. 30

Mapa miąższości serii solnej zawierającej sole potasowo-magnezowe w rejonie Nowej Sól

1 — punkty, w których stwierdzono występowanie soli potasowo-magnezowych i miąższość (liczba w nawiasie), 2 — punkty, w których stwierdzono występowanie soli starszych bez soli potasowo-magnezowych, 3 — punkty, w których nie stwierdzono soli w cyklotemie Stassfurt, 4 — izopachyty serii solnej zawierającej wkładki soli potasowo-magnezowych, 5 — wyinterpolowany kontur zasięgu występowania przewarstwień soli potasowo-magnezowych

Thickness chart of the salt series containing potassium-magnesium salts in the region of Nowa Sól

1 — points of the observed presence of potassium-magnesium salts and their thickness (number in brackets), 2 — points of the observed presence of the older salts without potassium-magnesium salts, 3 — points where the presence of salt in the Stassfurt cyclothem has not been observed, 4 — isopachs of the salt series containing intercalations of potassium-magnesium salt, 5 — interpolated contour of the occurrence range of potassium-magnesium salt interbeddings

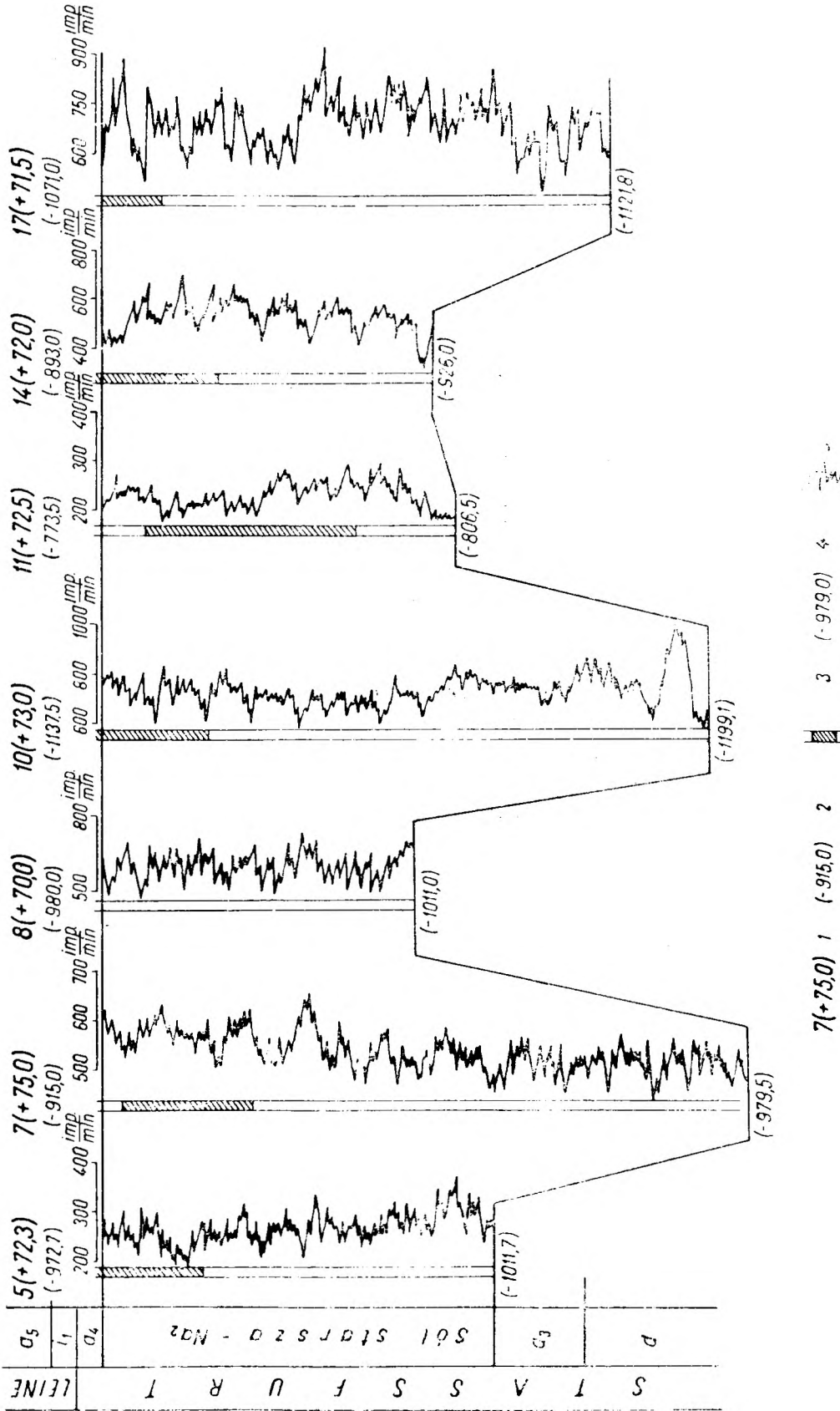
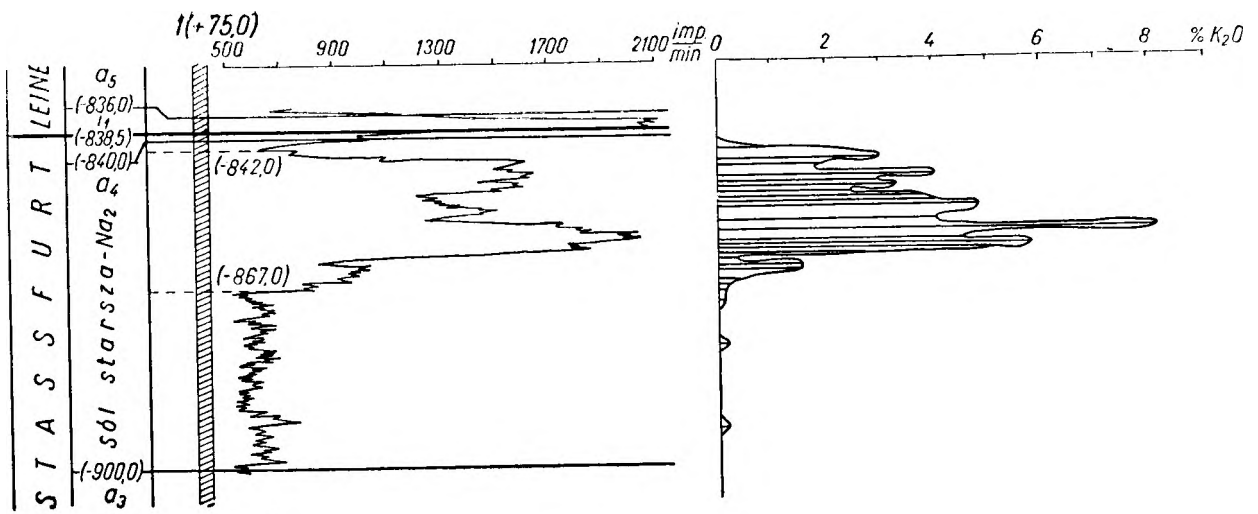


Fig. 31

Korelacja krzywych profilowania gamma z kompleksu soli kamiennych nie zawierających włądek soli potasowych w cyklotemie Stassfurt  
 1 — numer punktu i jego wysokość nad poziomem morza, 2 — głębokość bezwzględna siropu soli, 3 — odcinki razeniowane, 4 — głębokość bezwzględna spągu soli, 5 — wykres krzywych profilowania gamma w impulsach na minutę

Correlation of gamma profiling curves from the rock salt complex not containing potassium-salt intercalations in the Stassfurt cyclothem  
 1 — No of point and its height a.s.l., 2 — absolute depth of the top of the salt, 3 — cored parts, 4 — absolute depth of the bottom of the salt, 5 — curve diagram of gamma profiling in per-minute-impulses





1(+75,0) 1 (-838,5) 2  3 (-900,0) 4  5

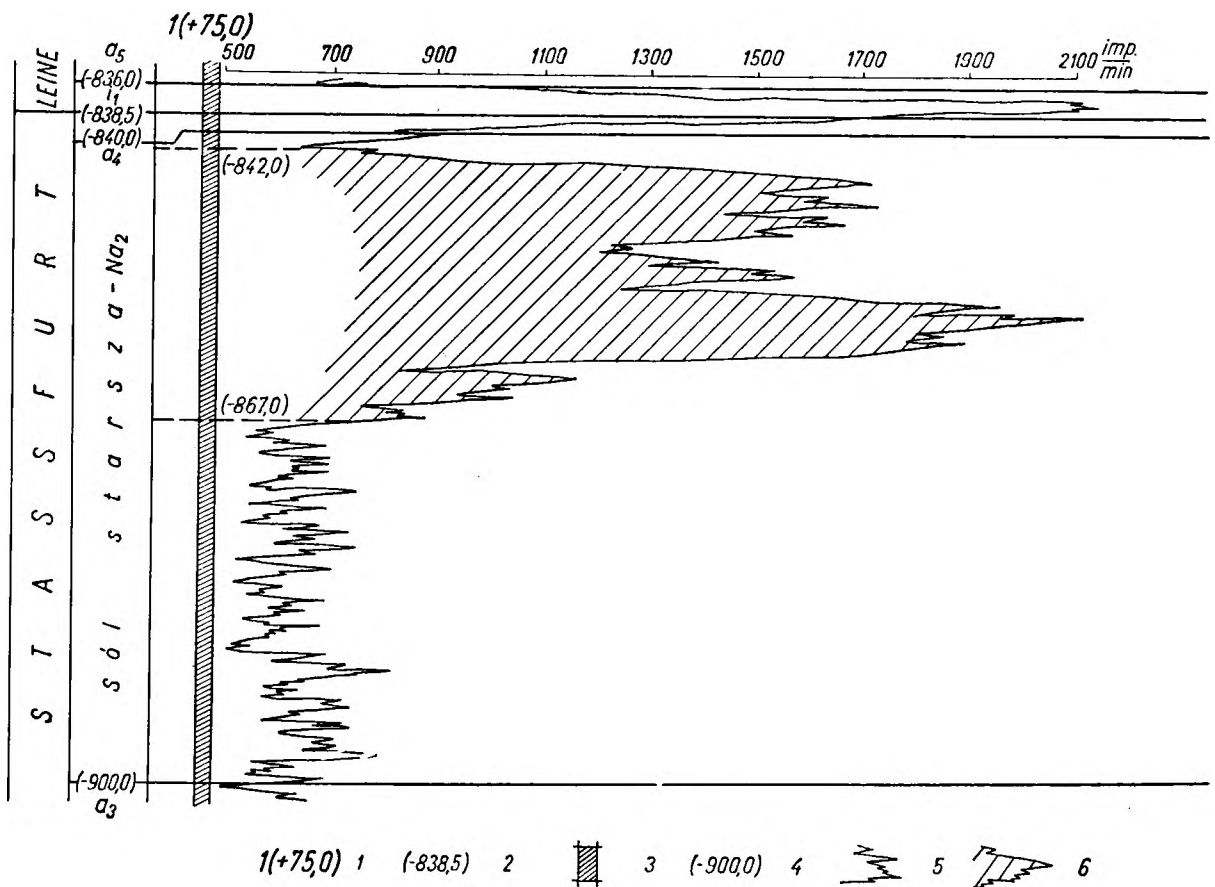
Fig. 32

Porównanie krzywej profilowania gamma z wynikami analiz mikroskopowych na zawartość potasu w solach cyklotemu Stassfurt. Analizy wykonał J. Padaszyński

1 — numer punktu i jego wysokość nad poziom morza, 2 — głębokość bezwzględna stropu soli, 3 — odcinki rdzeniowane, 4 — głębokość bezwzględna spągu soli, 5 — wykres krzywych profilowania gamma w impulsach na minutę

Comparison of the gamma profiling curve with the results of microscopic analyses for the content of potassium in salts of the Stassfurt cyclothem executed by J. Padaszyński

1 — No. of point and its height a.s.l., 2 — absolute depth of the top of the salt, 3 — cored parts, 4 — absolute depth of the bottom of the salt, 5 — curve diagram of gamma profiling in per-minute-impulses






1(+75,0) 1 (-838,5) 2  3 (-900,0) 4  5  6

Fig. 33

Krzywa profilowania gamma obrazująca występowanie przewarstwień soli potasowo-magnezowych wśród soli kamiennych cyklotemu Stassfurt z punktu nr 1

1 — numer punktu i jego wysokość nad poziom morza, 2 — głębokość bezwzględna stropu soli, 3 — odcinki rdzeniowane, 4 — głębokość bezwzględna spągu soli, 5 — wykres krzywych profilowania gamma w impulsach na minutę, 6 — odcinek występowania wkładek soli potasowo-magnezowych

Gamma profiling curve showing the occurrence of potassium-magnesium salt interbeddings in rock salt of the Stassfurt cyclothem from point No. 1

1 — No. of point and its height a.s.l., 2 — absolute depth of the top of the salt, 3 — cored parts, 4 — absolute depth of the bottom of the salt, 5 — curve diagram of gamma profiling in per-minute-impulses, 6 — occurrence of potassium-magnesium salt intercalations

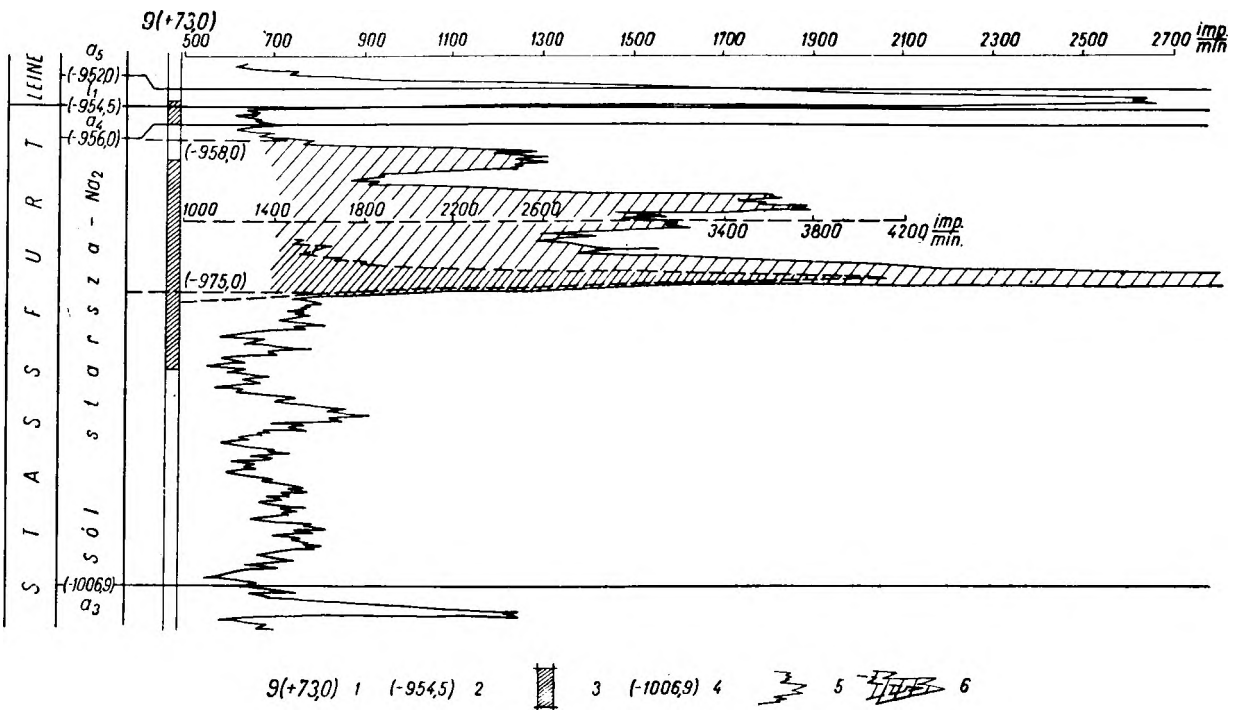


Fig. 34

Krzywa profilowania gamma obrazująca występowanie przewarstwień soli potasowo-magnezowych wśród soli kamiennych cyklotemu Stassfurt z punktu nr 9  
 Objaśnienia jak do fig. 33

Gamma profiling curve showing the occurrence of potassium-magnesium salt interbeddings in rock salt of the Stassfurt cyclothem from point No. 9  
 For explanations see fig. 33

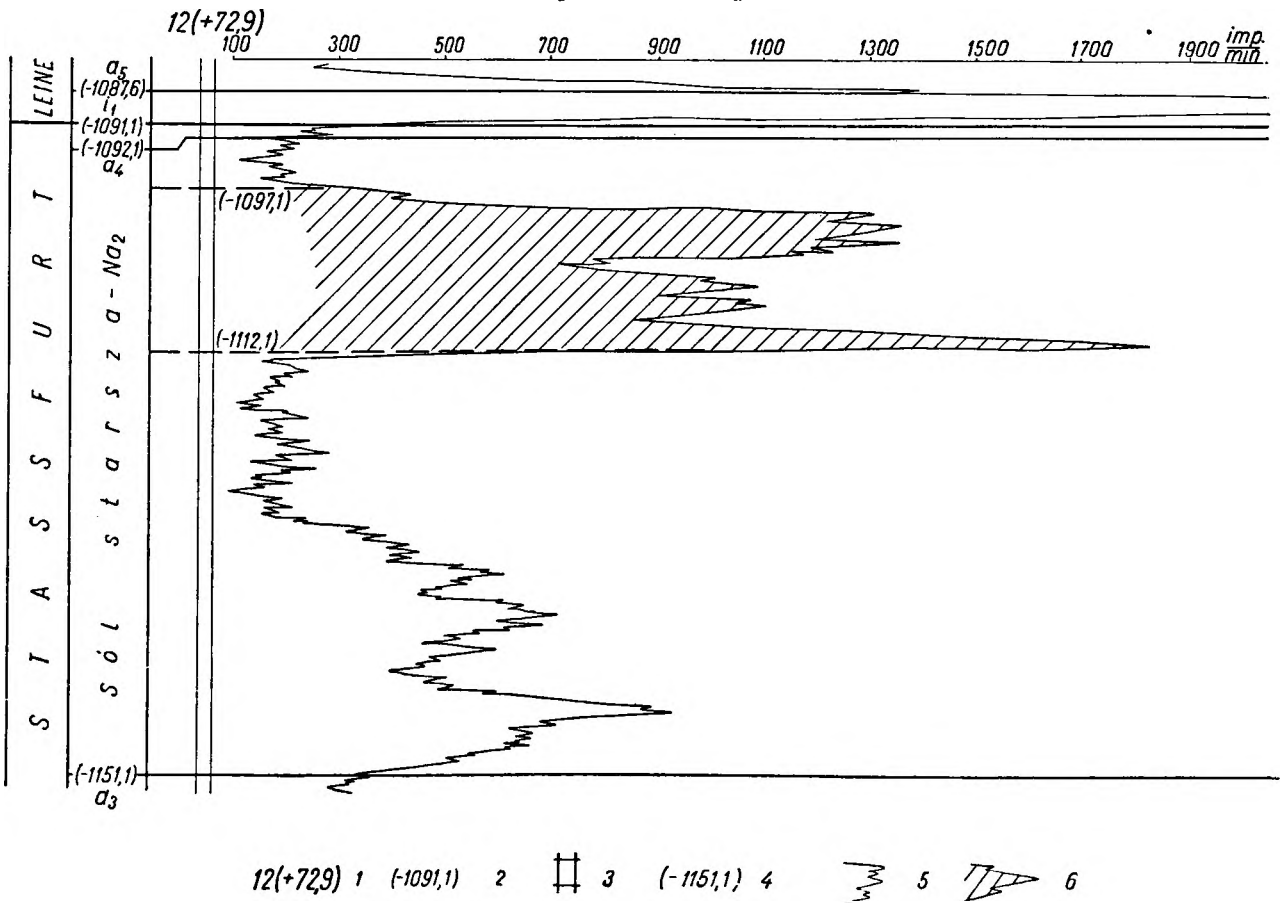


Fig. 35

Krzywa profilowania gamma obrazująca występowanie przewarstwień soli potasowo-magnezowych wśród soli kamiennych cyklotemu Stassfurt z punktu nr 12  
 Objaśnienia jak do fig. 33

Gamma profiling curve showing the occurrence of potassium-magnesium salt interbeddings in rock salt of the Stassfurt cyclothem from point No. 12  
 For explanations see fig. 33

cechsztyńskich występują pokłady soli kamiennej o różnych miąższościach: 0—229 m w Z<sub>1</sub>, 0—111 m w Z<sub>2</sub>, 0—222 w Z<sub>3</sub> i 0—36 w Z<sub>4</sub> (fig. 5 i 11—15). Jedynie sole kamienne cyklotemu Z<sub>1</sub> przekraczają północną krawędź grzędy. Granica ich zasięgu na monoklinie (fig. 11) biegnie przypuszczalnie od rejonu Wielunia na wschodzie poprzez okolice Trzebnicy, Sieroszowic i Kożuchowa, zaś na peryklinie Żar między Lubskiem i Żarami, wchodząc zatokowo w nieckę północnosudecką.

Występowanie soli potasowo-magnezowych stwierdzono dotychczas jedynie w zachodniej części monokliny oraz w przygranicznej strefie perykliny Żar. Są to przeważnie wkładki karneolitów, występujące w górnych partiach soli kamiennych cyklotemu Stassfurt.

Jedynie w rejonie Otyńa stwierdzono występowanie soli potasowo-magnezowych w solach kamiennych cyklotemu Leine.

Miąższości serii solnej zawierającej przewarstwienia soli potasowo-magnezowych w cyklotemie Z<sub>2</sub> wahają się od 0 do 25 m. Procentowy udział K<sub>2</sub>O w dotychczas rozpoznanych profilach (fig. 32) dochodzi do 8%.

Dla pozostałych profili zawierających wkładki soli potasowo-magnezowych analiz określających procentową zawartość potasu lub magnezu dotychczas brak. Ich istnienie dokumentowane jest jedynie pomiarami promieniowania gamma. Jak ilustruje figura 32, natężenie promieniowania jest proporcjonalne do procentowej zawartości K<sub>2</sub>O. Natężenie to w różnych otworach mierzone jest różnymi aparatami i przy różnych warunkach w impulsach na minutę. Daje to więc tylko możliwość jakościowego stwierdzenia anomalii (fig. 33—37), nie pozwalając na ilościowe określenie zawartości potasu.

Porównanie krzywych uzyskanych z pomiaru natężenia gamma w solach nie zawierających potasu (fig. 32) z krzywymi wykazującymi anomalny wzrost natężenia (fig. 33—37) pozwala na jednoznaczne stwierdzenie występowania wkładek soli potasowo-magnezowych i na wyznaczenie sumarycznej miąższości oraz głębokości serii zawierającej te wkładki.

W oparciu o taką analizę krzywych natężenia gamma, określono przestrzenne rozmieszczenie pokładu (fig. 12) a dla lepiej rozpozna-

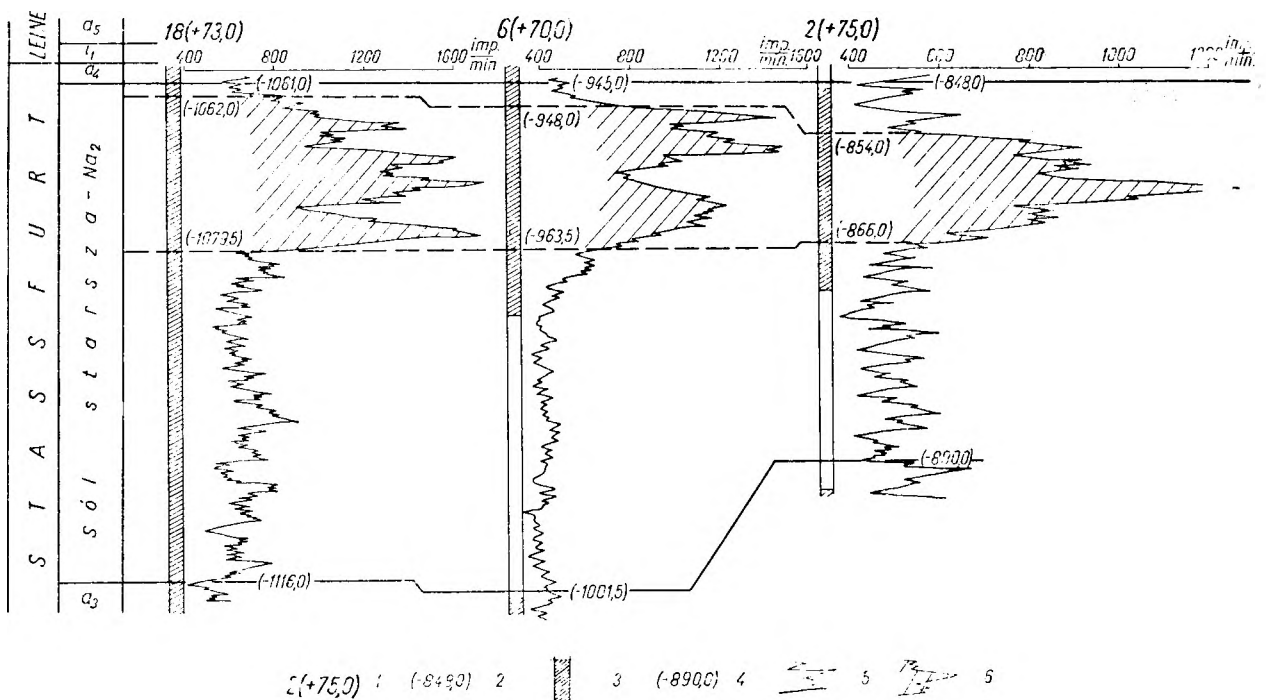


Fig. 36

Krzywe profilowania gamma obrazujące występowanie przewarstwień soli potasowo-magnezowych wśród soli kamiennych cyklotemu Stassfurt z punktów nr 18, 6 i 2

Objaśnienia jak do fig. 33

Gamma profiling curves showing the occurrence of potassium-magnesium salt interbeddings in rock salt of the Stassfurt cyclothem from points Nos. 18, 6, and 2

For explanations see fig. 33

nego obszaru na zachód od Nowej Soli wykreślono jego izobaty (fig. 29), izopachyty (fig. 30) i schematyczny przekrój (fig. 28). Z danych tych wynika, że pokład znajduje się na tym obszarze na dostępnych dla metod górniczych głębokościach. Zapada on bardzo łagodnie ku północy i ma maksymalne miąższości na obszarze rozpoznanych profilów 1, 2, 6, 9, 12 i 18. Od strony północno-wschodniej, wschodniej i południowo-zachodniej miąższości maleją do zera.

Ku zachodowi i północnemu zachodowi występowanie pokładu stwierdzone zostało w znacznej ilości wierceń, ale na głębokościach poniżej 1000 m, co przy obecnej metodzie eksploatacji i oceny ekonomicznej stawia go poza granicą bilansowości.

Za perspektywiczną bilansową strefę, przy obecnym stanie wiedzy, należy uznać wąski (około 2 km) pas rozciągający się z Żarkowa na zachodzie, po określony (fig. 29 i 30) rejon na zachód od Nowej Soli. W pasie tym, znajdującym się po północnej stronie regionalnej strefy dyslokacyjnej, przy południowej granicy

zasięgu pokładu soli potasowo-magnezowej, względna głębokość występowania pokładu soli powinna być mniejsza niż 1000 m. Z podobnymi głębokościami występowania pokładu można się także liczyć w wąskim pasie na peryklinie Zar (fig. 12). Długość perspektywicznej strefy na monoklinie wynosi około 40 km.

#### PERSPEKTYWY ODKRYCIA ŁUPKÓW MIEDZIONOŚNYCH WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Stwierdzenie wydźwigniętej antyklinalnej struktury na zachód od Ostrzeszowa (tabl. I) oraz bogatych w miedź łupków w dolnej części cechsztynu w skrzydłowych strefach wyniesienia (Ostrzeszów, Uciechów) stwarza możliwość nawiercenia tego pokładu w kulminacji struktury, na głębokościach dostępnych dla eksploatacji górniczej. Perspektywiczna pod tym względem może okazać się także brachy-antyklinalna forma stwierdzona pracami geolektrycznymi w rejonie Trzebnicy.

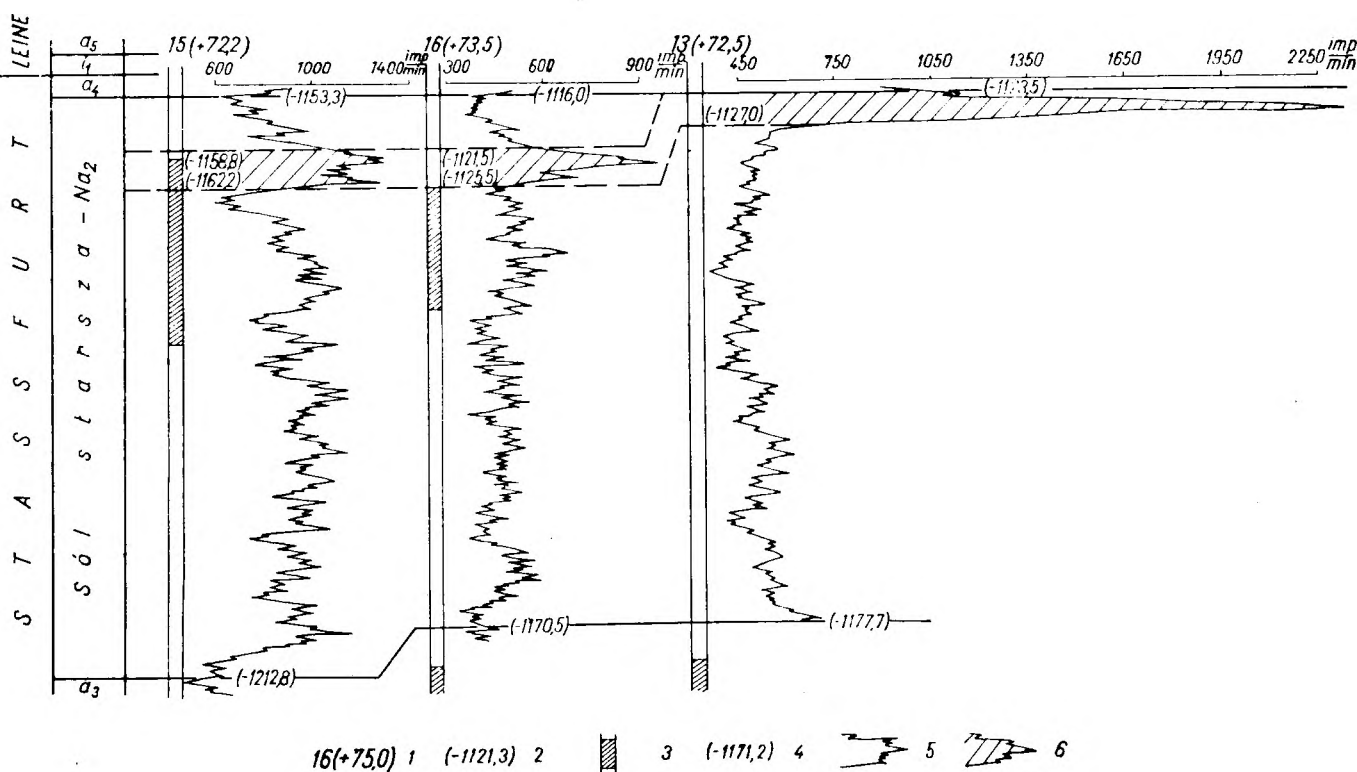


Fig. 37

Krzywe profilowania gamma obrazujące występowanie przewarstwień soli potasowo-magnezowych wśród soli kamiennych cyklotemu Stassfurt z punktów nr 15, 16 i 13

Objaśnienia jak do fig. 23

Gamma profiling curves showing the occurrence of potassium-magnesium salt interbeddings in rock salt of the Stassfurt cyclothem from points Nos. 15, 16 and 13

For explanations see fig. 33

## KIERUNKI DALSZYCH BADAŃ

Stwierdzenie pięterowej tektoniki w obszarze przedsudeckim oraz niezgodności elementów strukturalnych z przebiegiem laramijskiego bloku przedsudeckiego o kierunku NW—SE ma duże znaczenie dla problematyki poszukiwawczo-surowcowej i metodyki dalszych badań geofizyczno-geologicznych.

Udowodnione istnienie równoleżnikowej grzędy powaryscyjskiej, które w wyraźny sposób odbiło się na rozmieszczeniu facji i izopachyt poszczególnych serii skalnych permu i mezozoiku, wywarło swoje piętno także na układzie elementów tektonicznych laramijskiego piętra strukturalnego. Elementy te, niezależnie od przebiegu samego bloku przedsudeckiego, na linii Żarków — Rawicz — Ostrów układają się w równoleżnikowy ciąg struktur kopulastych (tabl. III—V), wykazujących według dotychczasowego rozpoznania najwięcej przejawów bitumiczności i najlepsze warunki występowania złóż bituminów w utworach cechsztynu i czerwonego spągowca.

Opracowanie racjonalnej metodyki poszukiwania gazu w czerwonym spągowcu, występującego tam najprawdopodobniej w wyniku pionowej migracji z niższych pięter strukturalnych, stwarza konieczność poznania źródeł zasilenia i dróg migracji.

Za źródła migracji można by uznać utwory karbonu i dewonu lub nawet syluru i ordowiku, a za strefy, którymi szła migracja — dyslokacje waryscyjskie i laramijskie oraz odsłonięte przez erozję powaryscyjską jądrowe i skrzydłowe wychodnie antyklin.

Prześledzenie rozmieszczenia wychodni warstw leżących pod czerwonym spągowcem oraz określenie ich układu strukturalnego i morfologii powinno być punktem wyjścia do określenia najbardziej perspektywicznych obszarów dla poszukiwań ropy i gazu w czerwonym spągowcu oraz w niższych piętrach paleozoicznych, znajdujących się na dostępnych dla stosowanej techniki wiertniczej głębokościach.

Kierunki profilów sejsmicznych, mających śledzić te elementy, powinny być prostopadłe do rozciągłości warstw, a więc południkowe dla piętra podpermskiego (waryscyjskiego) i różne w zależności od układu rozciągłości warstw dla piętra permsko-mezozoicznego — N—S w zachodniej i środkowej części monokliny, SW—NE we wschodniej części oraz NWW—SEE na peryklinie Żar i SW—NE w niecce północnosudeckiej.

Przyczynkiem do poznania budowy wglębnych elementów strukturalnych może być też prześledzenie charakteru skał eruptywnych występujących w środkowym czerwonym spą-

gowcu. Ścisła analiza petrograficzno-stratygraficzna tych skał, prześledzenie ich miąższości oraz rozmieszczenia okruchów tych skał w górnym poziomie skał osadowych może rzucić światło na przebieg stref o nasilonym wulkanizmie, które niewątpliwie wiążą się ze strefami słabszymi tektonicznie.

Dalszym zadaniem byłoby szczegółowe prześledzenie układu strukturalnego czerwonego spągowca oraz ocena prawidłowości mineralizacji i typu wód oraz charakteru bituminów i zależności między rozmieszczeniem bituminów a układem strukturalnym.

W świetle ostatnich wyników badań utwory czerwonego spągowca na obszarze przedsudeckim należy uznać za pierwszoplanowy obiekt poszukiwawczy, mogący dostarczyć w najbliższych latach odkryć olbrzymich złóż gazu ziemnego, a być może i ropy.

Za najbardziej perspektywiczny kolektor w utworach cechsztyńskich należy uznać dolomit główny w facji algowo-oolitowej, związanej z wyniesionym elementem waryscyjskim i jego północnym stokiem. Rozpoznanie współzależności planu strukturalnego dolomitu głównego byłoby głównym zadaniem dalszych badań sejsmicznych i wiertniczych.

Dotychczasowe badania sejsmiczne nie dały jeszcze możliwości bezpośredniego, ciągłego śledzenia dolomitu głównego. Odbicia uzyskuje się jedynie fragmentarycznie w niektórych, przeważnie bardziej północnych obszarach monokliny przedsudeckiej. Brak równoległości układu strukturalnego dolomitu z układem strukturalnym prześledzonego przewodniego horyzontu pstrego piaskowca uniemożliwia posługiwanie się mapami strukturalnymi pstrego piaskowca przy kierowaniu poszukiwaniami w cechsztynie.

Pałącym zadaniem dla naukowej analizy geologicznej jest więc wykrycie współzależności i prawidłowości powstawania form strukturalnych w dolomicie głównym, w zależności od form strukturalnych podłoża lub pstrego piaskowca. W obecnym etapie badań, z braku bezpośredniej metody określania układu strukturalnego dolomitu głównego, najbardziej racjonalne wydaje się równoczesne stosowanie badań wiertniczych i sejsmicznych odpowiednio koordynowanych przez geologa znającego dobrze szczegóły budowy geologicznej danego obszaru. Ważnym zadaniem na najbliższy okres badań powinno być także śledzenie porowatości wtórnej (szczelinowatości) dolomitu głównego, której nasilenie niewątpliwie związane jest z większym zaangażowaniem tektonicznym lub z głębokim krasem (Krasoń, Wójcik 1965).

Wiele światła na prawidłowość rozmieszczenia złóż w dolomicie głównym mogą rzucić tak-



że prowadzone przez Instytut Naftowy w Krakowie badania charakteru rop (m. in. uzależniony jest on także od dróg migracji i źródła zasilającego) oraz badania charakteru i rozmieszczenia wód wgłębnych.

Duży wpływ na efekty poszukiwawcze, szczególnie w tak trudnych kolektorach jak dolomit, ma reżim wiercenia i sposób opróbowania horyzontu. Te zagadnienia wymagają jeszcze szczegółowych analiz i studiów, w wyniku których możliwe będzie opracowanie najbardziej właściwej metodyki poszukiwań.

Niezależnie od poszukiwań bituminów w utworach permskich, północne obszary monokliny predysponowane są do występowania bituminów w utworach mezozoicznych. Świadczą o tym stwierdzone objawy bituminozności w utworach pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Dla tych utworów, w oparciu o istniejące i prowadzone badania sejsmiczne, możliwe jest skonstruowanie odpowiednich map strukturalnych, które powinny łącznie z analizą innych parametrów (charakterystyka kolektorów, wód i rop oraz warstw uszczelniających) umożliwić wybranie najbardziej perspektywicznych struktur do zlokalizowania na nich prac wiertniczych.

Dla prac tych należałoby też opracować najbardziej racjonalny sposób wiercenia, zabezpieczający przed niekorzystnym oddziaływaniem płuczki, oraz odpowiedni sposób opróbowania kolektorów. Należy dążyć do jak najpowszechniejszego stosowania próbników złożowych, umożliwiających badanie otworów w toku ich wiercenia oraz do skrócenia czasu oddziaływania płuczki wiertniczej na horyzonty przeznaczone do badań złożowych.

Konieczna jest wszechstronna kompleksowa analiza istniejących materiałów geofizycznych i geologicznych dla określenia dalszych szczegółów budowy strukturalnej oraz analiza parametrów złożowych i danych wiertniczych dla wypracowania najbardziej racjonalnej i ekonomicznej metodyki poszukiwań surowców bitumicznych.

Oparta na naukowych podstawach analiza budowy geologicznej obszaru przedSUDECKIEGO i bliska współpraca instytucji prowadzących prace badawcze umożliwiają rozwój wiedzy geologicznej o tym obszarze i przyspieszą odkrycie dalszych złóż ropy i gazu, soli kamiennych i potasowych, miedzi i węgla brunatnych, a być może także innych bardzo poszukiwanych surowców, co do istnienia których są już pewne przesłanki.

Biuro Dokumentacji  
i Projektów Geologicznych  
w Warszawie  
Instytut Geologiczny  
Warszawa, lipiec 1965 r.

#### L I T E R A T U R A

- ASSMANN P., 1925 — Die Tiefbohrung „Oppeln.“ Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 46.
- ASSMANN P., 1929 — Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 30.
- ATLAS geologiczny Polski, 1 : 3 000 000, 1959—1964 — Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Inst. Geol. Warszawa.
- BERGER F., 1933 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. Jbr. Schles. Ges. Vaterl. Kult. 105.
- BERGER F., 1937 — Beiträge zur saxonischen Entwicklungsgeschichte. Neues Jb. Miner. Beil.-Bd. 77.
- BIERNAT S., 1960 — Budowa geologiczna kredy opolskiej. Geological structure of the Cretaceous (Upper Silesia). Biul. Inst. Geol. 152.
- BOJKOWSKI K., 1961 — Problem fazy sudeckiej w Zagłębiu Górnośląskim. Problem of the Sudetic phase in the Upper Silesian Coal Basin. Prz. geol. 4.
- BROCKAMP B., 1941 — Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. Jb. Reichst. Bodenforsch. 61.
- BUKOWY S., 1964 — Analogie budowy geologicznej waryscydów antyklinorium śląsko-krakowskiego z Sudetami i Górami Świętokrzyskimi. Analogy in geological structure of Variscides of the Silesian-Moravian anticlinorium with Sudetes and Holy Cross Mts. Prz. geol. 11.
- CIMASZEWSKI L., 1964 — Uwagi o utworach trzeciorzędu Polski Zachodniej. Geofiz. i geol. naf. 6—7.
- CIUK E., 1957 — Złoże węgla brunatnych w Polsce i perspektywy ich poszukiwań. Brown coal deposits in Poland and their prospecting possibilities. Prz. geol. 5.
- CZARNOCKI J., 1951 — Zagadnienie cechsztynu w Polsce. Księga pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza. PIG Warszawa.
- DADLEZ R., 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Jura dolna. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems (Lower Jurassic). Z. 9, Inst. Geol. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Jura górna. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems (Upper Jurassic). Z. 9, Inst. Geol. 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 IG—1. *Prz. geol.* 6.
- DEPOWSKI S., KRÓLICKA J., 1964 — Ślady ropy naftowej i gazu ziemnego na Niziu Polskim oraz ich znaczenie dla poszukiwań naftowych. Oil and gas traces in the Polish Lowland Area and their importance for oil prospecting. *Kwart. geol.* t. 8, z. 1.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facialne. Jura środkowa. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems (Middle Jurassic). Z. 9, Inst. Geol. Warszawa.
- DŻWINEL J., 1963 — Budowa geologiczna północno-zachodniej części monokliny przedsudeckiej na podstawie badań geoelektrycznych. Geological structure of north-western part of Presudetic Monocline on the basis of geoelectrical investigations. *Nafta* 3—4.
- EISENTRAUT O., 1939 — Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. *Arch. Lagerst.-Forsch.* 71.
- GAJEWSKA I., 1961 — Nowe punkty facji salinarnej w triasie na terenie Polski. New points of the Triassic saline facies in Poland. *Prz. geol.* 12.
- GAJEWSKA I., 1964a — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Roethian, Muschelkalk and Keuper in the Western and Central Parts of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.* t. 8, nr 3.
- GAJEWSKA I., 1964b — Nowe dane o granicy ret — pstry piaskowiec w SW części monokliny przedsudeckiej. New data on the boundary of Roethian — Buntsandstein in the SW part of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.* 11.
- GORTYŃSKA S., 1961 — Wstępne wyniki wiercenia Sulechów. Preliminary results of drilling at Sulechów (Western Poland). *Prz. geol.* 6.
- GUNIA T., 1962 — Cechsztyń synkliny leszczyńskie. The Zechstein of Leszczyna Syncline. *Biul. Inst. Geol.* 173.
- JAMROZIK J., 1964 — Uwagi o genezie głównych elementów grawimetrycznych obszaru przedsudeckiego. *Geofiz. i geol. naft.* 1—2 (85—86).
- JASKOWIAK M., 1964 — Dotychczasowe dane o budowie obszaru przedsudeckiego. Existing data on the structure of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.* t. 8, z. 3.
- JUNG W., 1958 — Zur Reinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Berich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. *Geol. Jb.* 7, B. 24.
- KARASZEWSKI W., 1958 — Profil otworu Gorzów IG—1. *Arch. Inst. Geol. Warszawa.*
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmiocennych przedgórza Karpat Środkowych. Geological structure of Sub-Miocene sediments of the Middle Carpathian Foreland. *Kwart. geol.* t. 5, z. 2.
- KASPRZAK T., SOKOŁOWSKI J., 1964 — Zarys budowy obszaru przedsudeckiego. *Geofiz. i geol. naft.* 3—5.
- KŁAPCIŃSKI J., 1958 — Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. The Triassic northeast of the Fore-Sudetic Swell. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 28.
- KŁAPCIŃSKI J., 1959 — Granica między cechsztyńem a pstry piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. Separation of the Zechstein from the Bunter in the area of fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.* t. 3, z. 3.
- KŁAPCIŃSKI J., 1964a — Stratygrafia cechsztyńu okolic Lubina, Sierszowic i Wschowy (monoklina przedsudecka). Stratigraphy of the Zechstein in the areas of Lubin, Sierszowice and Wschowa (Fore-Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 34, z. 1, 2.
- KŁAPCIŃSKI J., 1964b — Paleogeografia cechsztyńu monokliny przedsudeckiej. Paleogeographical characteristics of the Zechstein of the Fore-Sudetic Monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 34, z. 4.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1957 — Geneza złóż miedzi niecki zewnętrznosudeckiej. The origin of the copper ore deposits in the external-Sudetic. *Rudy i met. nieżel.* 2.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1959 — Złoże rud miedzi w strefie przedsudeckiej (w świetle dotychczasowych prac geologicznych). The copper deposits in the forepart of Sudety-mountains. *Rudy i met. nieżel.* 1.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1960a — Uwagi na temat złóż rud miedzi niecki zewnętrznosudeckiej. Remarks on the copper ore deposits in the north-Sudetic basin. *Rudy i met. nieżel.* 1.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1960b — Budowa tektoniczna niecki grodzieckiej i złotoryjskiej. Tectonic structure of the Grodziec—Złotoryja basin. *Rudy i met. nieżel.* 6.
- KRASOŃ J., 1962 — Cykle sedymentacyjne w cechsztyńie dolnośląskim. Sedimentary cycles in the Zechstein of the Lower Silesia area. *Prz. geol.* 6.
- KRASOŃ J., 1964 — Podział stratygraficzny cechsztyńu północno-sudeckiego w świetle badań facjalnych. Stratigraphic division of North-Sudetic Zechstein in the light of facial investigations. *Geologia sudetica*, v. 1. Warszawa.
- KRASOŃ J., WÓJCIK J., 1965 — Głęboki kras synkliny bolesławieckiej w Sudetach. The deep karst of the Bolesławiec syncline in the Sudetes Mts. *Acta geol. pol.* v. 15, no 2.
- KSIAŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., 1952 — Zarys geologii Polski. Warszawa.
- LISIAKIEWICZ S., 1959 — W sprawie genezy złóż miedzi w niecce północnosudeckiej. Problem of origin of the copper deposits in the north sudetic basin. *Prz. geol.* 3.
- ŁASZCZ B., 1962 — Ślady ropy naftowej i gazu ziemnego w rejonie Lubin — Koźuchów — Wschowa. Traces of oil and natural gas in the Lubin — Koźuchów — Wschowa region. *Kwart. geol.* t. 6, z. 4.
- ŁYCZEWSKA J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski Północnej. Stratigraphy of the Paleogene and Neogene of Northern Poland. *Kwart. geol.* 1.
- ŁYCZEWSKA J., 1959 — Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich. Tertiary deposits of Central and Eastern Kujawy. *Biul. Inst. Geol.* 130.
- MAZUR J., 1964 — Budowa geologiczna obszaru między Tomislawiem i Parową na Dolnym Śląsku. Geological structure of the area between Tomislaw and Parowa (Lower Silesia). *Kwart. geol.* t. 9, z. 1.
- MILEWICZ J., 1958 — Wapienie cechsztyńskie w powiecie lwóweckim. Zechstein limestones of Lwówek district (Sudeten). *Prz. geol.* 8/9.

- MILEWICZ J., 1962 — Pierwsza wiadomość o karbonie w niecce północnosudeckiej. First report on the Carboniferous in the North-Sudetic Trough. *Prz. geol.* 6.
- MILEWICZ J., 1964 — Uwagi o geologii okolicy między Zgorzelcem a Lubaniem. Remarks on geology of the area between Zgorzelec and Luban. *Prz. geol.* 7/8.
- MILEWICZ J., 1965 — Perspektywy poszukiwań karbonu w depresji północnosudeckiej. Perspectives in search for Carboniferous deposits in the North-Sudetic Depression. *Prz. geol.* 3.
- MILEWICZ J., GÓRECKA T., 1965 — Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Preliminary Remarks on the Carboniferous in the North-Sudetic Depression. *Kwart. geol. t. 9, z. 1.*
- OBERC J., 1957a — Region Gór Bardzkich. Warszawa.
- OBERC J., 1957b — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. *Acta geol. pol. t. 7, z. 1.*
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Geological Subdivision of the Sudeten. *Pr. Inst. Geol. t. 30, cz. 2.*
- OBERC J., 1962 — Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. The Wrocław Monocline and its relation to the adjacent units. *Prz. geol.* 11.
- OBUCHOWICZ Z., 1962 — Odkrycie złoża ropy na monoklinie przedSUDECKIEJ i dalsze perspektywy poszukiwań. The discovery of an oil deposit within the Fore-Sudeten Monocline and the perspectives of the future prospectings. *Prz. geol.* 1.
- OBUCHOWICZ Z., OLEWICZ Z., TOKARSKI A., WADOWIARZ 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* 4.
- OLEWICZ Z., 1959 — Baseny sedymentacyjne i strukturalne ziem polskich. Kraków — Katowice.
- OSIKA R., 1961 — Sprawa poszukiwania złóż rud żelaza na bloku przedSUDECKIM w świetle nowych danych geologicznych. Problem of iron-ore deposits prospecting on the Fore-Sudetic Block, in the light of new geological data. *Prz. geol.* 3.
- PIĄTKOWSKI J., 1955 — Stosunki facjalne w cechszynie niecki północnosudeckiej. Facial relation in the Zechstein on the north-Sudetic Basin. *Arch. Kat. Geol. Stratygr. Uniw. Wrocław. Wrocław — Gdańsk.*
- PIWOCKI M., 1964 — Występowanie górnej kredy koło Rawicza. Occurrence of Upper Cretaceous near Rawicz (N of Wrocław). *Prz. geol.* 5.
- PIWOCKI M., 1965 — Utwory trzeciorzędowe w okolicach Nysy. Tertiary deposits in the vicinities of Nysa. *Kwart. geol. t. 9, z. 1.*
- POBORSKI J., 1960 — Cechsztyńskie zagłębie solne Europy środkowej na ziemiach polskich. Central-European Salt Basin in Poland. *Prace Inst. Geol. t. 30.*
- POBORSKI J., 1964 — Stosunki facjalne w zagłębiu cechsztyńskim w Polsce. Facial relations in the Zechstein Basin of Poland. *Kwart. geol. t. 8, z. 1.*
- POBORSKI J., 1965 — Perspektywy poszukiwań i eksploatacji soli potasowych w Polsce. Perspectives of search for potassium salts and possibilities of exploitation in Poland. *Prz. geol.* 5.
- PODEMSKI M., 1962 — Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. *Kwart. geol. t. 6, z. 4.*
- PODEMSKI M., 1963 — Zagadnienie sedymentacji cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. *Kwart. geol. t. 7, z. 3.*
- PODEMSKI M., 1965 — Rozwój sedymentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Development of sedimentation of the Zechstein deposits in the region Lubin Legnicki — Sieroszowice. *Kwart. geol. t. 9, z. 1.*
- POŁTOWICZ S., 1961 — Glacitektonika Wzgórz Ost-rzeszowskich. Glacitectonique des Monts d'Ost-rzeszów. *Rocz. Pol. Tow. Geol. t. 31, z. 2—4.*
- POŻARYSKI W., 1962 — Pierwszy etap badań geologicznych Niżu Polskiego. First stage of geological investigations in the Polish Lowland area. *Prz. geol.* 11.
- POŻARYSKI W., 1963 — Jednostki geologiczne Polski. Geological units of Poland. *Prz. geol.* 3.
- POŻARYSKI W., 1964a — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Outline of Palaeozoic and Mesozoic tectonics of Polish Lowland. *Kwart. geol. t. 8, z. 1.*
- POŻARYSKI W., 1964b — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Kreda. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Cretaceous. *Inst. Geol. Warszawa.*
- RICHTER-BERNBURG G., 1951 — Zwei Beiträge zur Fazies. Tektonik und Kupferführung des Zechsteins I. Waldeck, II. Nordsudeten. *Geol. Jb. 65.*
- RICHTER-BERNBURG G., 1955a — Über saline Sedimentation. *Z. Deutsch. Geol. Ges. 105.*
- RICHTER-BERNBURG G., 1955b — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. *Z. Deutsch. Geol. Ges. 105.*
- ROTH H., 1955 — Ausbildung und Lagerungsformen des Kaliflöztes „Hessen“ im Fuldagebiet. *Z. Deutsch. Geol. Ges. 105.*
- RÖMER F., 1883 — Über ein Vorkommen von Glimmerschiefer bei Gross-Peterwitz unweit Breslau. *Jber. Schles. Ges. Vaterl.*
- RÖMER F., 1887 — Ergebnisse eines Tiefbohrloches bei „Kraika“ Bez. Breslau. *Jber. Schles. Ges. Vaterl.*
- RÖMER F., 1829 — Über Tiefbohrungen u. Erwerbungen des Minerals. *Inst. Univ. Breslau (Tiefbohrung „Herrenproetsch“). Jber. Schles. Ges. Vaterl.*
- RUTKOWSKI J., 1965 — Senon okolicy Miechowa. Senonian in the area of Miechów. *Southern Poland. Rocz. Pol. Tow. Geol. t. 35, z. 1.*
- SCUPIN H., 1931 — Die Nordsudetische Dyas. Eine stratigraphisch-paläogeographische Untersuchung. *Fortschr. Geol. Paläont. 27.*
- SIEDLECKI S., 1950 — Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. Problems of stratigraphy of marine Triassic in the Cracow area. *Rocz. Pol. Tow. Geol. t. 28.*
- SOKOŁOWSKI J., 1964a — Aktualny stan rozpoznania geologicznego synklinorium mogileńskiego i kierunki dalszych badań. *Geof. i geol. naft. 1—2 (85—86).*
- SOKOŁOWSKI J., 1964b — Geneza i historia rozwoju wysadowo-antyklinajnej struktury Mogilna. *Geof. i geol. naft. 8—9 (90—91).*
- SOKOŁOWSKI J., SOKOŁOWSKA J., 1965 — Perspektywy odkrycia złóż gazu w utworach czerwonego spągowca w Polsce. *Geol. i geof. naft. 10—12.*
- SOKOŁOWSKI J., 1966a — O możliwości odkrycia i dokumentowania złóż soli potasowo-magnezowych metodami geofizycznymi. *Geol. i geof. naft. 1—2.*
- SOKOŁOWSKI J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedSUDECKIEGO. *Prz. geol. 5—6.*

- SOKOŁOWSKI J., 1966c — Znaczenie odkrytej depresji oleśnicko-kepnowskiej dla prac poszukiwawczych we wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Prz. geol.* 1.
- SOKOŁOWSKI J., 1966d — Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-lódzkiego. *Prace Inst. Geol.* 50.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J., 1959 — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. Program of a tectonic map of Poland, as part of an European tectonic map. *Kwart. geol. t. 3, z. 1.*
- STEMULAK J., 1963 — Wpływ facji głównego dolo-mitu cechsztyńskiego na jego roponość. Influence of the Zechstein main dolomitic facies upon its oil-contents. *Prz. geol.* 4.
- STEMULAK J., 1964 — Obecny stan i kierunki prac poszukiwawczych w polskim przemyśle naftowym. *Geof. i geol. naft.* 1—2 (85—86).
- SZYPERKO-SLIWCZYŃSKA A., 1960 — O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. On stratigraphy and development of the Keuper in Poland. *Kwart. geol. t. 4, z. 3.*
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski. t. 3. Sudety. *Kraków.*
- TIETZE O., 1911 — Über einen neuen Fundpunkt von Buntsandstein bei Breslau. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 32, v. 2.
- TIETZE O., 1915 — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslau Gegend. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 35, v. 1.
- TOKARSKI A., 1958 — Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno 1. *Mogilno 1 — Exploratory drilling problem.* *Nafta* 1.
- TOKARSKI A., 1959 — Chojnicki profil cechsztynu. The profile of Zechstein at Chojnice. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 29, z. 2.
- TOKARSKI A., 1961a — Postęp w polskiej geologii poszukiwawczej. *Zesz. nauk. AGH* 52.
- TOKARSKI A., 1961b — O piaskowcu pstrym w północnej aureoli Bramy Morawskiej. *Sprawozdanie z posiedz. Kom. Geol. PAN.* *Kraków.*
- TOKARSKI A., 1962a — O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. *Opracowanie w archiwum BDiPG.* *Warszawa.*
- TOKARSKI A., 1962b — O rozmieszczeniu typów tektoniki polskiego cechsztynu salinarnego. *Pr. Inst. Geol.* t. 30.
- TOKARSKI A., 1965 — O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. The stratigraphy of the Salinary Rhoet of the fore-Sudetic monocline. *Acta geol. pol.* v. 15, nr 2.
- TOMASZEWSKI J., 1962a — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i met. niez.* 12.
- TOMASZEWSKI J., 1962b — Utwory solne cechszty-nu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Zechstein salt deposits of Fore-Sudetic Monocline in the Lubin — Sieroszowice region. *Prz. geol.* 12.
- WATYCHA L., 1951 — Geologia niecki grodzieckiej na Dolnym Śląsku. *Pr. Państw. Inst. Geol.* t. 7.
- WYŻYKOWSKI J., JÓRCZAK J., 1957 — Dolnocech-sztyńskie łupki miedzionośne. Lower Zechstein cupriferous shales. *Prz. geol.* 5.
- WYŻYKOWSKI J., 1958 — Poszukiwania miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Research of copper ores in the foresudetic zone. *Prz. geol.* 1.
- WYŻYKOWSKI J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi. Remarks on the geological structure of north-western part of Fore-Sudetic Block and its environment. *Prz. geol.* 4.
- WYŻYKOWSKI J., 1964 — Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegendes formations in the Sudetic foreland. *Prz. geol.* 7/8.
- ZIMMERMANN E., 1901 — Über eine Tiefbohrung bei Gross-Zölling. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*
- ZIMMERMANN E., KÜHN B., 1919 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preuss., Lief. 202. *BI. Goldberg.* *Preuss. Geol. Landesanst.*
- ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wielunem. Rhaetic and Lias between Cracow and Wieluń. *Pr. Inst. Geol.* t. 14.
- ZNOSKO J., 1962a — Problemy tektoniczne obszaru pozakarpacckiej Polski. *Pr. Inst. Geol.* t. 30, cz. 4.
- ZNOSKO J., 1962b — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacckiej Polski. Present state of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians. *Kwart. geol.* t. 6, z. 3.
- ZWIERZYCKI J., 1947 — Zagadnienie soli potasowych w Polsce. The problem of potassium salts in Poland. *Prz. gór.* 3.
- ZWIERZYCKI J., 1951 — Sole potasowe na północ od Wrocławia. The potassium salts on the north of Wrocław. *Księga pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza.* *PIG Warszawa.*
- ŻELICHOWSKI A. M., 1962 — Profil kulmu z okolic Głubczyc (Sudety Wschodnie). Profiles of Culm from the vicinities of Głubczyce (East Sudeten). *Prz. geol.* 4—5.
- ŻELICHOWSKI A. M. 1964a — Wstępne opracowanie profilu karbonu z Ostrzeszowa. Preliminary profile of the Carboniferous at Ostrzeszów. *Kwart. geol.* t. 8, z. 1.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1964b — Problemy litologii i sedymentacji dolnego karbonu w Polsce. Lithological and sedimentary problems of the Carboniferous in Poland. *Kwart. geol.* t. 8, z. 3.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1964c — Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. The Carboniferous formations in the basement of the Fore-Sudetic monocline. *Prz. geol.* 5.

Julian SOKOŁOWSKI

## GEOLOGY AND STRUCTURE OF THE SUDETIC FORELAND

### INTRODUCTION

The research work, carried out within the last 9 years on the basis of geophysical and borehole investigations in the area here under consideration, has resulted in the discovery of oil and gas fields, rich copper and brown coal deposits, also those of rock salt and potassium salt as well as of several other most valuable natural resources.

An analysis of the copious geophysical and geological materials accompanied by a study of a number of publications (mentioned in the reference list) have enabled the writer to make attempts to prepare the first synthetic structural description of the tectonics of this area, moreover to correlate the discovered Variscan elements with later facial distribution and the trend of Laramide structures.

Within the Sudetic foreland, characterized by very specific structural features, elements of the pre-Cambrian substratum, the Caledonides, the Variscides, the Permo-Mesozoic and

Cenozoic mantles have been differentiated as individual structural stages.

The northern forefield of the Sudetes has been included into the region here considered. From the south it is delimited by the morphological ridge indicated by the Izerskie and Kaczawskie Highlands, the Sowie Mts., the Bardzkie Mts., the Góry Złote Mts. (fig. 1), from the west, the north and the north-east by the sub-Tertiary outcrops of the bottom of Cretaceous rocks. The following regional sub-divisions — known from the literature — have been distinguished in the Sudetic foreland in accordance with the earlier classification by T. Kasprzak & J. Sokołowski (1964) and M. Jaskowiak (1964): the North-Sudetic syncline so far referred by a number of authors to the Sudetes (Teisseyere 1957, Oberc 1960, Krasoń 1962, 1965 and others), the fore-Sudetic block, the pericline of Żary (distinguished by J. Wyżykowski in 1961) and the fore-Sudetic monocline differentiated and named by Tokarski 1958).

### DISHARMONY OF THE LARAMIDE ELEMENTS IN RELATION TO THE OLDER UNITS AS THE CARDINAL FEATURE OF THE GEOLOGY OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

The most striking character of the fore-Sudetic monocline is the discordance of its older elements discovered under Permian rocks (tables IV—V) with the direction of the Laramide NW—SE fore-Sudetic block on which the monocline rests and from which it plunges NE (tables I, III).

Under the present status of geophysical and

borehole research, from the point of view of the discordance we may readily discern a continuous train of dome-like forms indicated on the top surface of the Zechstein (table III) between Ostrzeszów and Ostrów Wielkopolski in the east and Gubin in the west. This equatorial train-of structures displays similar depth, a steep curving northern and a gentle southern

border. At the boundary between the central and eastern part of the monocline, in the vicinity of Wrocław it lies at a distance of 70 km. from the sub-Tertiary outcrops of the crystalline rocks of the fore-Sudetic block while in the west it comes closer to the block and even stretches beyond it so that in the vicinity of Żarków it enters the pericline of Żary.

The isopachs and facies of the particular stages of the Permian and the Trias (figs. 7, 9—19) — in the western and central parts of the monocline also the sub-Tertiary outcrops of Rhaetic and Liassic rocks — are arranged parallel to the equatorial train of structures and obliquely to the trend of the fore-Sudetic block.

#### THE SIGNIFICANCE OF THE RIDGE OF ŻARKÓW — RAWICZ — OSTRZESZÓW IN THE RECONSTRUCTION OF THE VARISCAN OR OLDER TECTONICS

With reference to the previously observed equatorial facial zones (Tokarski 1958, 1961, 1962; Kłapciński 1958; Krasoń 1962, 1964, and others) the writer's attention was more directly focussed on these structural elements as a possible means for the reconstruction of the main structural trend of the sub-Permian substratum.

Maps of the top and bottom sides (tables IV, V) of the Rotliegendes were obtained by successively adding to the isobaths of the top Zechstein (table III) — determined on seismic profiles and borehole material — the isopachs of the Zechstein (fig. 10) and the Rotliegendes (fig. 7). Besides bringing out the equatorial forms these maps also reveal larger transversal depressions. This indicates the influence of the post-Variscan erosion and later compensation of the just mentioned forms by the deposition of clastic Rotliegendes deposits.

Carboniferous rocks with dips ranging from 30—70° were reached in boreholes below Rotliegendes rocks dipping at an angle from 5 to 15 degrees.

A 300 m. thick Tournaisian series was found (Żelichowski 1964c) at Wichów, SW of Nowa Sól, near to the crystalline exposures of the fore-Sudetic block while Tournaisian rocks with equally steep dips were found in boreholes lying farther north and east (Rawicz, Uciechów, Odolanów, Sulmierzyce). Flat lying Namurian rocks (5—10°) (Żelichowski 1964a, b, c) were found at Ostrzeszów above the steeply dipping Tournaisian rocks. Moreover, steeply dipping Lower Carboniferous rocks were observed in borehole Bielawy, NE of Nowa Sól and in borehole Brzozów 1, on the pericline of Żary near the western state boundary of Poland. Lower Carboniferous rocks are, moreover, known in the eastern part of the monocline from boreholes Leśna and Opole described by P. Assman (1925, 1929). Moreover, the Lower Carboniferous rocks have been distinguished in surface outcrops within the Sudetes

proper (Teisseyre 1957; Oberc 1960 and others) also in their eastern forefield, in the vicinity of Głubczyce (Żelichowski 1962a, b). From there, farther northwards, they first plunge below the Opole Cretaceous, and still farther below the Permian and Triassic rocks of the fore-Sudetic monocline.

The wide distribution of the Lower Carboniferous rocks found below the Permian of the fore-Sudetic monocline, as well as their steep dips, reasonably suggest that the northward monoclinical lowering cannot be the only factor responsible for their formation. If this were so, their thickness must have exceeded well over 10 km., as it is they probably represent a number of fold elements. These folded and subsequently eroded elements undoubtedly formed a number of morphological crests which played a decisive role in the distribution of the Permian, partly also of the Triassic deposits.

Granite intrusions, which at the close of the diastrophic cycle were the source-areas of material for the then numerous volcanoes, had to make their way across the cores of the most strongly eroded anticlinal zones in the Hercynian phase of volcanism.

To this type of intrusions could now be assigned the granite rocks found below the Zechstein in the vicinity of Żarków, in the westward prolongation of the Variscan ridge, also the granodiorites of Gościeszowice, Nowiny as well as the granites of Strzegom which may be regarded as formed in the anticlinal structures. Not only the evidence provided by the monocline area, but also the equatorial trend of the granite intrusion of Strzegom and the pre-Cambrian rocks (gneisses) adjacent to the intrusion (Oberc 1960) lend probability to the above concept.

While the granite intrusion of Strzegom is currently held as old-Variscan in age, the intrusion from the Żarków region in the pericline of Żary is more probably young-Variscan in age.

The occurrence, in the closed vicinity of the intrusion, of Rotliegendes magmatic rocks indicates the young-Hercynian age of the granite.

The occurrence of a synclinal Variscan depression — possibly even of several elements of this kind — between the ridge of Żarków — Rawicz — Ostrzeszów (most likely one of the positive fold elements) and the crystalline outcrops of the fore-Sudetic block seems very probable. The hypothetical arrangement pattern of these Variscan elements is illustrated by the cross-sections through the monocline (tables VII—IX).

The occurrence of a negative gravimetric anomaly between Głogów and Oleśnica which coincides with trend of the supposed Variscan syncline, also the interpolated increase in the thickness of Rotliegendes deposits (figs. 7—9), seem very striking in the light of the above speculations of the existence of Variscan anticlinal and synclinal elements.

Isopachs of the Rotliegendes, south of the above discussed ridge indicate a parallel belt increasing and then decreasing in thicknesses as if they were filling the equatorial post-Hercynian depression, being reduced in the direction of the next elevation between Trzebnica and Wrocław. If the ridge corresponds to the Hercynian anticline then the above mentioned depression filled by Rhaetic deposits in the vicinity of Oleśnica (table I), also the increased thickness of the Rotliegendes deposits (fig. 7) might have been caused by the presence of a syncline of the same age.

South of Ostrzeszów, between Syców and Oleśnica, this syncline may be filled with Namurian deposits observed in borehole Ostrzeszów 1, possibly even with still younger deposits of the Carboniferous. Neither should the existence of an intermountain basin, with productive continental Carboniferous, be quite excluded.

It is interesting to note that the isopachs, for both the synclinal and the anticlinal forms (fig. 7) run obliquely to the fore-Sudetic block suggesting that the north-west direction of the block is due to later events.

Cambrian, Silurian or Ordovician rocks occur under Upper Devonian rocks in the Sudetes, in the Bardo structure, in the Swiebodzice depression and under the Middle Devonian deposits at Łużyce. Rocks of that age have also been encountered in the fore-Sudetic block. They have been separated into a structural stage though the directions of the fold elements in these rocks (Oberc 1960) are equatorial, similarly as those of the Variscan elements determined by the writer.

An old-crystalline pre-Cambrian foundation has — after J. Oberc (1960) — been differentiated below the Caledonian structural stage. Besides the intrusion of Brno, the dome of Desna (Pradziad), the dome of Kopernik, the metamorphic massif of Snieżnik/Kamieniec, the metamorphic massif of the Bystrzyckie and Orlickie Mts., also that of the Karkonosze Mts. and the Izera block — all encountered in the Sudetes — the following units in the Sudetic foreland have been included into the above foundation:

a) metamorphic massif of the Sowie Góry block in the areas of Dzierżoniów, built of augen- and hornblende gneisses, oligoclase-biotite paragneisses, cataclasites, mylonites etc., according to J. Oberc (1960) formed in the Archaic and uplifted in the Proterozoic with foldings directed N—S and NNW—SSE;

b) mica schists with garnets, quartzites, amphibolites and gneisses observed NW from the Sowie Góry block, within the marginal area of the Variscan intrusion of Strzegom; H. Teisseyre & K. Smulikowski (1957) look on them as on transformed old-Palaeozoic rocks, while J. Oberc regards them as a fragment of the old-crystalline foundation;

c) the granite-gneisses of Wądróż Wielkie exposed N of the Strzegom granite;

d) a gravimetrically interpreted element with a supposed length of 50 km. and width of 10 km., stretching from Kały Wrocławskie in the NE across Środa Śląska to Pleszew in the NW. In the vicinity of Prochowice it is cut by a granodiorite intrusion, probably early Hercynian or Caledonian in age (Osika 1961), discovered in the Nowiny borehole and according to the available data lying at the crossing of two trends of dislocation (table I);

e) the old-crystalline element of Jędrzychówek, proved on the presence in a borehole of biotite gneisses and biotite-chlorite gneisses, which on the ground of correlation with the gneisses of Wądróż Wielkie and of the Sowie Góry block are by R. Osika (1961) referred to pre-Cambrian rocks. Within the same element, NE of Szprotawa, in the borehole at Gościeszowice, have been encountered hornblende-biotite granodiorites (Osika 1961) suggesting an intrusion, probably Hercynian or Caledonian in age.

Surrounded by the above mentioned pre-Cambrian elements of the fore-Sudetic block there occur: in the east (Imbramowice) greenschists, by R. Osika (1961) de term ined as pre-Cambrian or Caledonian, in the north-east (Pogalewo, Osiek) and the south-east (Gromadka) quartz-biotite- and quartz-graphite-muscovite schists, also crystalline schist. In the

German literature these have been reported from boreholes at Maomice, Kochlice, Piątnica and Kadłub; the majority of geologists refer them to the older Palaeozoic (Osika 1961).

The differentiation of the old-crystalline pre-Cambrian substratum and of the Caledonian mantle into separate structural stages is reasonably suggested by the SW—NE trends of folds observed in the pre-Cambrian marginal area of the massif of Strzegom, also the NW—SE and NE trends in the Sowie Góry block, as well as the distinctly equatorial directions of the Caledonian foldings observed in the units of Kaczawa, Łużyce, the Sudetic foreland, units of Kłodzko and Bardo (Oberc 1960).

#### THE ROLE OF THE VARISCAN RIDGE OF ŻARKÓW — RAWICZ — OSTRZESZÓW IN THE DEVELOPMENT OF THE PERMO-MESOZOIC MANTLE

##### The Variscan Ridge as the Northern Border of the Meta-Carpathian block

The Żarków — Ostrzeszów ridge traced on the structural (tables III—V) and facial (figs. 7, 9—19) charts seems to indicate the northern margin of the complex zone of Palaeozoic foldings, comprised in the equatorial Hercynian form.

Eastward, this ridge is apparently directed onto the uplifted surficial Variscan elements of Łysogóry, so that together they seem to indicate the marginal line of the Palaeozoic foldings.

The nature of the structural elements observed in the Permo-Mesozoic ridge suggests the palaeomorphological changes of its form during the pre-Permian period of denudation.

##### The Variscan Ridge as an Active Barrier During the Sedimentation of the Rotliegendes

The influence of the tectonics and palaeomorphological relief on the formation of sediments is constantly felt in the post-Hercynian development of the monocline. The influence of the relief decreases as it is leveled by sedimentation while the tectonic influence of the ridge — acting as a hinge along which the northern areas were being lowered, persists until the Lower Jurassic.

In the rocks of the Rotliegendes J. Wyżykowski (1964) differentiates the lower sedimentary horizon, the middle eruptive horizon

and the upper sedimentary horizon. The thickness of the Rotliegendes here is extremely small, increasing slowly to the south and rapidly to the north (figs. 7, 9), thus emphasizing the asymmetry of the margin of foldings.

The eruptive rocks of the Middle Rotliegendes horizon, genetically connected with ridge by the parental Hercynian granites, superpose their volcanic cones on the culmination of the ridge and so accentuate its morphology (fig. 8).

The deposits of the lower sedimentary horizon occur only within the zones of lowermost morphological depressions of the ridge and north of it (zone of the depression of Zielona Góra — figs. 6—7).

In the remaining regions of the Lower Rotliegendes, denudation is continued. This is indicated by the position of the eruptive rocks of the middle horizon which rest directly on the Carboniferous in borehole Sośnica, on the pericline of Żary and in boreholes around Ostrów Wielkopolski. The continued denudation is also suggested by the small thickness of the lower sedimentary horizon in borehole Rawicz (fig. 6, table VII).

The upper sedimentary horizon of the Rotliegendes partly compensates the morphological contrasts produced by earlier erosion and volcanic eruptions, filling the zones of the lowermost depressions with deposits of the greatest thickness. For example in the Bielawy valley the clastic deposits of the red feldspar are ca. 800 m. in thickness, while not far off, in the Żarków depression they are altogether absent, and in the region of Ostrzeszów, on the eastern elevations of the Variscan ridge their thickness does not exceed 50—100 m.

##### The Variscan Ridge as a Mobile Submarine Crest in the Zechstein

During the Zechstein sedimentation the ridge constituted the main zone separating the southern area, with the shallow-neritic sea type of sediments, from the slightly deeper northern zone characterized by the complete development of the salinary Zechstein.

North of the ridge and in the western slope of the Żary pericline the chloride facies of the Zechstein develops in all the four cyclothems. The thickness of the Werra salt cyclothem here ranges from 12—229 m., of the Stassfurt cyclothem from 1.5 to 111 m. the Leine cyclothem 42—220 m., the Aller cyclothem 5—36 m. The total thickness of the Zechstein here is from 350 to 800 m. and even more, while on the southern side of the ridge it decreases gradually over a distance of 70 km. from 350 m. to 77 m. in the vicinity of Oława.



At least one elevation, parallel to the ridge probably along the line Iłowa — Chocianów — Strzegom, existed within the shallow-neritic zone. In some stages of the Zechstein this elevation was either just below the water surface or it even emerged as a peninsula. The existence of the above elevation is by the writer held responsible for the presence of the conglomeratic facies in the lower part of the Werra cyclothem and of arenaceous rocks representing the complete Stassfurt cyclothem (borehole Iłowa on the Żary pericline), (fig. 13).

Independently of this elevation, towards the close of the Stassfurt cyclothem, nearly the whole area lying south of the ridge (or at least the eastern part of the monocline), became emerged and denuded. This is suggested by the outwashed surfaces of the basal anhydrite rocks in Rawicz and the zone of Lubin, as well as the occurrence of red arenaceous clays of the Leine cyclothem instead of the grey clays widely spread in the northern zone.

In results of a slight upheaval during the sedimentation of basal anhydrite, the central part of the ridge between Różanówka and Rawicz, was situated in an extremely shallow-water zone. This was reflected in the deposition of a ca. 2 m. thick layer of clay dolomite so far not described in the literature, which the writer proposes to call the Różanówka dolomite. This dolomite is stratigraphically important because at Różanówka it occurs in a complex where the evaporites are fully developed (i. e. in the basal anhydrite and below the salt), while at Rawicz it has an analogous position in the basal anhydrite but without salt. On the one hand this indicates that it is an inter-anhydrite dolomite, on the other hand it suggests later lack of salt and deposition of the Leine clays on basal anhydrite in the vicinity of Rawicz and in some boreholes of the Lubin zone (oral communication of S. Gortyńska).

In the western zone of the fore-Sudetic monocline, N of the ridge, in addition to rock salts in the Stassfurt cyclothem, potassium-magnesium salts up to 25 m. thick, have been deposited as characteristic embayments (figs. 12, 28—37) in the upper part of the common salts. The eastward extent of these salts (fig. 12), which coincides with the meridional dislocation of Nowa Sól, suggests that the area lying W of that dislocation may have subsided already during the period of Zechstein sedimentation. This subsidence may have also occurred along the supposed equatorial dislocations, a part of which have been preserved N of Kożuchów (fig. 27) while farther west they have been effaced by the new directions of Laramide dislocations.

In the Leine cyclothem, to the N of the ridge we can observe the full development of clays, anhydrites, salts and, locally, of anhydrite (fig. 5), while to the S of the ridge variegated or grey clays sedimented on the denuded surface of the main anhydrite in the more northern zone and probably also on older deposits in the southern zone. The variegated colouration of the lowermost horizon of the Leine cyclothem is encountered in the North-Sudetic syncline, partly in the Żary pericline, in some boreholes of the region of Nowa Sól and in the region of Sieroszowice. Farther north the variegated hues are replaced by grey and greyish-green colours, characteristic of the so called salinary clays of the entire sedimentary basin. Within the zone of the ridge, products of the grey salinary clay in their upper part grade into mudstone-dolomite-rocks. In borehole Rawicz 1 the presence has been reported of the following microfossils: *Ammodiscus emgatus* Crespin, *A. nitidus* Parr., *A. sp.*, *Ammobaculites* aff. *sutonensis* Cushman, Waters, *Ammovertella tornella* Ireland, *Bigenerina hsuanghensis* Lee\*. The thickness of the grey salinary clays is much smaller (1—2 m.) than that of their variegated equivalents occurring in the southern zone. The high sand content and the variegated colouring of these rocks may be explained by the upheaval of the Rotliegendes deposits which are a source of material for the sedimentation of Zechstein clays.

Above the variegated clays in the marginal zones of the North-Sudetic syncline and of the Żary pericline the occurrence has been observed (Krasoń 1962, 1964) of platy dolomite. This dolomite has completely displaced here the anhydrite rocks of the shallow-neritic zone, as well as the anhydrite and salinary rocks of the deeper neritic zone occurring N of the northern border of the ridge where, around Otyńia, the presence has also been noted of potassium-magnesium salt intercalations.

Within the North-Sudetic syncline, the eastern part of the Żary pericline and in the elevated zone of Broniszów S of Nowa Sól, at Sieroszowice, Lubin and Ostrzeszów, the deposits of the Aller cyclothem all display a clay facies with an admixture of anhydrites in the north and that of sandstones in the south. On the northern side of the ridge there are 0.1 — 7.5 m. of variegated clays overlaid by 0.3—1.5 m. of the so called pegmatite anhydrites, 5—36 m. of salt and 8.0—25.0 m. of unstratified red clays with anhydrite „eyes” (figs. 5, 23).

The above given characteristics of the Zechstein deposits and an analysis of the facial and

\* After A. Milewska.

thickness charts (figs. 10—15) show that sedimentation depended largely on the morphology and vertical movements of the substratum which reasserted themselves most likely throughout the Zechstein and most certainly at the boundary of the Stassfurt and Leine cyclothems.

During the Zechstein sedimentation numerous transversal depressions and elevations most probably existed in addition to the main structural-morphological elements with equatorial trends. Their presence is among others suggested by the embayment-like arrangement of isopachs (fig. 10) and the changes in the thickness of the limestone and dolomite series described by J. Kłapciński (1964b). It is not as yet possible — owing to the uneven distribution of boreholes — to determine the trends of these subordinate structural-morphological elements. J. Kłapciński's attempt (1964b) to differentiate them calls for further keen analysis and revision.

In the light of the data now available the only transversal depressions that are reliably acceptable are those in the vicinity of Nowa Sól and Rawicz. Others described by J. Kłapciński require additional investigations and documentation.

#### Leveling of the Sedimentary Surface in the Lower Bunter and the New Pattern of the Basin in the Middle Bunter

Sedimentation in the Lower Bunter is a prolongation of the Zechstein sedimentation, the chemical products being then replaced by terrigenous deposits. In the fore-Sudetic monocline the influence of the equatorial ridge is still continued. Rocks S of the ridge display mostly an arenaceous facies (Kłapciński 1959, Tokarski 1961), those lying N of it a sandy-clay facies. In the eastern and southern zones of the monocline these deposits range from 0 to 300 m. in thickness, which increases northwards up to 360 m. in borehole Gorzów IG 1.

The isopachytes obliquely cut the present exposures of the fore-Sudetic block reliably indicating that this block, today lacking Bunter deposits, was completely covered by them during the period of sedimentation.

The maximum thicknesses in borehole Niwice (fig. 16) suggest that the area of the North-Sudetic syncline was then subject to subsidence. Similarly as during the Zechstein the eastern part of the monocline was a rather flat surface, inclined northwards on which were laid down deposits gradually increasing in thickness.

On the northern side of the ridge the Lower Bunter deposits grow more argillaceous. They consist of alternating shales, mudstones and sandstones — mainly calcareous — and often containing limestone intercalations.

In the western part of the monocline, from Gubin — Rybaki to Różanówka — Wschowa, i. e. within the zone of the observed depression of Zielona Góra, the occurrence is also noted in the Lower Bunter of oolitic calcareous rocks (figs. 5, 16).

A detailed division of the Bunter deposits in the fore-Sudetic monocline, based on A. Tokarski's division (1962, 1965) of the Röt, has been made by the writer with the cooperation of St. Wójcikiewicz. It permits the differentiation and correlation of 21 lithological complexes, of which 4 belong to the Lower Bunter, 6 to the Middle Bunter and 11 to the Upper Bunter. The electric logging characteristics of the above complexes are shown in fig. 3, their names and thicknesses in fig. 5, while tables 3—5 contain a short lithological description.

In the Middle Bunter the north-sudetic syncline characterised by a tendency to accumulate the maximum thicknesses of deposits, was mantled by deposits of the Middle Bunter whose thickness resembles that in the zone of Rybaki — Nowa Sól — Wschowa — Rawicz — Odolanów (fig. 17). From this zone of maximum thicknesses occurring at the front of the ridge both in the southern direction — to Opole — and in the north-western direction — to Gorzów — the thicknesses of the Middle Bunter decrease. Farther north the thicknesses increase again suggesting the formation of the elongated basin.

The lowermost of the 6 differentiated lithological complexes of the Middle Bunter (No. 17 in table 4) displays features of land sedimentation, the next higher one (No. 16) shows characteristics of mixed — continental and marine — sedimentation.

The index (No. 15) calcareous-dolomitic complex from 13 to 27.5 m. in thickness evidently indicates a marine origin of the deposits which form in a moderately deep shelf zone.

The overlying complexes Nos. 14, 13, and 12, represented mainly by mudstones and sandstones with a large admixture of mica, locally also of glauconite, on the one hand suggest their marine origin, on the other hand the nearby presence of elevated crystalline blocks. These are probably built of mica schists and are a rich source of muscovite material supplied into the sedimentary basin.

Since the thickness of Middle Bunter deposits (fig. 17) suggests that the fore-Sudetic

block was an area in which deposits accumulated it is reasonable to suppose that the Sudetes were the source area of the just mentioned material. At that time, owing to the exposition of muscovite-rich blocks, the Sudetes supplied larger amount of this material than in the preceding periods of time.

The Development of a Subsiding Depression in the Röt and the Muschelkalk in the Northern Forefield of the Ridge of Żarków — Rawicz — Ostrzeszów

The subsiding depression, started in the Middle Bunter, was responsible for the concentration there during the Röt of waters most abundant in mineral components. In the depression and on the northern slope of the ridge owing to hot climate and very strong evaporation in the lower part of the Röt, the deposition of variegated pelites (Tokarski 1965) was followed by the sedimentation first of calcareous deposits and next by that of anhydrites and salinary deposits of the first cycle of the Röt evaporite sedimentation. The deposition of a some metres thick layer of salt, containing several anhydrite intercalations, was followed by another cycle of sedimentation of anhydrites, next of limestones and marls, and again of anhydrites (upper maximum) as well as marls and dolomites bearing a fairly rich fauna.

The isopachytes of the lower evaporite series (fig. 19) indicate that the maximum thicknesses of these deposits occurred on the slope of the here considered ridge. Northwards there is a distinct decrease in the thickness of the anhydrites which are replaced by limestones (the vicinity of Oleśno, Opole) or by limestones, marls and clays (the vicinity of Szubin in the province of Kujawy).

At the close of the Röt sedimentation, a communication route was opened between the Alpine sea and the Central European basin across the region of Łużyce or the Moravian Gate (Tokarski 1965). The western parts of the fore-Sudetic monocline and the pericline of Żary were thus placed within the zone of the maximum subsidence of the basin. Here the thickness of the Muschelkalk attained its maximum, being 266—321 m. in the vicinity of Rybaki, 263—267 m. near Krosno Odrzańskie, 1—271 m. around Świebodzin and 297 m. near Wschowa.

North of that area, within the region of Cybinka the thickness of deposits is 251 m. in that of Świebodzin 2—242 m. East, in the vi-

cinity of Odolanów the deposits are 252 m. in thickness. To the south their thickness decreases considerably.

Hence, the equatorial subsidence zone of the Muschelkalk coincides with the equatorial zone of deformation of the Röt which stretches in the forefield of the post-Variscan ridge.

The maximum marine transgression occurred here in the Lower Muschelkalk, while the Middle Muschelkalk suggests a regression which is emphasised by the intermittent formation of gypsum and anhydrites. The communication of the northern basin with the Alpine sea was interrupted towards the close of the Muschelkalk. In the Lower Keuper, clay and grey or greyish-green claystones with coal intercalations were deposited probably throughout the fore-Sudetic area. In the Middle and Upper Keuper were deposited variegated claystones with gypsum, dark-grey mudstones or sandstones and again variegated claystones with gypsum and cherry-red or green, locally marly claystones.

At the close of the Keuper the fore-Sudetic area emerged probably along the line of the ridge in association with the erosion of its southern regions.

After a short break of sedimentation in the Rhaetic, clumpy claystones of the Rhaetic which terminated the Triassic cycle of sedimentation were deposited in the northern parts of the monocline.

The Independence of the Laramide Directions in the Middle Jurassic

The arrangement pattern of the Lower Jurassic sediments still resembled that of the Triassic. In the Middle Jurassic a distinct change in the directions of the facial distribution set in. The equatorial trends passed into SW—SE trends which are now observable in the fore-Sudetic block. The arrangement of the Dogger and Malm rocks (Dayczak-Calikowska 1964, Dembowska 1964) suggests the emersion and denudation at that time of the western and southern part of the fore-Sudetic area.

The deposition of the Malm sediments was followed by a further emersion of the here considered area and its erosion that persisted throughout the Lower Cretaceous.

In result of the Upper Cretaceous transgression, the Sudetic foreland was covered by Cenomanian and Turonian deposits, after which the southern part of the area, now within this block, was again emerged while the Emschurian and Santonian sedimentation took place only in the North-Sudetic syncline, in the no-

thern part of the monocline and in the vicinity of Opole.

The final modeling of the structural forms

and denudation surface in the Sudetic foreland was effected before the Upper Eocene, hence in the Palaeocene.

### TECTONIC FORMS OF THE LARAMIDE STRUCTURAL STAGE

In the terminal phase of its differentiated development Laramide structures formed in the whole Permo-Mesozoic mantle. This caused the separation of a number of large new structural units differing from those which had previously affected the development of the mantle. To these units belong the North-Sudetic syncline, the fore-Sudetic block, the Żary pericline and the fore-Sudetic monocline which is subdivided into the western, the central and the eastern parts.

In the present picture of the geological pattern of the here considered area these units, which have NWW—SEE trends, come into the foremost rank quite out of proportion to their historical importance and significance. Nevertheless, in spite of the predominant role of the NWW—SEE trends which are the final effect of the Alpine (Laramide) diastrophism, old post-Hercynian elements are also reflected in the present structural pattern. These Hercynian elements stress the peculiar heterogeneous style of the structure of the fore-Sudetic area which differs from that in the remaining parts of the Central Polish Lowland as well as from the style in the Sudetes.

#### GENERAL CHARACTERISTICS OF TECTONIC DEFORMATIONS

The rocks of the Permo-Mesozoic structural stage rest in a flat position (5—20°) on the steeply (30—80°) inclined rocks supposedly Carboniferous in age found in boreholes Brzozów and Sośnica or on granitoids of the probable Variscan intrusion (vicinity of Żarków). Within the monocline they rest on folded rocks of the Lower Carboniferous (Wichów, Bielawy, Rawicz, Uciechów) or of the Upper Carboniferous (Ostrzeszów 1), also of the Devonian (vicinity of Oława and Wrocław).

The tectonic deformations of the Permo-Mesozoic structural stage represent discontinuous deformations in the immediate proximity of the fore-Sudetic block or mixed deformations (continuous and discontinuous) in the northern zone of the monocline and the western part of the Żary pericline, i.e. where the Zechstein salinary deposits are of greater thickness.

In the Żary pericline the general dip-trend of strata is to the west, in the western and central parts of the monocline to the north, in the eastern part of the monocline to the north-east (table III). In the Żary pericline the dislocations are directed mainly WNW—ESE, in the monocline N—S or NE—SW or they may be sub-equatorial (e.g. along the Variscan ridge between Nowa Sól and Rawicz).

The dislocations observed in the Rotliegendes at least those in the region of Nowa Sól — Koźuchów, are of the magnitude of from 100 to 400 m. in the vertical direction (table VII, fig. 27). The blocks downthrown owing to the WNW—ESE dislocations occur on the NEN side, those owing to the sub-meridional dislocations on the W side. In the Żary pericline, south of the Lubsko dislocation, the downthrown blocks occur to the south-west. These facts reasonably suggest the dislocating but at the same time also constructive role of the vertical upwards movements of the fore-Sudetic block.

The following substages may be differentiated in the Permo-Mesozoic structural stage on the base of the style of tectonic deformations in the particular lithological complexes and on the occurrence of sedimentary breaks and tectonic discordance:

- a) Lower Permian
- b) Zechstein
- c) Triassic
- d) Jurassic
- e) Cretaceous.

The first three of these structural substages are characterised by very distinct differences in the pattern and style of tectonics within zones where disharmoniously deformed salt layers are of considerable thickness. In the lack of these salinary deposits the three just mentioned substages are a uniform complex discontinuously subject to deformation.

The Jurassic substage depends on the existence of discordance between the Keuper and the Rhaetic, also between the Jurassic and the Cretaceous.

The Cretaceous substage displays its own structural pattern in the north-western zone of the monocline, also in the vicinity of Opole and in the North-Sudetic syncline. It forms a kind

of mantle which covers the various stratigraphic members of the older layers and is considerably less deformed than the underlying strata.

#### CLASSIFICATION AND REGIONAL DIVISION OF INTERFERENTIAL MINOR STRUCTURAL FORMS

The interference of Variscan equatorial elements and the connected distribution of facies also the NWW—SEE Kimmeridgian-Laramide directions resulted in the formation of structural elements characteristic of the fore-Sudetic area which are now traceable in the Permo-Mesozoic structural stage.

Besides such regional units as the North-Sudetic syncline, the Żary pericline and the fore-Sudetic monocline, a number of local structures with strongly differentiated tectonics were formed within these regional units. Three main types may be distinguished in the numerous local structures determined by the arrangement of isobaths in the bottom of the Bunter (table I) or indicated by dislocations:

1) block structures, delimited by dislocations and displaying a definite direction of the dip of strata,

2) compact, anticlinal or brachy-anticlinal structures, formed on buried Variscan elements,

3) halotectonic structures, causally dependent on the structural development of the sub-Permian substratum and additionally modeled by the plastic salinary deposits of the Zechstein.

Structures belonging to type 1 formed in result of the interference of the relatively flat sub-Permian substratum and the dislocations that intersect it with the later Laramide dislocation lines within the small-thickness-zone of the Permo-Mesozoic deposits destitute of plastic constituents. Elements of this type are at present those most characteristic of the immediate surroundings of the fore-Sudetic block. They are encountered i.a. in the vicinity of Lubin, Sierszowice, Wrocław and in the Żary pericline near Żarków where a mosaic of dislocations and blocks is observable. These are mostly minor block forms built mainly of Bunter deposits, of anhydrite-dolomite-calcareous Zechstein and clastic-eruptive Rotliegendes.

Structures belonging to type 2 formed in a zone of bold relief of the Variscan substratum where Permian and Triassic deposits of considerable thickness sedimented on the differentiated tectonic-morphologic elements of the substratum. The plastic salinary constituents were, however, absent there or occurred in

layers of small thickness without much geological significance. The most characteristic structures of this type occur within the above described ridge of Żarków — Rawicz — Ostrzeszów. These are mostly brachy-anticlinal, occasionally anticlinal structures cut by a number of dislocations and, on the whole, displaying concordant arrangement pattern of the Triassic and Permian deposits, except for the difference caused by changes in the initial thickness of beds.

To this type of structures may be referred the local structures of Makoszyce, Grabowiec and Uciechów, of Odolanów and Tarchały (N of Ostrzeszów), the brachy-anticlinal forms of Rawicz and Bojanów, Góra, Szlichtyngowa, and the accurately indeterminate elements of Koźuchów — Broniszów, probably also that of Choczicza.

Structures of another type are encountered north of the line Żarków — Rawicz — Odolanów, also in the western part of the Żary pericline, possibly also of the North-Sudetic syncline. These forms mostly display a structural pattern of the Zechstein deposits other than that of the Rotliegendes or the Bunter. They are known as the halotectonic structures (Trusheim 1957). They are characterised by diverse isobath directions (table III) indicating their contours. In the cross sections they show distinct changes in the thickness of salt deposits of the particular cyclothems and disharmonic deformations of the main dolomite in relation to the Bunter or the Rotliegendes (table VII). The dislocations observable in the red felspar generally throw down the northern blocks; above the downthrown blocks a salt „pillow” is subsequently formed which, in turn, causes either a domed curving of the roof of the Bunter (Nowa Sól) or its fracturing and the formation of the so called reversed dislocations, along which the northern blocks of the Bunter overthrust the southern blocks (fig. 22).

To that type of structure have been referred: Rybaki, Nowa Sól, Bytnica, the brachy-anticlinal forms in the vicinity of Sulechów (on the foresudetic monocline), also of Kaniów, Przyborowice, Świdnik and Jazów — Sękowice (in the Żary pericline), possibly also the structure of Bożejów, the only one so far observed within the North-Sudetic syncline.

#### THE POSTHUMOUS IMAGE OF THE TECTONICS OF THE SUBSTRATUM IN THE CENOZOIC STRUCTURAL STAGE

The tectonic deformations of the Permo-Mesozoic structural stage, commenced at the close of the Keuper, and fairly strong between

the Jurassic and the Cretaceous, attained their maximum intensity towards the end of the Cretaceous cycle of sedimentation.

The reasonably supposed vertical forces uplifting the rigid pre-Cambrian, Caledonian and Variscan elements of the fore-Sudetic block and the Sudetes were responsible for intermittent emersions of that area and for its erosion during the development of Upper Cretaceous sedimentation in other parts of the Central Polish Lowland. At the close of the Maestrichtian, after the entire southern fore-Sudetic area had emerged, the erosion was already fairly advanced.

The considerable reductions in the thickness of the Permo-Mesozoic mantle occurred in result of the Emscherian-Santonian emersion of the fore-Sudetic block and the Sudetes. This is suggested by the strong admixture of sand in the Santonian rocks of the North-Sudetic syncline (Mazur 1964), also in that of Miechów (Rutkowski 1965). A similar emersion had occurred between the Lower and Upper Campanian as well as in the Lower Maestrichtian. This is, in turn, indicated by the cyclic nature of the Senonian sedimentation in the depression of Miechów (Rutkowski 1965) and in the Mogilany — Łódź synclinorium (the writer's observation).

The denudation persisting throughout the Central Polish Lowland during the Palaeocene, partly the Eocene, within the Sudetic foreland encountered in its destructive activity but a rather thin cover (possibly only sheets) of Upper Cretaceous deposits. In the proximity of the continuously being uplifted fore-Sudetic block the denudation also involved Triassic and Permian rocks. By the end of that cycle of denudation the whole fore-Sudetic block had been exposed and the Sudetes raised to a height of 1.500 m. along the marginal fault. On the generally peneplained surface of the Sudetic foreland (table II) there existed at that time a number of local depressions and elevations

which became gradually leveled in the course of the Oligocene, Miocene, and Pliocene sedimentation.

On the outwashed surface of the different-aged deposits of the Mesozoic and the Palaeozoic, Tertiary and Quaternary sediments, some hundreds of metres in thickness were laid down. In result of later uplifting movements these, in turn, now occur at greatly varying heights, e.g. the Oligocene deposits are found above the sea level in the vicinity of Bolesławiec, while near Nowa Sól they occur at a depth of ca. 200 m. Dislocations of Oligocene and Miocene rocks, of a magnitude of several tens of metres, have been observed within the structure of Rybaki, in the vicinity of Żarków and Nowa Sól, above the Permo-Mesozoic dislocations.

All these facts reliably indicate the distinct effect of the substratal tectonics on the character of the structural pattern of Cenozoic beds. They prove that the movements so strongly uplifting the Sudetic foreland during the Laramide movements reasserted themselves in the Cenozoic, too, and have persisted until now.

Besides the vertical upward forces, also the glacitectonic factors strongly affected the structural development of the Cenozoic stage. The folding of strata caused by these factors was confined to Pliocene clays in the occurrence areas of these deposits and in areas where they are absent involving also Miocene deposits (Połtowicz 1961).

A certain coincidence of morphological forms with the subsurface tectonics is rather conspicuous in the image of the Cenozoic structural stage. This coincidence is particularly distinct on the morphological border of the Sudetes which corresponds to the line of dislocations, in the vicinity of Strzegom where the granite element is morphologically predominant, also in the proximity of Nowa Sól where the observed subsurface equatorial dislocations coincide with the northern border of the Dalanowskie Hills.

#### THE SIGNIFICANCE OF THE OBTAINED STRUCTURAL PICTURE IN FUTURE PROSPECTING

The knowledge of the structural development, the discovery of the heterogeneity of the geologic structure and the investigation of the interference of Laramide directions with the equatorial distribution of facies have largely contributed to the clarification of the problem of future prospecting in search for oil, gas, rock

and potassium salts, copper and other natural resources whose supposed presence has been signalized.

The discovery of the regularity in facial changes caused by the existence of the Żarków — Rawicz — Ostrzeszów ridge allows the determination of a zone containing the most

promising areas for oil and gas prospecting in the Rotliegendes, Zechstein and Triassic deposits.

The reduced thickness of the Rotliegendes deposits above the ridge and its maximum elevation, also the development of the main dolomite in the algal-oolithic facies as well as numerous signs of the presence in this zone of oil and gas predispose it in the first place for prospecting work. It evidently has the greatest prospective value in the search for oil and gas in the main dolomite, the Rotliegendes and possibly the Carboniferous or the Devonian which, in the eastern part of the monocline, may occur at depths still attainable by the present methods of drilling.

The most promising zone for prospecting in deposits of the Bunter and the Keuper where fairly numerous signs of bitumena have also been observed (Depowski, Królicka, Kühn 1962 and Depowski, Królicka & Łaszcz 1964) is apparently that lying to the north of the Żarków — Rawicz — Ostrzeszów ridge. In this area the Bunter deposits occur below a fairly tight isolation of Muschelkalk and Keuper, the Triassic brachy-anticlinal structures being rather distinctly outlined and accessible to investigations by the present seismic methods.

The fields of natural resources so far discovered in the Zechstein are block-layer in character. The oil and gas bearing dolomite blocks are mostly delimited by zones of dislocations which cancel the possibility of the communication of media between the blocks. Hence, the pressure and yield relations vary depending on the size of the block under exploitation and the depth of its occurrence. The gas generally occurs under high pressure which results in a high rate of output during the initial phase of exploitation and its later rapid drop. In the main dolomite oil and gas occur both in elevated and depressed blocks. Dislocations as well as flat brachyanticlinal elevations in the main dolomite may prove oil and gas traps.

A gas field found in the Weiss- and Rotliegendes in the vicinity of Ostrów Wielkopolski still without a definite production regime. The gas there is a gasoline gas with a high nitrogen content. It is present in porous sandstones covered by clay- and calcareous-anhydrite deposits of the Werra cyclothem. In borehole Odołanów, in addition to distinct signs of gasification in the Weissliengendes the fluid drilling returns show sign of gasification and isolated point traces of oil over a distance of 30 m.

in Rotliegendes cores. These signs indicate that the gas in the Rotliegendes may be connected with gas or oil fields most probably present in the underlying Carboniferous or Devonian rocks.

As to the origin of the gas and oil fields it may now be reasonably supposed that the main dolomite is their parent rock and their collector.

The bitumena observed in the Rotliegendes should rather be regarded as those migrating from deeper lying Palaeozoic series. This migration may have followed in the first place the zones of dislocation or the exposures of the Variscan anticlinal core zones.

The signs of bitumena reported as trace elements in the Bunter may be derived both from the migration of Zechstein and older deposits or form in the Bunter itself, since conditions during its sedimentation, particularly those in the upper part of the middle Lower Triassic horizon may have favoured it.

Neither can it be excluded that besides bitumena organic in origin those inorganic in origin may also have formed in the Sudetic foreland. The clarification of these problems calls for a great many additional field- and laboratory investigations.

Independently of the concept that may be accepted for the origin of bitumena, the Sudetic foreland offers well justified prospects of the occurrence of fields of natural resources not only in the Zechstein and the Rotliegendes, but in the Bunter and the sub-Permian substratum, too.

In addition to the oil and gas fields in the Sudetic foreland it may also prove possible to provide the necessary documentation of the presence of rock-salt and potassium salt deposits, the latter most probably in a zone between Nowa Sól and Żarków where it may occur at depths still accessible by the present methods of exploitation.

Additional deposits of copper may also be discovered, in the first place in the eastern part of the monocline, within the elevated structures in whose peripheries the presence has been encountered of copper-rich shales.

Neither should we exclude the possibility of discovering sedimentary agglomerations of radioactive elements whose existence might possibly be suggested by the gamma profiling measurements.

Further promotion of the investigations in this area seems, therefore, indispensable, and economically justifiable.



Fig. 1

Jednostki geograficzne i geologiczne obszaru przedsudeckiego

1 - wysokości powierzchni nad poziom morza, 2 - dyslokacje w podłożu kenozoiku, 3 - granice geologiczne między podkenozoicznymi wychodniami systemów, K - kreda, J - jura, T - trias, P - perm, A - utwory starsze od permu

Geographic and geological units of the Sudetic foreland

Geographic units: I - Wielkopolska (Poznań) Lowland, II - southern part of the Wielkopolska Lowland, III - Silesian Lowland, IV - Hills of Żary, V - Hills of Gubin, VI - Hills of Zielona Góra, VII - Leszno lake district, VIII - Tabieland, IX - Hills of Dalanów, X - Hills of Trzebnica, XI - Hills of Ostrzeszów, XII - fore-Sudetic Highland, XIII - fore-Izera Highlands, XIV - fore-Kaczawa Highlands, XV - Izera Mts., XVI - Kaczawa Mts., XVII - Karkonosze Mts., XVIII - Stołowe Góry Mts., XIX - Góry Kamienne Mts., XX - Góry Sawie Mts., XXI - Góry Bystrzyckie Mts., XXII - Góry Złote Mts., XXIII - Tableland of Glubczyce, XXIV - Silesian Highlands; Geological units: XXV - fore-Sudetic monocline, XXVI - fore-Sudetic block, XXVII - the Sudetes; 1 - heights a.s.l., 2 - dislocations in the Cenozoic substratum, 3 - geological boundaries between the sub-Cenozoic outcrops of the particular systems, K - Cretaceous, J - Jurassic, T - Triassic, P - Permian, A - sediments older than the Permian



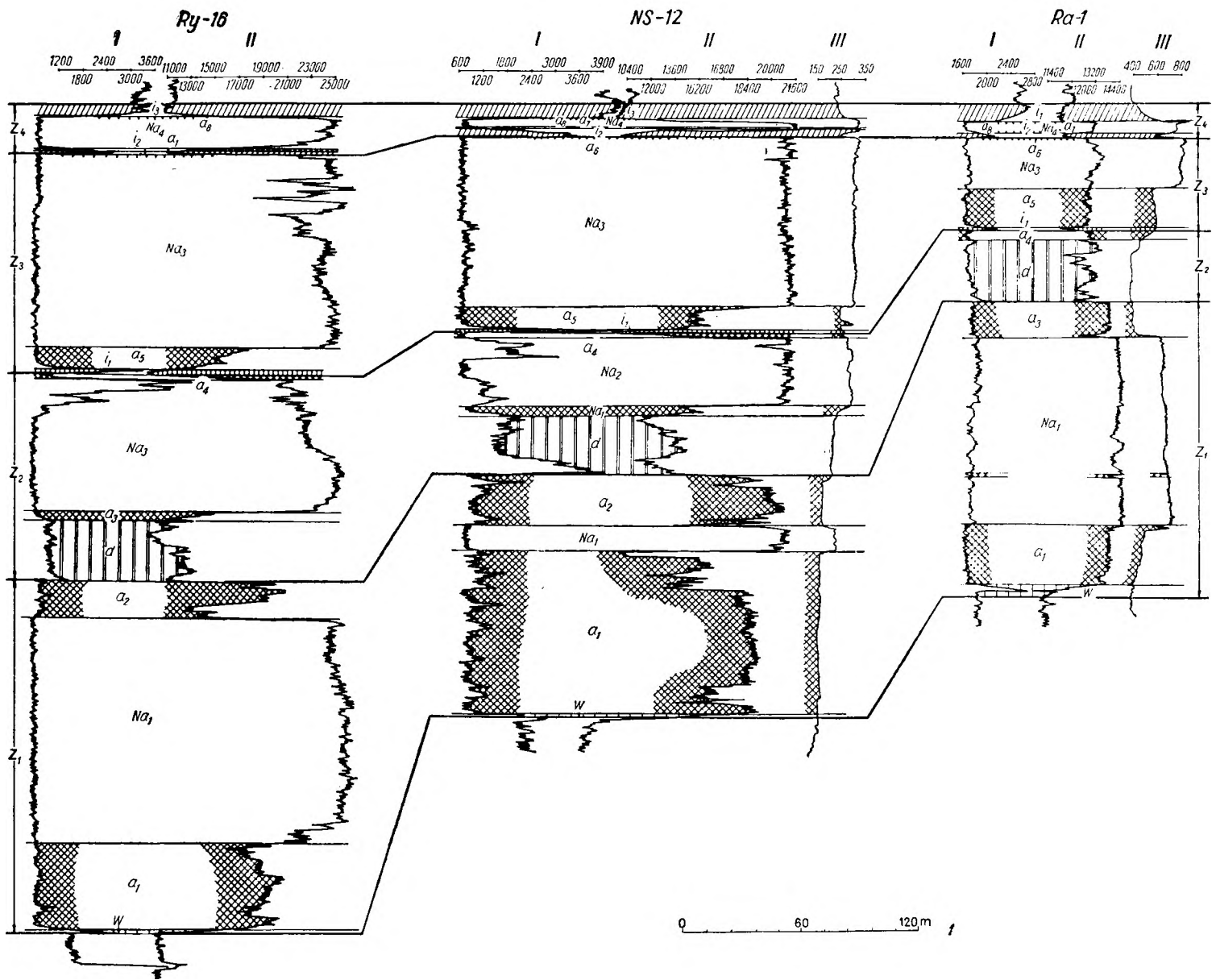


Fig. 2

Przykład zastosowania profilowania gamma i neutron-gamma do podziału i korelacji utworów cechsztynu  
 I — wykres profilowania gamma w impulsach na minutę, II — wykres profilowania neutron-gamma w impulsach na minutę, III — kawernogram Z<sub>1</sub> — cyklotem Werra: w — wapień podstawowy i łupek czarny, a<sub>1</sub> — anhydryt podstawowy. Na<sub>1</sub> — sól najstarsza, a<sub>2</sub> — anhydryt stropowy; Z<sub>2</sub> — cyklotem Stassfurt: d — dolomit główny, a<sub>3</sub> — anhydryt podstawowy, Na<sub>2</sub> — sól najstarsza, a<sub>4</sub> — anhydryt stropowy; Z<sub>3</sub> — cyklotem Leine: i<sub>1</sub> — szary ilt solny, a<sub>5</sub> — anhydryt główny, Na<sub>3</sub> — sól młodsza, a<sub>6</sub> — anhydryt stropowy; Z<sub>4</sub> — cyklotem Aller: i<sub>2</sub> — ily czerwone dolne, a<sub>7</sub> — anhydryt pegmatytowy, Na<sub>4</sub> — sole najmłodsze, a<sub>8</sub> — anhydryt graniczny, i<sub>3</sub> — ily czerwone górne; 1 — skala pionowa profili

An example of gamma and neutron-gamma profiling in the division and correlation of Zechstein deposits  
 I — gamma profiling graph in per-minute-impulses, II — gamma-neutron profiling graph in per-minute-impulses, III — caliper log, Z<sub>1</sub> — Werra cyclothem: w — basal limestone and black shale, a<sub>1</sub> — basal anhydrite, Na<sub>1</sub> — oldest salt, a<sub>2</sub> — top anhydrite; Z<sub>2</sub> — Stassfurt cyclothem: d — main dolomite, a<sub>3</sub> — basal anhydrite, Na<sub>2</sub> — older salt, a<sub>4</sub> — top anhydrite; Z<sub>3</sub> — Leine cyclothem: i<sub>1</sub> — grey salt clay, a<sub>5</sub> — main anhydrite, Na<sub>3</sub> — younger salt, a<sub>6</sub> — top anhydrite; Z<sub>4</sub> — Aller cyclothem: i<sub>2</sub> — lower red clays, a<sub>7</sub> — pegmatitic anhydrite, Na<sub>4</sub> — youngest salts, a<sub>8</sub> — border anhydrite, i<sub>3</sub> — upper red clays; 1 — vertical scale of profiles

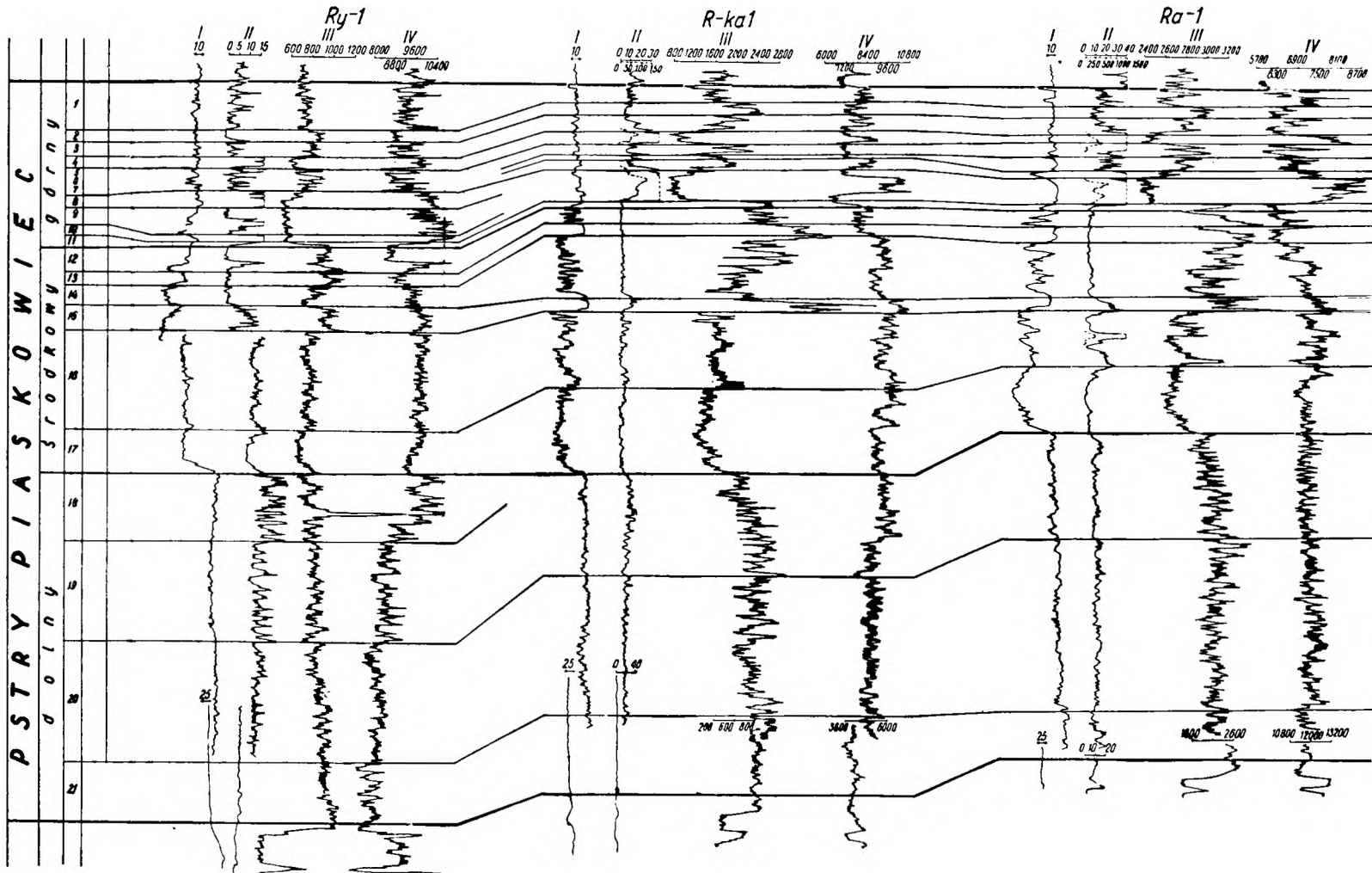


Fig. 3

Przykład zastosowania karotażu elektrycznego i profilowania gamma do podziału i korelacji utworów pstrego piaskowca

I — wykres potencjałów własnych (PS) w m V, II — wykres oporności właściwej skał w  $\Omega$ m, III — wykres profilowania gamma w impulsach na minutę, IV — wykres profilowania neutron-gamma w impulsach na minutę; 1 — seria marglista (margle z wkładkami wapieni), 2 — seria wapienna (wapień, margle i dolomity), 3 — seria anhydrytowo-wapienna (anhydryty z wkładkami wapieni), 4 — seria anhydrytowo-gipsowa górna (anhydryty i gipsy z wkładkami wapieni), 5 — seria dolomitowo-marglista górna (dolomity i margle z wkładkami wapieni), 6 — seria wapienno-marglista (wapień margliste i oolitowe z fauną), 7 — seria dolomitowo-marglista dolna (dolomity przekładane marglami), 8 — seria anhydrytowo-gipsowa środkowa (anhydryty i gipsy szare), 9 — seria solna (sole jasnoszare z wkładkami anhydrytów), 10 — seria anhydrytowa dolna (szare, lite anhydryty), 11 — seria pelityczna pstra, 12 — seria mikowa (piaskowce i mułowce szare silnie mikowe), 13 — seria mułowcowa (mułowce zielone i szare z miką), 14 — seria mułowcowo-piaszczysta (piaskowce szare, zielone i różowe z miką), 15 — seria wapienno-oolitowo-dolomitowa (wapień oolityczne i krystaliczne oraz piaskowce), 16 — seria piaszczysto-dolomitowa (piaskowce i łożupki dolomityczne czerwone i zielone), 17 — seria piaszczysta różowa (piaskowce czerwone i różowe bezwapniste), 18 — seria wapienno-oolitowa (wapień oolitowe i krystaliczne oraz piaskowce), 19 — seria łożycowo-piaszczysta czerwona (piaskowce przekładane czerwonymi łożupkami), 20 — seria łożycowo-piaszczysta pstra (piaskowce i łożce z laminaми wapieni), 21 — seria piaszczysto-łożycowa pstra (łożce czerwone, mułowce i piaskowce szare z wkładkami wapieni)

An example of gamma-profiling and electrical logging in the division and correlation of Bunter deposits

I — electric (PS) potential graph in m V, II — specific resistivity of rocks graph in  $\Omega$ m, III — gamma profiling graph in per-minute-impulses, IV — neutron-gamma profiling graph in per-minute-impulses, 1 — marl series (marls with limestone intercalations), 2 — limestone series (limestones, marls and dolomites), 3 — anhydrite-limestone series (anhydrites with limestone intercalations), 4 — upper anhydrite-gypsum series (anhydrites and gypsum with limestone intercalations), 5 — upper dolomite-marl series (dolomites and marls with anhydrite intercalations), 6 — limestone-marl series (fossiliferous marly and oolitic limestones), 7 — lower dolomite-marl series (alternating dolomites and marls), 8 — middle anhydrite-gypsum series (anhydrites and grey gypsum), 9 — saline series (light-grey salts with anhydrite intercalations), 10 — lower anhydrite series (grey, solid anhydrites), 11 — variegated pelite series, 12 — mica series (sandstones and grey mudstones with a strong admixture of mica), 13 — mudstone series (green and grey mudstones with mica), 14 — mudstone-sand series (grey, green and pink sandstones with mica), 15 — limestone-oolithic-dolomitic series (oolithic and crystalline limestones and sandstones), 16 — sandy-dolomitic series (sandstones and red or green dolomitic shales), 17 — pink sandy series (non-calcareous red and pink sandstones), 18 — oolitic limestone series (oolithic and crystalline limestones and sandstones), 19 — red clay-sandy series (sandstones alternating with red shales), 20 — variegated clay-sandy series (sandstones and clays with limestone laminae), 21 — variegated sandy-clay series (red clays, mudstones and grey sandstones with limestone intercalations)

Age and more exact dating of complexes		Names of complexes		Lithology	Observed thickness in m.	
Quaternary			Q	boulder clays and sand	7.0—129.0	
Tertiary			Trz	clays, mica, sand, and brown coal	182.0—352.0	
Tr				siltstones, sandstones, and siderites	21.0	
Keuper	Upper	Tk <sub>2-3</sub>		variegated siltstones with gypsum "eyes"	117.0	
		Tk <sub>2-2</sub>		sandstones with shale intercalations	46.0	
		Tk <sub>2-1</sub>		variegated siltstones with gypsum "eyes"	94.0	
	L	Tk <sub>1</sub>		shales, sandstones, limestones with coal	115.0	
Muschelkalk	U	Tm <sub>3</sub>		grey limestones, marls, and dolomites	36.0	
	M	Tm <sub>2</sub>		limestones and anhydrites	58.0	
	L	Tm <sub>1</sub>		foamy and undulated limestones (Wellenkalk)	170.0	
Bunter Sandstein	Upper (Röt)	1	marl series	marls with limestone intercalations	14.5—47.0	
		2	limestone series	limestones, marls, and dolomites	4.2—62.5	
		3	anhydrite-limestone series	anhydrite with limestone intercalations	4.1—36.0	
		4	upper anhydrite-gypsum series	anhydrites, gypsum with limestone intercalations	5.0—14.2	
		5	upper dolomite-marl series	dolomites, marls with anhydrite intercalations	5.4—15.2	
		6	limestone-marl series	marly, oolitic limestones with fauna	4.1—15.0	
		7	lower dolomite-marl series	dolomites with marl intercalations	3.2—13.2	
		8	middle anhydrite-gypsum series	anhydrites and grey gypsum	7.0—23.5	
		9	salt series	light grey salts with anhydrite intercalations	4.0—35.8	
		10	lower anhydrite series	grey, solid anhydrites	4.2—17.0	
	Middle	11	variegated pelite series	red clays with sandstone, mudstone intercalations	2.0—14.0	
		12	mica series	grey, strongly micaceous sandstone, mudstones	10.0—27.3	
		13	mudstone series	green, grey mudstones with mica	6.0—21.0	
		14	mudstone-sand series	grey, green, pink sandstones with mica	14.0—84.0	
		15	limestone-oolithic-dolomite series	oolithic, crystalline limestones, sandstones	10.0—26.0	
		16	sand-dolomite series	sandstones, red, green dolomitic shales	32.0—101.0	
		17	pink sand series	red and pink limeless sandstones	31.0—80.0	
		Lower	18	limestone-oolite series	oolithic, crystalline limestones, sandstones	47.0—77.0
			19	red clay-sand series	sandstones, intercalated by red shales	27.0—147.0
			20	variegated clay-sand series	sandstones, mudstones with limestone laminae	90.0—174.0
			21	variegated sand-clay series	red siltstones, grey mudstones, sandstones with limestones intercalations	35.0—72.0
Zechstein	Aller Z <sub>4</sub>	i <sub>3</sub>	upper red clays	unbedded red clays with anhydrite "eyes"	8.0—25.0	
		a <sub>8</sub>	border anhydrite	nodular or solid anhydrites	0.1—2.5	
		Na <sub>4</sub>	youngest salts	grey, yellow, and pink salts	5.0—36.0	
		a <sub>7</sub>	pegmatitic anhydrite	cavernous salt-interwoven with anhydrite	0.3—1.5	
		i <sub>2</sub>	lower red clays	red unbedded clays	0.1—7.5	
	Leine Z <sub>3</sub>	a <sub>6</sub>	top anhydrite	grey anhydrite	0.1—0.3	
		Na <sub>3</sub>	younger salt	grey or orange-tinted salt	42.0—220.0	
		a <sub>5</sub>	main anhydrite	bluish-grey anhydrite	6.5—47.5	
		i <sub>1</sub>	grey salt clay	clays and grey dolomitic mudstones	0.3—3.0	
		a <sub>4</sub>	top anhydrite	anhydrites	1.0—4.5	
	Stassfurt Z <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub>	older salt	grey rock salt with intercalations of potassium-magnesium salt	1.5—111.0	
		a <sub>3</sub>	basal anhydrite	grey, solid anhydrite	3.0—38.0	
		d	main dolomite	grey and beige dolomites	19.0—67.7	
		a <sub>2</sub>	top Werra anhydrite	grey, solid anhydrite	30.0—55.0	
Na <sub>1</sub>		oldest salt	grey salt rock with intercalations of anhydrite	12.0—229.0		
Werra Z <sub>1</sub>	a <sub>1</sub>	basal anhydrite	grey anhydrite with dolomite intercalations	22.5—142.0		
	w	basal limestone + black shales	dolomitic limestones, black shales	3.0—57.0		
		Weissliegendes	grey sandstones, fine or medium grained	0.6—25.0		
Rotliegendes	P <sub>1-3</sub>	upper sedimentary rocks	red and grey sandstones			
	P <sub>1-2β</sub>	upper eruptive rocks	porphyries, melaphyres or tuffites			
	P <sub>1-α</sub>	middle sedimentary rocks	clays or red sandstones			
	P <sub>1-2α</sub>	lower eruptive rocks	porphyries, melaphyries or tuffites			
	P <sub>1-1</sub>	lower sedimentary rocks	red unequigranular sandstones			
Carboniferous				black shales, sandst. and limestones		

Fig. Lithostratigraphic characteristics of the Permian and Triassic deposits of the northern parts of the fore-Sudetic monocline and the western part of the Zary pericline

Wiek i oznaczenie kompleksów	Nazwy kompleksów		Litologia	Miaższości stwierdzone w m				
Czwartorzęd		Q	gliny zwałowe i piasek	7.0—129.0				
Trzeciorzęd		Trz	iły, miki, piaski i węgiel brunatny	182.0—352.0				
T R I A S	P S T R Y P I A S K O W I E C	Tr		iłowce, piaskowce i syderyty	~ 21.0			
			Kajper					
		Wap. m.	górny	Tk <sub>2-3</sub>	seria iłowcowo-gipsowa górna	iłowce pstre z oczkami gipsu	~ 117.0	
				Tk <sub>2-2</sub>	piaskowiec trzcinowy	piaskowce z wkładkami iłolupków	~ 46.0	
				Tk <sub>2-1</sub>	seria iłowcowo-gipsowa dolna	iłowce pstre z oczkami gipsu	~ 94.0	
				Tk <sub>1</sub>	seria-iłowęgłowa	iłolupki, piaskowce z detrytusem roślinnym oraz wapienie	~ 115.0	
		d	śr.	Tm <sub>3</sub>		wapienie szare, margle i dolomity	~ 36.0	
				Tm <sub>2</sub>		wapienie i anhydryty	~ 58.0	
				Tm <sub>1</sub>		wapienie piankowe i faliste	~ 170.0	
		S	P S T R Y P I A S K O W I E C	górny (ret)	1	seria marglista	margle z wkładkami wapieni	14,5—47,0
					2	seria wapienna	wapienie, margle i dolomity	4,2—62,5
					3	seria anhydrytowo-wapienna	anhydryt z wkładkami wapieni	4,1—36,0
					4	seria anhydrytowo-gipsowa górna	anhydryty, gipsy z wkładkami wapieni	5,0—14,2
					5	seria dolomitowo-marglista górna	dolomity, margle z wkładkami anhydrytu	5,4—15,2
					6	seria wapienno-marglista	wapienie margliste i oolitowe z fauną	4,1—15,0
					7	seria dolomitowo-marglista dolna	dolomity z wkładkami margli	3,2—13,2
					8	seria anhydrytowo-gipsowa środkowa	anhydryty i gipsy szare	7,0—23,5
					9	seria solna	sole jasnoszare z wkładkami anhydrytu	4,0—35,8
					10	seria anhydrytowa dolna	anhydryty szare, lite	4,2—17,0
					środkowy	11	seria pelityczna pstra	iły czerwone z wkładkami piaskowców i mułowców
				12		seria mikowa	piaskowce i mułowce szare, silnie mikowe	10,0—27,3
13	seria mułowcowa			mułowce zielone i szare z miką		6,0—21,0		
14	seria mułowcowo-piaszczysta			piaskowce szare i różowe z miką		14,0—84,0		
15	seria wapienno-oolitowo-dolomityczna			wapienie oolitowe i krystaliczne oraz piaskowce		10,0—26,0		
16	seria piaszczysto-dolomityczna			piaskowce, iłolupki dolomityczne czerwone i zielone		32,0—101,0		
17	seria piaszczysta różowa			piaskowce czerwone i różowe bezwapniste		31,0—80,0		
18	seria wapienno-oolitowa			wapienie oolitowe i krystaliczne oraz piaskowce		47,0—77,0		
19	seria iłowcowo-piaszczysta czerwona			piaskowce z wkładkami iłolupków czerwonych		27,0—147,0		
20	seria iłowcowo-piaszczysta pstra			piaskowce i mułowce z laminami wapieni		90,0—174,0		
21	seria piaszczysto-iłowcowa pstra			iłowce czerwone, mułowce i piaskowce szare z wkładkami wapieni	35,0—72,0			
P E R M	C E C H S Z T Y N	Aller — Z <sub>4</sub>	i <sub>3</sub>	iły czerwone górne	iły czerwone nieuwarstwione z oczkami anhydrytu	8,0—25,0		
			a <sub>3</sub>	anhydryt graniczny	anhydryty gruzłowe lub lite	0,1—2,5		
			Na <sub>4</sub>	sole najmłodsze	sole szare, żółte i różowe	5,0—36,0		
			a <sub>7</sub>	anhydryt pegmatytowy	anhydryt kawernisty przetykany solą	0,3—1,5		
			i <sub>2</sub>	iły czerwone dolne	iły czerwone nieuwarstwione	0,1—7,5		
			a <sub>8</sub>	anhydryt stropowy	anhydryt szary	0,1—0,3		
			Na <sub>3</sub>	sól młodsza	sól szara lub pomarańczowa	42,0—220,0		
			a <sub>5</sub>	anhydryt główny	anhydryt niebieskoszary	6,5—47,5		
			i <sub>1</sub>	szary il solny	iły i mułowce dolomityczne szare	0,3—3,0		
			a <sub>4</sub>	anhydryt stropowy	anhydryty	1,0—4,5		
			Stassfurt — Z <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub>	sól starsza	sól kamienna szara z wkładkami soli potasowych i magnezowych	1,5—111,0	
		a <sub>3</sub>		anhydryt podstawowy	anhydryt szary, lity	3,0—38,0		
		d		dolomit główny	dolomity szare i beżowe	19,0—67,7		
		a <sub>2</sub>		anhydryt stropowy Werry	anhydryt szary, lity	30,0—55,0		
		Na <sub>1</sub>		sól najstarsza	sól kamienna jasnoszara z wkładkami anhydrytu	12,0—229,0		
		Werra — Z <sub>1</sub>	a <sub>1</sub>	anhydryt podstawowy	anhydryt szary z wkładkami dolomitu	22,5—142,0		
			w	wapień podstawowy + łupki czarne biały spągowiec	wapienie dolomityczne i łupki czarne piaskowce jasnoszare drobno- i średnioziarniste	3,0—57,0 0,6—25,0		
			Czerwony spąg	P <sub>1-3</sub>	skały osadowe górne	piaskowce czerwone i szare		
				P <sub>1-2β</sub>	skały wylewne górne	porfiry, melafiry lub tufity		
		P <sub>1-x</sub>		skały osadowe środkowe	iły lub piaskowce czerwone			
		P <sub>1-2α</sub>		skały wylewne dolne	porfiry, melafiry lub tufity			
P <sub>1-1</sub>	skały osadowe dolne	piaskowce czerwone różnoziarniste						
Karbon			iłolupki czarne, piaskowce i wapienie					

Fig. 5. Charakterystyka litostratygryficzna permu i triasu północnych rejonów monokliny przedsudeckiej i zachodniej części perykliny Żar

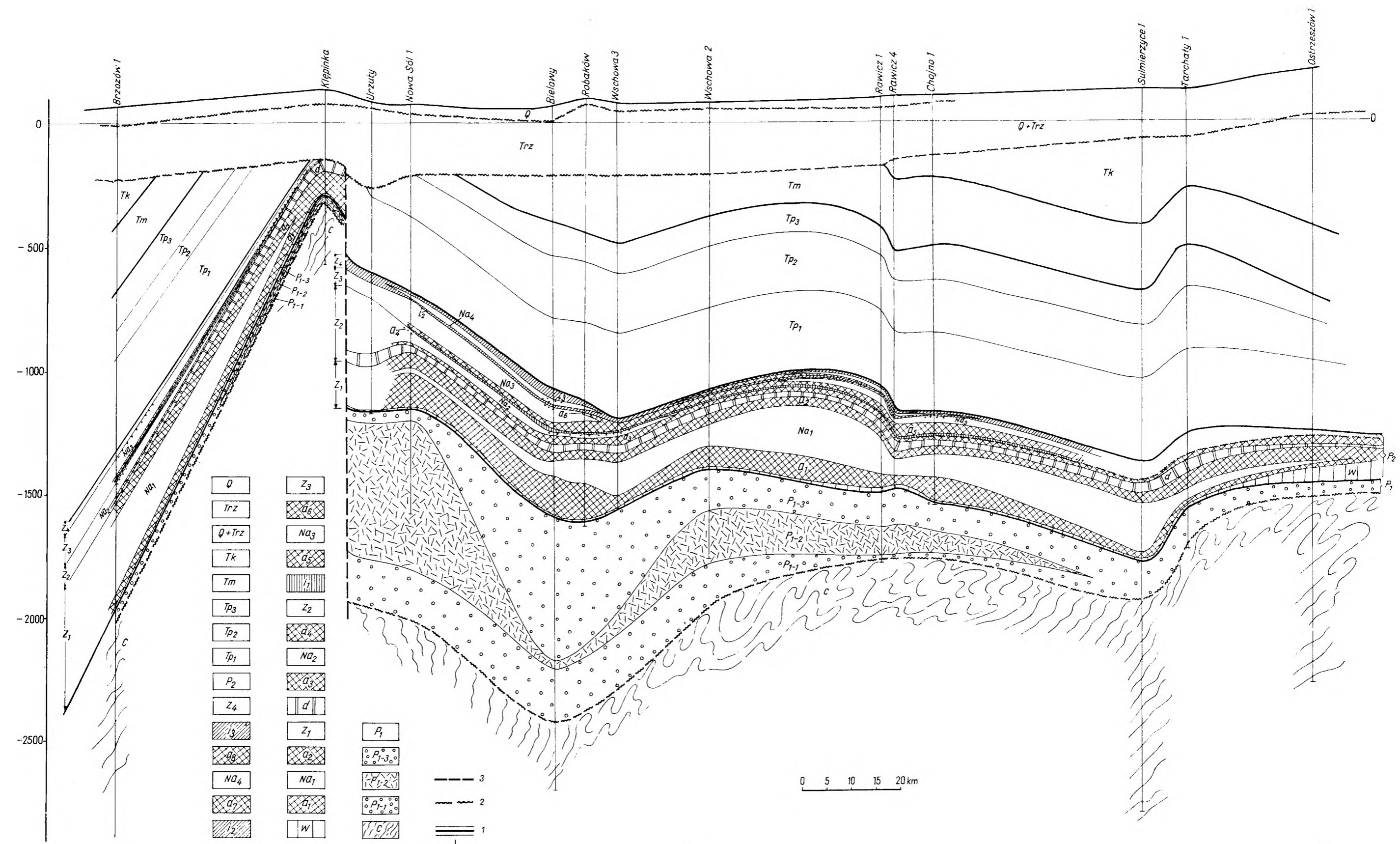


Fig. 6

Korelacja wierceń wzdłuż grzędy waryscyjskiej na monoklinie przedsudeckiej od zachodniej granicy Polski do Ostrzeszowa

1 - granice wydzielen geologicznych; 2 - granice nieciągłości tektonicznych i stratygraficznych; 3 - dyslokacje; C - karbon;  $P_1$  - czerwony spągowiec,  $P_{1-1}$  - skały osadowe dolne,  $P_{1-2}$  - skały eruptywne,  $P_{1-3}$  - skały osadowe górne;  $P_2$  - cechsztyń, cyklolem Werra ( $Z_1$ ): w - wapień podstawowy i łupek czarny,  $a_1$  - anhydryt podstawowy,  $Na_1$  - sól najstarsza,  $a_2$  - anhydryt stropowy; cyklolem Stassfurt ( $Z_2$ ): d - dolomit główny,  $a_3$  - anhydryt podstawowy,  $Na_2$  - sól starsza,  $a_4$  - anhydryt stropowy; cyklolem Leine ( $Z_3$ ):  $i_1$  - szary il solny,  $a_5$  - anhydryt główny,  $Na_3$  - sole młodsze,  $a_6$  - anhydryt stropowy; cyklolem Aller: ( $Z_4$ ):  $i_2$  - ily czerwone dolne,  $a_7$  - anhydryt pegmatytowy,  $Na_4$  - sole najmłodsze,  $a_8$  - anhydryt graniczny,  $i_3$  - ily czerwone górne;  $Tp_1$  - dolny pstry piaskowiec,  $Tp_2$  - środkowy pstry piaskowiec,  $Tp_3$  - górny pstry piaskowiec (ret)  $Tm$  - wapień muszlawy,  $Tk$  - kajper;  $Trz$  - trzeciorzęd;  $Q$  - czwartorzęd

Correlation of boreholes along the Variscan ridge in the fore-Sudetic monocline from the western boundary of Poland to Ostrzeszów

1 - boundaries of geologic division, 2 - boundaries between structural stages, 3 - dislocations; C - Carboniferous;  $P_1$  - Rotliegendes:  $P_{1-1}$  - lower sedimentary rocks,  $P_{1-2}$  - eruptive rocks,  $P_{1-3}$  - upper sedimentary rocks;  $P_2$  - Zechstein Werra cyclothem ( $Z_1$ ): w - basal limestone and black shale,  $a_1$  - basal anhydrite,  $Na_1$  - oldest salt,  $a_2$  - top anhydrite; Stassfurt cyclothem ( $Z_2$ ): d - main dolomite,  $a_3$  - basal anhydrite,  $Na_2$  - older salt,  $a_4$  - top anhydrite; Leine cyclothem ( $Z_3$ ):  $i_1$  - grey salt clay,  $a_5$  - main anhydrite,  $Na_3$  - younger salts,  $a_6$  - top anhydrite; Aller cyclothem ( $Z_4$ ):  $i_2$  - lower red clays,  $a_7$  - pegmatitic anhydrite,  $Na_4$  - youngest salts,  $a_8$  - border anhydrite,  $i_3$  - upper red clays;  $Tp_1$  - lower Bunter,  $Tp_2$  - middle Bunter,  $Tp_3$  - upper Bunter (ret);  $Tm$  - Muschelkalk,  $Tk$  - Keuper,  $Trz$  - Tertiary,  $Q$  - Quaternary

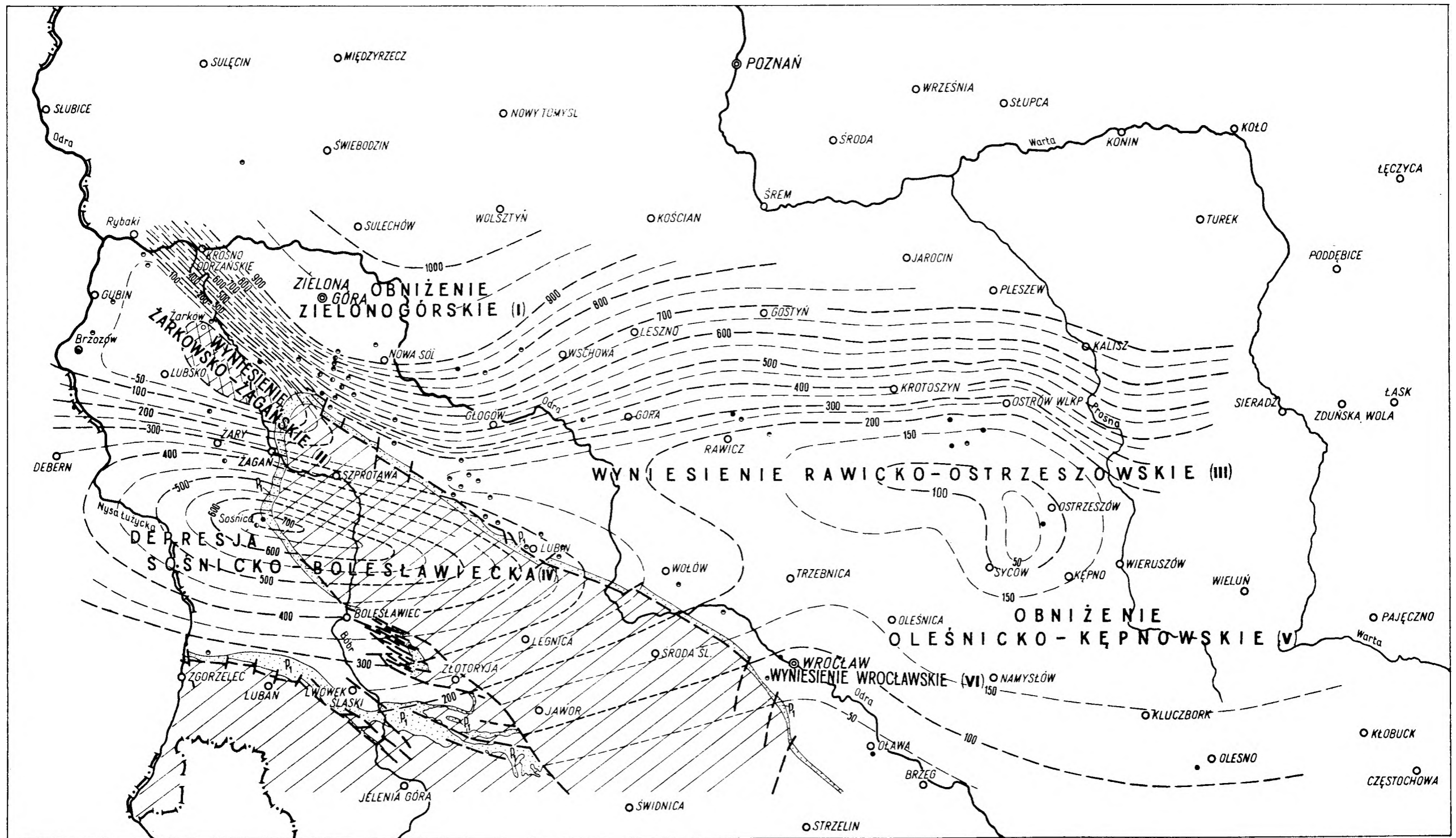


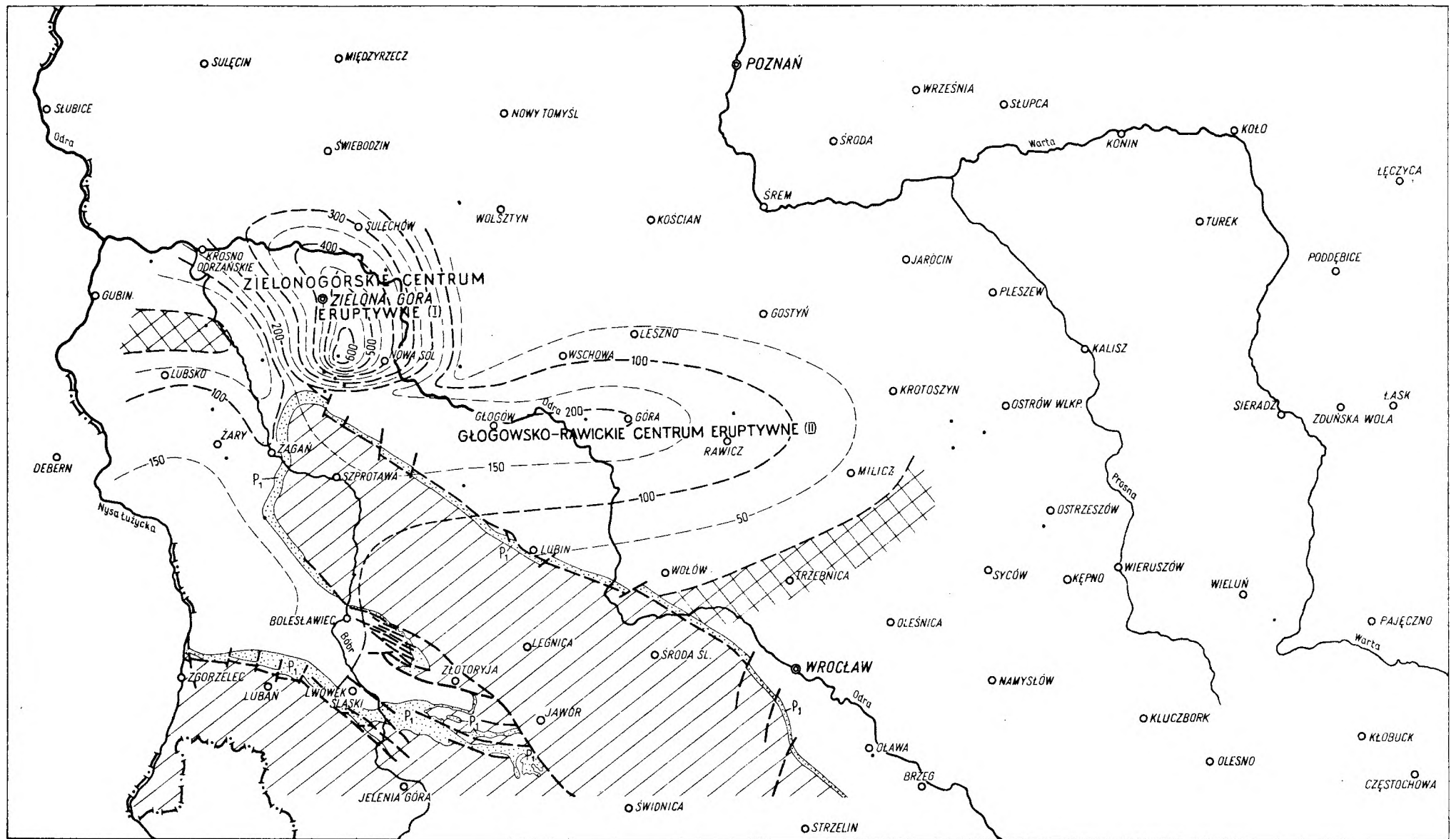
Fig. 7

Mapka sumarycznych miąższości czerwonego spągowca na obszarze przedsudeckim

1 - punkty, w których określono miąższość utworów czerwonego spągowca, 2 - punkty, w których określono miąższość górnego kompleksu skał osadowych i osiągnięto skały eruptywne, 3 - punkty, w których stwierdzono górny kompleks skał osadowych, ale go nie przewiercono, 4 - punkty w których stwierdzono brak czerwonego spągowca, 5 - izopachy czerwonego spągowca: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych czerwonego spągowca; 6 - podrzędorządowe wychodnie czerwonego spągowca, 7 - dyslokacje w obrębie wychodni czerwonego spągowca, 8 - obszar, na którym brak jest czerwonego spągowca pod pokrywą cechsztynu, 9 - obszar pozbawiony czerwonego spągowca

Chart of the total thicknesses of the Rotliegendes in the Sudetic foreland

1 - points of determined thickness of Rotliegendes deposits, 2 - points of determined thickness of the upper sedimentary series where eruptive rocks have been reached, 3 - points where the upper sedimentary series has been observed but not pierced, 4 - points of observed absence of the Rotliegendes, 5 - isopachs of the Rotliegendes: a - within the area of its present occurrence, b - hypothetical - within areas lacking the Rotliegendes; 6 - sub-Tertiary outcrops of the Rotliegendes, 7 - dislocations within outcrops of the Rotliegendes, 8 - area where the Rotliegendes is absent below the Zechstein cover, 9 - area without Rotliegendes deposits; I - lowland of Zielona Góra, II - elevation of Żarków - Żagań, III - elevation of Rawicz - Ostrzeszów, IV - depression of Sosnica - Bolesławiec, V - depression of Oleśnica - Kępno, VI - elevation of Wrocław



0 10 20 30 km

• 1 a b 2 3 4 5 6

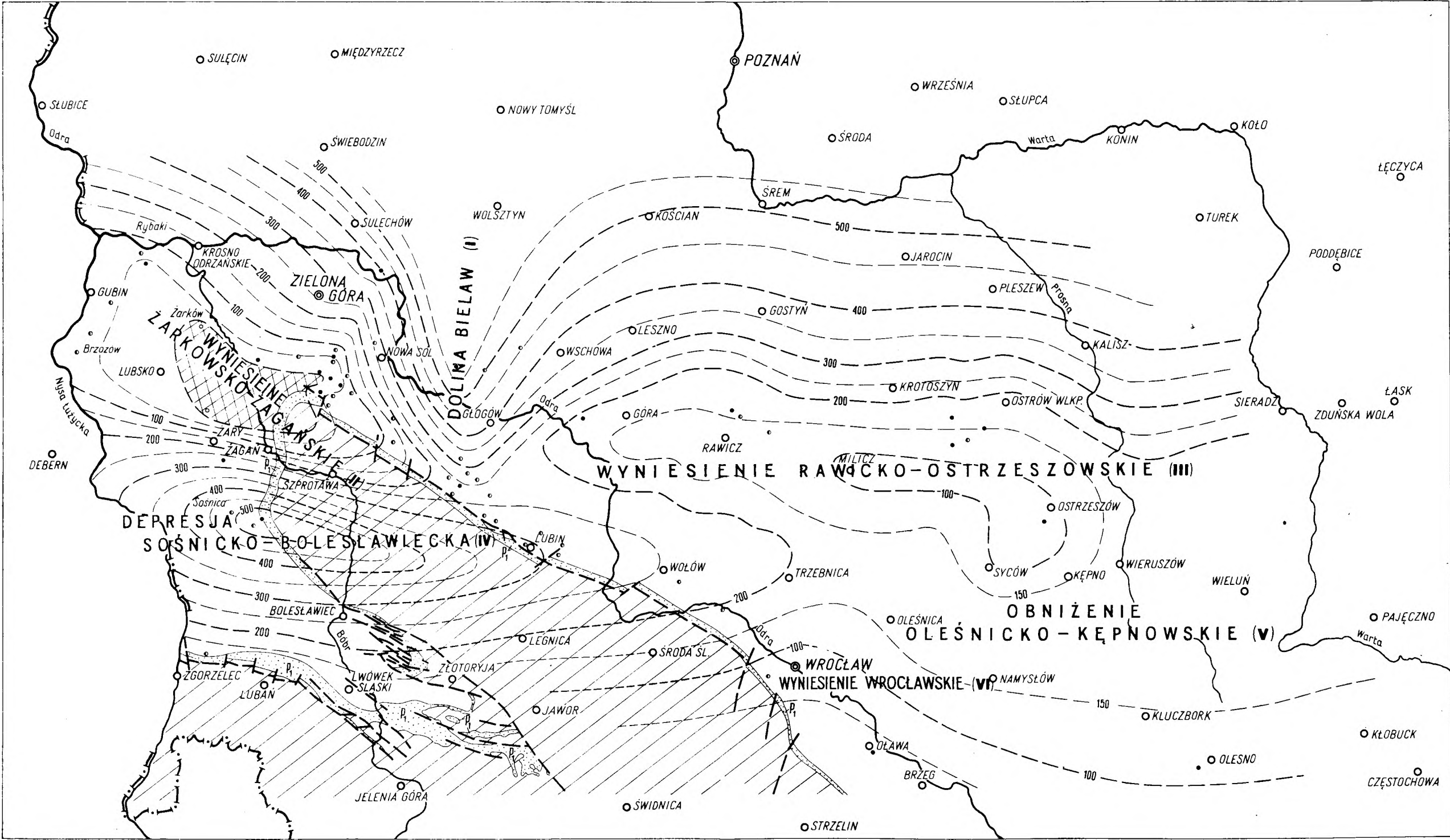
Fig. 8

Mapka miąższości skał erupcyjnych środkowego czerwonego spągawca na obszarze przedsudetyckim

1 - otwory wiertnicze, 2 - izopachy skał erupcyjnych czerwonego spągawca: a - na obszarze obecnego ich występowania, b - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych czerwonego spągawca; 3 - podtrzeciarnikowe wychodnie czerwonego spągawca, 4 - dyslokacje w obrębie wychodni czerwonego spągawca, 5 - obszary, na których brak jest skał erupcyjnych czerwonego spągawca, 6 - obszar pozbawiony utworów czerwonego spągawca

Thickness chart of eruptive rocks of the Middle Rotliegendes in the Sudetic foreland

1 - bore-holes, 2 - isopachs of eruptive rocks of the Rotliegendes: a - within their present occurrence area, b - hypothetical, within areas lacking the Rotliegendes; 3 - sub-Tertiary outcrops of the Rotliegendes, 4 - dislocations within outcrops of the Rotliegendes, 5 - areas lacking eruptive rocks of the Rotliegendes, 6 - area without Rotliegendes deposits; I - eruptive centre of Zielona Góra, II - eruptive centre of Głogów - Rawicz



0 10 20 30km

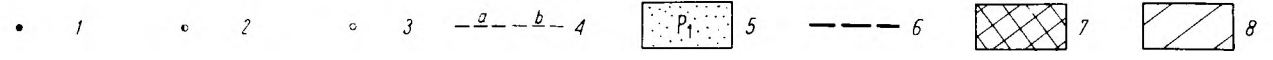


Fig. 9

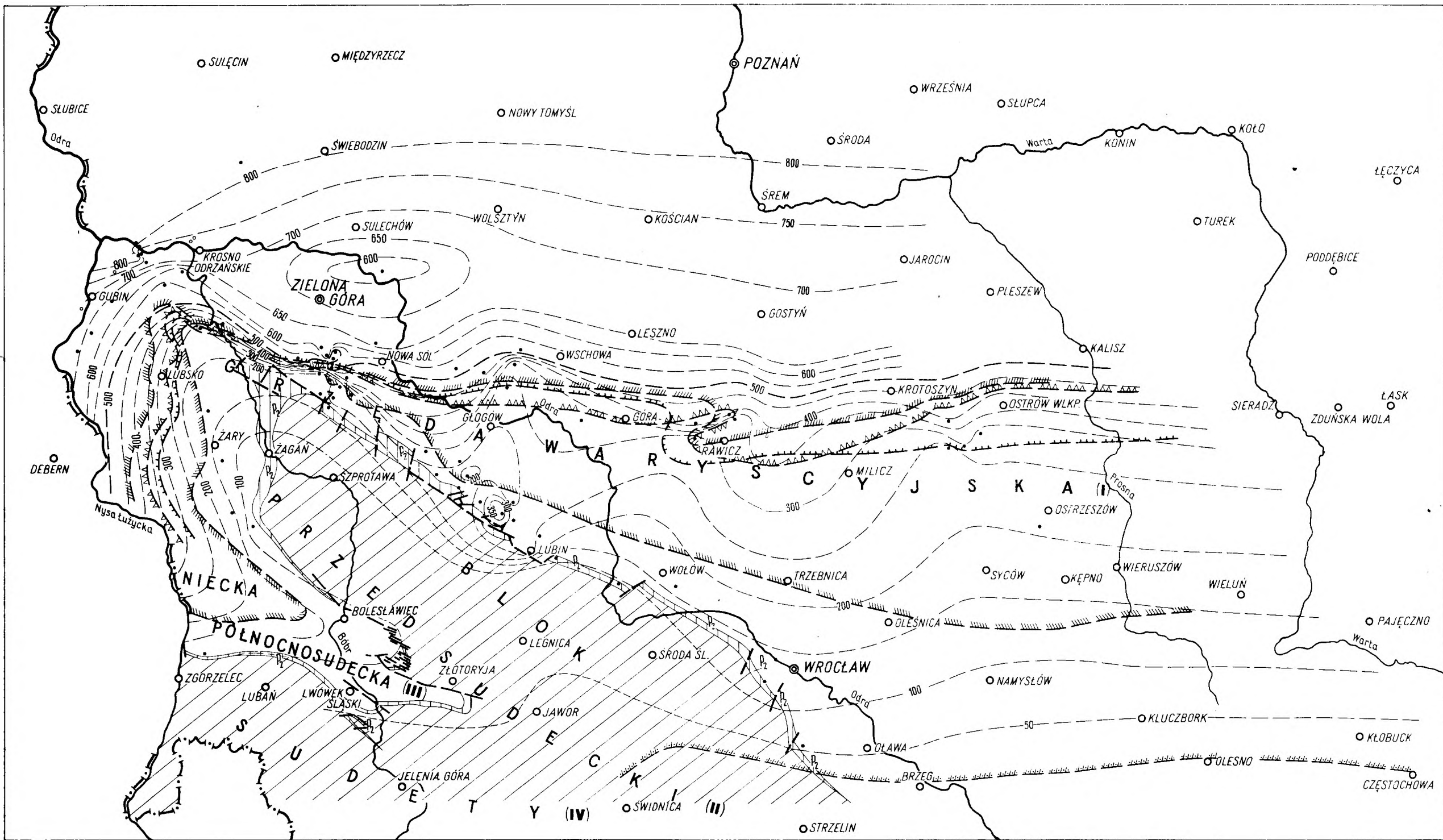
Mapka miąższości górnego kompleksu skał osadowych czerwonego spągowca na obszarze przedsudeckim

1 - punkty, w których określono miąższość górnego kompleksu skał osadowych, 2 - punkty, w których stwierdzono, lecz nie przebito górnego kompleksu skał osadowych, 3 - punkty, w których stwierdzono brak górnego kompleksu skał osadowych, 4 - izopachy górnego kompleksu skał osadowych: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych czerwonego spągowca; 5 - podtrzęciorzędowe wychadnie czerwonego spągowca, 6 - dyslokacje w obrębie wychadni czerwonego spągowca, 7 - obszar, na którym górny kompleks skał osadowych w czerwonym spągowcu nie występuje, 8 - obszary pozbawione czerwonego spągowca

Thickness chart of the upper complex of Rottliegendes deposits within the Sudetic foreland

1 - points of determined thickness of the upper complex of sedimentary rocks, 2 - points where the upper complex of sedimentary rocks has been observed but not pierced, 3 - points of observed lack of the upper complex of sedimentary rocks, 4 - isopachs of the upper complex of sedimentary rocks: a - within its present occurrence area, b - hypothetical, within areas lacking the Rottliegendes, 5 - sub-Tertiary outcrops of the Rottliegendes, 6 - dislocations within outcrops of the Rottliegendes, 7 - area where the upper complex of sedimentary rocks is absent from the Rottliegendes, 8 - areas lacking the Rottliegendes; I - valley of Bielawa, II - elevation of Żarków - Żagań, III - elevation of Rawicz - Ostrzeszów, IV - depression of Sońnica - Bolesławiec, V - depression of Oleśnica - Kępno, VI - elevation of Wrocław





0 10 20 30km

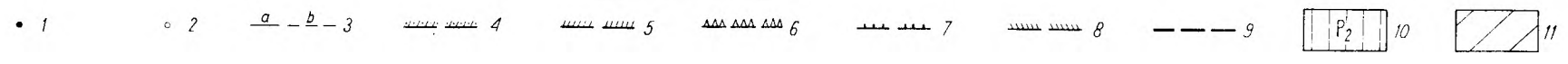


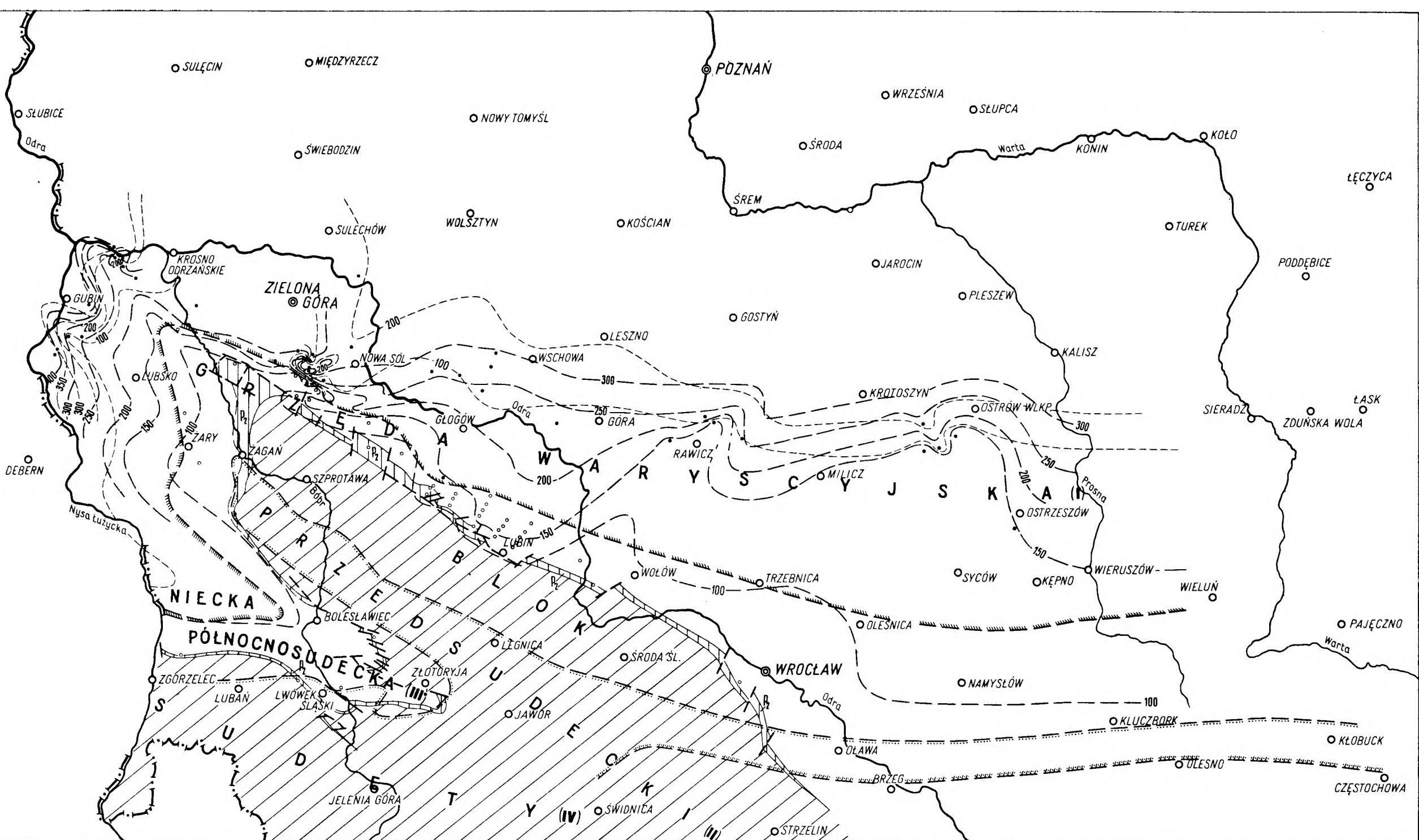
Fig. 10

Mapka sumarycznych miąższości cechsztynu na obszarze przedsudeckim

1 - punkty, w których określono miąższość cechsztynu, 2 - punkty, w których przebita górne ogniwa cechsztynu da dolomitu głównego włącznie, 3 - izopachty cechsztynu: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych cechsztynu; 4 - południowy zasięg cechsztynu, 5 - zasięg soli cyklotemu Werra, 6 - zasięg soli cyklotemu Stassfurt, 7 - zasięg soli cyklotemu Leine, 8 - zasięg soli cyklotemu Aller, 9 - dyslokacje, 10 - obszary pozbawione cechsztynu, 11 - podrzecziorządowe wychodnie cechsztynu

Total thickness chart of the Zechstein within the Sudetic foreland

1 - points of determined thickness of the Zechstein, 2 - points where the upper members of the Zechstein have been pierced, including the main dolomite, 3 - Zechstein isopachs: a - within its present occurrence area, b - hypothetical, within areas lacking the Zechstein; 4 - southern extent of the Zechstein, 5 - extent of the Werra salt cyclothem, 6 - extent of the Stassfurt salt cyclothem, 7 - extent of the Leine salt cyclothem, 8 - extent of the Aller salt cyclothem, 9 - dislocations, 10 - areas lacking the Zechstein, 11 - sub-Tertiary outcrops of the Zechstein; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-Sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30km

- 1    • 2    — 3    - - - 4    5    6    7    9    10

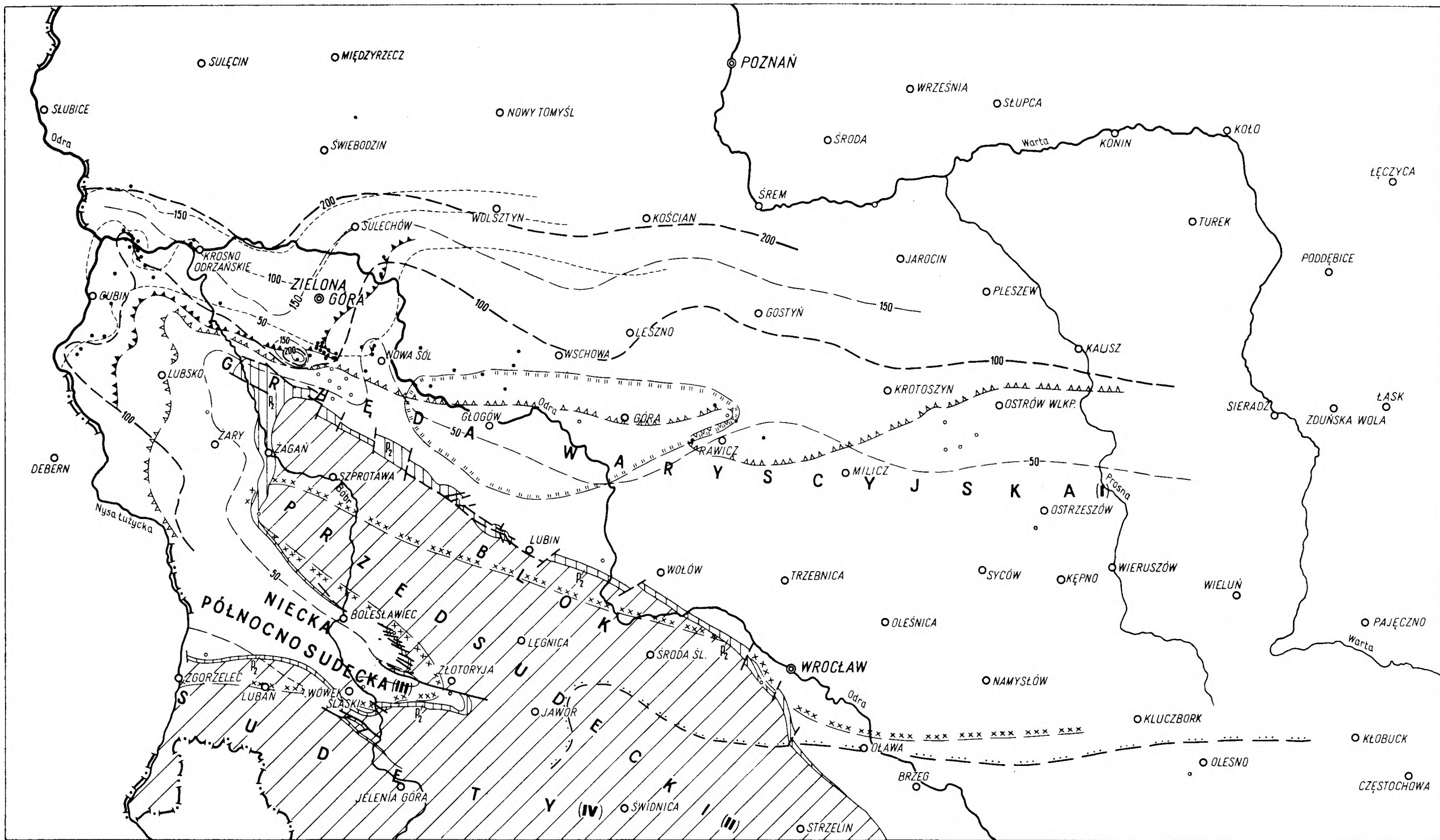
Fig. 11

**Mapka miąższości i zasięgów poszczególnych łacji utworów cechsztyńskich cyklotemu Werra (Z<sub>1</sub>) na obszarze przedsudeckim**

1 - punkty, w których określono miąższość cyklotemu Z<sub>1</sub> i zawartych w nim soli, 2 - punkty, w których określono miąższość cyklotemu Z<sub>1</sub> i stwierdzono brak soli, 3 - izopachyty utworów cyklotemu Z<sub>1</sub> co 50 m, 4 - izopachyty soli co 100 m, 5 - zasięg łacji solnej, 6 - granica łacji neritycznej i litoralnej (na zachodzie wg J. Krasania 1964), 7 - pierwotny zasięg utworów cechsztyńskich cyklotemu Z<sub>1</sub>; a - na obszarach obecnego ich występowania, b - hipotetyczny, na obszarach gdzie uległy one późniejszemu zniszczeniu; 8 - dyslokacje, 9 - obszary pozbawione cechsztynu, 10 - podtrzęsiorzędowe wychodnie cechsztynu

**Chart of thickness and extent of the particular Zechstein facies of the Werra cyclothem Z<sub>1</sub> within the Sudetic foreland**

1 - points of the determined thickness of cyclothem Z<sub>1</sub> and that of its salt layer, 2 - points of the determined thickness of cyclothem Z<sub>1</sub> and of the observed absence of salt, 3 - isopachs (spaced 50 m.) of deposits of cyclothem Z<sub>1</sub>, 4 - isopachs (spaced 100 m.) of salt, 5 - extent of the salt facies, 6 - boundary of the neritic and littoral facies (in the west after J. Krasan, 1964), 7 - initial extent of Zechstein deposits of cyclothem Z<sub>1</sub>; a - within their present occurrence areas, b - hypothetical, within areas of their destruction; 8 - dislocations, 9 - areas lacking the Zechstein, 10 - sub-Tertiary outcrops of the Zechstein; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30km

- 1    ○ 2    — 3    - - - 4    ▲▲▲ 5    ××× 6    a. b. 7    |||| 8    ▲▲▲ 9    - - - 10    ▨ 11    ▨<sub>2</sub> 12

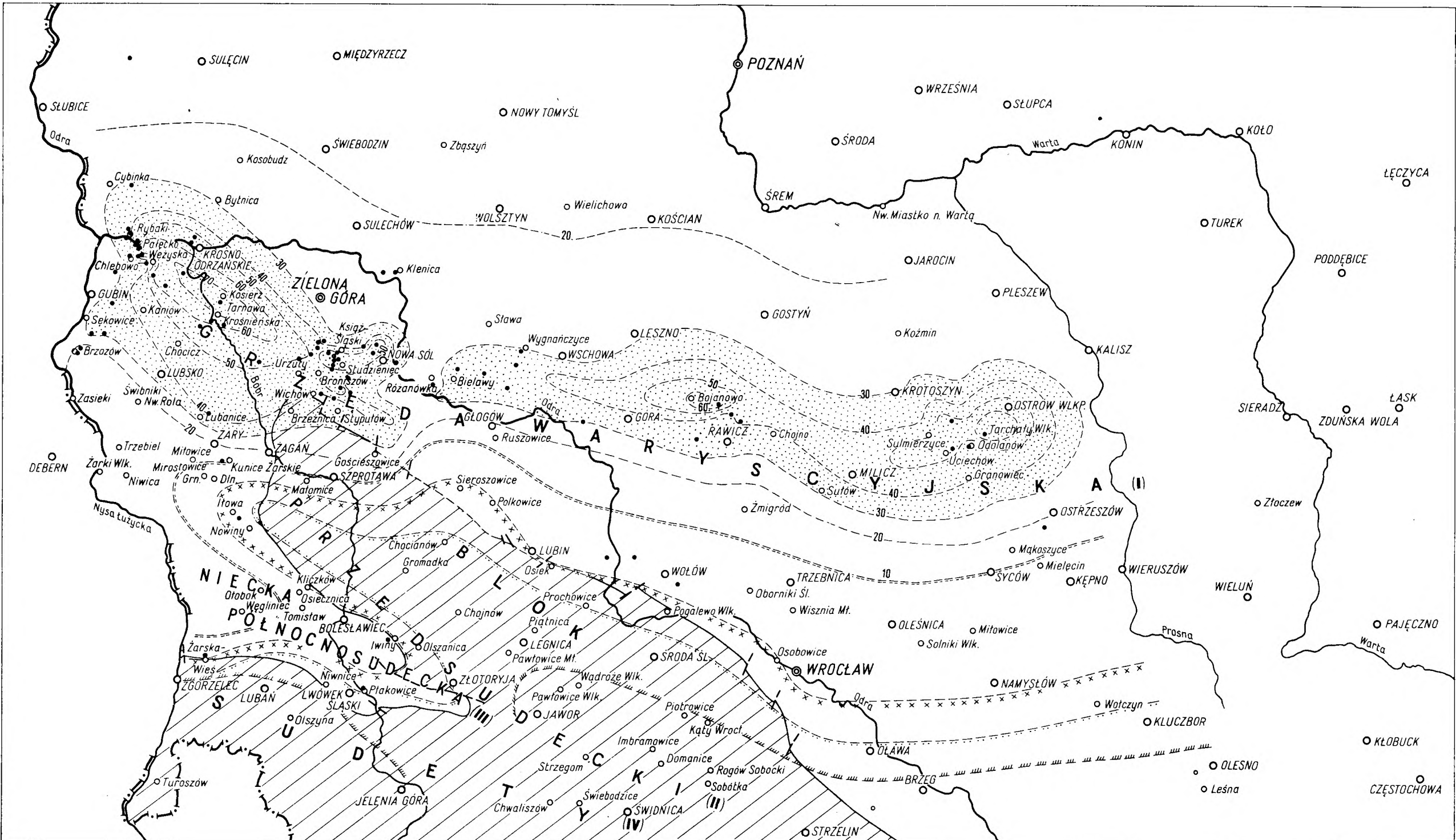
Fig. 12

**Mapka miąższości i zasięgów poszczególnych facji utworów cechsztyńskich cyklotemu Stassfurt (Z<sub>2</sub>) na obszarze przedsudeckim**

1 - punkty, w których określano miąższość cyklotemu Z<sub>2</sub> i zawartych w nim soli, 2 - punkty, w których określano miąższość cyklotemu Z<sub>2</sub> i stwierdzono brak soli, 3 - izopachty utworów cyklotemu Z<sub>2</sub> co 50 m, 4 - izopachty soli co 50 m, 5 - zasięg facji solnej, 6 - zasięg facji anhydrytowej, 7 - pierwotny zasięg utworów cechsztyńskich cyklotemu Z<sub>2</sub>: a - na obszarach obecnego ich występowania, b - hipotetyczny, na obszarach gdzie uległy one późniejszemu zniszczeniu; 8 - zasięg występowania dolomitu różanowskiego w anhydrycie podstawowym cyklotemu Stassfurt, 9 - zasięg występowania soli potasowo-magnezowych, 10 - dyslokacje, 11 - obszary pozbawione cechsztynu, 12 - podrzeciorządowe wychodnie cechsztynu

**Chart of the thickness and extent of the particular Zechstein facies of the Stassfurt (Z<sub>2</sub>) cyclothem within the Sudetic foreland**

1 - points of the determined thickness of cyclothem Z<sub>2</sub> and of that of its salt layers, 2 - points of the determined thickness of cyclothem Z<sub>2</sub> and of the observed absence of salt, 3 - isopachs (spaced 50 m.) of deposits of cyclothem Z<sub>2</sub>, 4 - isopachs of salt (spaced 50 m.), 5 - extent of the salt facies, 6 - extent of the anhydrite facies, 7 - initial extent of Zechstein deposits of cyclothem Z<sub>2</sub>: a - within their present occurrence areas, b - hypothetical, within areas of their destruction; 8 - extent of the Różanka dolomite in the basal anhydrite of the Stassfurt cyclothem, 9 - extent of the potassium-magnesium salt occurrence, 10 - dislocations, 11 - areas lacking the Zechstein, 12 - sub-Tertiary outcrops of the Zechstein; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30km

- 1    ○ 2    ——— 3    ——— 4    x x x x 5    ——— 6    ——— 7    [stippled] 8    [hatched] 9    ——— 10

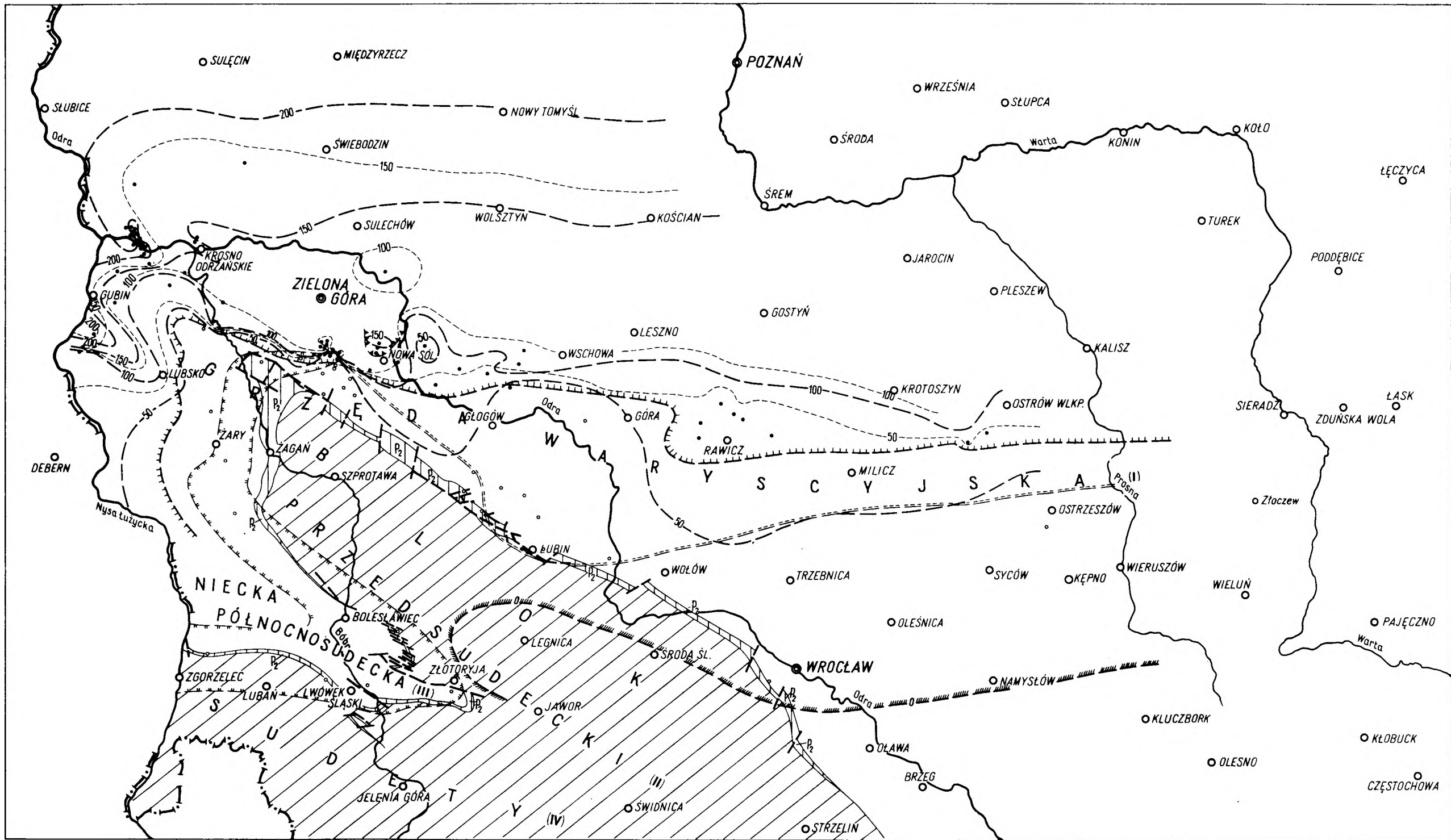
Fig. 13

Mapka miąższości i zasięgów poszczególnych facji utworów cechsztyńskiego dolomitu głównego (Z<sub>2</sub>) na obszarze przedsudeckim

1 - punkty, w których określono miąższość i fację dolomitu głównego, 2 - punkty, w których stwierdzono brak dolomitu głównego, 3 - przypuszczalny południowy zasięg zbiornika morskiego, 4 - zasięg facji piaszczysto-ilastej (przybrzeżnej) dolomitu głównego, 5 - zasięg mieszanej facji piaszczysto-ilastej z wkładkami dolomitów, 6 - zasięg facji ilasto-dolomitowej, 7 - izopachy właściwego dolomitu głównego, 8 - rozprzestrzenienie właściwego dolomitu głównego z wkładkami algowo-oolitowymi, 9 - obszary pozbawione utworów cechsztyńskich, 10 - dyslokacje

Chart of thickness and extent of the particular facies of the Zechstein main dolomite (Z<sub>2</sub>) within the Sudetic foreland

1 - points of the determined thickness and facial development of the main dolomite, 2 - points of the observed absence of the main dolomite, 3 - hypothetical southern extent of the marine basin, 4 - extent of the arenaceous (littoral) facies of the main dolomite, 5 - extent of the mixed facies (arenaceous-argillaceous with dolomite intercalation), 6 - extent of the argillaceous-dolomitic facies, 7 - isopachs of the true main dolomite, 8 - distribution of the true main dolomite with algal-oolithic intercalations, 9 - areas lacking in the Zechstein deposits, 10 - dislocations; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30 km

- 1
- 2
- 3
- - - 4
- 5
- - - 6
- 7
- 8
- ▲▲▲ 9
- 10
- ▨ 11
- ▨ P<sub>2</sub> 12

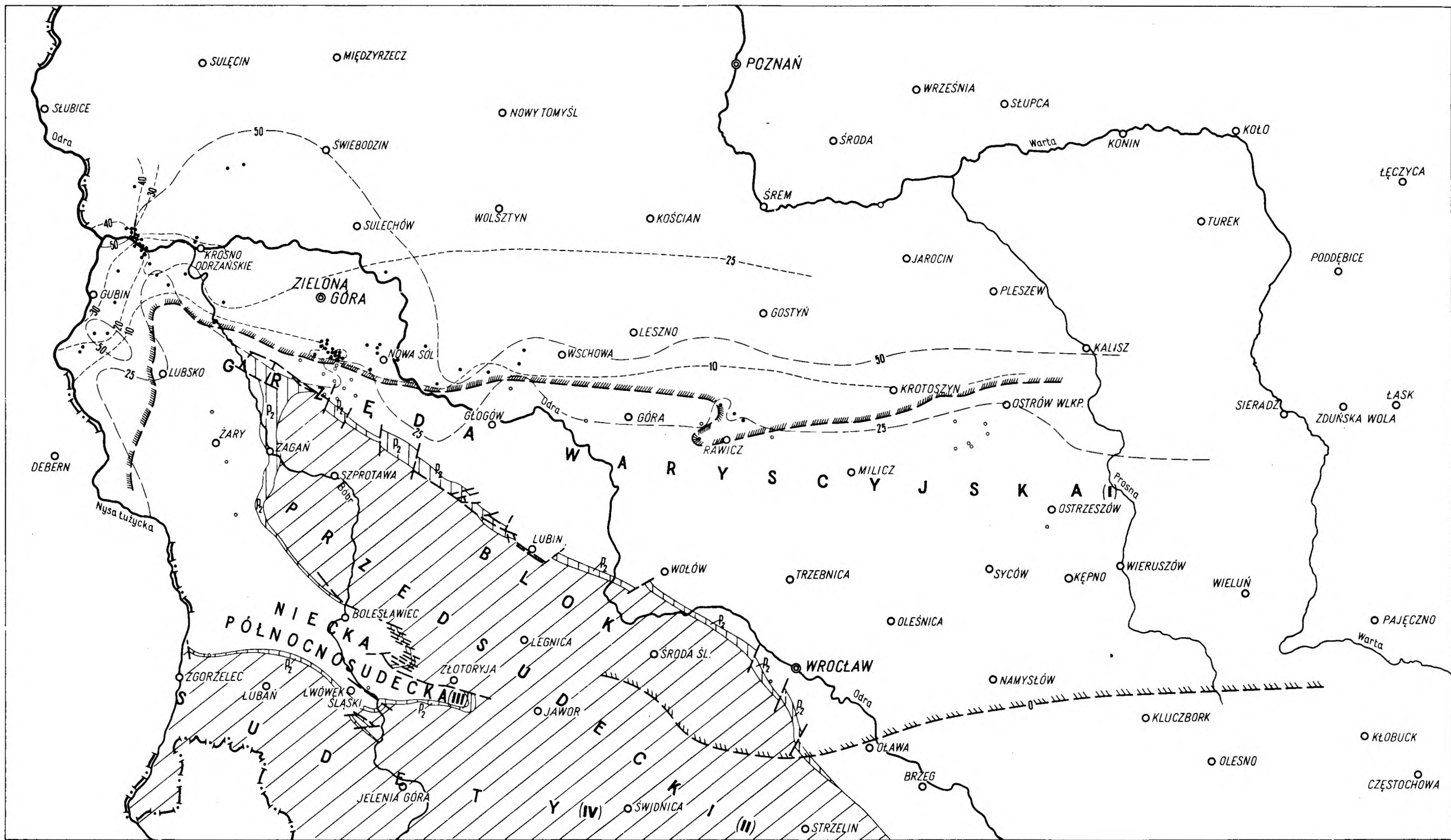
Fig. 14

**Mapka miąższości i zasięgów poszczególnych łacji utworów cechsztyńskich cyklotemu Leine (Z<sub>3</sub>) na obszarze przedsudeckim**

1 - punkty, w których określono miąższość utworów cyklotemu Z<sub>3</sub> i zawarty w nim soli, 2 - punkty, w których określono miąższości utworów cyklotemu Z<sub>3</sub> i stwierdzono brak soli, 3 - izopachy utworów cyklotemu Z<sub>3</sub> ca 50 m, 4 - izopachy soli, 5 - zasięg łacji solnej, 6 - południowy zasięg szarego iltu solnego i jednocześnie granica zastępowania go przez iltu patre, 7 - rozprzestrzenienie dolomitu płytowego, 8 - przypuszczalny pierwotny zasięg osadów cyklotemu Z<sub>3</sub>, 9 - przypuszczalny obszar występowania wkładek soli potasowych w solach cyklotemu Z<sub>3</sub>, 10 - dyslokacje, 11 - obszary pozbawione cechsztynu, 12 - podrzędorzędowa wychodnie cechsztynu

**Chart of the thickness and extent of the particular facies of the Zechstein deposits of the Leine (Z<sub>3</sub>) cyclothem within the Sudetic foreland**

1 - points of the determined thickness of deposits of cyclothem Z<sub>3</sub> and that of its salt layers, 2 - points of the determined thickness of deposits of cyclothem Z<sub>3</sub> and of the observed lack of salt, 3 - isopachs of deposits of cyclothem Z<sub>3</sub> (spaced 50 m.), 4 - isopachs of salt, 5 - extent of the salt facies, 6 - southern extent of the gray salt clay and the boundary of its replacement by variegated clays, 7 - distribution of platy dolomites, 8 - hypothetical initial extent of deposits of cyclothem Z<sub>3</sub>, 9 - hypothetical occurrence area of potassium-salt intercalations in salts of cyclothem Z<sub>3</sub>, 10 - dislocations 11 - area without the Zechstein, 12 - sub-Tertiary outcrops of the Zechstein; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30km

• 1 • 2 — 3 - - - 4 [diagonal lines] 5 [wavy lines] 6 - - - 7 [hatched] 8 [P<sub>2</sub> box] 9

Fig. 15

Mapka miąższości i zasięgu poszczególnych facji utworów cechsztyńskich cyklotemu Aller (Z<sub>4</sub>) na obszarze przedsudeckim

1 - punkty, w których określono miąższość utworów cyklotemu Z<sub>4</sub> i zawarty w nim soli, 2 - punkty, w których określono miąższość utworów cyklotemu Z<sub>4</sub> i stwierdzono brak soli, 3 - izopachty utworów cyklotemu Z<sub>4</sub> co 50 m, 4 - izopachty soli, 5 - zasięg facji solnej, 6 - przypuszczalny pierwotny zasięg osadów cyklotemu Z<sub>4</sub>, 7 - dyslokacje, 8 - obszary pozbawione cechsztynu, 9 - podtrzeciorderowe wychodne cechsztynu

Chart of the thickness and extent of the particular facies of the Zechstein deposits of the Aller (Z<sub>4</sub>) cyclothem within the Sudetic foreland

1 - points of the determined thickness of deposits of cyclothem Z<sub>4</sub> and of that of its salt layers, 2 - points of the determined thickness of deposits of cyclothem Z<sub>4</sub> and of the observed lack of salt, 3 - isopachs (spaced 50 m.) of deposits of cyclothem Z<sub>4</sub>, 4 - isopachs of salt, 5 - extent of the salt facies, 6 - hypothetical initial extent of deposits of cyclothem Z<sub>4</sub>, 7 - dislocations, 8 - areas without the Zechstein, 9 - sub-Tertiary outcrops of the Zechstein; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes

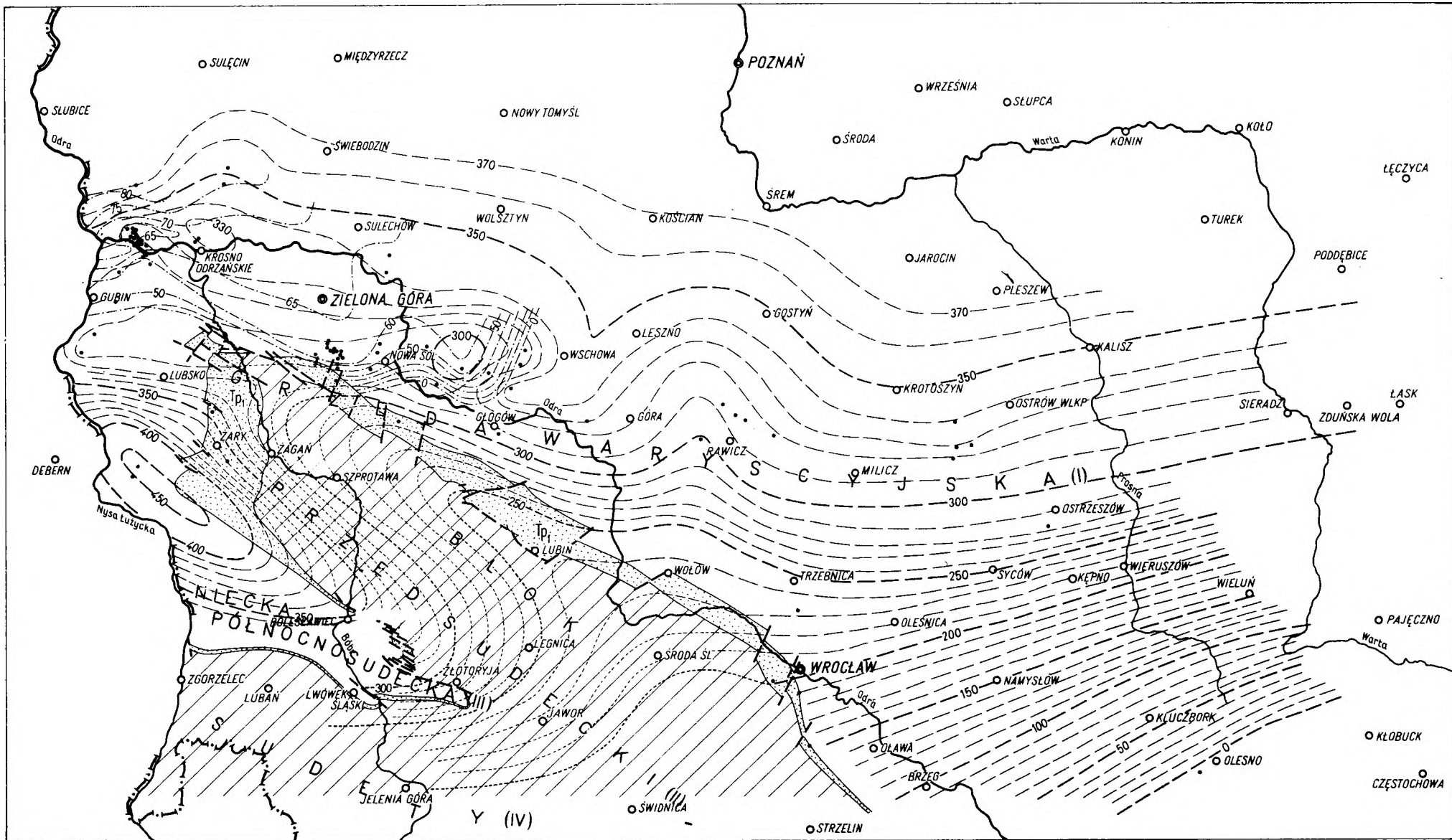
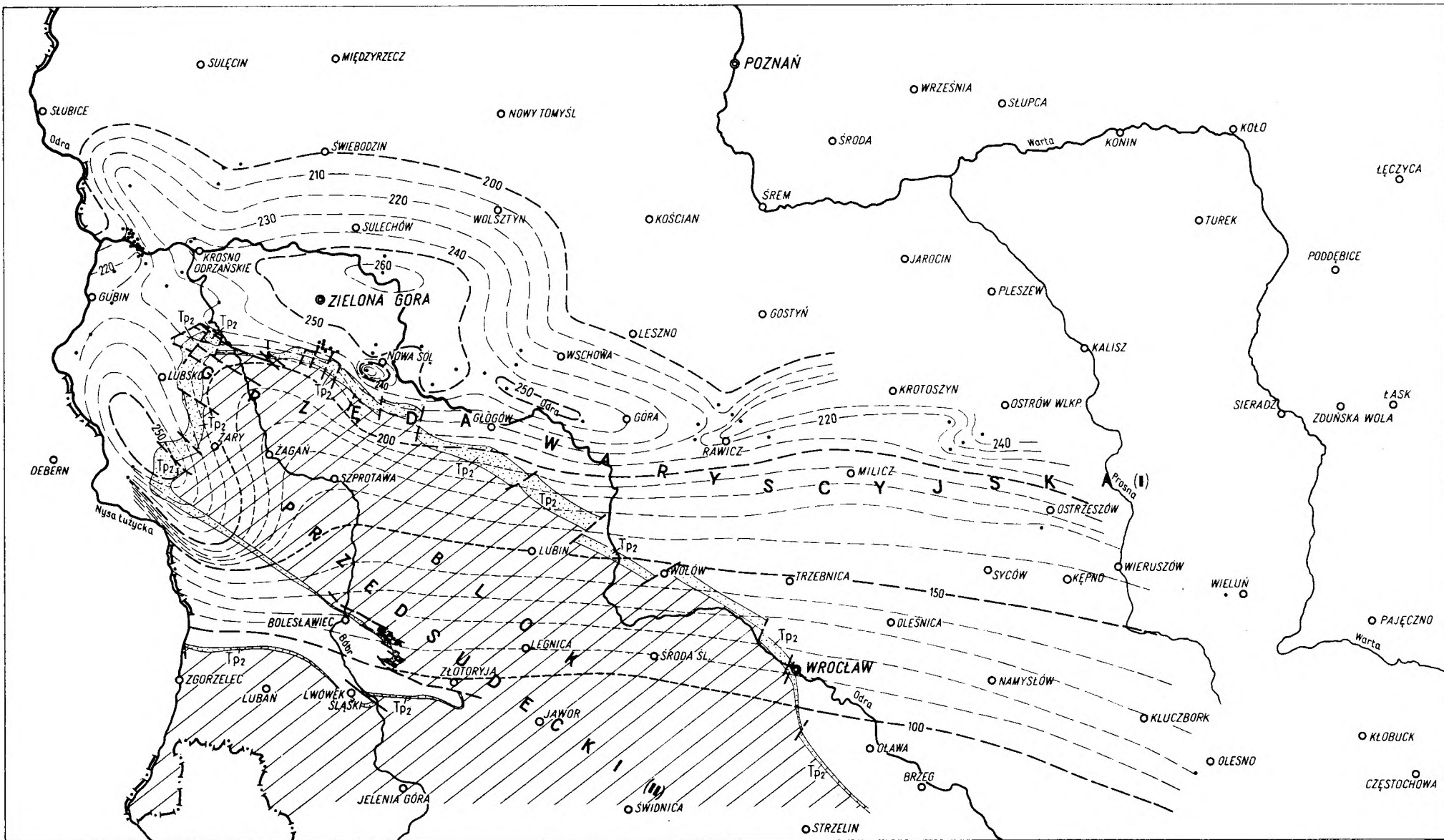


Fig. 16

Mapka miąższości dolnego pstręgo piaskowca i zawartego w nim kompleksu 18 na obszarze przedsudetyckim. Opracowana przez autora przy współpracy S. Wójcikiewicza

1 - otwory wiertnicze, 2 - izopachy dolnego pstręgo piaskowca: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych obecnie pstręgo piaskowca; 3 - izopachy wapienno-oolitowego kompleksu 18, występującego w górnej części dolnego pstręgo piaskowca, 4 - podtrzęciarzowe wychodnie dolnego pstręgo piaskowca, 5 - obszary pozbawione dolnego pstręgo piaskowca, 6 - dyslokacje

Chart of the thickness of the lower Bunter and that of its complex 18 within the sudetic foreland. Compiled by the writer with the co-operation of S. Wójcikiewicz  
 1 - bore-holes, 2 - isopachs at the Lower Bunter: a - within the present area of its occurrence, b - hypothetical, within areas where the Bunter is now absent; 3 - isopachs of the limestone-oolithic complex 18 in the upper part of the Lower Bunter, 4 - sub-Tertiary outcrops of the Lower Bunter, 5 - areas lacking the Lower Bunter, 6 - dislocation; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block, III - north-sudetic syncline, IV - the Sudetes



0 10 20 30 km

1 a b c 2  $Tp_2$  3 4 5

Fig. 17

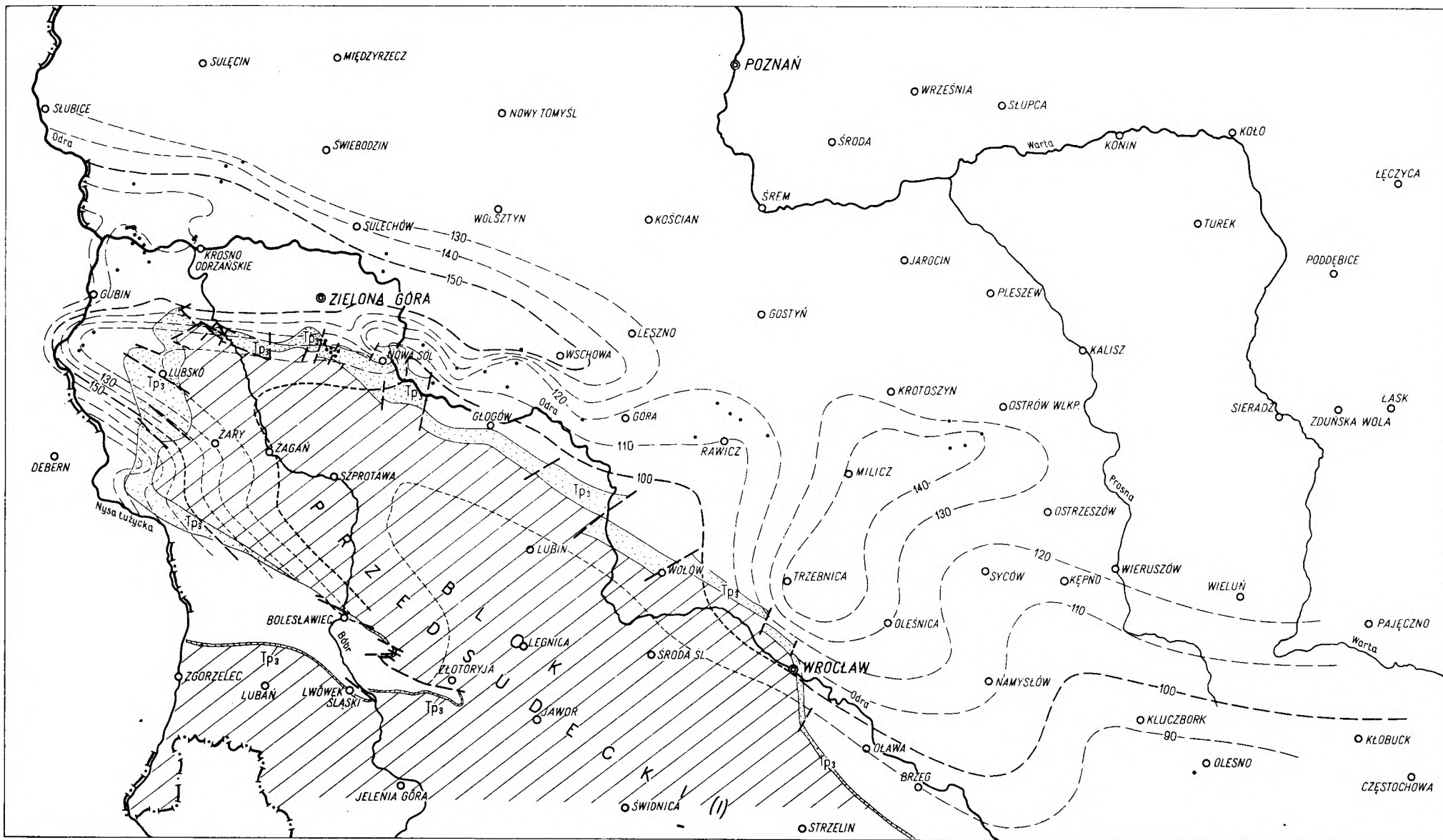
Mapka miąższości środkowego pstrego piaskowca na obszarze przedsuddeckim. Opracowana przez autora przy współpracy S. Wójcikiewicza

1 - otwory wiertnicze, 2 - izopachy środkowego pstrego piaskowca: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, w strefie wychodni, c - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych obecnie pstrego piaskowca; 3 - podirzecliarzędowe wychadnie środkowego pstrego piaskowca, 4 - obszary pozbawione środkowego pstrego piaskowca

Thickness chart of the Middle Bunter within the Sudetic foreland. Plotted by the writer with the co-operation of S. Wójcikiewicz

1 - bore-holes, 2 - isopachs of the Middle Bunter: a - within the present area of its occurrence, b - hypothetical, within the zone of outcrops, c - hypothetical within areas now lacking the Bunter, 3 - sub-Tertiary outcrops of the Middle Bunter, 4 - areas lacking the Middle Bunter, 5 - dislocations; I - Variscan ridge, II - fore-Sudetic block





0 10 20 30km

• 1    a b c 2    [stippled box] 3    [hatched box] 4    - - - 5

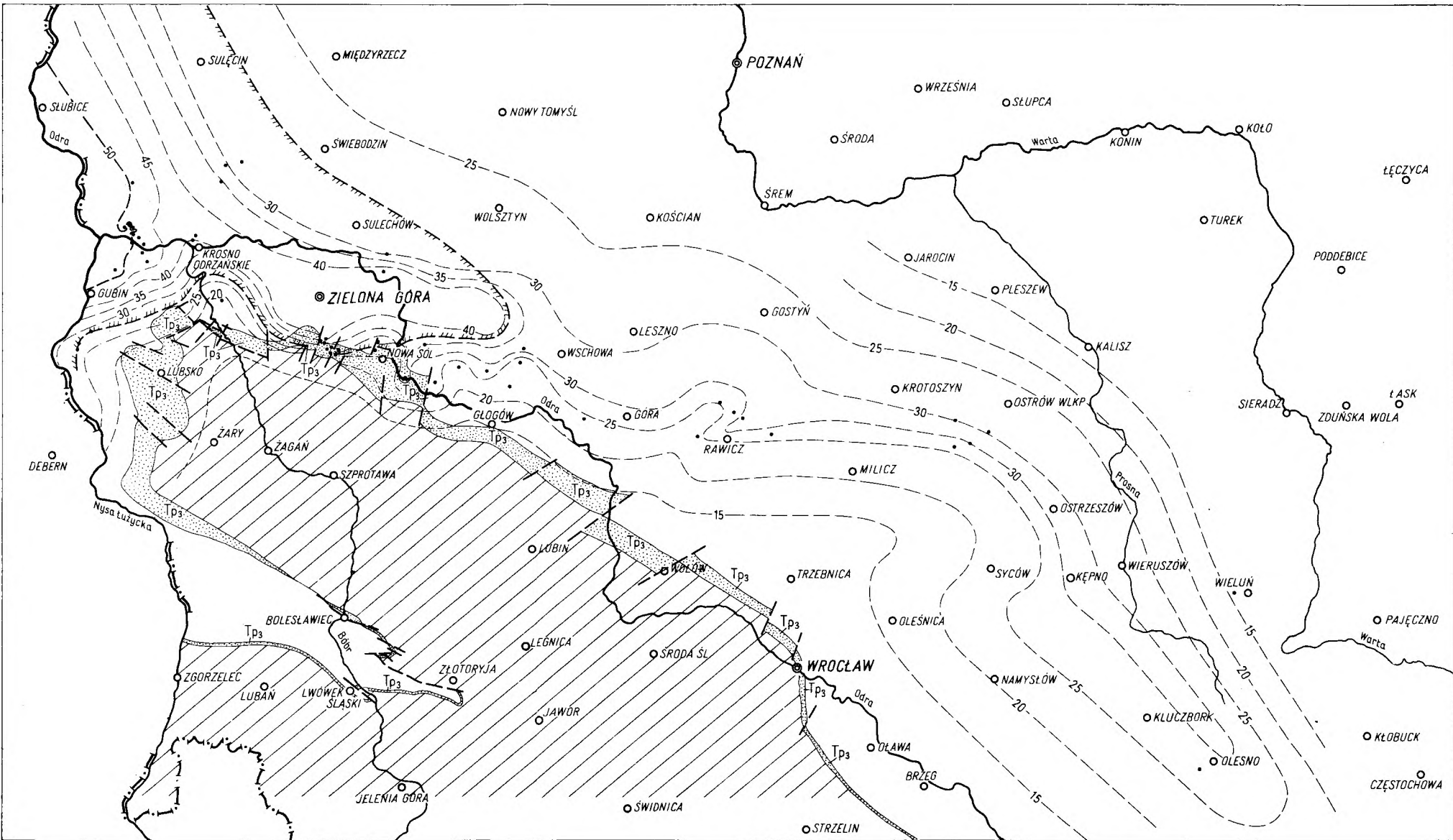
Fig. 18

Mapka miąższości górnego pstrego piaskowca (retu) na obszarze przedsuddeckim. Opracowana przez autora przy współpracy S. Wójcikiewicza

1 - otwory wiertnicze, 2 - izopachy retu: a - na obszarze obecnego jego występowania, b - hipotetyczne, w strefie wychądni, c - hipotetyczne, na obszarach pozbawionych obecnie retu; 3 - pod-trzeciorzędowe wychądnie retu, 4 - obszary pozbawione retu, 5 - dyslokacje

Thickness char of the Upper Bunter (Röt) within the Sudetic foreland. Plotted by the writer with the co-operation of S. Wójcikiewicz

1 - bore-holes, 2 - isopachs of the Röt: a - within the present area of its occurrence, b - hypothetical, within the zone of outcrops, c - hypothetical, within areas now lacking the Röt; 3 - sub-Tertiary outcrops of the Röt, 4 - areas lacking the Röt, 5 - dislocations; 1 - fore-Sudetic block



0 10 20 30 km

• 1    a b c 2    3    4    5    6

Fig. 19

Mapka miąższości dolnych anhydrytowo-solnych kompleksów (10, 9 i 8) retu i zasięgu ówczesnego basenu solnego na obszarze przedsudeckim Opracowana przez autora przy współpracy S. Wójcikiewicza z uwzględnieniem danych A. Takarskiego (1965)

1 - otwory wiertnicze, 2 - izopachy utworów dolnych anhydrytowo-solnych kompleksów retu: a - na obszarze obecnego ich występowania, b - hipotetyczne, w strefie wschodniej, c - hipotetyczne na obszarach pozbawionych obecnie tych utworów; 3 - zasięg łacji solnej retu (kompleksu 9), 4 - podtrzeciorderowe wychodnie retu, 5 - obszary pozbawione retu, 6 - dyslokacje

Thickness chart of the lower anhydrite-salt complexes (10,9,8) of the Röt and the extent of the Röt salt basin within the sudetic foreland. Plotted by the writer with the co-operation of S. Wójcikiewicz on data by A. Takarski (1965)

1 - bore-holes, 2 - isopach of the lower anhydrite-salt complexes of the Röt: a - within the area of its present occurrence, b - hypothetical, within the zone of outcrops, c - hypothetical, within areas now lacking these deposits; 3 - extent of the salt facies of the Röt (complex 9), 4 - sub-Tertiary outcrops of the Röt, 5 - areas without the Röt, 6 - dislocations

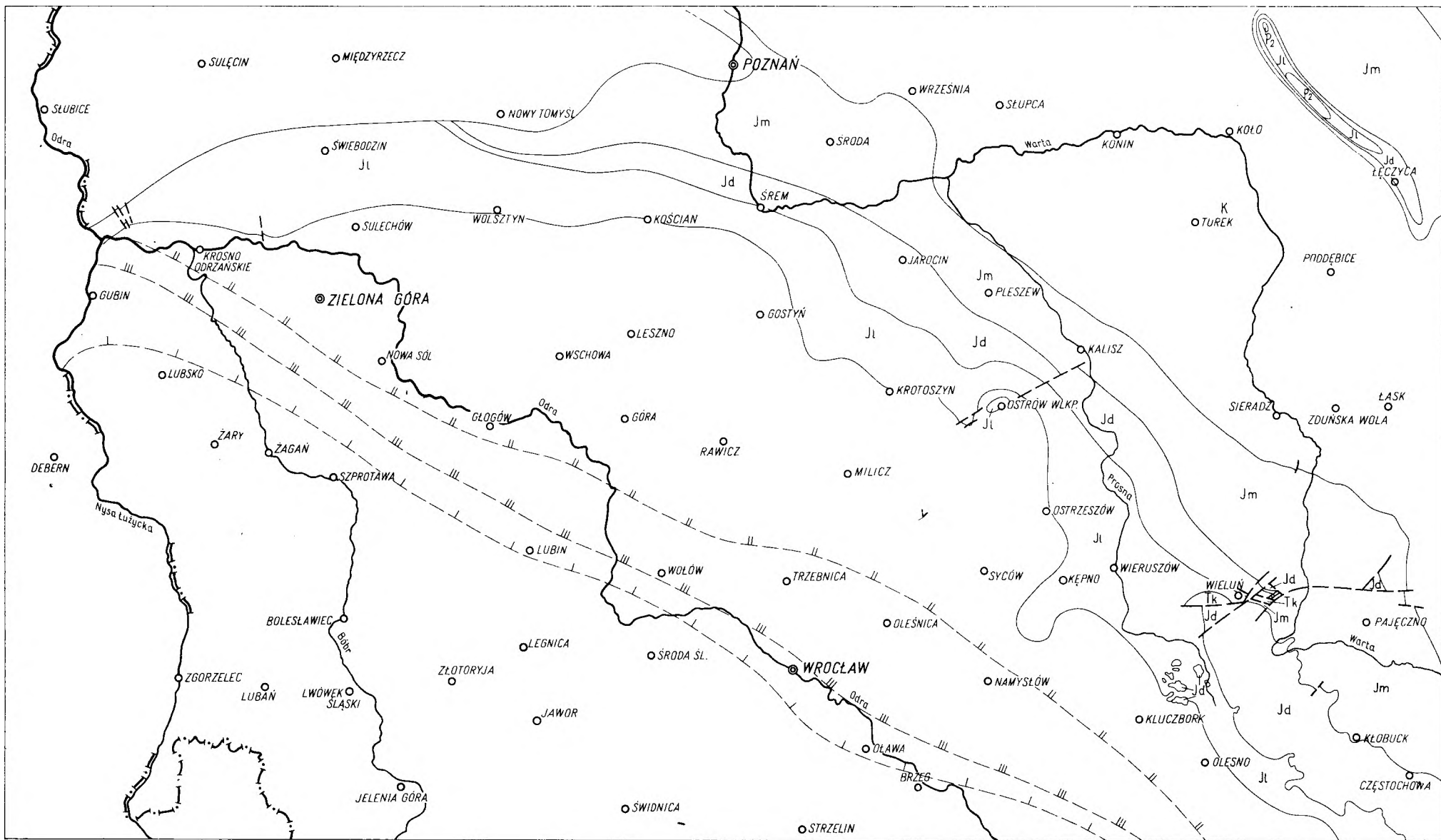


Fig. 20

Przypuszczalne zasięgi morza jurajskiego na obszarze przedsudeckim. Na podstawie danych R. Dadleza, M. Dayczak-Calikowskiej, J. Dembowskiej i autora  
 1 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów liasu, 2 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów daggeru, 3 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów malmu, 4 - dyslokacje, P<sub>2</sub> - perm górny, JI - lias, Jd - dagger, Jm - malm, K - kreda

Hypothetical extent of the Jurassic sea within the sudetic foreland. On the basis of data by R. Dadlez, M. Dayczak-Calikowska, J. Dembowska and the writer's materials

1 - hypothetical initial extent of the Liassic deposits, 2 - hypothetical initial extent of the Dagger deposits, 3 - hypothetical initial extent of the Malm deposits, 4 - dislocations, P<sub>2</sub> - Lower Permian, JI - Liassic, Jd - Dagger, Jm - Malm, K - Cretaceous

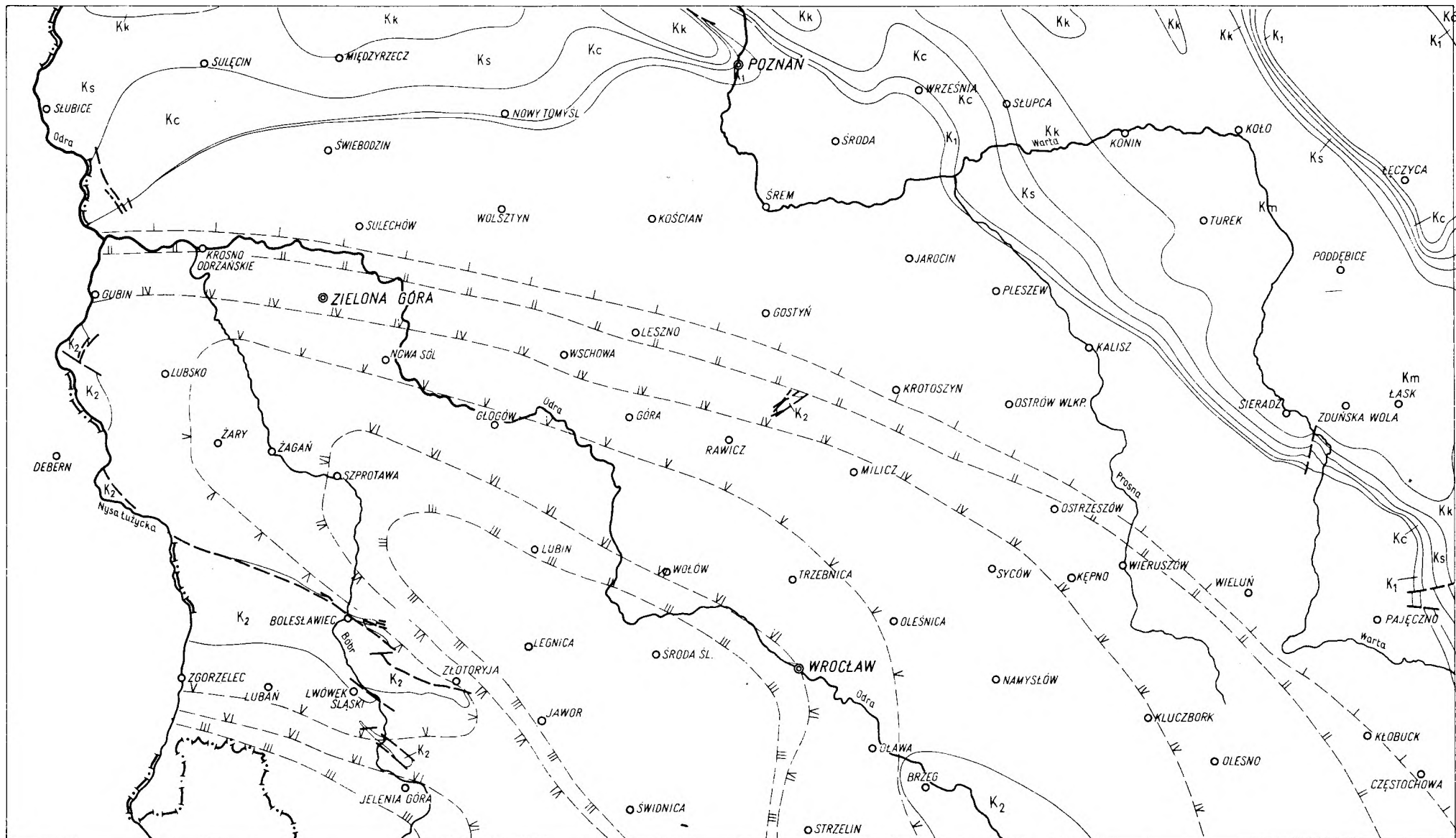


Fig. 21

Przypuszczalne zasięgi morza kredowego na obszarze przedsuddeckim. Na podstawie danych W. Pożaryskiego i autora

1 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów neokomu, 2 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów albu, 3 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów turonu, 4 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów emszeru, 5 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów santonu, 6 - przypuszczalny pierwotny zasięg utworów kampanu, 7 - dyslokacje, K<sub>1</sub> - kreda dolna, Kc - cenoman-turon, Ks - emszer-santon, Kk - kampan, Km - mastrycht

Hypothetical extent of the Cretaceous sea within the sudetic foreland. On the basis of data by W. Pożaryski and the writer's material

1 - hypothetical initial extent of Neocomian deposits, 2 - hypothetical initial extent of Albian deposits, 3 - hypothetical initial extent of Turonian deposits, 4 - hypothetical initial extent of Emscherian deposits, 5 - hypothetical initial extent of Santonian deposits, 6 - hypothetical initial extent of Campanian deposits, 7 - dislocation, K<sub>1</sub> - Lower Cretaceous, Kc - Cenoman-Turonian, Ks - Emscherian-Santonian, Kk - Campanian, Km - Maestrichtian

JULIAN SOKOŁOWSKI  
ODKRYTA MAFA GEOLOGICZNA OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO  
(BEZ UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH)

Opracowana przez autora na podstawie materiałów Biura Dokumentacji i Projektów Geologicznych w Warszawie, Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Pile oraz publikacji Instytutu Geologicznego i innych.  
Niecka bolesławiecka i Sudety według J. Krasońa

SOLID GEOLOGIC MAP OF THE SUDETIC FORELAND  
(WITHOUT QUATERNARY DEPOSITS)

Compiled by the writer on materials from the Bureau of Geological Documentation and Projecting, Warsaw, the Oil Prospecting Enterprise, Pila, also on the basis of publications of the Geological Institute (Geological Survey) and other works. The depression of Bolesławiec and the Sudetes are mapped after J. Krasoń



KREDA:  
CRETACEOUS:

- Km** masłoch – margle jasnoszare, margle piaszczyste i piaskowce wapienie  
Maastrichtian – light grey marls, arenaceous marls and calcareous sandstones
- Kk** kampan – margle jasnoszare i opoki  
Campanian – light-grey marls and opoka
- Ks** santon – margle szare plamiste z czerstami, margle piaszczyste i gazy  
Santonian, Cognacian – grey spotted marls with cherts, sandy marls and gaitzes
- Kc** turo, cenoman, alb górny – wapień marglisty z nieregularnymi wkładkami margli zielonych  
Turonian, Cenomanian, Upper Albian – marly limestones with irregular intercalations of green marls
- K2** górna kreda nierozdzielona – margle, opoki, wapień, gazy, margle piaszczyste, piaskowce  
undivided Upper Cretaceous – marls, opoka, limestones, gaitzes, sandy marls, sandstones
- K1** dolna kreda nierozdzielona – piaskowce, ilotłupki, mułowce, piaski i syderyty  
undivided Lower Cretaceous – sandstones, clay shales, mudstones, sands and siderites

JURA:  
JURASSIC:

- Jm** górna jura (malm) – wapień, margle, ily, mułowce  
Upper Jurassic (Malm) – limestones, marls, clays, mudstones
- Jd** środkowa jura (dogger) – mułowce, ily i ilotłupki z syderytami, piaskowce, margle  
Middle Jurassic (Dogger) – mudstones, clays and clay shales with siderites, sandstones, marls
- Jl** dolna jura (lias) – piaskowce, piaski, mułowce i ilotłupki  
Lower Jurassic (Lias) – sandstones, sands, mudstones and clay shales

TRIAS:  
TRIASSIC:

- Tr** retyk – ily, ilowce, margle ilaste, dolomity psre i szare  
Rhaetic – clays, siltstones, argillaceous marls, spotted and grey dolomites
- Tk** keuper – ily, ilowce, margle ilaste, dolomity i piaskowce psre oraz ilowce szare z detrytusem roślinnym  
Keuper – clays, siltstones, argillaceous marls, dolomites and spotted sandstones, also grey siltstones with plant detritus
- Tm** wapień muszlowy – wapień szary, margle, dolomity, anhydryty, wapień piankowe i faliste  
Muschelkalk – grey limestones, marls, dolomites, anhydrites, loamy and undulated (Wellenkalk) limestones
- TP1-2** górny pstry piaskowiec (ret) – margle, wapień, dolomity, anhydryty, gipsy, sole oraz ily psre  
Upper Bunter (Röt) – marls, limestones, dolomites, anhydrites, gypsum, salt and variegated clays
- TP1-2** dolny i środkowy pstry piaskowiec – piaskowce, mułowce, ily psre z podrzędnymi wkładkami wapieni oolitowych i dolomitycznych  
Lower and Middle Bunter (Röt) – sandstones, mudstones, variegated clays with subordinate intercalations of oolitic and dolomitic limestones
- TP** pstry piaskowiec (nierozdzielony) – piaskowce, mułowce, ilowce, wapień, anhydryty, margle i dolomity  
Bunter (undivided) – sandstones, mudstones, siltstones, limestones, anhydrites, marls and dolomites

PERM:  
PERMIAN:

- III** czechszyn – piaskowce, zlepniecie, ily, łupki, wapień, dolomity, anhydryty, sole kamienne i potasowo-magnezowe  
Zechstein – sandstones, conglomerates, clays, shales, limestones, dolomites, anhydrites, rock salts and potassium-magnesium salts
- IV** czerwony spagowic – zlepniecie, piaskowce wapienie i bezwapienie, ily, porfiry, malafiry i tufy  
Rotliegendes – conglomerates, calcareous and non-calcareous sandstones, clays, porphyries, melaphyres and tuffites

INTRUZJE WARSZYSCYJSKIE:  
VARISCAN INTRUSIONS:

- +** porfiry, melafiry, tufy  
porphyries, melaphyres, tuffs
- G** granity  
granites
- Gt** granitoidy (granodiority, syenity)  
granitoids (granodiorites, syenites)
- Gd+** granodiority  
granodiorites

KARBON:  
CARBONIFEROUS:

- Cs** górny karbon – zlepniecie, piaskowce i łupki z pokładami węgla kamiennego  
Upper Carboniferous – conglomerates, sandstones and shales with seams of pit coal
- Cs** dolny karbon – zlepniecie, piaskowce i łupki ilaste oraz wapień  
Lower Carboniferous – conglomerates, sandstones and clay shales, also limestones

DEVONIAN:  
DEVONIAN:

- Ds** górny dewon – zlepniecie, piaskowce, szarogłazy, łupki ilaste, wapień  
Upper Devonian – conglomerates, sandstones, greywackes, clay shales, limestones
- Ds** środkowy i dolny dewon – kwarcyty, łupki kwarcytowe, fylity i liaszczkowce, Middle and Lower Devonian – quartzites, quartzite-phyllite and micaceous schists, amphibolites intercalated by crystalline limestones
- SO** sylur, ordawik (częściowo kambry) – łupki fylitowe, serycytowe, kwarcyty, łupki, Silurian, Ordovician (partly Cambrian) – phyllite and sericite shales, quartzites, gneiss schists, lydites

KAMBR:  
CAMBRIAN:

- Cm3** górny kambry – łupki zielenicowe, diabazy, tufy diabazowe (tzw. sudecka formacja zielenicowa)  
Upper Cambrian – greenstone shales, diabases, diabase tuffs (the so called Sudetic greenstone formation)
- Cm1** dolny kambry – wapień dolomityczny i dolomity z wkładkami łupków ilastych (tzw. wapień wojcieszowski)  
Lower Cambrian – dolomitic limestones and dolomites intercalated by clay shales (the so called Wojcieszów limestones)
- By** ryphean – łupki szarogłazowe serycytowo-muskowitowe, łupki kwarcytowe, fylity z wkładkami wapieni krystalicznych  
Riphean – sericitic-muscovitic greywacke shales, quartzite-phyllite schists with intercalations of crystalline limestones

PROTEROZOIK:  
PROTEROZOIC:

- Sp** serpenityny okolic Sobótki  
serpentinites from the vicinity of Sobótka
- Gn** gnejsy, migmatyty, gnejsy oczkowe częściowo łupki liaszczkowe i wapieni krystalicznych  
gneisses, migmatites, augen gneisses, partly micaceous schists, schists with lenses of gneisses, quartzite, amphibolites and crystalline limestones
- Ggn** granitognejsy i gnejsy  
granite gneisses and gneisses
- Gh** gnejsy hornblendowe  
hornblende gneisses
- Sm** łupki liaszczkowe, chlorytowe z soczewkami gnejsów, amfibolitów, kwarcytów i wapieni krystalicznych  
micaceous schists, chlorite schists with lenses of gneisses, quartzite, amphibolites and crystalline limestones

INTRUZJE PROTEROZOICZNE:  
PROTEROZOIC INTRUSIONS:

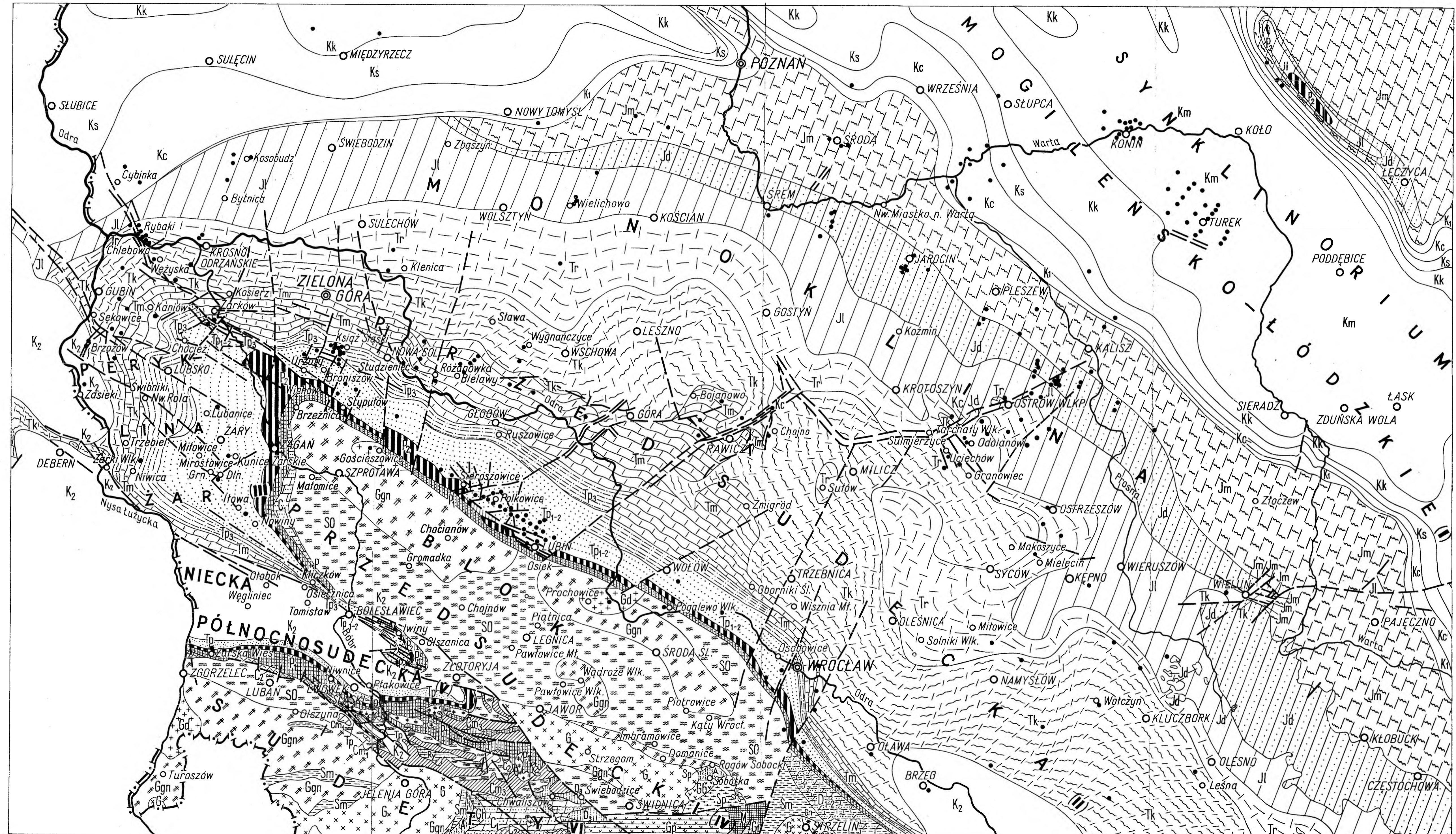
- Gb** gabry  
gabbros
- Gbn** amfibolity  
amphibolites

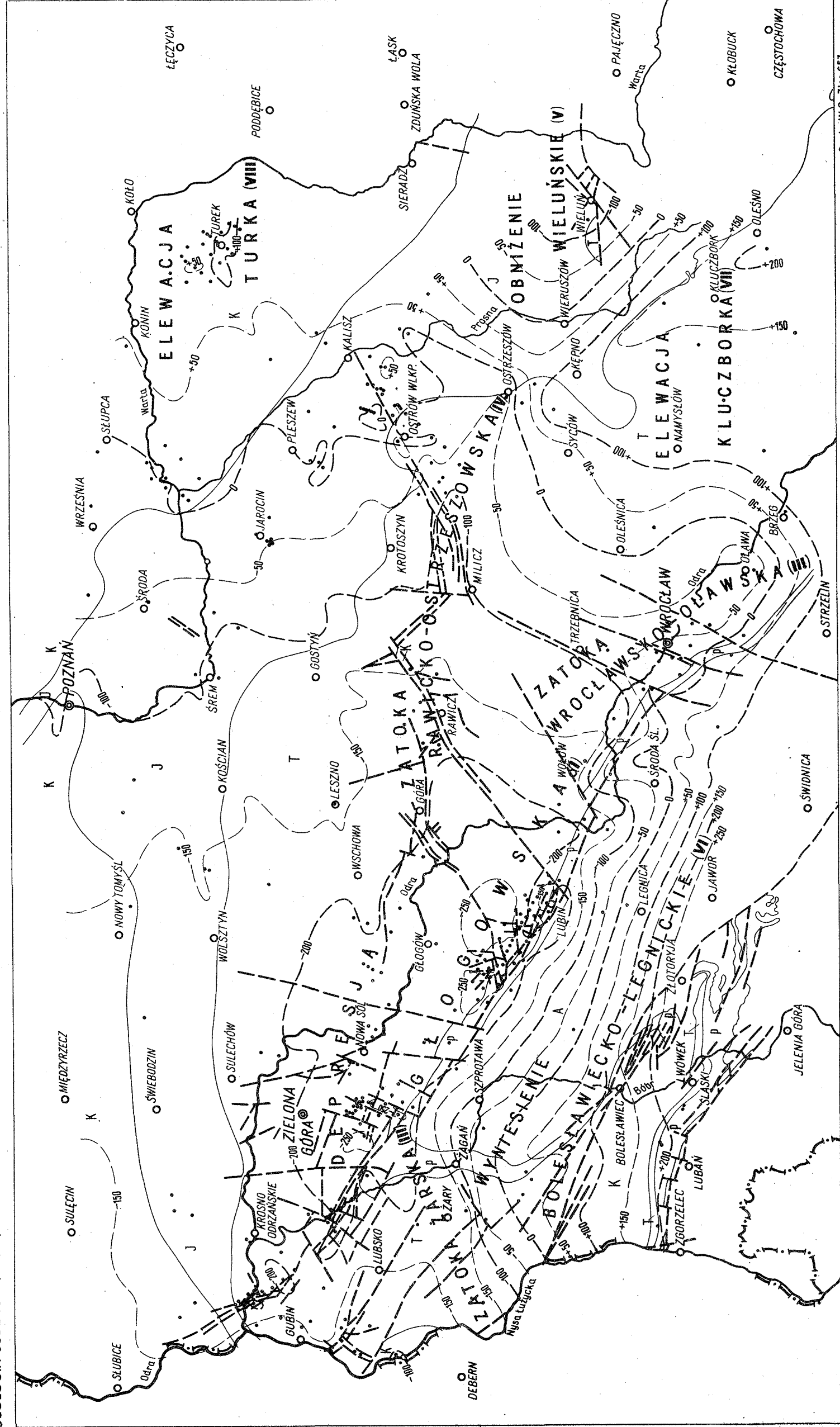
ARCHAİK:  
ARCHEOZOIC:

- Gp** paragnejsy, gnejsy oczkowe, hornblendowe, migmatyty, amfibolity, wapień krystaliczny, granulity, kataklazyty  
paragneisses, augen gneisses, hornblende gneisses, migmatites, amphibolites, crystalline limestones, granulites, cataclastites
- D** diaforyty (mylanity)  
diaphorites (mylonites)

ważniejsze punkty, w których stwierdzono podłoże kenozoiku  
more important sites of the observed occurrence of Cenozoic substratum

- I** dysekcje  
dislocations
- I** – Mogilno-Lódz synclinarium
- II** – fore-Sudetic monocline
- III** – Żary perycline
- IV** – fore-Sudetic block
- V** – north-Sudetic syncline
- VI** – Sudetes



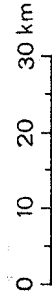


Druk W.G. Zlec 687

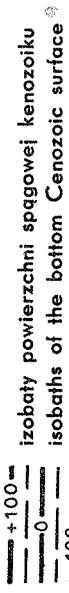
JULIAN SOKOŁOWSKI

**MAPA POWIERZCHNI SPAGOWEJ KENOZOIKU OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO**  
**MAP OF THE BOTTOM SURFACE OF THE CENOZOIC IN THE SUDETIC FORELAND**

Opracowana przy współdziałaniu W. Bagusza  
Compiled with the co-operation of W. Bogusz



punkty wykorzystane do wykreślenia izobat powierzchni spagowej kenozoiku  
plotting sites of isobaths of the bottom Cenozoic surface



granice wychodni warstw systemów geologicznych pod powierzchnią  
spagową utworów kenozoiku  
boundaries of the outcrops of beds belonging to geologic systems  
below the bottom Cenozoic surface

dyslokacje w podłożu kenozoiku  
dislocations in the substratum of the Cenozoic

podtrzęsiorzędowe wychodnie kredy  
sub-Tertiary outcrops of the Cretaceous

podtrzęsiorzędowe wychodnie jury  
sub-Tertiary outcrops of the Jurassic

podtrzęsiorzędowe wychodnie triasu  
sub-Tertiary outcrops of the Triassic

podtrzęsiorzędowe wychodnie permu  
sub-Tertiary outcrops of the Permian

podtrzęsiorzędowe wychodnie utworów starszych od permu  
sub-Tertiary outcrops of rocks older than the Permian

I — depression of Głogów

II — bay of Żary

III — bay of Wrocław — Oława

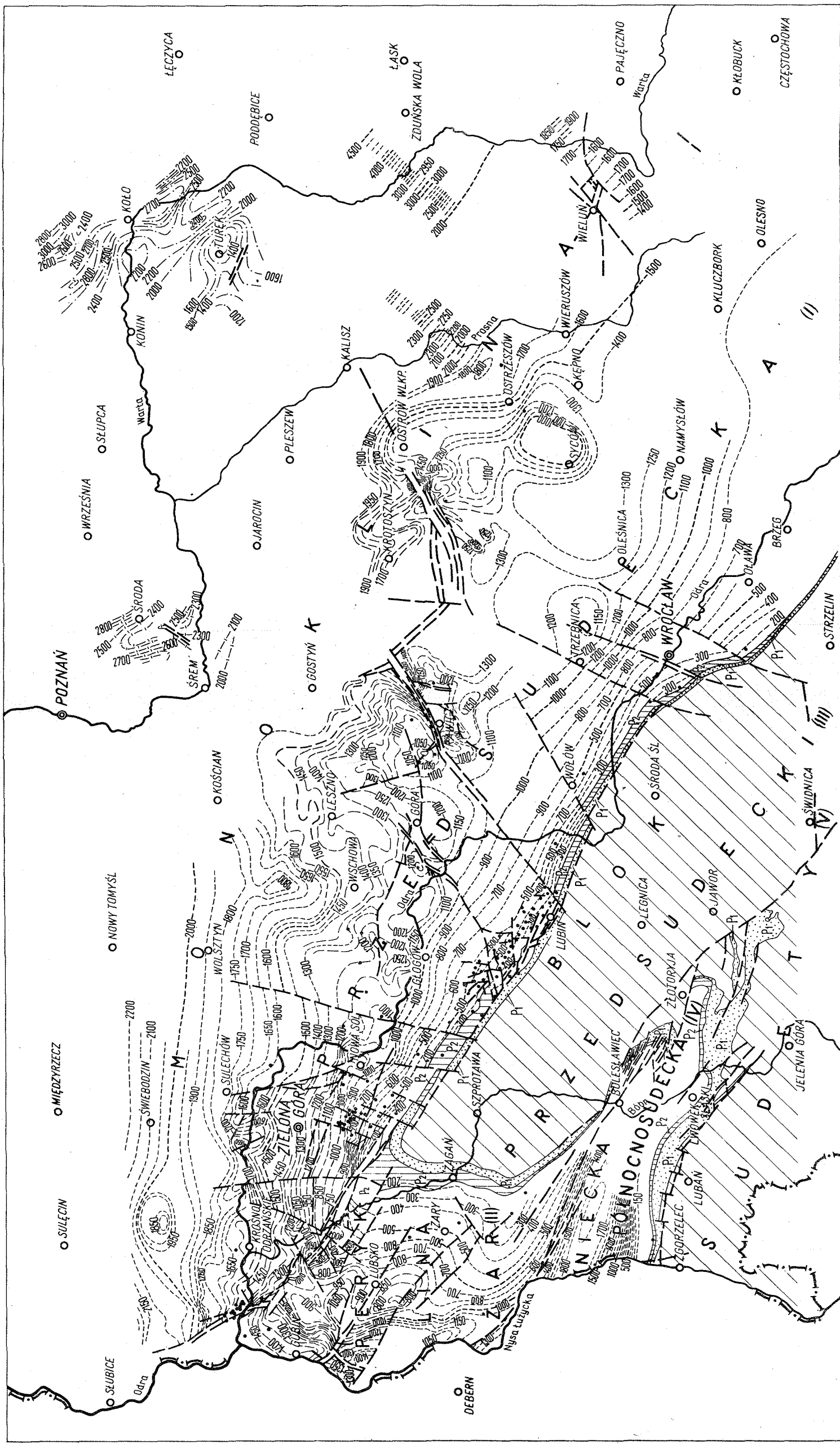
IV — bay of Rawicz — Ostrzeszów

V — depression of Wieluń

VI — Bolesławów — Legnica elevation

VII — elevation of Kluczbork

VIII — elevation of Turek



JULIAN SOKOŁOWSKI  
MAPA STRUKTURALNA POWIERZCHNI  
SPĄGOWEJ PSTREGO PIASKOWCA OBSZARU  
PRZEDSUDECKIEGO

Opracowana przez autora przy współpracy W. Bogusza na podstawie materiałów geofizycznych i wiertniczych przemysłu naftowego, Instytutu Geologicznego i innych

STRUCTURAL MAP OF THE BOTTOM SURFACE  
OF THE BUNTER IN THE SUDETIC FORELAND

Compiled by the writer, with the co-operation of W. Bogusz, on the basis of geophysical and borehole materials from the Oil Industry, the Geological Institute and miscellaneous

publications

punkty wykorzystane do wykreślenia izobat  
plotting sites of isobaths  
izobaty powierzchni spągowej pstrego piaskowca (co 100 m)  
isobaths of the bottom Bunter surface (spaced 100 m)

a - wykreślenie w oparciu o zamknięte poligony profili sejsmicznych lub interpretację danych z wierceń  
plotted either on the basis of the closed polygons of seismic profiles or on the interpretation of borehole data

b - hipotetyczne, wykreślenie na podstawie interpolacji między pojedynczymi profilami sejsmicznymi, geoelektrycznymi lub wiertniczymi  
hypothetic, plotted either on the interpolation of single seismic geo-electric profiles, or of boreholes

izobaty umownego horyzontu sejsmicznego związanego ze środkowym pszym piaskowcem  
isobaths of an arbitrary seismic horizon connected with the Middle Bunter

izobaty umownego horyzontu sejsmicznego związanego z najwyższymi utworami malmu  
isobaths of an arbitrary seismic horizon connected with the uppermost Malim

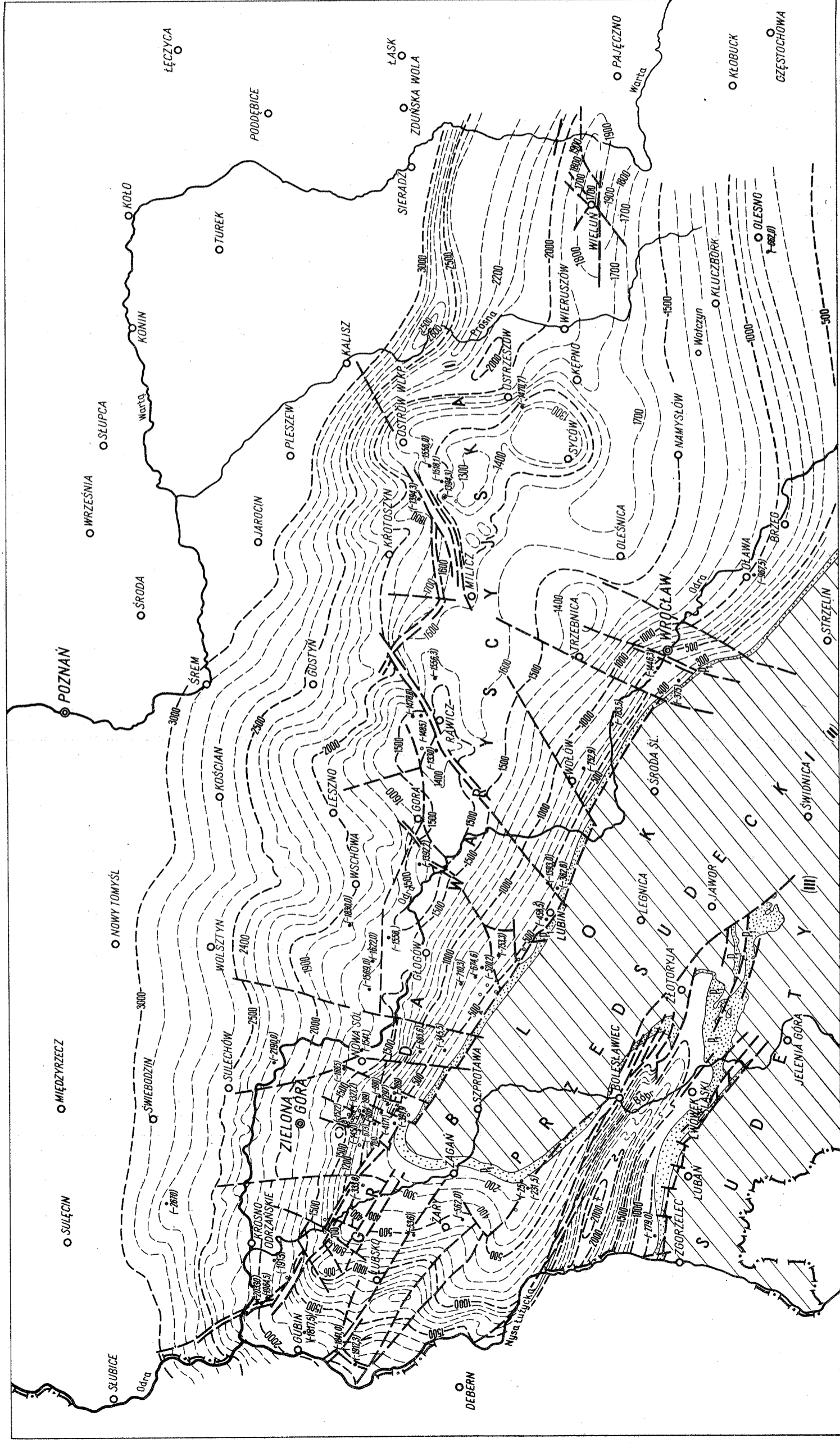
podrzedziordzowe wychodnie cechszynu  
sub-Tertiary outcrops of the Zechstein

podrzedziordzowe wychodnie czerwonego spągowca  
sub-Tertiary outcrops of the Rotliegendes

obszary występowania pod kenozoikiem lub na powierzchni utworów starszych od permu  
occurrence areas of sediments older than the Permian either below or on the surface of the Cenozoic

dyslokacje  
dislocations

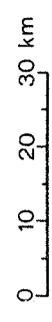
I - fore-Sudetic monocline II - pericline of Żary III - fore-Sudetic block  
IV - north-sudetic syncline V - Sudetes



JULIAN SOKOŁOWSKI

SZKIC STRUKTURALNY POWIERZCHNI SPĄGOWEJ  
CECHSZTYNU (STROPU CZERWONEGO  
SPĄGOWCA) OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

STRUCTURAL SKETCH MAP OF THE BOTTOM  
SURFACE OF THE ZECHSTEIN (TOP OF THE  
BUNTER) IN THE SUDETIC FORELAND



• punkty o określonej głębokości spągu cechsztynu  
points of determined depth of the bottom of the Zechstein

○ punkty, w których stwierdzono dolne partie cechsztynu, lecz nie osiągnięto jego spągu  
points where the lower parts but not the bottom of the Zechstein have been reached

—500—  
izobaty spągu cechsztynu  
isobaths of the Zechstein bottom

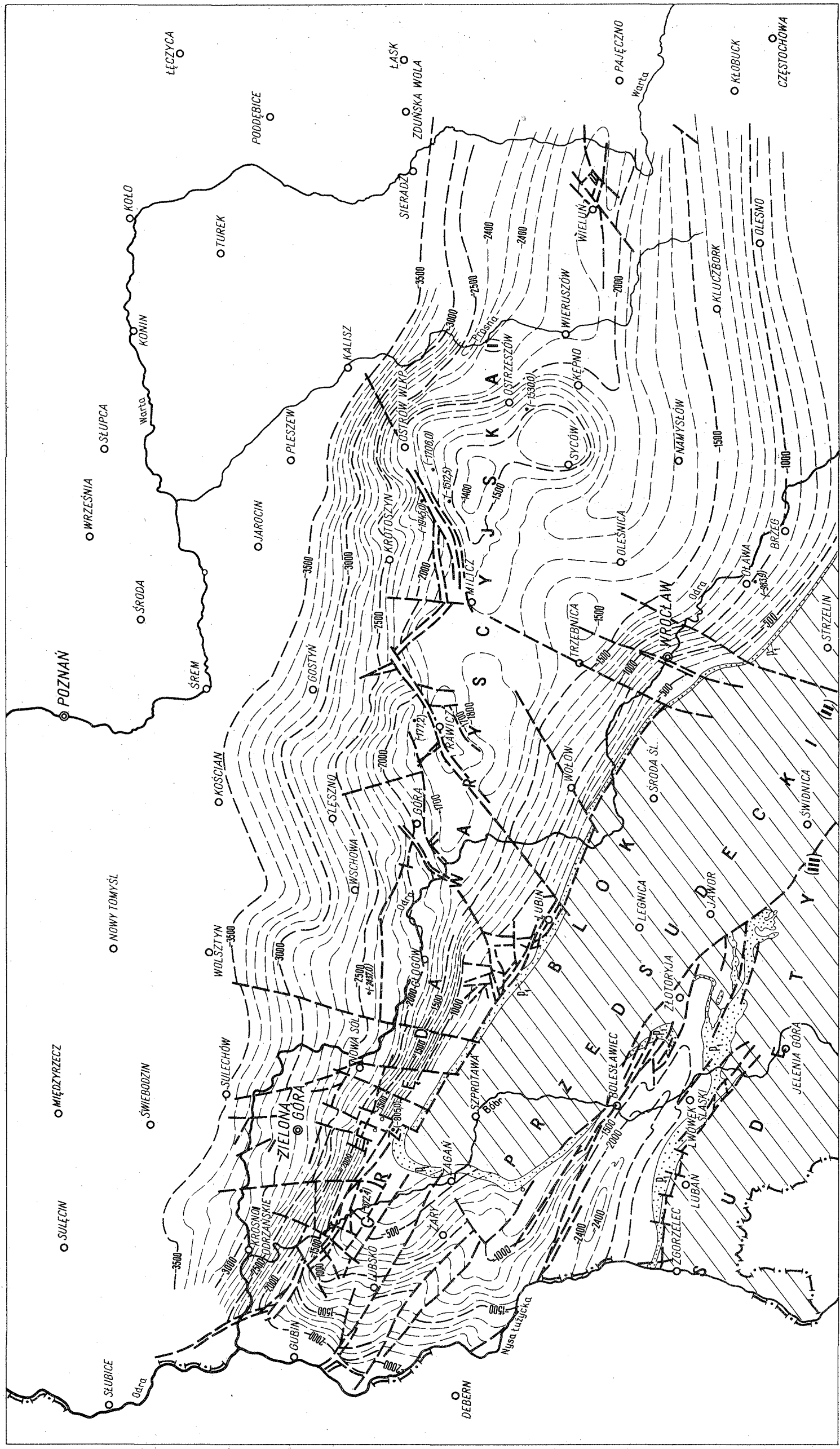
---  
dyslokacje  
dislocations

P<sub>1</sub>  
podrzeciarzędowe wychodnie czerwonego spągowca  
sub-Tertiary outcrops of the Rotliegendes

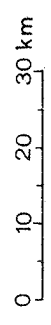
▨  
obszary pozbawione czerwonego spągowca  
areas without the Rotliegendes

- I — Variscan ridge
- II — fore-Sudetic (Laramide) block
- III — the Sudetes



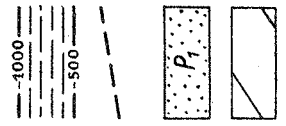


JULIAN SOKOŁOWSKI  
 SZKIC STRUKTURALNY POWIERZCHNI SPĄGOWEJ  
 CZERWONEGO SPĄGOWCA OBSZARU  
 PRZEDSUDECKIEGO  
 STRUCTURAL SKETCH MAP OF THE BOTTOM  
 SURFACE OF THE ROTLIEGENDES IN THE  
 SUDETIC FORELAND



• punkty o określonej głębokości spągu czerwonego spągowca  
 points of the determined depth of the bottom of the Rotliegendes

○ punkty, w których stwierdzono utwory czerwonego spągowca, lecz nie osiągnięto jego spągu  
 points where the occurrence of the Rotliegendes has been observed but its bottom has not been attained



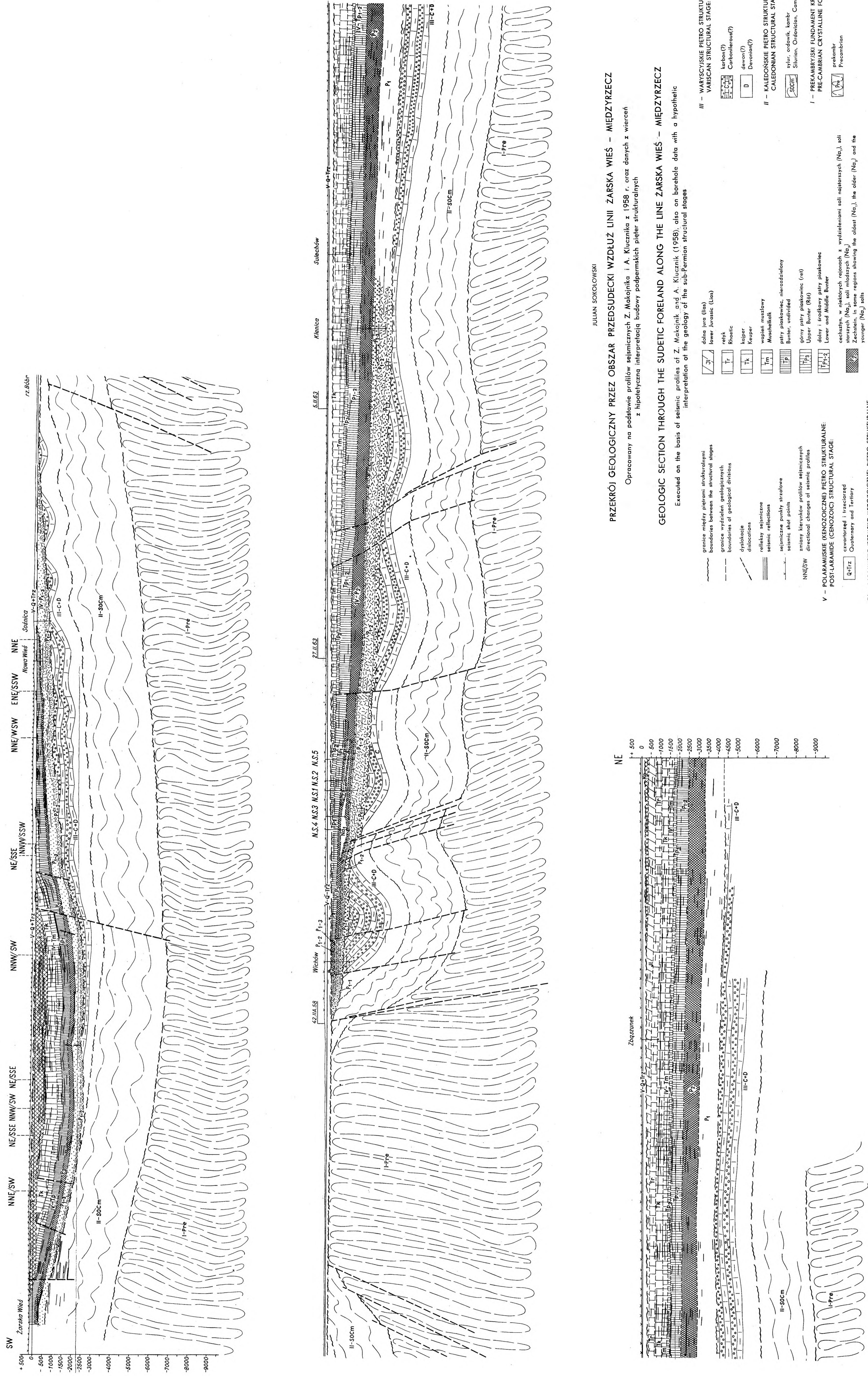
—1000  
 —500  
 - - - - -  
 P<sub>1</sub>  
 I - Variscan ridge  
 II - fore-Sudetic (Laramide) block  
 III - the Sudetes

izobaty spągu czerwonego spągowca  
 isobaths of the bottom surface of the Rotliegendes

dyslokacje  
 dislocations

podtrzęcionorządowe wychodnie czerwonego spągowca  
 sub-Tertiary outcrops of the Rotliegendes

obszary pozbawione czerwonego spągowca  
 areas with sediments of the Rotliegendes



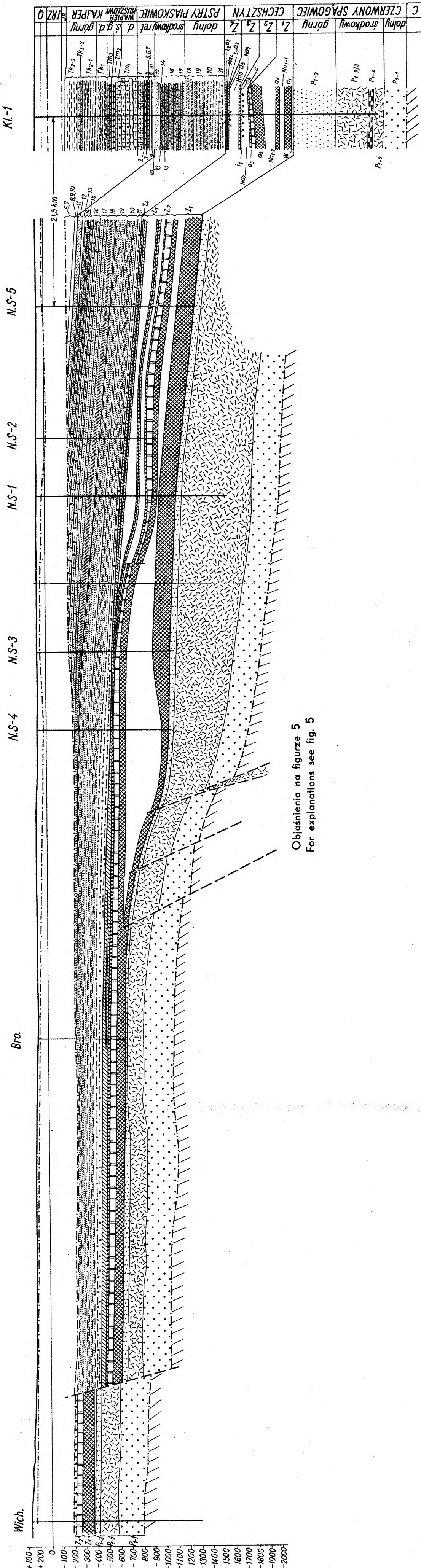
**PRZERÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ OBSZAR PRZEDSUDECKI WZDŁUŻ LINII ZARSKA WIEŚ - MIEDZYRZECZ**  
 Opracowany na podstawie profili sejsmicznych Z. Makojnika i A. Klucznika z 1958 r. oraz danych z wierceń z hipotetyczną interpretacją budowy podpermickich pięter strukturalnych

**GEOLOGIC SECTION THROUGH THE SUDETC FORELAND ALONG THE LINE ZARSKA WIEŚ - MIEDZYRZECZ**  
 Executed on the basis of seismic profiles of Z. Makojnik and A. Klucznik (1958), also on borehole data with a hypothetical interpretation of the geology of the sub-Permian structural stages

- III - WARYSCZYJSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE**  
 VARISCAN STRUCTURAL STAGE
- III-C-D (III-C-D)
  - III-P (III-P)
  - III-D (III-D)
- II - KALEDOŃSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE**  
 CALEDONIAN STRUCTURAL STAGE
- II-300cm (II-300cm)
  - II-Pre (II-Pre)
- I - PREKAMBRYJSKI FUNDAMENT KRISTALICZNY**  
 PRE-CAMBRIAN CRYSTALLINE FOUNDATION
- I-Pre (I-Pre)
- IV - LARAMIJSKIE (PERMSKO-MEZOZOICZNE) PIĘTRO STRUKTURALNE**  
 LARAMIDE (PERMO-MEZOZOIC) STRUCTURAL STAGE
- IV-C-D (IV-C-D)
  - IV-P (IV-P)
  - IV-D (IV-D)
- V - POLARMIJSKIE (KENOZOICZNE) PIĘTRO STRUKTURALNE**  
 POST-LARAMIDE (CENOZOIC) STRUCTURAL STAGE
- V-Pre (V-Pre)
- Legend:**
- granice między piętrami strukturalnymi / boundaries between the structural stages
  - granice widziały geologicznych / boundaries of geological divisions
  - dystrykcje / dislocations
  - refleksy sejsmiczne / seismic reflections
  - sejsmiczne punkty sztalowe / seismic shot points
  - zmiany kierunków profili sejsmicznych / directional changes of seismic profiles
  - NNE/SW / direction
  - czworokąt i terytorium / Outcrop and Territory
  - główna kredo / Upper Cretaceous
  - główna jurta (główna) / Upper Jurassic (Main)
  - rodzkowa jurta (rodzowa) / Middle Jurassic (Dogger)
  - dolina jurta (lata) / lower Jurassic (Lias)
  - rybnik / Rhenish
  - kaliper / Keuper
  - wapien muszlowy / Muschelkalk
  - patry plaskowce, niezadłobiony / Bunter, undivided
  - główny patry plaskowce (cał) / Upper Bunter (Cał)
  - dolny i środkowy patry plaskowce / Lower and Middle Bunter
  - całystaw, w niektórych rejonach z wydzieleniami soli nałożonych (Na<sub>2</sub>) / Zechstein, in some regions showing the older (Na<sub>2</sub>) and the younger (Na<sub>2</sub>) salts
  - starożytny piaskowiec / Rotliegendes
  - część górna (skłły osadowe) / upper part (sedimentary rocks)
  - część środkowa (skłły erupcyjne) / middle part (eruptive rocks)
  - część dolna (skłły osadowe) / lower part (sedimentary rocks)

JULIAN SOKOŁOWSKI

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ZACHODNIA CZĘŚĆ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ, WZDŁUŻ LINII WICHÓW – KLENICA  
GEOLOGIC SECTION THROUGH THE WESTERN PART OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE, ALONG THE LINE WICHÓW – KLENICA



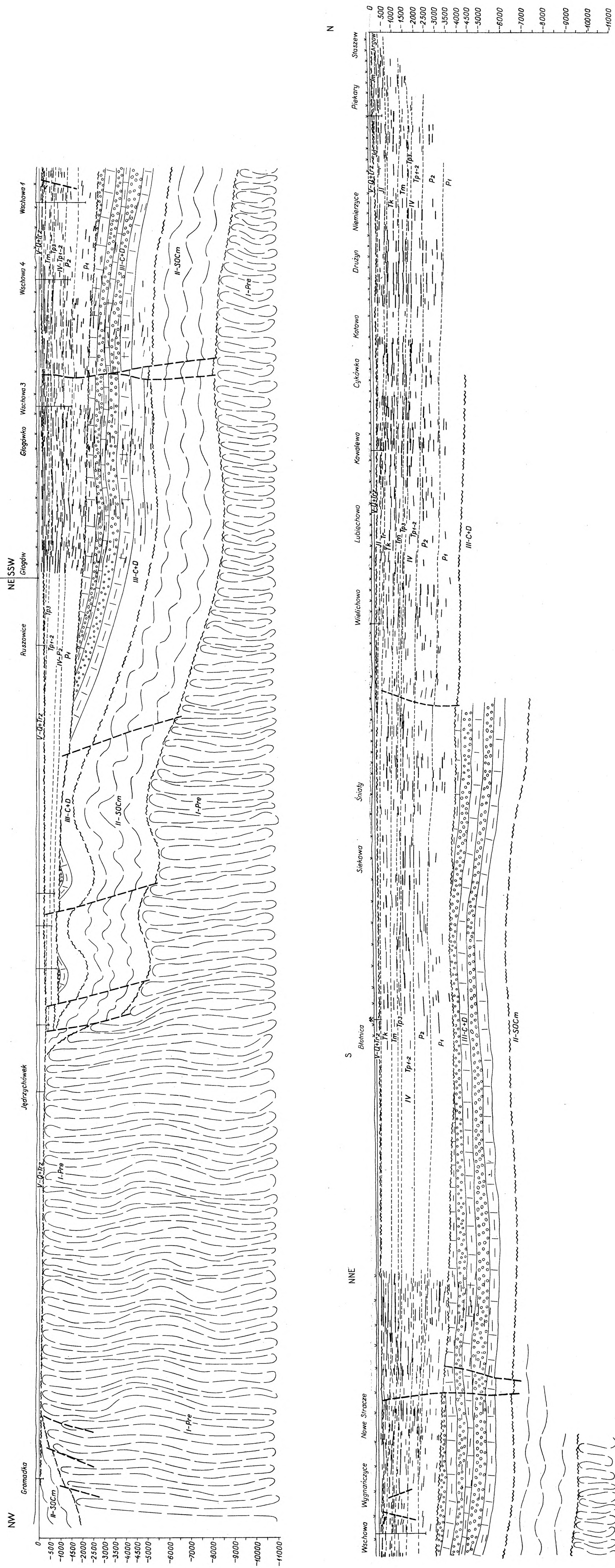
Objaśnienia na figurze 5  
For explanations see fig. 5

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ŚRODKOWĄ CZĘŚĆ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ, WZDŁUŻ LINII GROMADKA - WIELICHOWO

Opracowany na podstawie profili sejsmicznych A. Klucznika z 1962 r. i M. Madzia z 1956 r. oraz danych z wierceń z hipotetyczną interpretacją budowy podpermskich piater strukturalnych

GEOLOGIC SECTION THROUGH THE MIDDLE PART OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE, ALONG THE LINE GROMADKA - WIELICHOWO

Executed on the basis of seismic profiles by A. Klucznik (1962) and M. Madaj (1956) and of borehole data, with a hypothetical interpretation of the geology of the sub-Permian structural stages



— granice między piętrami strukturalnymi  
boundaries between the structural stages  
--- dyslokacje  
dislocations  
= refleksy sejsmiczne  
seismic reflections  
- - - - - sejsmiczne punkty szrafowe  
seismic sharp points  
NESSW zmiany kierunków profili sejsmicznych  
directional changes of seismic profiles  
V — POLARUMSKIE (KENOZOICNE) PIĘTRO STRUKTURALNE.  
POST-LARAMIDE (CENOZOIC) STRUCTURAL STAGE.  
[Q\* Tz] czwororząd i trzeciorząd  
Quaternary and Tertiary

IV — LARAMIDSKIE (PERMSKO-MEZOZOICZNE) PIĘTRO STRUKTURALNE.  
LARAMIDE (PERMO-MESOZOIC) STRUCTURAL STAGE:  
Kg górna kreda  
Upper Cretaceous  
Jm górna jura (malin)  
Upper Jurassic (Malin)  
Jd środkowa jura (dogger)  
Middle Jurassic (Dogger)  
Jl dolna jura (lias)  
Lower Jurassic (Lias)  
Tr ełk  
Rhaelc

Tk Keuper  
Tm wapień muszlowy  
Muschelkalk  
Tp piaskowce, nierozdzielony  
Bunter, undivided  
Tp3 górny piąty piaskowiec (ret)  
Upper Bunter (ret)  
Tp2 dolny i środkowy piąty piaskowiec  
Lower and Middle Bunter

całkowicie, w niektórych rejonach z wydzieleniami soli najstarszych (N<sub>1</sub>), soli starszych (N<sub>2</sub>), soli młodszych (N<sub>3</sub>)  
Zachstein, in some regions showing the oldest (N<sub>1</sub>), the older (N<sub>2</sub>) and the younger (N<sub>3</sub>) salts  
Pz czeskiy angowicek  
Raflegandes:  
P1-3 część górna (skaly osadowe)  
Upper part (sedimentary rocks)  
P1-2 część środkowa (skaly eruptywne)  
middle part (eruptive rocks)  
P1-1 część dolna (skaly osadowe)  
lower part (sedimentary rocks)

III — WARYSCYJSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE.  
VARISCAN STRUCTURAL STAGE:  
C karbon  
Carboniferous  
Devon(?)  
Devonian(?)  
II — KALEDOŃSKIE PIĘTRO STRUKTURALNE.  
CALEDONIAN STRUCTURAL STAGE:  
SOCm sylur, ordowik, kumbr  
Silurian, Ordovician, Cambrian  
I — PREKAMBRYJSKI FUNDAMENT KRYSZTALICZNY.  
PRE-CAMBRIAN CRYSTALLINE FOUNDATION:  
PpC prekambr  
Precambrian

JULIAN SOKOŁOWSKI  
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ WSCHODNIA CZĘŚĆ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ WZDŁUŻ LINII OŁAWA - CZEMPISZ

Opracowany na podstawie profili sejsmicznych T. Krynickiego z 1961 r. i D. Reško z 1963 r. oraz danych z wierzeń z hipotetyczną interpretacją budowy podziemskich pięter strukturalnych

Objaśnienia jak do tablicy VI

GEOLOGICAL SECTION THROUGH THE EASTERN PART OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE ALONG THE LINE OŁAWA - CZEMPISZ

Executed on the basis of seismic profiles by T. Krynicki (1961) and D. Reško (1963) and on borehole data, with a hypothetical interpretation of the geology of the sub-Permian structural stages

Explanations as in table VI

