

JULIAN SOKOŁOWSKI

Geodynamika rozwoju oraz prawidłowości rozmieszczenia węglowodorów obszaru przedsudeckiego

GEODYNAMICS IN THE DEVELOPMENT AND REGULARITY OF DISTRIBUTION OF HYDROCARBONS IN THE SUDETIC FORELAND

STRESZCZENIE: Omówiono zarys budowy i geodynamikę obszaru przedsudeckiego o powierzchni ok. 44 tys. km². Wykazano, że w przeszłości geologicznej tego obszaru istniały warunki do powstawania przynajmniej czterech generacji węglowodorów, tj. assyntyjskiej, kaledońskiej, waryscyjskiej i alpejskiej. Udowodniono, że obecne rozmieszczenie złóż w utworach permskich oraz zawartości azotu i helu w złożach gazu uzależnione są w bardzo dużym stopniu od paleomorfologii i paleogeologii powaryscyjskiej oraz późniejszych ruchów pionowych. Wyróżniono pięć stref poszukiwawczych o odmiennych warunkach geologicznych i złożowych oraz o różnych wartościach azotu i helu w gazie ziemnym.

WSTĘP

Obszar przedsudecki, ograniczony od południowego zachodu (fig. 1) morfologiczną krawędzią Sudetów, od północnego wschodu i od północy podtrzeciorzędowymi wychodniami utworów kredowych, a od zachodu granicą państwa, obejmuje powierzchnię ok. 44 tys. km², co stanowi ok. 14% całej powierzchni Polski.

Dzięki pracom polskich geologów w okresie powojennym, w obrębie obszaru odkryto jedno z największych w świecie złóż miedzi, szereg złóż gazu ziemnego, kilka małych złóż ropy oraz kilkanaście złóż węgla brunatnych.

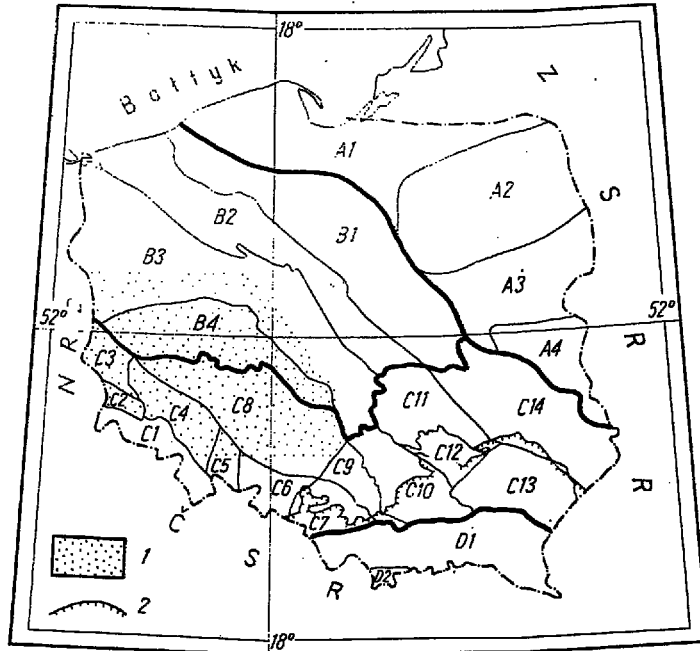


Fig. 1

Obszar przedsudecki na tle jednostek geologiczno-poszukiwawczych Polski, według J. Sokołowskiego (1968)

A — obszar platformy prekambryjskiej

A₁ — synekliza perybaltycka, A₂ — wyniesienie (masyw) mazursko-suwałskie, A₄ — wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie

B — obniżenie wielkopolskie

B₁ — niecka pomorsko-warszawska, B₂ — wyniesienie pomorsko-kujawskie, B₃ — niecka szczecińsko-lódzka, B₄ — monoklina przedsudecka północna

C — obszar fałdowo-blokowy

C₁ — Sudety, C₂ — niecka północnosudecka, C₃ — peryklina Żar, C₄ — blok przedsudecki, C₅ — blok strzeżelicko-otmuchowski, C₆ — karboniferna strefa Głubczyce, C₇ — górnośląska niecka węglowa, C₈ — monoklina przedsudecka południowa, C₉ — monoklina śląsko-krakowska, C₁₀ — niecka miechowska, C₁₁ — antyklinalium gielniowskie, C₁₂ — antyklinalium świętokrzyskie, C₁₃ — wyniesienie dolnego Sanu, C₁₄ — niecka lubelska

D — Karpaty

D₁ — Karpaty zewnętrzne, D₂ — Karpaty wewnętrzne

1 — analizowany obszar przedsudecki, 2 — zasięg północny neogenu zapadnia przedkarpackiego

Sudetic Foreland against the background of the geological-prospective units in Poland, after J. Sokołowski (1968)

A — area of the Precambrian platform

A₁ — Peribaltic syncline, A₂ — Mazurian-Suwałki elevation (massif), A₃ — Podlasie depression, A₄ — Podlasie-Lublin horst elevation

B — Wielkopolska depression

B₁ — Pomeranian-Warsaw trough, B₂ — Pomeranian-Kujawy elevation, B₃ — Szczecin-Lódź trough, B₄ — northern Foresudetic monocline

C — fold-block area

C₁ — Sudetes, C₂ — North-Sudetic depression, C₃ — Żar pericline, C₄ — Foresudetic block, C₅ — Strzeżelicko-Otmuchów block, C₆ — Carboniferous Głubczyce zone, C₇ — Upper Silesian coal basin, C₈ — Southern Foresudetic monocline, C₉ — Silesia-Kraków monocline, C₁₀ — Miechów trough, C₁₁ — Gielniów anticlinorium, C₁₂ — Holy Cross Mts anticlinorium, C₁₃ — the lower San elevation, C₁₄ — Lublin trough

D — Carpathians

D₁ — Outer Carpathians, D₂ — Inner Carpathians

1 — analysed Foresudetic area, 2 — northern limits reach of the Neogene Forecarpathian subsidence

Duże, nasilenie badań geofizycznych i wiertniczych związane z poszukiwaniem złóż wspomnianych surowców mineralnych oraz z ewentualnością odkrycia soli potasowych i innych złóż surowców umożliwiło uzyskanie danych pozwalających na stosunkowo dobre poznanie budowy geologicznej rozpatrywanego obszaru oraz określenie geologicznych warunków występowania różnych złóż surowców.

Do obszaru przedsudeckiego (fig. 1), za Kasprzakiem & Sokołowskim (1964), Jaskowiak (1964), Sokołowskim (1967), zaliczamy następujące jednostki geologiczne wyróżnione w podłożu kenozoiku Polski (Pożaryski 1962, 1963, 1964; Sokołowski 1968, 1972):

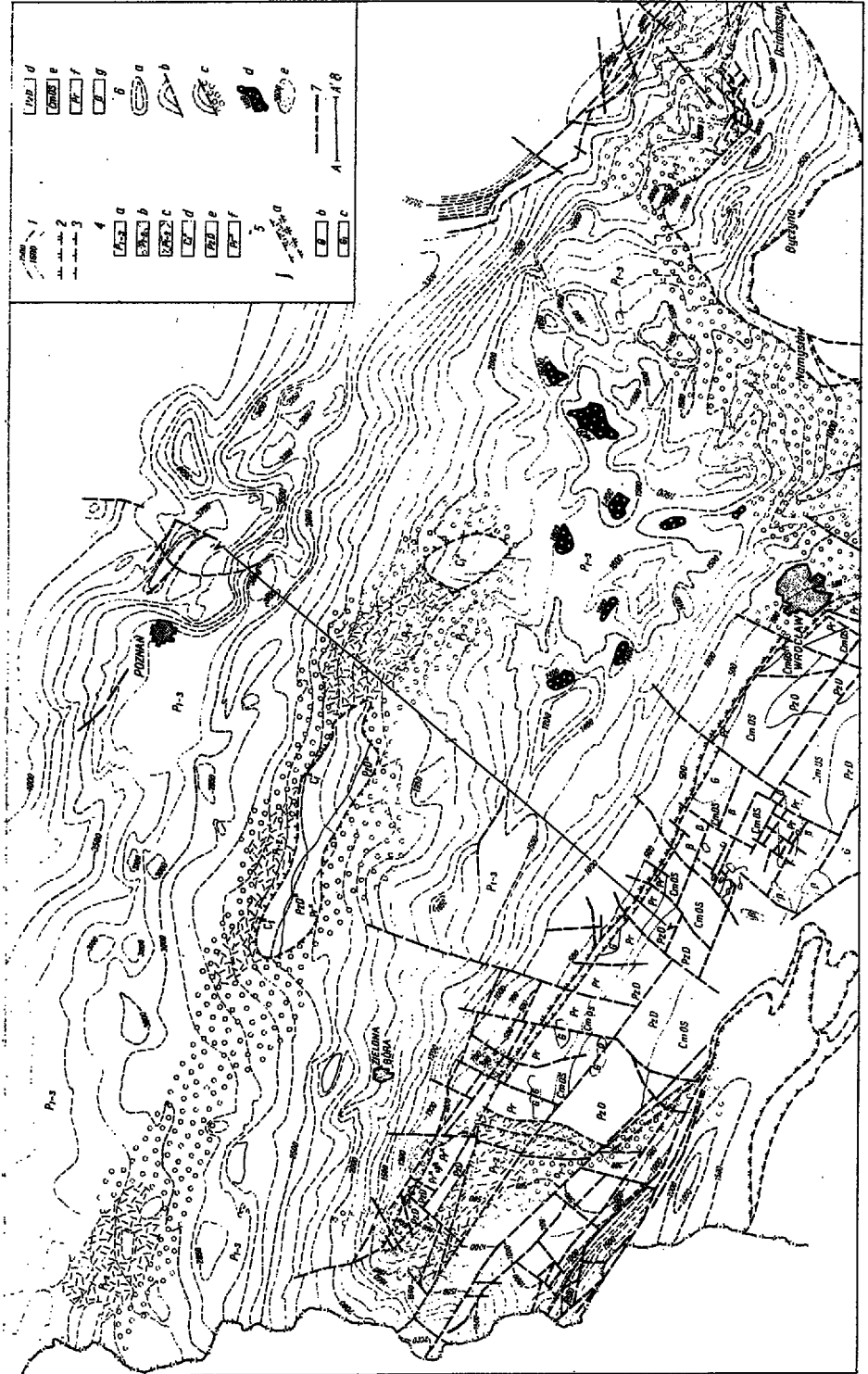
- nieckę północnosudecką,
- blok przedsudecki,
- peryklinę Zar,
- monoklinę przedsudecką, którą dzielimy (Sokołowski 1968, 1972) na północną charakteryzującą się pełnym rozwojem salinarnych utworów cechsztynu i występowaniem struktur halotektonicznych oraz południową charakteryzującą się brakiem halitów w wyższych cyklotemach cechsztynu oraz występowaniem przeważnie struktur blokowych i kompakcyjnych.

Wspólną cechą wszystkich wymienionych jednostek obszaru przedsudeckiego jest podobny styl budowy podłoża podpermskiego wykazującego pełną analogię do budowy Sudetów. W budowie podłoża przedpermskiego, podobnie jak w Sudetach, udział biorą utwory wieku prekambryjskiego i paleozoicznego (do karbonu włącznie) deformowane w czasie wielu orogenez, a następnie sfałdowane i usztywnione w orogenezie waryscyjskiej.

Obszar przedsudecki, mimo że w podłożu przedpermskim zawiera te same elementy geologiczne co Sudety, w przeciwieństwie do nich, pokryty jest w całości utworami trzeciorzędu i czwartorzędu, których łączna miąższość waha się od kilkudziesięciu do 400 m. Sudety są obszarem górzystym o wysokości 300—1600 m n.p.m. o wyraźnej i bardzo urozmaiconej rzeźbie. Obszar przedsudecki natomiast jest w większości nizinny o słabo urozmaiconej rzeźbie i wysokości 50—300 m n.p.m. (wyjątkowo góra Ślęza na bloku przedsudeckim osiąga 718 m n.p.m.).

Na obszarze przedsudeckim pod pokrywą kenozoiczną, w otoczeniu bloku przedsudeckiego zbudowanego z utworów paleozoicznych i prekambryjskich (fig. 2), występują utwory permu i mezozoiku, nachylone monoklinalnie w kierunku NE, W i SW (Sokołowski 1967). Z układu podkenozoicznych wychodni utworów mezozoicznych, jak też rozkładu facji (skośnych do bloku przedsudeckiego) wynika, że utwory permu i mezozoiku pokrywały również blok przedsudecki, z którego zostały ostatecznie zdenudowane w dolnym trzeciorzędzie.

Utwory permu, lub we wschodniej części wprost mezozoiku (pstręgo piaskowca), leżą przeważnie dyskordantnie na sfałdowanych w czasie ruchów waryscyjskich i częściowo zerodowanych utworach karbońskich



i starszych. Duże powaryscyjskie deniwelacje rzeźby terenu, sięgające kilkuset metrów, wyrównywane były przez lądowe osady czerwonego spągowca, a następnie cechsztynu i dolnego pstrego piaskowca. We wszystkich tych utworach w rozkładzie facji zaznacza się wpływ budowy i rzeźby utworów przedpermskich, w których pierwszoplanowymi elementami są: strefa przedgórze waryscyjdów, brzeźna strefa waryscyjdów, grzęda kos-trzyńsko-wolsztyńsko-gostyńska, depresja zielonogórska, grzęda żarkow-sko-rawicko-ostrzeszowska (fig. 2—5).

Równocześnie z sedymentacją utworów permu i mezozoiku miały również miejsce pionowe ruchy podłoża oraz następował stopniowy prze-

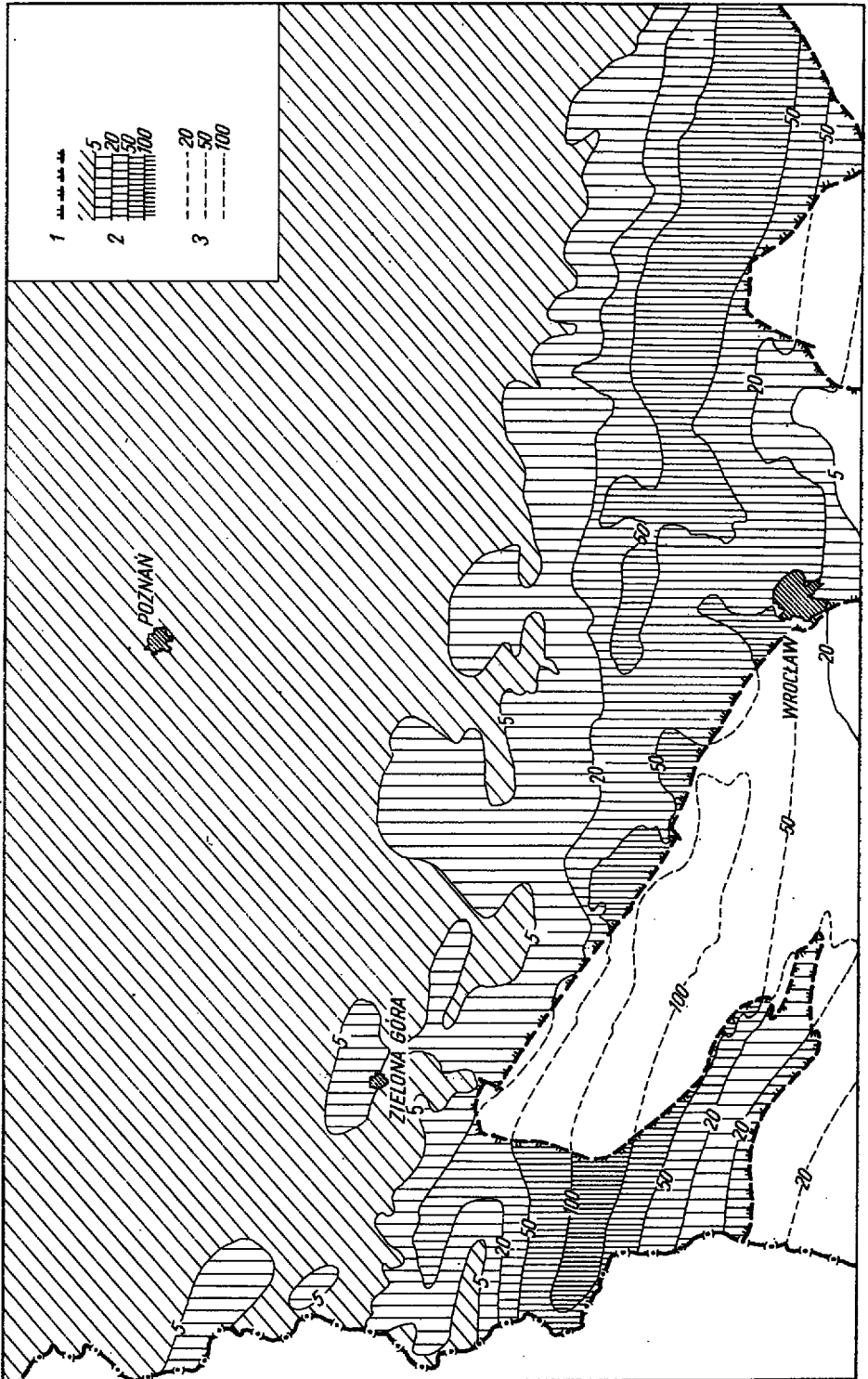
Fig. 2

Synoptyczna mapa strukturalno-geologiczna utworów czerwonego spągowca obszaru przedsudeckiego (zestawili J. Sokołowski i J. Tarnożek-Kopyra na podstawie map T. Bireckiego, Z. Deczkowskiego, D. Kühn, J. Sokołowskiego i innych, 1973)

1 — izohipsy spągu utworów cechsztyńskich (stropu utworów czerwonego spągowca) n.p.m. ok. 500 i ok. 100 m; 2 — współczesny zasięg utworów cechsztyńskich; 3 — współczesny zasięg utworów czerwonego spągowca; 4 — utwory występujące bezpośrednio pod pokrywą cechsztyńską: a górna seria osadowa czerwonego spągowca w facji piaszczystej o dobrych cechach zbiornikowych, b górna seria osadowa czerwonego spągowca w facji zlepioncowatej o złych cechach zbiornikowych, c skały eruptywne dolnego czerwonego spągowca, d utwory karbonu dolnego, e utwory starszego paleozoiku i prawdopodobnego dewonu, f utwory prekambriu?; 5 — utwory występujące bezpośrednio pod pokrywą kenozoiczną lub mezozoiczną (w rejonie Namysłowa, Buczyna i Działoszyna): a utwory czerwonego spągowca otaczające blok przedsudecki, b granitoidy waryscyjskie lub starsze, c utwory karbonu górnego, d utwory starszego paleozoiku i dewonu nie rozdzielone, e utwory starszego paleozoiku (nie rozdzielone), f utwory prekambriu, g bazalty trzeciorzędowe; 6 — wykryte struktury (pułapki): a antyklinalne, b przydyslokacyjne, c strukturalno-litologiczne, d o stwierdzonej gazonośności w utworach cechsztyńskiego wapienia podstawowego i stropowych partiach piaszczystych utworów czerwonego spągowca, e o możliwej gazonośności w utworach czerwonego spągowca; 7 — niektóre ważniejsze uskoki; 8 — linia przekroju paleogeologicznego (fig. 6 i 7)

Synoptic structural-geological map of the Rotliegende sediments in the Sudetic Foreland (drawn up by J. Sokołowski & J. Tarnożek-Kopyra after maps by T. Birecki, Z. Deczkowski, D. Kühn, J. Sokołowski & al., 1973)

1 — isohips of the bottom Zechstein sediments (top Rotliegende sediments) spaced c. 100 m and c. 500 m a.s.l.; 2 — present extent of the Zechstein sediments; 3 — present extent of the Rotliegende sediments; 4 — sediments directly underlying the Zechstein cover: a upper sedimentary Rotliegende series in a sandy facies with well marked features of the reservoir rocks, b upper sedimentary Rotliegende series in a conglomeratic facies with poorly marked features of the reservoir rocks, c eruptive rocks of the lower Rotliegende, d Lower Carboniferous sediments, e early Paleozoic and probably Devonian sediments, f Precambrian? sediments; 5 — sediments directly underlying the Kenozoic or Mesozoic cover (in the regions of Namysłów, Buczyna and Działoszyn): a Rotliegende sediments surrounding the Foresudetic block, b Variscan or older granitoids, c Upper Carboniferous sediments, d sediments of the early Paleozoic and of the Devonian (not subdivided), e early Paleozoic sediments (not subdivided), f Precambrian sediments, g Tertiary basalts; 6 — observed structures (traps): a anticlinal, b peridyslocational, c structural-lithological (stratigraphic), d observed as gasbearing in the sediments of the Zechstein basal limestone and in the top parts of the sandy Rotliegende sediments, e with hypothetical presence of gas in the Rotliegende sediments; 7 — some more important faults; 8 — line of the paleogeologic section (Figs 6 and 7)



chył obszaru, początkowo (w cechszynie) ku N (fig. 6) od zawiasowej strefy nazwanej grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską (Sokołowski 1967), a następnie (w młodszym mezozoiku) ku NE, najpierw od zawiasowej strefy grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej, a później (po ruchach laramijskich) od brzeźnego uskoku przedsudeckiego.

Cechą różniącą obszar przedsudecki od pozostałych niżowych jednostek geologicznych Polski jest odrębny styl budowy tektonicznej pokrywy permsko-mezozoicznej, wykazującej w niecce północnosudeckiej, peryklinie Żar i monoklinie przedsudeckiej (przynajmniej w jej południowej części) silne wpływy tektoniki sudeckiej, charakteryzującej się licznymi uskokami i przemieszczeniami poszczególnych bloków.

Charakterystyczną cechą budowy tektonicznej obszaru przedsudeckiego jest niezgodność kierunków starszych elementów tektonicznych wykrytych pod utworami permu z przebiegiem (NW-SE) laramijskiego bloku przedsudeckiego i spoczywającej na jego północno-wschodnim skłonie pokrywy permsko-mezozoicznej monokliny przedsudeckiej.

Wspólną cechą wydzielonych jednostek geologiczno-poszukiwawczych obszaru przedsudeckiego jest podobny profil utworów permsko-mezozoicznych zawierających perspektywiczne skały zbiornikowe: piaskowce, w utworach czerwonego spągowca i triasu, oraz węglanowe (wapienie i dolomity) w utworach cechszyny.

Perspektywy występowania złóż ropy i gazu istnieją w tych jednostkach obszaru przedsudeckiego, które mają wystarczająco miąższą pokrywę utworów permsko-mezozoicznych, a więc w monoklinie przedsudeckiej, peryklinie Żar i niecce północnosudeckiej. Łączna powierzchnia tych jednostek wynosi ok. 38 tys. km², co stanowi ok. 12% całej powierzchni kraju i ok. 15% powierzchni perspektywicznej dla poszukiwań ropy i gazu.

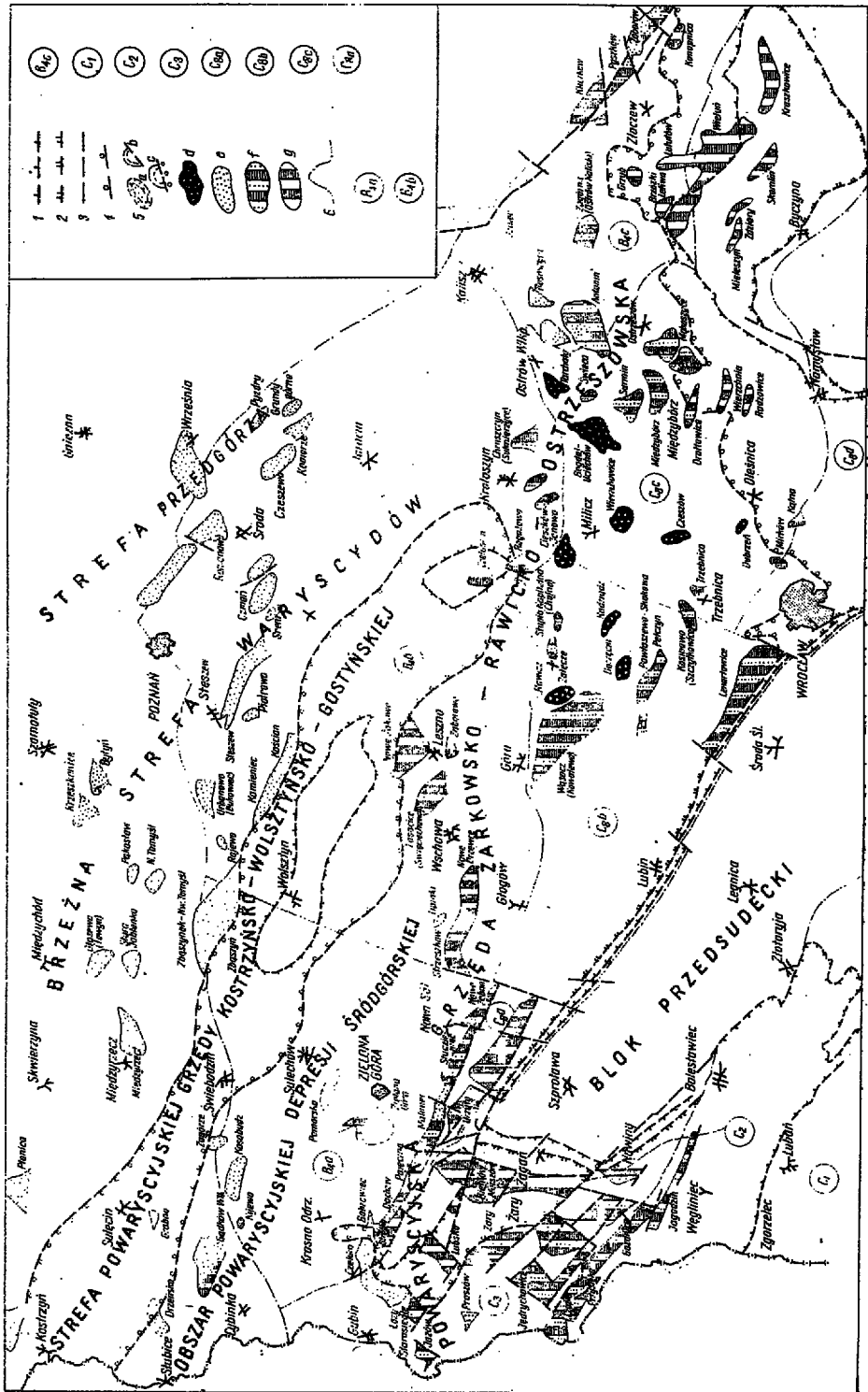
Fig. 3

Mapa miąższości cechsztyńskiego wapienia podstawowego (zestawili J. Sokołowski i J. Tarnożek-Kopyra na podstawie mapy T. Bireckiego, 1970, oraz danych z wierceń)

1 — współczesny zasięg utworów cechsztyńskich; 2 — izopachyty cechsztyńskiego wapienia podstawowego wyznaczające strefy o miąższościach poniżej 5 m (5–20, 20–50, 50–100, 100–150 m); 3 — hipotetyczne izopachyty cechsztyńskiego wapienia podstawowego w obszarze, gdzie utwory te uległy erozji

Map showing the thickness of the Zechstein basal limestone compiled by J. Sokołowski & J. Tarnożek-Kopyra on Birecki's map, 1970, and borehole data)

1 — present extent of Zechstein sediments, 2 — isopachytes of the Zechstein basal limestone marking out zones with thickness below 5 m also those between (5–20, 20–50, 50–100, 100–150 m), 3 — hypothetical isopachytes of the Zechstein basal limestone in an area where these sediments have been eroded



ZARYS WGLĘBNEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na obecnym etapie rozpoznania geologicznego obszaru dają się wydzielić następujące kompleksy strukturalne:

1. Kompleks strukturalny podpermski złożony najprawdopodobniej z kilku pięter (a być może nawet kilku kompleksów) strukturalnych, których — z uwagi na późniejszą ich przebudowę i dotychczas słaby stopień rozpoznania — nie da się jednoznacznie wydzielić. Fragmentaryczne dane (Oberc 1957, 1965, 1966, 1967, 1972; Sokołowski 1967, 1972) wskazują, że w kompleksie tym uczestniczą elementy następujących cykli diastroficznych

Fig. 4

Ważniejsze pułapki w utworach czerwonego spągowca i cechsztyńskiego wapienia podstawowego obszaru przedsudeckiego (zestawili J. Sokołowski i J. Tarnożek-Kopyra na podstawie map T. Bireckiego, D. Kühn, J. Sokołowskiego i innych, 1973)

1 — współczesny zasięg utworów czerwonego spągowca; 2 — wapiący zasięg utworów cechsztyńskich; 3 — ważniejsze uskoki przemieszczające utwory czerwonego spągowca; 4 — przypuszczalny zasięg utworów górnego czerwonego spągowca w fałdach o niekorzystnych warunkach zbiornikowych; 5 — wykryte struktury (pułapki): a antyklinalne, b przydyslokacyjne, c strukturalno-litologiczne, d o stwierdzonej gazonośności w utworach cechsztyńskiego wapienia podstawowego i stropowych partiach utworów czerwonego spągowca, e o możliwej gazonośności w utworach czerwonego spągowca, f o możliwej gazonośności w utworach cechsztyńskiego wapienia podstawowego i stropowych partiach utworów czerwonego spągowca, g o możliwej gazonośności w utworach cechsztyńskiego wapienia podstawowego; 6 — granice i symbole jednostek geologiczno-poszukiwawczych wg J. Sokołowskiego (1968)

B_4 — monoklina przedsudecka północna

B_{4a} — monoklina krośnieńsko-zielonogórska, B_{4b} — monoklina wolsztyńsko-jarocińska, B_{4c} — monoklina kalisko-złoczewska

C_1 — Sudety, C_2 — niecka północnosudecka, C_3 — peryklina Żar

C_{8a} — wyniesienie Kożuchowa, C_{8b} — grzęda głogowsko-rawicka, C_{8c} — grzęda ostrzeszowsko-wieluńska, C_{8d} — grzęda wrocławsko-lubliniecka

The major traps in sediments of the Rotliegende and of the Zechstein basal limestone of the Sudetic Foreland (compiled by J. Sokołowski & J. Tarnożek-Kopyra on the maps by T. Birecki, D. Kühn, J. Sokołowski & al., 1973)

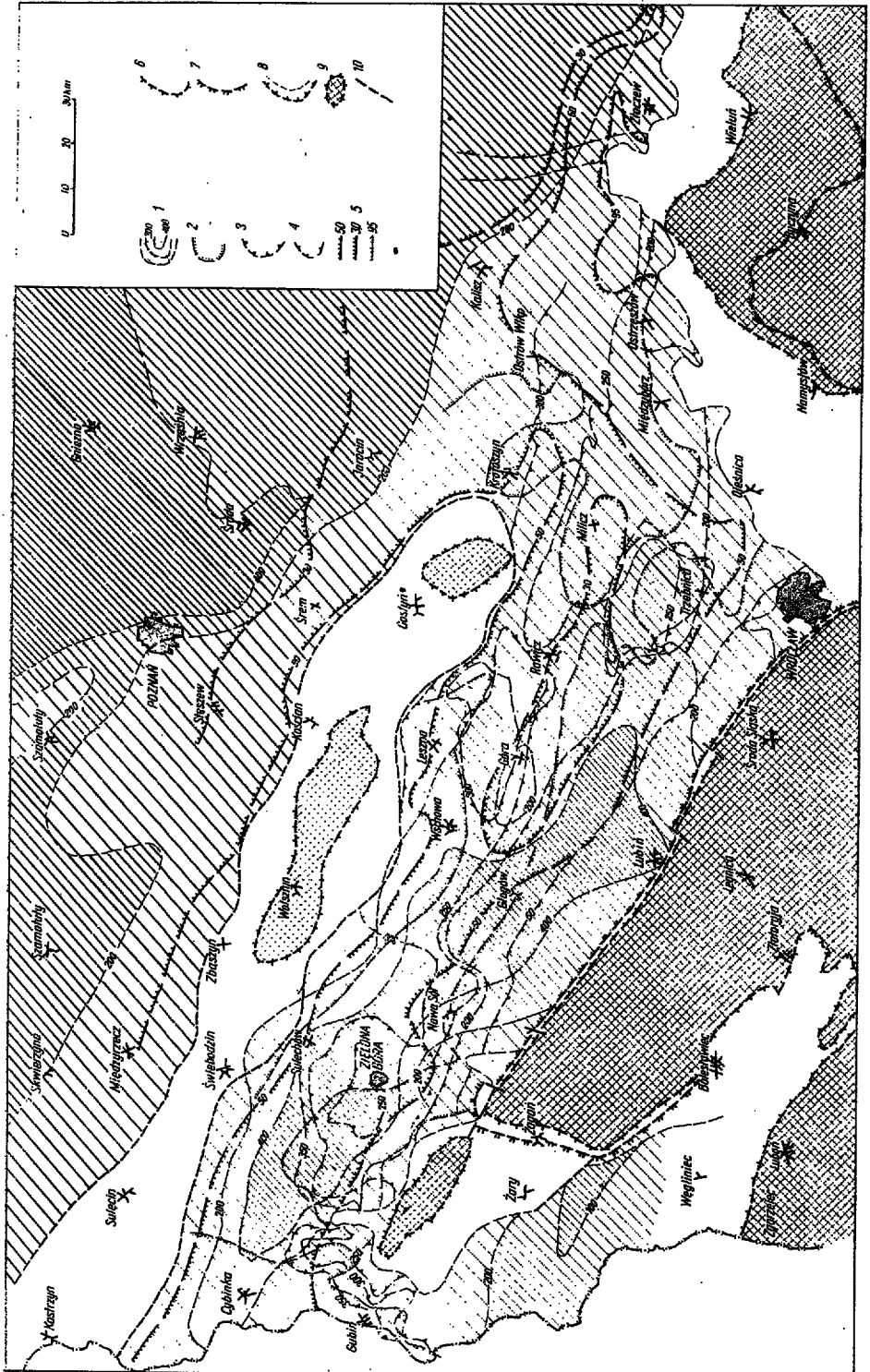
1 — present extent of the Rotliegende sediments; 2 — present extent of the Zechstein sediments; 3 — major faults dislocating the Rotliegende sediments; 4 — hypothetical extent of the Upper Rotliegende sediments in a facies with unfavourable reservoir conditions; 5 — observed structures (traps): a anticlinal, b peridislocational, c structural-lithological (stratigraphic), d with observed presence of gas in the Zechstein sediments of the basal limestone and in the top parts of the Rotliegende sediments, e with hypothetical presence of gas in the Rotliegende sediments, f with hypothetical presence of gas in sediments of the Zechstein basal limestone and in top parts of the Rotliegende, g with hypothetical presence of gas in sediments of the Zechstein basal limestone; 6 — boundaries and symbols of geological-prospecting units after J. Sokołowski (1968)

B_4 — northern Foresudetic monocline

B_{4a} — Krosno-Zielona Góra monocline, B_{4b} — Wolsztyn-Jarocin monocline, B_{4c} — Kalisz-Złoczew monocline

C_1 — Sudetes, C_2 — North-Sudetic depression, C_3 — Żary pericline

C_{8a} — Kożuchów elevation, C_{8b} — Głogów-Rawicz ridge, C_{8c} — Ostrzeszów-Wieluń ridge, C_{8d} — Wrocław-Lubliniec ridge



nych: moldanubskiego (gnejsy sowiogórskie i towarzyszące im skały); sta-roassyntyjskiego (gnejsy, amfibolity, łupki łyszczykowe); młodooassyntyj-skiego (eokambr typu sudeckiego i małopolskiego); kaledońskiego i wa-ryscyjskiego.

Pod pokrywą permsko-mezozoiczną lub kenozoiczną (fig. 3 i 4) wy-raźnie zaznaczającymi się elementami dotychczas odkrytymi są: blok przedsudecki zbudowany z utworów archaiku, prekambriu i paleozoiku (po dewon włącznie) oraz wyniesienie leszniańskie zbudowane z prawdopodob-nych utworów prekambriu i starszego paleozoiku (fig. 7). Prekambryjsko-paleozoiczny element występuje również we wschodniej części obszaru na S od Częstochowy (fig. 2). W obrębie bloku przedsudeckiego liczne są też występowania granitoidów wieku karbońskiego lub starszych. Można przypuszczać, że podobnego typu granitoidy mogą być obecne również w rejonie wyniesienia leszniańskiego, czego dotychczas, z uwagi na słaby stopień rozpoznania, nie udało się jeszcze udokumentować.

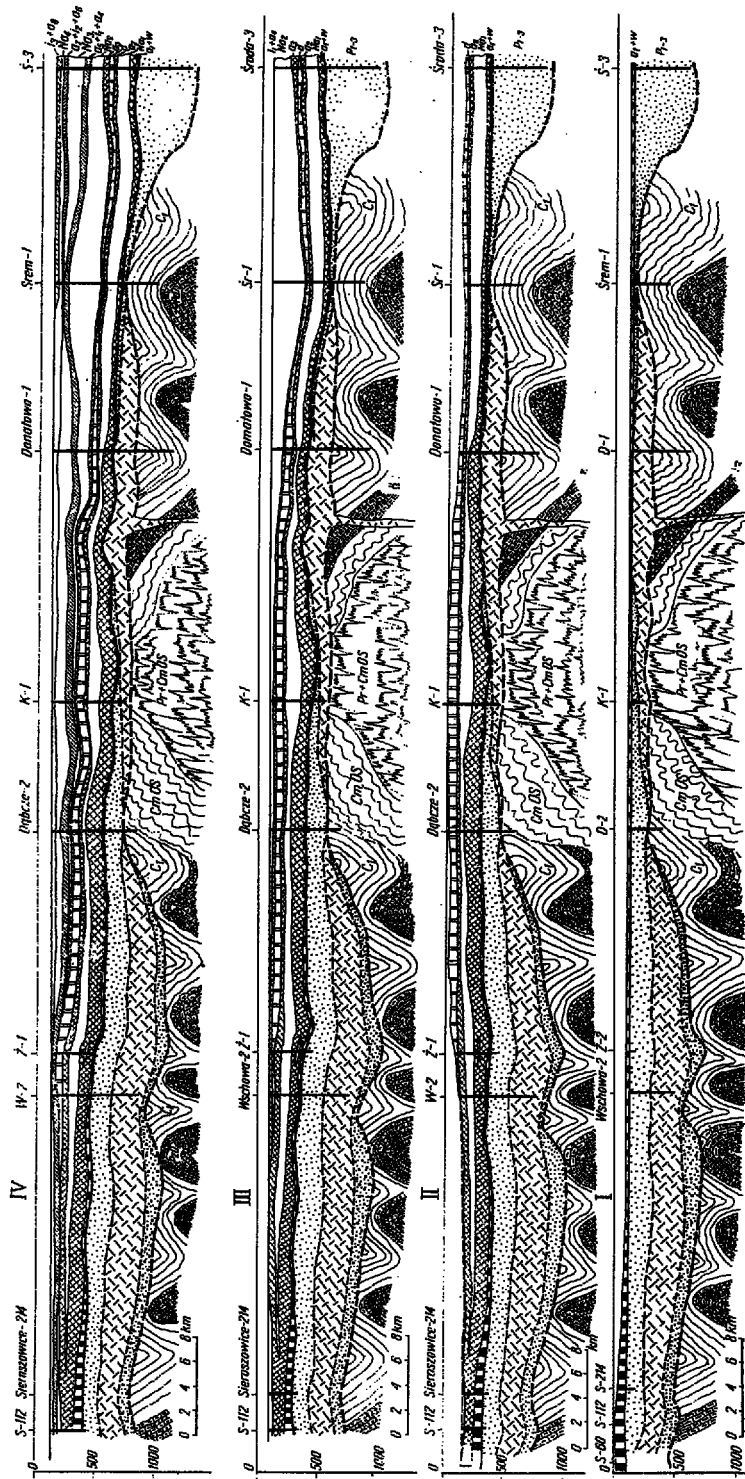
Fig. 5

Synoptyczna mapa miąższości, porowatości, mineralizacji wód i zaazotowania gazów utworów górnego czerwonego spągowca obszaru przedsudeckiego (zestawili J. Sokołowski i J. Tarnożek-Kopyra na podstawie map T. Bireckiego, Z. Deczkowskiego, D. Kühn, A. Mieształskiego, J. Sokołowskiego i innych, 1973)

1 — obszar występowania facji piaszczystej górnego czerwonego piaskowca o miąższościach 0—200 m, 200—400 m i powyżej 400 m; 2 — granica obszaru w którym średnia porowatość górnej 30-metrowej serii czerwonego spągowca jest większa od 15%; 3 — granica obszaru o mineralizacji wód czerwonego spągowca mniejszej od 50 g/l (strefa nie perspektywiczna); 4 — izolinie mineralizacji 200, 250, 300 i 350 g/l wód czerwonego spągowca; 5 — granica obszaru, w którym zawartości azotu w gazie czerwonego spągowca są mniejsze: a od 50%, b 30%, c 95%; 6 — współczesny zasięg utworów czerwonego spągowca pod pokrywą kenozoiczną lub cechsztyńsko-mezozoiczną; 7 — zasięg utworów cechsztyńskich tworzących izolacyjną pokrywę dla węglowodorów w utworach czerwonego spągowca; 8 — obszar występowania utworów czerwonego spągowca o małej porowatości i przepuszczalności (utwory zlepniocowate lub eruptywne) pod przykryciem utworów cechsztyńskich; 9 obszary w których brak utworów czerwonego spągowca; 10 — ważniejsze stwierdzone uskoki w strefie podkenozoicznych wychodni utworów czerwonego spągowca.

Synoptic map showing the thickness, porosity, mineralization of the waters and the nitrogen content in gases in the Upper Rotliegende sediments within the Sudetic Foreland (compiled by J. Sokołowski & J. Tarnożek-Kopyra on the maps of T. Birecki, Z. Deczkowski, D. Kühn, A. Mieształski, J. Sokołowski & al., 1973)

1 — occurrence area of the sandy facies of the Upper Rotliegende sandstone with thicknesses 0—200 m, 200—400 m and over 400 m; 2 — boundary of the area where the average porosity of the upper, 30 m of the Rotliegende series exceeds 15 per cent; 3 — boundary of area where mineralization of the Rotliegende waters is below 50 g/l (non-perspective zone); 4 — mineralization isolines 200, 250, 300 and 350 g/l in the Rotliegende waters; 5 — boundary of area where the nitrogen content in the Rotliegende gas is below: a 50%, b 30%, c 95%; 6 — the present extent of the Rotliegende sediments under the Cainozoic or Zechstein-Mesozoic cover; 7 — extent of Zechstein sediments which are an isolating cover for hydrocarbons in the Rotliegende sediments; 8 — area of the Rotliegende sediments of low porosity and low permeability (conglomeratic or eruptive rocks) under a cover of Zechstein sediments; 9 — areas without Rotliegende sediments; 10 — major observed faults in the zone of Sub-Cainozoic outcrops of the Rotliegende sediments



W otoczeniu wymienionych elementów zbudowanych z prekambriu i dolnego paleozoiku, na całym pozostałym obszarze stwierdzono otworami wiertniczymi występowanie osadów dolnokarbońskich (Sokołowski 1967, Korejwo & Teller 1967), przeważnie stromo ustawionych (o upadach 10—80°). W niektórych rejonach występują również niezgodnie leżące utwory karbonu górnego.

2. Kompleks strukturalny permsko-mezozoiczny zbudowany z utworów czerwonego spągowca, cechsztynu, triasu i jury (tylko w północno-wschodniej części monokliny) oraz płytów kredy w rejonie Opola i w niecce północnosudeckiej i w kilku rowach na monoklinie przedsudeckiej (fig. 7 i tab. 1).

Utwory czerwonego spągowca rozwinięte są najpełniej w depresji zielonogórskiej, gdzie ich sumaryczna miąższość osiąga 1000 m. Występują tam trzy zasadniczo różne serie: seria osadowa dolna zlepieńcowo-piaszczysta, seria eruptywna i seria osadowa górna mułowcowo-piaszczysta, a na peryferiach zlepieńcowata. Dwie pierwsze zaliczane są do dolnego czerwonego spągowca (autunu), a trzecia do górnego — czyli saksonu. Utwory mułowcowo-piaszczyste saksonu, które w depresji zielonogórskiej osiągają ponad 600 m miąższości, wyraźnie cienieją ku strefom peryferycznym depresji. Na obu stronach grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-go-

Fig. 6

Przekroje paleogeologiczne przez środkową część monokliny przedsudeckiej obrazujące geodynamikę jej rozwoju w cechsztynie według M. Czarneckiego i J. Sokołowskiego (1973)

- I — Przekrój paleogeologiczny obrazujący budowę pokrywy i podłoża pod koniec sedimentacji cechsztyńskiego wapienia podstawowego (po wcześniejszym częściowym wypełnieniu nierówności morfologicznych warstwy utworami czerwonego spągowca)
- II — Przekrój paleogeologiczny obrazujący budowę pokrywy i podłoża pod koniec sedimentacji cechsztyńskiego dolomitu głównego (rozwój zwiększonych miąższości osadów węglanowych nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską świadczy o ruchach pionowych tego elementu)
- III — Przekrój paleogeologiczny obrazujący budowę pokrywy i podłoża w czasie sedimentacji cechsztyńskiego szarego iltu solnego
- IV — Przekrój paleogeologiczny obrazujący budowę pokrywy i podłoża pod koniec cechsztynu
- Objaśnienia symboli określających stratygrafię warstw w tabeli 1

Paleogeologic sections of the central part of the Foresudetic monocline showing the geodynamics of its development during the Zechstein after M. Czarnecki & J. Sokołowski (1973)

- I — Paleogeologic section showing the structure of the cover and substratum at the close of sedimentation of the Zechstein basal limestones (after the uneven morphological surface of the Variscides had been partly filled in by Rotliegende sediments)
- II — Paleogeological section showing the structure of the cover and substratum at the close of sedimentation of the Zechstein main dolomite (the increasing thickness of the carbonate deposits overlying the Kostrzyń-Wolsztyń-Gostyń ridge testifies to the vertical movements of this element)
- III — Paleogeological section showing the structure of the cover and substratum during the sedimentation of the Zechstein grey saline clay
- IV — Paleogeological section showing the structure of the cover and substratum at the close of the Zechstein

For explanation of symbols defining the stratigraphy of the beds see Table 1

styńskiej oraz północno-wschodniej części monokliny leżą one dyskordantnie na utworach karbonu lub starszych (fig. 7). Po północnej stronie grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej stwierdzono w większości otworów obecność górnej serii osadowej z tym, że w brzeżnej strefie waryscydów były to przeważnie utwory zlepieńcowate i piaszczyste typu osadów lądowych lub plażowych, a bardziej na północ, w strefie przypuszczalnego przedgórza waryscydów — piaszczyste pochodzenia morskiego (otwory Środa, Siekierki, Obrzycko). Pod górną serią osadową czerwonego spągowca w strefie brzeżnej waryscydów, w niektórych otworach stwierdzono również utwory eruptywne (otwór Donatowo, Nowy Tomyśl). Nie stwierdzono natomiast dotychczas tam utworów dolnej serii osadowej czerwonego spągowca. Znaczne miąższości skał eruptywnych w czerwonym spągowcu stwierdzono (Sokołowski 1967) w obszarze perykliny Żar oraz w niecce północnosudeckiej. Rozkład miąższości utworów górnej serii osadowej czerwonego spągowca (fig. 5—7) wskazuje, że w czasie sedymentacji tych osadów rzeźba powierzchni zbiornika sedymentacyjnego była znacznie urozmaicona, a równocześnie miały prawdopodobnie miejsce powolne ruchy pionowe, w wyniku których pogrążała się głównie strefa przedgórza waryscydów.

Utwory cechsztynu, reprezentowane głównie przez ewaporaty oraz utwory ilaste, występują prawie na całym obszarze przedsudeckim z wyjątkiem bloku przedsudeckiego, z którego zostały usunięte w czasie erozji polaramijskiej, oraz najbardziej południowo-wschodnich rejonów monokliny przedsudeckiej, gdzie w cechsztynie panował ląd. Leżą one przeważnie na górnej serii osadowej czerwonego spągowca lub w niektórych rejonach na serii eruptywnej albo bezpośrednio na starszym podłożu.

W północnej części obszaru, do linii grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej oraz w najbardziej zachodnich przygranicznych rejonach perykliny Żar, utwory cechsztynu w swoim profilu posiadają wszystkie ogniwa litologiczne czterech cyklotemów, tj. Werry, Stassfurtu, Leine, i Alleru (tab. 1) znane z basenu polsko-niemieckiego. Sumaryczna miąższość utworów cechsztynu waha się w granicach od 300 do 700 m.

Na południe od grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej miąższości utworów cechsztynu stopniowo maleją od ok. 300 m do wartości prawie zerowych. W profilu zwiększa się natomiast procentowy udział utworów dolomityczno-anhydrytowych kosztem stopniowego zaniku soli. Te ostatnie na południe od grzędy występują tylko w cyklotemie najniższym, tj. Werra (Z_1). Jest rzeczą bardzo charakterystyczną, że na południe od grzędy (rozciętej oczywiście szeregiem zatok) wyraźnie wzrasta miąższość wapienia podstawowego, osiągając na peryklinie Żar i w rejonie Lubina (fig. 3) wartości zbliżone do 100 m. Równoleżnikowy układ miąższości utworów cechsztynu, skośny do obecnego bloku przedsudeckiego, a prawie równoległy do grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, świadczy, że grzęda ta stanowiła wyraźny zawias, wzdłuż którego obszar położony bardziej

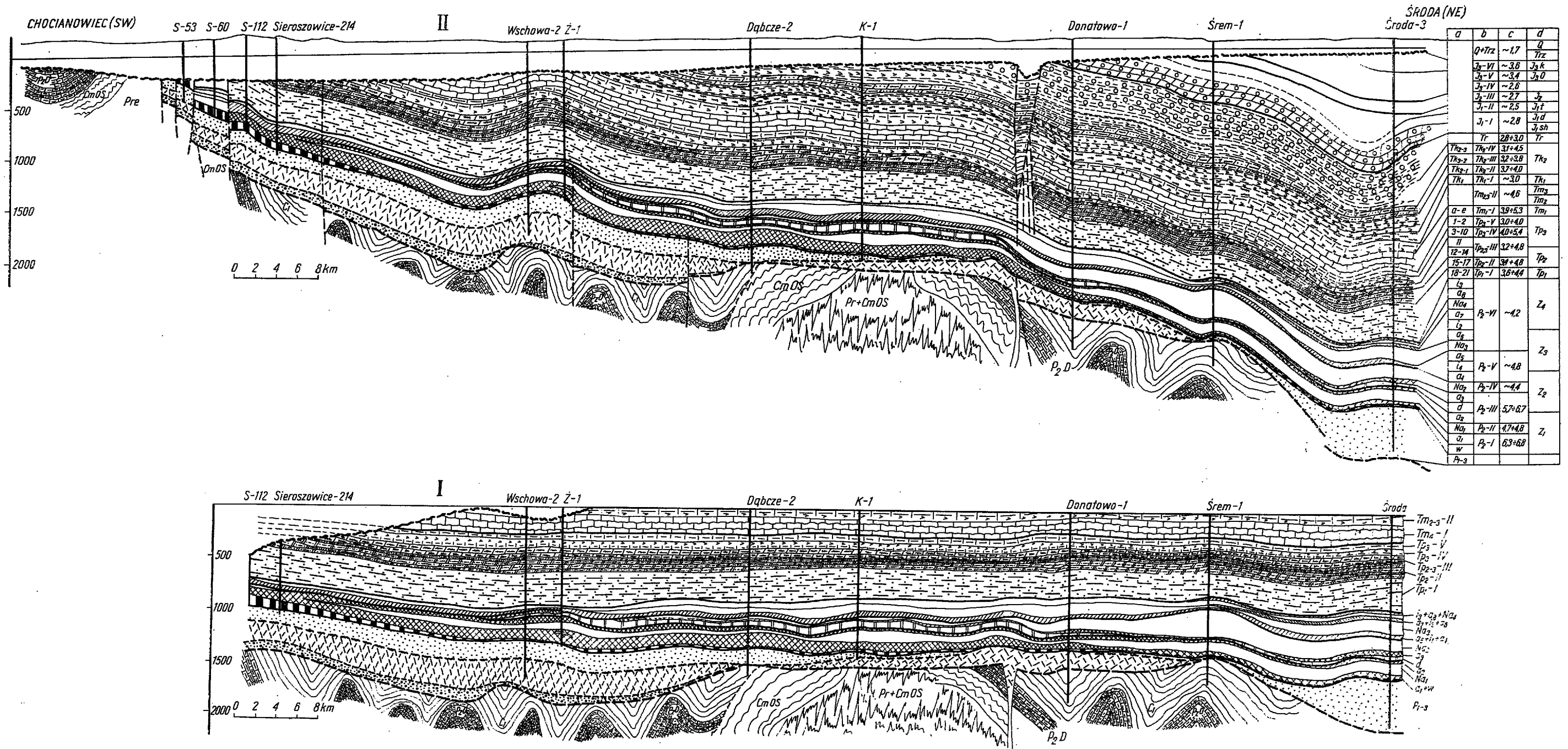


Fig. 7

Przekroje paleogeologiczne przez środkową część monokliny przedsudeckiej (wg M. Czarneckiego i J. Sokołowskiego)

I — Przekrój paleogeologiczny obrazujący budowę pokrywy i podłoża pod koniec triasu; II — Przekrój geologiczny obrazujący współczesną budowę pokrywy kenozoicznej i permisko-mezozoicznej oraz podłoża
 Objaśnienia symboli określających stratygnafie warstw w tabeli 1. a — symbole wydzielen litologicznych, b — symbole kompleksów sejsmiczno-geologicznych, c — miąższości kompleksów sejsmiczno-geologicznych, d — symbole wydzielen stratygraficznych

Paleogeological sections through the central part of the Foresudetic monocline (after M. Czarnecki & J. Sokołowski)

I — Paleogeological section showing the structure of the cover and substratum at the close of the Triassic; II — Geological section showing the present structure of the Cenozoic and Permian-Mesozoic cover and of the substratum
 For explanations of symbols defining the stratigraphy of the beds see Table 1. a — symbols of lithological subdivision, b — symbols of seismo-geological subdivision, c — thickness of seismo-geological complexes, d — symbols of stratigraphic subdivision

Tabela (Table) 1

Charakterytyka litostratygraficzna utworów permu i triasu północnych rejonów monokliny przedsudeckiej i zachodniej części perykliny Żar

C₁ — karbon dolny, P₂D — dewon + starszy paleozoik, CmOS — starszy paleozoik, Pre — prekamb

Lithostratigraphic characteristics of the Permian and Triassic deposits of the northern parts of the Foresudetic monocline and western part of the Żary pericline

C₁ — Lower Carboniferous, P₂D — Devonian + early Paleozoic, CmOS — early Paleozoic, Pre — Precambrian

Wiek i oznaczenie kompleksów	Nazwy kompleksów	Litologia	Miąższości stwierdzone w m.		
Czwartorzęd		Q gliny zwalowe i piasek	70-1290		
Trzeciorzęd		Trz ility, miki, piaski i burawegle	1820-3520		
S	Tr	ility, miki, piaskowce i syderyty	~210		
	Kajper				
	górny	Tk23 seria ility walcowo gipsowo górna	ility walcowe pstrze z oczkami gipsu	~1170	
		Tk22 piaskowiec trzcinowy	p-ce z wkładkami ility walcowych	~460	
		Tk21 seria ility walcowo gipsowo dolna	ility walcowe pstrze z oczkami gipsu	~940	
	Wap.	Tk1 seria ility walcowa	ility walcowe p-ce z detrytusem roślin oraz wapnienie	~1150	
		Tm3	wapnienie szare, margle i dolomity	~360	
		Tm2	wapnienie i anhydryty	~580	
		Tm1	wapnienie piankowe i faliste	~1700	
	A	1	seria marglistą	margle z wkładkami wapni	145-470
		2	seria wapienna	wapnienie, margle i dolomity	42-625
		3	seria anhydrytowo-wapienna	anhydryt z wkładkami wapni	41-360
		4	seria anhydrytowo-gipsowa górna	anhydryty, gipsy z wkładkami wapni	50-142
		5	seria dolomitowo-marglistą górna	dolomity, margle z wkład. anhydrytu	54-152
		6	seria wapienno-marglistą	wapnienie margliste i oolitowe z fauną	41-150
		7	seria dolomitowo-marglistą dolna	dolomity z wkładkami margli	32-132
		8	seria anhydrytowo-gipsowa środkowa	anhydryty i gipsy szare	70-235
		9	seria solna	sole j. szare z wkład. anhydrytu	40-358
		10	seria anhydrytowa dolna	anhydryty szare, lite	42-170
		11	seria pelityczną pstrą	ility czerwone z wkładkami p. c. i mułowców	20-140
		12	seria mikowa	piaskowce i mułowce szare, silnie mikowe	100-273
13		seria mułowcowa	mułowce zielone i szare z miką	60-210	
14		seria mułowcowa piaszczystą	p-ce szare, zielone i różowe z miką	140-840	
15		seria wapienno-oolitowo-dolomityczna	wapnienie, oolitowe i krystaliczne oraz p-ce	100-260	
16		seria piaszczysto-dolomityczna	p-ce, ility walcowe dolomityczne czerwone i zielone	320-1010	
17		seria piaszczystą różową	p-ce czerwone i różowe bezwapniaste	310-800	
18		seria wapienno-oolitowa	wapnienie oolit. i krystaliczne oraz p-ce	470-770	
19		seria ility walcowo-piaszczystą czerwona	p-ce z wkładkami ility walcowych czerwonych	270-1470	
20		seria ility walcowo-piaszczystą pstrą	p-ce i mułowce z laminami wapni	900-1740	
21		seria piaszczysto-ility walcowa pstrą	ility walcowe, mułowce i p-ce szare z wkł. wap.	350-720	
M	Alleer-Z4	ility czerwone górne	ility czerwone niestworzone z oczkami anhydrytu	80-250	
	A8	anhydryt graniczny	anhydryty gruzlowe lub lite	01-25	
	Na4	sole najmłodsze	sole szare, żółte i różowe	50-360	
	A7	anhydryt pegmatytowy	anhydryt kawernisty przetykany solą	03-15	
	I2	ility czerwone dolne	ility czerwone niestworzone	01-75	
	A6	anhydryt strąpowy	anhydryt szary	01-03	
	Na3	sól młodsza	sól szara lub pomarańczowa	420-2200	
	A5	anhydryt główny	anhydryt niebiesko-szary	65-475	
	I1	szary ility solny	ility i mułowce dolomityczne szare	03-30	
	A4	anhydryt strąpowy	anhydryty	70-45	
	Na2	sól starsza	sól kamienna szara z wkład. soli pot. magnezowej	15-1110	
	A3	anhydryt podstawowy	anhydryt szary, lity	30-380	
	A	dolomit główny	dolomity szare i bezowe	190-677	
	A2	anhydryt strąpowy Werry	anhydryt szary, lity	300-550	
	E	Werra-Z1	sól najstarsza	sól kamienna j. szara z wkładkami anhydrytu	120-2290
Na1		anhydryt podstawowy	anhydryt szary z wkład. dolomitu	225-1420	
A1		anhydryt podstawowy	wapnienie dolomityczne i ility czarne	30-570	
W		wapień podstawowy + ility czarne	p-ce j. szare drobno i śred. ziarniste	06-250	
biały spągowiec					
P					
Czerw. spąg.	P1-3	skaly osadowe górne	p-ce czerwone i szare		
	P1-2b	skaly wylewne górne	porfiry, melafiry lub tufity		
	P1-x	skaly osadowe środkowe	ility lub p-ce czerwone		
	P1-2c	skaly wylewne dolne	porfiry, melafiry lub tufity		
	P1-1	skaly osadowe dolne	p-ce czerwone różnoziarniste		
Karbon		ility walcowe, p-ce i wapnienie			

na północ pogrążał się znacznie szybciej niż na południu. Rola grzędy uwydatnia się również w miąższościach dolomitu głównego (Sokołowski 1967). Jest także rzeczą bardzo charakterystyczną, że wszystkie dotychczas odkryte złoża gazu ziemnego w utworach czerwonego spagowca i wapienia podstawowego znajdują się w obrębie tej grzędy lub nieco na południe od niej. Z rozmieszczenia odkrytych złóż (fig. 4), jak też koncentracji przejawów węglowodorów można więc wnioskować o dużej roli tej strefy w migracji i akumulacji węglowodorów.

Utwory triasu dolnego reprezentowane są przez serie iłowcowo-piaszczyste (w zachodniej części także wapienno-oolitowe) dolnego pstrego piaskowca, ilasto-piaszczyste, wapienno-oolitowo-dolomityczne i mułowcowe środkowego pstrego piaskowca oraz ilasto-anhydrytowo-solne i wapienno-margliste górnego pstrego piaskowca (tab. 1). W północnej i zachodniej części obszaru leżą one zgodnie na cechszynie, natomiast w części południowo-wschodniej na różnowiekowych coraz starszych ogniwach cechszynu lub nawet wprost na podłożu podpermskim.

Trias środkowy reprezentowany jest przez wapienie szare zbite i margliste, wapienie faliste, wapienie detrytyczno-oolitowe, wapienie margliste z terebratulami i wapienie detrytyczne z oolitami przynależne łącznie do dolnego wapienia muszlowego; wapienie pelityczne z wkładkami anhydrytów i dolomitów środkowego wapienia muszlowego oraz wapienie z laminami mułowców i iłowców górnego wapienia muszlowego.

Utwory triasu górnego to iłowce i piaskowce dolomityczne, szare i brunatne piaskowce drobno- i średnioziarniste z muskowitem oraz dolomity szare z wtrąceniami dolomitów kajpru dolnego; iłowce szarozielone i brunatne z wkładkami anhydrytów, iłowce czerwono-brunatne z fauną małżową, iłowce czerwone z wkładkami iłowców i piaskowców, iłowce czerwono-brunatne i szarozielone z wkładkami gipsu kajpru górnego oraz iłowce czerwone i żółto-brunatne, dolomityczne często gruzłowe retyku.

Jura dolna, której wychodnie podtrzeciorzędowe znajdują się obecnie w północno-wschodnich rejonach monokliny przedsudeckiej, a które wcześniej sięgały znacznie dalej ku południowi, reprezentowana jest przez piaskowce i mułowce szare i zielonoszare, przeważnie pochodzenia lądowego. Ich miąższość waha się w granicach kilkuset metrów.

Jura środkowa, w większości pochodzenia morskiego, reprezentowana jest przez piaskowce, mułowce i iłowce o miąższości od kilkunastu metrów w części zachodniej monokliny do ok. 100—200 m w części południowo-wschodniej.

Osady jury górnej występują w północno-wschodniej brzeżnej strefie monokliny i reprezentowane są przez piaski i margle glaukonitowe dywezu; margle białoszare i wapienie margliste (we wschodnich rejonach), mułowce margliste (w rejonie zachodnim monokliny) newizu; wapienie płytowe z przewarstwieniami oraz margle, mułowce i iłowce (w części zachodniej) argowu; wapienie skaliste i płytowe, margliste oraz wapienie

mułowcowe (w części zachodniej) rauraku; wapienie margliste, łupki margliste oraz margle lokalnie rafowe i gruzłowate astartu; wapienie pelitowe i margle białoszare kimerydu.

Utwory kredy, silnie zdenudowane, występują w postaci szczątkowej w następujących rejonach analizowanego obszaru:

- W zachodniej części perykliny Żar i w niecce północnosudeckiej, gdzie leżą na różnych ogniwach kajpru (peryklina Żar), wapienia muszlowego lub pstrego piaskowca (niecka północnosudecka). Występują tu osady: cenomanu wykształcone w postaci morskich piaskowców, przeważnie średnio- lub gruboziarnistych lokalnie zlepieńcowatych lub zlepieńców; turonu wykształcone we wschodniej części niecki w postaci piaskowców, a w zachodniej — margli i wapieni; koniakku reprezentowane przez margle piaszczyste lub margle i ily (w części wschodniej); santonu wykształcone jako mułowce kwarcowe o spoiwie ilyasto-wapiennym (w części zachodniej niecki), oraz ily z wkładkami węgla i piaskowców (w części wschodniej).
- W niecce opolskiej (we wschodniej części obszaru), na różnych ogniwach karbonu i triasu leżą piaskowce i piaski glaukonitowe z otoczkami, a wyżej margle gruboławicowe z konkrecjami pirytu i wapienie margliste turonu oraz ily margliste reprezentujące prawdopodobnie poturońskie ogniwa kredy górnej.
- W rowie tektonicznym Sulmierzyc stwierdzono sześcioma otworami wapienie i wapienie margliste z fauną dolnoturońską i cenomańską.
- W rowie tektonicznym Chobieni-Rawicza, na północy w okolicy Rawicza, stwierdzono według Piwockiego (1964) wapienie jasnoszare z mikrofauną wskazującą na turon górny, a na południu w okolicy Chobieni margle szarozielone i zielone z licznym glaukonitem i fauną wskazującą na santon górny — kampan.
- W rowie Mosina-Czempin stwierdzono wapienie margliste i wapienie lokalnie z wkładkami margli z fauną kampańską i santońską. Występują tu tylko stropowe partie kredy, w związku z czym przypuszcza się, że niżej istnieją także utwory starsze od santonu, prawdopodobnie aż po cenoman włącznie.

Rozmieszczenie i wiek stwierdzonych wystąpień utworów górno-kredowych wskazują, że morze górnokredowe wkroczyło na obszar przedsudecki po dość długim okresie erozji, która doprowadziła do zerodowania części osadów jurajskich (a nawet triasowych, np. niecka północnosudecka).

Po kredzie obszar przedsudecki został znów wydzwignięty i poddany erozji, która w zachodnich rejonach zakończyła się w eocenie, a w środkowych i wschodnich — dopiero w miocenie.

W pokrywie kenozoicznej, której miąższość waha się od kilku do ok. 400 m, występują więc utwory eocenu (w części zachodniej), oligocenu, miocenu, plejstocenu i czwartorzędu.

GEODYNAMIKA ROZWOJU OBSZARU PRZEDSUDECKIEGO

Szczegółowa analiza licznych map geofizycznych, geologicznych, strukturalnych, miąższościowych, facjalnych i innych umożliwiła odtworzenie następującego przebiegu rozwoju geostrukturalnego omawianego obszaru.

W epoce wendskiej (eokambryjskiej) trwającej ponad 230 mln. lat (od 800 do 570 mln. lat) sedymentowały tu osady ilaste, stwierdzone ostatnio w podpermskim wyniesieniu leszniańskim jako tzw. krystalinik prekambryjski typu małopolskiego (Oberc 1972). Osady te są obecnie silnie zdiagenezowane, a nawet częściowo zmetamorfizowane. W fazie assyntyjskiej orogenezy bajkańskiej zostały one poddane deformacjom tektonicznym, które doprowadziły najprawdopodobniej do powstania znacznego podniesienia w dnie zbiornika, a być może nawet kordyliery wysp w rejonie obecnego wyniesienia leszniańskiego i w Małopolsce.

Osady dolnopaleozoiczne w strefie tego wyniesienia leżą najprawdopodobniej niezgodnie na utworach prekambryjskich. W obszarze przed-sudeckim, jak dotąd, nie stwierdzono udokumentowanych faunistycznie osadów kambryjskich. Sedymentacja morska i to raczej typu geosynklinalnego miała natomiast miejsce w ordowiku i sylurze. Pod koniec syluru, w wyniku fałdowań kaledońskich, których przejawy stwierdzone zostały w północnej Polsce (w rejonie Chojnic) oraz w południowej Polsce (Sudety, Góry Świętokrzyskie), również w obszarze przed-sudeckim, dojść musiało do deformacji tektonicznych powstałych tam znacznej miąższości utworów dolnopaleozoicznych. Brak jest jednak dotychczas dowodów, czy deformacje te doprowadziły do wydzwignięcia się tego obszaru i do częściowej erozji osadów. Można jednak przyjąć bez większych zastrzeżeń hipotezę, że osady dolnopaleozoiczne mogły się znaleźć już wówczas w takich warunkach termicznych i ciśnieniowych, w których mogło dojść do generowania z nich węglowodorów i ich migracji.

Z wykształcenia litologicznego stwierdzonych osadów dolnokarbońskich i braku wskazówek o nieciągłości sedymentacyjnej w ich spagowej części można wnioskować, że na obszarze tym osadzały się również utwory dewonu, podobnego typu do stwierdzonych ostatnio we wschodniej, granicznej części obszaru, tj. w niecce miechowskiej i na obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. W dewonie i karbonie dolnym obszar przed-sudecki musiał więc stanowić część geosynkliny waryscyjskiej. Na północny wschód od niego morze dewońsko-karbońskie miało raczej charakter epikontynentalny i pokrywało obszar platformy epikaledońskiej i prekambryjskiej. Pod koniec karbonu dolnego, w wyniku ruchów górotwórczych fazy sudeckiej i kruszycogórskiej, nastąpiło ostateczne sfałdowanie górotworu oraz początek jego intensywnej erozji.

Erozja bardzo intensywnie dotknęła obszary najwyżej wówczas wyniesione, do których należały zapewne: rejon obecnego wyniesienia leszniańskiego, wschodnie części bloku przed-sudeckiego oraz Sudety.

W powstałych depresjach między łańcuchami górskimi, w tropikalnym klimacie złożone zostały osady karbonu górnego, znane obecnie z Zagłębia Wałbrzyskiego, Zagłębia Górnośląskiego i być może dotychczas nie odkryte, a prawdopodobnie istniejące między wyniesieniem leszniańskim i blokiem przedsudeckim. Na północnym przedpołu waryscyjskiego łańcucha górskiego powstawały osady dolnokarbońskie z pokładami węgla stwierdzonymi na Lubelszczyźnie i spodziewanymi na dużych głębokościach w rejonie Września-Łódź.

Na przełomie karbonu i permu, na skutek zmiany klimatu na bardziej pustynny, materiał z erodowanych obszarów zsypywany był do obniżen typy depresji zielonogórskiej lub oleśnicko-kepnowskiej, względnie do obniżonej strefy przedgórskiej. Wyraźnie zaznaczającymi się wówczas w morfologii były: grzęda kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńska i grzęda żarkowsko-rawicko-ostrzeszowska. Prócz wymienionych istniało szereg mniejszych elementów morfologicznych, których przebiegu nie można jeszcze dokładniej odtworzyć ze względu na brak wystarczającej ilości danych. Wiadomym jest jednak, że zróżnicowanie morfologii obszaru było wówczas bardzo znaczne, a różnice wysokości dochodziły do ponad 500 m.

W dolnym czerwonym spagowcu sedymentacja osadów odbywała się jedynie w strefach dolin śródgórskich. Szczyty i bardziej wyniesione strefy, szczególnie wschodniej części obszaru oraz wyniesienie leszniańskie, były wówczas silnie erodowane.

Pod koniec dolnego czerwonego spagowca zwiększała się intensywność ruchów pionowych; powstały w tym czasie głębokie rozłamy, wzdłuż których utworzyło się szereg wulkanów. Spływająca z nich lava wypełniała istniejące doliny śródgórskie (np. dolinę zielonogórską) lub tworzyła dodatkowe wyniesienia w formie stożków.

Osady górnego czerwonego spagowca sedymentowały na różnowiekowych utworach dolnego czerwonego spagowca lub na osadach starszych (wyniesienie leszniańskie, wschodnie części monokliny). W obrębie obszaru przedsudeckiego były to głównie osady rzeczne lub jeziorne.

Morze cechsztyńskie wkraczając na obszar przedsudecki od północy i zachodu zastało jeszcze silnie zróżnicowaną morfologię, w związku z czym w strefach bardziej podniesionych, np. na wyniesieniu leszniańskim musiało dochodzić do niszczenia części starszych osadów i ich redepozycji.

Faktem tym można objaśnić występowanie w niektórych rejonach kilkumetrowej serii utworów szarego spagowca wiekowo przynależnego już do cechsztynu, ale ze względów praktycznych, przy konstrukcji map, łączonego z utworami czerwonego spagowca (Sokołowski 1967).

W cyklotemie Werra strefą najpłytszą był obszar położony na S od grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej. Tam powstały maksymalne miąższości łupku miedzionośnego i wapienia podstawowego, jak też anhydrytu dolnego i górnego Werry (fig. 6 — I). Na północ od tej grzędy

sumaryczne miąższości cyklotemu Werra są znacznie większe z tym, że ok. 50% składu stanowią sole (z wyjątkiem obszaru nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską, gdzie miąższości te są bardziej zredukowane).

W cyklotemie Stassfurt maksymalne miąższości dolomitu głównego rozpoczynającego sedymentację są największe nad grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską i dochodzą do 70 m oraz nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską (fig. 6 — II), gdzie osiągają nawet 120 m miąższości. Na południe od grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej brak jest, z wyjątkiem najbardziej zachodnich części perykliny Żar, soli w cyklotemie Stassfurt, Leine i Aller. Występują one natomiast we wszystkich trzech cyklotemach w strefie na północ od grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej (fig. 6 — III i IV). Zwiększony procentowy udział soli przy równoczesnym zwiększaniu się sumarycznej miąższości osadów tych cyklotemów występuje w depresji zielonogórskiej oraz na północ od grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej. Świadczy to, że obie grzędy zarysowały się wówczas jako podniesienie w dnie zbiornika cechsztyńskiego, a być może odbywał się także dodatkowy ruch obniżający obszaru położonego między grzędami, przy ogólnej tendencji pogrążania się całego obszaru przedsudeckiego ku bruździe duńsko-polskiej.

W dolnym pstrym piaskowcu, przy dalszej tendencji pogrążania się obszaru ku NE, wpływ obu wykrytych grzęd zaznacza się w postaci zmniejszonych miąższości osadów nad nimi.

W środkowym pstrym piaskowcu nastąpiło stopniowe wyrównanie tych nierówności; w górnym pstrym piaskowcu i w wapieniu muszlowym tendencja do większego pogrążania się obszarów bardziej północnych zmalała, a zwiększyło się natomiast tempo pogrążania się stref bardziej południowych i zachodnich. W wyniku tego nastąpiło połączenie się wód geosynkliny alpejskiej z morzem epikontynentalnym stanowiącym dotychczas oddzielny zbiornik.

W triasie górnym nastąpiło wycofanie się zbiornika alpejskiego. Na obszarze przedsudeckim, podobnie jak na pozostałej części Niżu Polskiego, sedymentowały osady iłowcowe kajpru dolnego oraz iłowcowo-dolomityczne z gniazdami gipsu, a w północnych rejonach także z wkładkami soli, kajpru górnego.

W retyku nastąpiło wynurzenie prawie całego obszaru. Ilasto-złepieńcowe osady retyku leżą przeważnie niezgodnie na osadach kajpru, a w najbardziej południowo-wschodnich rejonach obszaru przedsudeckiego nawet na utworach starszych.

W jurze dolnej trwa tu sedymentacja osadów lądowych piaszczystych i ilastych. W jurze środkowej, charakteryzującej się wkraczaniem morza od strony północno-zachodniej, na obszarze przedsudeckim w bardzo wyraźny sposób zaznacza się zmiana kierunku przypuszczalnych linii tektonicznych. Linie te z kierunku W-E zmieniają się na NW-SE, czyli zbliżone są do obecnego kierunku monokliny przedsudeckiej. Uwypukla się od-

działywanie przypuszczalnej linii rozłamowej równoległej do grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej położonej po NE stronie tej grzędy. Wzdłuż tej linii następuje dalsze intensywne pogrążanie się obszaru bruzdy duńsko-polskiej w jurze środkowej i górnej, a szczególnie wyraźnie w kredzie. Na obszarze przedsudeckim osady kredy górnej leżą płatami na różnych ogniwach jury lub triasu, a niekiedy nawet na utworach starszych, co świadczy o znacznej przerwie w sedymentacji w okresie kredy dolnej.

Pod koniec kredy górnej następuje jeszcze wynurzenie pokrywy osadowej obszaru przedsudeckiego i jej erozja. Podobnej erozji ulegały w tym czasie wyniesione strefy wału środkowopolskiego wraz z Górami Świętokrzyskimi i obszarem przedgórze Karpat.

W eocenie lub oligocenie, a we wschodnich rejonach dopiero w miocenie, na obszarze przedsudeckim trwa sedymentacja osadów przy równoczesnej tendencji dalszego wznoszenia się Sudetów.

Z omówionych, w bardzo wielkim skrócie, zmian położenia strukturalnego osadów pokrywy permisko-mezozoicznej obszaru przedsudeckiego, ich pogrążania się i wynurzania, pochylania w jednym lub w drugim kierunku, wynika, że w decydującym stopniu zmiany te oddziaływać musiały na kierunki migracji i akumulacji węglowodorów, a więc i na prawidłowość obecnego rozmieszczenia złóż.

WARUNKI WYSTĘPOWANIA I PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA WĘGLOWODORÓW

Główną perspektywiczną i gazonośną formacją są utwory górnej serii osadowej czerwonego spagowca w trzech następujących obszarach:

- a) w strefie grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej i powaryscyjskiej śródgórskiej depresji zielonogórskiej;
- b) w brzeżnej strefie waryscydów na N od tzw. grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej;
- c) w strefie przedgórze waryscydów pokrywającej się najprawdopodobniej z południową krawędzią środkowoeuropejskiego aulakogenu permisko-mezozoicznego.

Drugą perspektywiczną gazonośną formacją są utwory cechsztyńskiego wapienia podstawowego w strefie ich zwiększonych miąższości nad grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską i po jej południowej stronie, tj. na monoklinie przedsudeckiej południowej i peryklinie Żar.

Trzecią perspektywiczną ropo- i gazonośną formacją są utwory cechsztyńskiego dolomitu głównego w facji barierowo-rafowej nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską oraz w facji onkolitowo-rafowej nad grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską.

Formacjami o bliżej nie rozpoznanych perspektywach są głębiej leżące utwory karbonu i dewonu na północno-wschodnim przedpolu wary-

scydów, jak też w niektórych mniej skomplikowanych strefach waryscydów pod utworami permskimi.

Utwory karbońsko-dewońskie oraz dolnopaleozoiczne, według aktualnego stanu wiedzy, stanowiły główne źródło węglowodorów występujących obecnie w pułapkach czerwonego spągowca i cechsztyńskiego wapienia podstawowego, a w niektórych przypadkach (np. nad grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską) także w dolomicie głównym.

Generalnie można wydzielić przynajmniej cztery główne okresy rozwoju geostukturalnego obszaru stwarzające warunki do powstania czterech generacji węglowodorów. Są to:

a) Okres rozwoju sedymentacji eokambryjskiej zakończonej ruchami assyntyjskimi, w czasie których mogła zakończyć się stopniowa przemiana eokambryjskiej substancji organicznej w węglowodory oraz wzmożenie ich migracji i akumulacji przy równoczesnym zapoczątkowaniu ich gradacji.

b) Okres rozwoju sedymentacji utworów kambryjsko-ordowicko-sylurskich zakończony ruchami kaledońskimi, w rezultacie których mogło dokonać się zakończenie cyklu przemiany dolnopaleozoicznej substancji organicznej w węglowodory oraz wzmożenie wcześniej działających procesów migracji i akumulacji. Mogło w tym czasie nastąpić również ostateczne przemieszczenie się węglowodorów eokambryjskich do formacji dolnopaleozoicznych i wymieszania się węglowodorów generacji pierwszej z węglowodorami generacji drugiej. Jeśli istniały w tym czasie złoża węglowodorów, to mogły być już wówczas zróżnicowane na trzy różne typy, a to: złoża zawierające tylko węglowodory generacji pierwszej, złoża zawierające węglowodory mieszane pierwszej i drugiej generacji oraz złoża zawierające węglowodory tylko drugiej generacji.

c) Okres rozwoju sedymentacji utworów dewońsko-karbońskich zakończony ruchami waryscyjskimi, które przyspieszyły przemianę substancji organicznej w węglowodory, uruchamiając jednocześnie ich migrację i akumulację w strefach podniesionych. W czasie trwania tych ruchów nastąpiło również spękanie wcześniej uformowanych pułapek w utworach dolnopaleozoicznych i przemieszczenie się z nich węglowodorów w całości lub częściowo do porowatych utworów dewońsko-karbońskich. W utworach tych posiadających najprawdopodobniej własne węglowodory generacji waryscyjskiej nastąpiło częściowe lub całkowite przemieszanie się tychże z migrującymi generacji starszych (assyntyjskiej i kaledońskiej).

W pułapkach dewońsko-karbońskich mogła w tym czasie odbywać się powolna akumulacja węglowodorów bardzo różnych typów, a więc: autochtonicznych, mieszanych autochtonicznych z kaledońskimi i autochtonicznych zmieszanych z węglowodorami kaledońsko-assyntyjskimi.

d) Okres rozwoju sedymentacji utworów permsko-mezozoicznych zaburzony ruchami kimeryjskimi i zakończony ruchami laramijskimi, które doprowadziły do powstania czwartej generacji węglowodorów i przyspieszenia ich migracji w obrębie formacji permsko-mezozoicznych.

Ruchy te wzmogły również trwający przez cały perm i mezozoik proces przemieszczania się węglowodorów z formacji przedpermskich do utworów czerwonego spągowca i cechsztyńskiego wapienia podstawowego. W strefach posiadających mniej szczelną izolację osadami solnymi cyklotemu Werra i narażonych na większe przemieszczenie bloków, mogło nastąpić również otwarcie dróg migracji węglowodorów starszych także do utworów dolomitu głównego i tam zmieszania się ich z węglowodoraми autochtonicznymi. Dowodem na istnienie takich procesów jest stwierdzone przez Głogoczowskiego (1973) występowanie w strefie grzędy ostrzeszowskiej w utworach dolomitu głównego zarówno gazów mokrych (tłustych) charakterystycznych dla generacji permskiej, jak też i gazów suchych charakterystycznych dla generacji waryscyjskiej.

Jak wynika z wyżej przytoczonych rozważań, w utworach permsko-mezozoicznych mogą występować bądź tylko węglowodory autochtoniczne, bądź też mieszaniny przynajmniej czterech, różnych pod względem wieku, składu i dróg migracji, generacji węglowodorów. Istnienie kilku generacji węglowodorów stworzyło możliwość powstawania bardzo wielu kombinacji różnych mieszanin węglowodorów, co przy niedostatecznym jeszcze stopniu rozpoznania obszaru było i jest przyczyną znacznych trudności w uchwyceniu podstawowych prawidłowości rządzących rozmieszczeniem węglowodorów. Jest to chyba również powodem, że większość wysuwanych hipotez o drogach i kierunkach migracji zakładających istnienie tylko jednej generacji węglowodorów nie znajduje potwierdzenia w praktyce.

Przyjęte przez nas założenie o istnieniu kilku generacji węglowodorów umożliwia wyjaśnienie przyczyn znacznych różnic wieku gazów określonego badaniami izotopowymi, jak też różnej zawartości helu i azotu w gazach czerwonego spągowca. Określony izotopowo wiek gazów z rejonu Uciechowa na sylur — czerwony spągowiec jest wynikiem występowania w gazie mieszaniny węglowodorów generacji kaledońskiej uformowanej ostatecznie w sylurze i generacji waryscyjskiej uformowanej pod koniec karbonu, a być może także węglowodorów permskich.

Różne zawartości helu będącego produktem rozkładu pierwiastków radioaktywnych świadczą, że migracja następować musiała ze skał o różnej radioaktywności. Z analiz zawartości helu w gazach z różnych regionów Polski wynika, że najbogatsze w hel są utwory dolnopaleozoiczne, gdzie mógł się on przedostawać wprost z radioaktywnych skał podłoża. Hel w utworach karbońskich i młodszych w większości zdaje się być pochodzenia migracyjnego, gdyż stwierdza się go w tych utworach głównie w strefach silniejszego tektonicznego zdyslokowania. Różne zawartości helu w gazach monokliny przedsudeckiej zależą głównie od odległości skał radioaktywnych podłoża podpermского, jak też częściowo od długości drogi migracji odbytej przez gaz w obrębie utworów czerwonego spągowca.

Długością dróg migracji lateralnej gazu w utworach czerwonego spą-

gowca można tłumaczyć również charakterystyczny rozkład zawartości azotu w gazie ziemnym. Według aktualnego rozpoznania (patrz izolinie na mapie ropo- i gazonośności), zwiększona zawartość azotu w gazie zdaje się być wprost proporcjonalna do wysokości i rozmiarów paleostruktur morfologicznych istniejących w podłożu permu w czasie jego sedymentacji. Gazy stwierdzone obecnie w utworach czerwonego spągowca i wapienia podstawowego w sąsiedztwie paleogrzbietów zawierają nawet do 95% azotu, podczas gdy występujące w strukturach powstałych w strefach depresyjnych zawierają azotu znacznie mniej. Ta odkryta i kartograficznie udokumentowana prawidłowość znajduje logiczne wyjaśnienie w fakcie łatwiejszej migracji cząsteczek azotu i helu niż pozostałych cząstek węglowodorów. Gaz ziemny przemieszczający się z utworów permskich bądź to strefami porowatych wychodni, bądź też wzdłuż uskokuw w utworach czerwonego spągowca leżących prawie płasko, ulegał powtórnemu rozproszeniu z uwagi na znacznie większą objętość porów. Rozproszone cząsteczki gazu w ośrodku porowatym wypełnionym solanką dążyły ku najbardziej wyniesionym obszarom. W zależności od charakteru ośrodka porowatego przemieszczały się do stropowych partii czerwonego spągowca i do cechsztyńskiego wapienia podstawowego i tam pod izolacją anhydrytowo-solną migrowały lateralnie ku partiom bardziej wyniesionym. Jeśli skały czerwonego spągowca zawierały w profilu warstwy o mniejszej porowatości i przepuszczalności, migracja lateralna mogła odbywać się również w obrębie dowolnego odcinka profilu czerwonego spągowca. Ten system migracji w obrębie utworów czerwonego spągowca i cechsztyńskiego wapienia podstawowego spowodował, że jeśli w obrębie partii depresyjnej zbiornika czerwonego spągowca znajdowała się lokalna paleostruktura spełniająca rolę pułapki, to nastąpiła w niej akumulacja gazu o składzie zbliżonym do pierwotnego (o niedużej zawartości azotu). Jeżeli natomiast gaz przebywał długą drogę migracji lateralnej ku strukturom wyżej podniesionym, to w pierwszym rzędzie następowała w nich akumulacja łatwiej migrujących cząsteczek azotu, a dopiero w dalszej kolejności cząstek węglowodorów, przechwytywanych łatwiej po drodze przez mniejsze pułapki.

Znaczna rola istniejącej, silnie zróżnicowanej morfologii i późniejszego odnawiania się paleostruktur zaznacza się również w zawartości suchej pozostałości w solance (fig. 5). Okazuje się, że największe ilości suchej pozostałości występują w strefach depresyjnych. Spadek mineralizacji solanki w utworach czerwonego spągowca następuje ku południowym partiom monokliny, ale raczej zgodnie z jej pierwotnymi powaryscyjskimi kierunkami niż obecnym laramijskim kierunkiem bloku przed-sudeckiego.

Z wyniesionymi paleogrzbietami lub paleostrukturami powaryscyjskimi oraz strefami dyslokacyjnymi ograniczającymi te strefy zdaje się mieć związek rozkład facji cechsztyńskiego wapienia podstawowego i dolomitu głównego. Największe miąższości cechsztyńskiego wapienia pod-

stawowego występują na S od grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, stanowiącej w czasie sedymentacji utworów cechsztyńskich wyraźny próg w dnie zbiornika. Próg ten najprawdopodobniej związany był z istnieniem głębokiej strefy rozłamowej, wzdłuż której następował zawiasowy przechył i pograżanie się obszarów położonych na północ. Obszar położony na południe od wspomnianej grzędy stanowił rejon płytkowodnej sedymentacji utworów wapiennych. Zróznicowanie morfologii tego płytko leżącego dna zbiornika dało w efekcie dodatkowe zróznicowanie miąższości wapienia podstawowego. Nie można wykluczyć, a raczej trzeba przyjąć za pewnik, że dodatkową przyczyną zróznicowania miąższości wapienia i innych utworów cechsztyńskich były również pionowe, synsedymencyjne ruchy dna zbiornika spowodowane przez zmianę równowagi geodynamicznej. Zmiana ta wywołana została między innymi ubytkiem olbrzymiej ilości skał głębinowych wyrzuconych na powierzchnię w środkowym czerwonym spągowcu.

Pionowe ruchy trwające w różnym nasileniu przez cały perm i mezozoik wywołane były czynnikami geodynamicznymi o zasięgu regionalnym, a nawet globalnym. Między innymi można je też wiązać z ogólnym pograżaniem się południowej części płyty wschodnioeuropejskiej oddzielonej rowem ryftowym od płyty afrykańskiej.

Nie wdając się bliżej w dyskusję nad genezą ruchów pionowych, musimy jednak stwierdzić, że w całym permie i mezozoiku były one decydującym czynnikiem kształtującym współczesny obraz budowy geologicznej Nizy Polskiego, a w tym i obszarze przedsudeckiego.

Skutki tych ruchów dają się również zauważyć w sposób wyraźny w rozkładzie miąższości i facji utworów cechsztynu, a także interesującego nas ze względu na jego perspektywiczność cechsztyńskiego dolomitu głównego.

W rozkładzie miąższości i facji dolomitu zaznacza się wyraźne oddziaływanie grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, nad którą występuje dolomit facji onkolitowej o miąższościach do 70 m, oraz oddziaływanie grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej, nad którą utwory dolomitu głównego facji rafowo-brzeźnej (Babimost i inne) osiągnęły 180 m miąższości.

Ten barierowy, perspektywiczny obszar rozwinął się jednak w strefie mniej korzystnej złożowo. Nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską brak utworów czerwonego spągowca, a w podłożu — jak można przypuszczać — przynajmniej od strony południowej — przebijają się duże elementy skał prekambryjskich lub dolnopaleozoicznych mniej atrakcyjnych niż skały karbońskie i dolnopermskie występujące w strefie grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej. Znacznie większa pierwotna wyrazistość grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej jest przyczyną występowania tu gazu o większej zawartości azotu niż w strefie grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej. Z analizy geodynamiki rozwoju mo-

nokliny przedsudeckiej wynika, że prócz pierwotnych różnic wysokości nad grzędą i w jej otoczeniu, w czasie sedymentacji utworów permskich następowało szybsze pograżanie się depresji zielonogórskiej, znajdującej się po S stronie grzędy i czołowej strefy waryscydów znajdującej się po N stronie grzędy — niż samej grzędy.

Zróznicowany obraz morfologii powaryscyjskiej i późniejsze ruchy pionowe spowodowały rozbitcie zbiornika permskiego na szereg mniejszych basenów sedymentacyjnych różniących się charakterem osadów, a więc innymi warunkami występowania złóż. To zróznicowanie warunków sedymentacji, spowodowane tym zmiany miąższości, jak też istnienie wielu lokalnych obszarów generujących węglowodory, oraz obserwowane bardzo duże różnice porowatości i przepuszczalności wapienia podstawowego i dolomitu głównego, wskazują na nierealność większości hipotez zakładających pochodzenie węglowodórów występujących w dolomicie głównym tylko ze strefy tzw. łupków cuchnących. Obecnie należy uznać prawie za pewnik, że węglowodory występujące w dolomicie głównym mogły powstawać w różnych warunkach lokalnych i migrować do zbiorników znajdujących się w najbliższym otoczeniu. Te autochtoniczne węglowodory mogły być dodatkowo, przy sprzyjających warunkach strukturalnych, uzupełniane węglowodorami migrującymi lateralnie z odleglejszych partii zbiornika lub migrującymi pionowo z utworów starszych.

Istniejące dowody na migrację bituminów starszych generacji do utworów czerwonego spagowca, cechsztyńskiego wapienia podstawowego i dolomitu głównego wskazują na możliwość takiej migracji również do utworów mezozoicznych. Być może, że brak przemysłowych akumulacji węglowodórów w utworach młodszych od dolomitu głównego na monoklinie przedsudeckiej wynika nie z braku węglowodórów w ogóle, ale z faktu że znajdują się tam one w większym rozproszeniu, chociażby ze względu na większą ilość skał zbiornikowych.

Stwierdzone dotychczas złoża gazu ziemnego i ropy naftowej (fig. 4) związane są ze strefą grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej i występującej w jej południowej stronie depresji oleśnicko-kepnowskiej oraz ze strefą południowej części grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej. Do złóż genetycznie związanych z grzędą żarkowsko-rawicko-ostrzeszowską należą od zachodu ku wschodowi złoża: Sękowice (kondensatowe w dolomicie), Rybaki, Połęcko, Maszewo (złoża ropne w dolomicie głównym), Czeklin (kondensatowe w dolomicie), Nowa Sól (ropno-gazowe w dolomicie), Załęcze, Zakrzewo, Janowo, Uciechów, Tarchały (zboża gazowe w czerwonym spagowcu i cechsztyńskim wapieniu podstawowym), Antonin (gazowe w cechsztyńskim dolomicie głównym). Do złóż gazowych występujących w czerwonym spagowcu i wapieniu podstawowym, związanych z depresją oleśnicko-kepnowską, należą: Borzęcin, Radziądz, Wierzchowice, Czeszów, Dobrzeń.

Złoże ropne Pomorsko (produkujące z dolomitu głównego) znajduje

się w strefie granicznej, między depresją zielonogórską i grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską. Natomiast złoża gazowe — kondensatowe Babimost i Żakowo, produkujące z dolomitu głównego, występują w strefie grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej.

Obszarami najbardziej perspektywicznymi w zakresie możliwości występowania złóż w utworach czerwonego spągowca są:

a) Strefa przedgórza waryscydów (południowego skrzydła środkowo-europejskiego aulakogenu permsko-mezozoicznego) z dużymi perspektywami występowania złóż ropy i gazu w pułapkach strukturalnych i stratygraficznych karbonu, jak też możliwościami występowania nagromadzeń węglowodorów w utworach mezozoicznych. Głębokościowy zasięg problematyki poszukiwawczej w utworach czerwonego spągowca i starszych (karbon, dewon) 3—6 km. Właściwości zbiornikowe utworów czerwonego spągowca w tej strefie dobre (do 20% porowatości), przewidywany skład gazu — korzystny, o zawartościach azotu poniżej 30%. Pokrywa uszczelniająca utworów solnych cechsztynu dobra. Podstawowe trudności, to wykrycie oraz prawidłowe określenie budowy struktur-pułapek dla lokalizacji wierceń poszukiwawczych. Przed rozpoczęciem szerszej akcji poszukiwawczej na tym obszarze konieczne jest też, przynajmniej w skali regionalnej, określenie brzegu waryscydów, względnie linii wglębnego rozłamu decydującego o zmianie charakteru osadów czerwonego spągowca i warunków złożowych. Konieczne jest dla tego rejonu opracowanie optymalnego kompleksu metod geofizycznych oraz przyjęcie metodyki odśrodkowego rozwiercania struktur zabezpieczającej przed nieracjonalnym wykonywaniem wierceń negatywnych złożowo.

b) Brzeźna strefa waryscydów, ciągnąca się od Skwierzyny-Międzyrzecza (na zachodzie) poprzez rejon Buka, Stęszewa, Śremu, Jarocina, Kalisza (fig. 4), charakteryzuje się zmniejszonymi i dość silnie zróżnicowanymi miąższościami utworów czerwonego spągowca (fig. 5), regionalnie wyklinowującymi się ku grzędzie kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej. Perspektywy występowania złóż gazu o zawartości azotu od 40—60% występują tu w pułapkach strukturalnych i litologicznych czerwonego spągowca oraz w mniejszym stopniu w dolomicie głównym (w części południowej) i karbonie (w części bardziej północnej).

Podstawowe trudności poszukiwawcze to brak metody jednoznacznego określenia struktur w utworach czerwonego spągowca i brak jakichkolwiek metod (z wyjątkiem kosztownej metody wiertniczej) wyznaczenia struktur w sfałdowanych utworach karbonu.

c) Strefa waryscyjskiej grzędy kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńskiej charakteryzuje się w większości brakiem utworów czerwonego spągowca, zawiera znaczne perspektywy znalezienia złóż ropnych i gazowych kondensatowych w rafowo-barierowych utworach dolomitu głównego. Mniejsze perspektywy istnieją tu również w utworach cechsztyńskiego wapienia podstawowego i wyklinowujących się utworach czerwonego spągowca.

Ujemną stroną tej strefy jest duże zaazotowanie gazu wynikające z wyżej omawianej prawidłowości wzrostu ilości azotu ku szczytowym partiom paleogrzbitów. W uzyskaniu dobrej efektywności poszukiwań w tej strefie przeszkadza brak odpowiedniej metodyki umożliwiającej śledzenie silnie urozmaiconej powierzchni stropowej dolomitu głównego.

W tej sytuacji jedyną słuszną i optymalną metodą rozpoznawania obiektów perspektywicznych, po stwierdzeniu w nich występowania węglowodorów, jest ich rozwiercanie metodą odśrodkową siatką trójkątną. Uważam, że z tych samych powodów konieczne jest również lokalizowanie szczegółowych profilów sejsmicznych w siatce trójkątnej. Zasięg głębokościowy problematyki poszukiwawczej 1,5—3 km.

d) Obszar zielonogórskiej powaryscyjskiej depresji śródgórskiej rozpoznanej tylko do stropowych partii czerwonego spągowca, według obecnego stanu wiedzy, posiada perspektywy występowania złóż gazu w utworach górnej serii osadowej czerwonego spągowca i w cechsztyńskim wapieniu podstawowym oraz ropy i gazu w utworach dolomitu głównego. Nierozpoznane są natomiast możliwości ewentualnego występowania złóż w dolnej serii osadowej czerwonego spągowca pod skałami eruptywnymi, jak też w utworach przedpermskich.

Optymalne warunki dla występowania małych złóż ropy w dolomicie głównym występują przeważnie w południowej części depresji, związanej z północnym skłonem grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, oraz w części północnej depresji związanej ze zwiększonymi miąższościami dolomitu głównego nad grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską. W centralnej części depresji perspektywy występowania złóż w dolomicie głównym są raczej małe z uwagi na jego niekorzystną fację. Istnieją tu natomiast perspektywy odkrycia złóż gazu w czerwonym spągowcu o mniejszym stopniu zaazotowania niż w peryferyjnych rejonach depresji.

e) Obszar grzędy żarkowsko-rawicko-ostrzeszowskiej, gdzie istnieją korzystne warunki w czerwonym spągowcu, wapieniu podstawowym i dolomicie głównym i gdzie odkryto większość z dotychczas znanych złóż ropy i gazu na obszarze przedsudeckim.

*Instytut Geologiczny
Pracownia Geodynamiki i Synoptyki Geologicznej
00-660 Warszawa, ul. Lwowska 5
Warszawa, w marcu 1974 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- GŁOGOCZOWSKI J. 1973. Geochemia gazów ziemnych monokliny przedsudeckiej. Archiwum Inst. Geol. Warszawa.
- JASKOWIAK M. 1964. Dotychczasowe dane o budowie obszaru przedsudeckiego (Existing data on the structure of the Fore-Sudetic monocline). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 3. Warszawa.
- KASPRZAK T. & SOKOŁOWSKI J. 1964. Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. — *Geof. i Geol. Naft.*, nr 3—5. Kraków.

- KOREJWO K. & TELLER L. 1967. Stratygrafia dolnego karbonu (górný wizen) z wierceń Sułów 1 i Lamki 1 (La stratigraphie du Carbonifère inférieur (Viséen supérieur) dans les forages Sułów et Lamki — Pologne du Sud-Ouest). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 2. Warszawa.
- OBERC J. 1957. Region Gór Bardzkich (Sudety). *Wydawn. Geol. Warszawa*.
- 1965. Postępy geologii prekambru na Dolnym Śląsku (Progress in the Pre-Cambrian geology of Lower Silesia). — *Przegląd Geol.*, nr 7. Warszawa.
 - 1966. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin (Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory). — *Prace Inst. Geol.*, t. 47. Warszawa.
 - 1967. Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku — *Z Geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
 - 1972. Sudety i obszary przyległe. Budowa Geologiczna Polski. T. 4, Tektonika cz. 2.
- PIWOCKI M. 1964. Występowanie górnej kredy koło Rawicza (Occurrence of Upper Cretaceous near Rawicz — N of Wrocław). — *Przegląd Geol.*, nr 5. Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1962. Pierwszy etap badań geologicznych Niżu Polskiego (First stage of geological investigation in the Polish Lowland area). — *Przegląd Geol.*, nr 11. Warszawa.
- 1968. Jednostki geologiczne Polski (Geological units of Poland). — *Przegląd Geol.*, nr 1. Warszawa.
 - 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego (Outline of Paleozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przed-sudeckiego (Geology and structure of the Sudetic Foreland). *Geologia Sudetica*, vol. 3. Warszawa.
- 1968. Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. — *Surowce Mineralne*, t. 1. Warszawa.
 - 1972. Rola tektoniki salinarniej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezozoikenozoicznej (The role of the salinary tectonics in modeling of the Mesozoic and Cainozoic formations). — *Biul. Inst. Geol.* 252 (Uroczysta Sesja Naukowa 50-lecia IG). Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: The general structure and geodynamics of the Sudetic Foreland, c. 44,000 square km in area, are discussed. The geological conditions of this area in the past reasonably suggest the formation of at least four generations of hydrocarbons, i.e. the Assyntian, Caledonian, Variscan and Alpine. The present distribution of hydrocarbons in the Permian rocks, also the nitrogen and helium content in the gas deposits are shown to be largely dependent on the paleomorphology and Postvariscan paleogeology as well as on the subsequent vertical movements. Five prospective zones have been differentiated occurring under various geological conditions and differing in the nitrogen and helium content of natural gas.

The past geological conditions of the Sudetic Foreland favoured the formation of at least four generations of hydrocarbons differing in age. Namely:

1. the generation of Precambrian hydrocarbons formed from the organic remains contained in the silty Eocambrian deposits, subjected to the required temperature and pressure during the Assyntian phase of the Baikal orogeny;
2. the generation of Caledonian hydrocarbons, formed from the organic remains contained in the Cambrian, Ordovician and Silurian rocks and subjected to the required temperature and pressure in the course of sedimentation, also the dislocations and deformations connected with the Caledonian orogeny;

3. the generation of Variscan hydrocarbons formed from the organic remains contained in the Devonian and Carboniferous rocks deformed and subjected to the required temperature and pressure during the Variscan orogeny;

4. the generation of Alpine hydrocarbons formed from the organic remains in the Permian and Mesozoic rocks, subjected to the required temperature and pressure during the process of sedimentation and additionally during the movements (mostly vertical) of the various phases of Alpine orogeny.

Hence, the hydrocarbons deposits now observed in the Permian (and Mesozoic ?) rocks are a mixture of hydrocarbons of various generations and proportions.

Owing to geodynamic translocations of strata and the deformation processes connected therewith, the hydrocarbons of the Assyntian generation had probably migrated and had been partly degraded before the sedimentation of the early Paleozoic strata.

During the sedimentation of the early Paleozoic rocks, their substratum, built of Precambrian hydrocarbon-bearing sediments, had probably plunged to gradually greater depths. Because of the increased temperature and pressure the hydrocarbons from Eocambrian strata were displaced to the early Paleozoic strata. At the same time, the organic substance in these strata was gradually being changed into bitumens. The dispersed bitumens which had migrated from the Eocambrian rocks became mixed with analogous hydrocarbons formed in the early Paleozoic deposits.

Deformations connected with the Caledonian orogeny produced traps which collected a part of the migrating bitumens, while the remainder of the hydrocarbons was dispersed or destroyed after making its way to the surface.

After the early Paleozoic and Precambrian rocks had been covered, a part of the bitumens from older deposits started migrating to the Devonian or Carboniferous rocks in which the organic substance was then being changed into bitumens. The ascending bitumens intermingled with the newly formed ones.

The Variscan orogeny was followed by the formation of several anticlinal elements and other traps where the dispersed bitumens were assembled, possibly leading to the formation of hydrocarbon deposits. Some of these were destroyed by Postvariscan erosion, others accumulated in traps or dispersed, had plunged to gradually increasing depths together with the Prepermian sediments.

In the Permian and Mesozoic sediments this process resulted in the organic substance being changed into bitumens. At the same time, the Prepermian substratum, containing accumulated and dispersed hydrocarbons, was subjected to progressively greater temperature and pressure accelerating the ascending process of migration. The Prepermian sediments were also being disrupted by numerous faults which were then formed and provided migration routes.

These hydrocarbons, after passing into the sandy, mostly flat lying sediments of the Rotliegende, again underwent dispersion and migration (mainly lateral).

The long lasting process of migration, accompanied by the continuous but varying in time and space process of deformation and dislocation of the Permian and Mesozoic strata, favoured the accumulation of bitumens, chiefly in the oldest traps, i.e. those above the Paleo-ridges and other morphological elevations.

During the Mesozoic, in result of deformations connected with saline tectonics, also with the Kimmeridgian and Laramide orogenic phases, a number of additional traps were formed independent of Prepermian paleomorphology. They were filled in with bitumens considerably later than those already existing above the paleomorphological elevations.

These Postvariscan elevations affected the thickness and character of the Permian sediments (smaller thickness of the Rotliegende deposits and the Zechstein salts — greater thickness of limestones, dolomites and Zechstein anhydrites) as well as the segregation of the migrating gases. Above them, gases now occur

in the Permian sediments having a higher nitrogen and helium content than those in areas of Postvariscan depressions.

This feature, lately observed, may be referred to the greater migration capacity of nitrogen and helium as compared with that of the hydrocarbons.

The vertical movements of the substratum, playing a decisive role in the speed of plunging of the particular zones and blocks, were an additional factor in the distribution of the thickness of sediments in the Permian-Mesozoic cover and in the distribution of the hydrocarbon deposits. The tectonic lines of the substratum often followed a course differing from that of the morphological forms, and this is another obstacle even in a tentative reconstruction of the results of these processes.

Generally speaking it may be stated that the present distribution of the hydrocarbon deposits in the Permian rocks of the Sudetic Foreland depends in the first place on Postvariscan paleomorphology. This was a major factor in the distribution of the thickness and facies of the sediments, also in the course of later faults stimulating the processes of migration and accumulation.

In this connection, the investigations, so far carried out, reasonably suggest the following zones as the most promising ones:

a) the foothills of the Variscides (Figs 4, 5) with good outlooks for the presence of oil and gas (with a low nitrogen content) in the structural and stratigraphic traps of the Rotliegende and of the Carboniferous, possibly also for the occurrence of hydrocarbon accumulations in the Mesozoic sediments; the depth of the prospecting boreholes in the Rotliegende and older deposits would probably range from 3 to 6 km.

b) the marginal Variscide zone (Figs 4, 5) with good outlooks for the presence of natural gas deposits (with a 40—60 per cent nitrogen content) in the structural and lithological traps of the Rotliegende, possibly also for the occurrence of oil in the Main Dolomite (e.g. the Buk region). The depth of the prospecting boreholes would probably range from 1.5 to 3.5 km.

c) the Postvariscan zone of the Kostrzyń-Wolsztyn-Gostynin ridge where, owing to the absence of the Rotliegende beds prospecting drilling will have to be confined to the Main Dolomite of the Zechstein, possibly also to the Triassic strata. Depth of the prospecting boreholes might be estimated between 1.5 and 3 km.

d) the Postvariscan intramontaneous depression of Zielona Góra, investigated only down to the top part of the Rotliegende, displays good outlooks for the presence of gas deposits within the upper sedimentary series of the Rotliegende also of oil within the Zechstein Main Dolomite of the peripheral part of the depression. No data have, however, been obtained either concerning the possible occurrence of deposits in the lower sedimentary series of the Rotliegende underlying the eruptive rocks, or in the Prepermian sediments.

e) the Zarków-Rawicz-Ostrzeszów ridge comprising most of the oil and gas deposits so far found, seems a potential new source of gas deposits in the Rotliegende sediments and the Zechstein limestones, also the Main Dolomite, at depths from 1.5 to 2 km.

Prospecting drilling may perhaps be successful in some areas of the Żar pericline which belonged in its development to the Żary-Rawicz-Ostrzeszów ridge.

*Geological Institute
Laboratory of Geodynamics and Geological Synopsis
00-660 Warszawa, ul. Lwowska 5
Warsaw, March 1974*
