Jan KRASOŃ

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY CECHSZTYNU PÓŁNOCNOSUDECKIEGO W ŚWIETLE BADAŃ FACJALNYCH

SPIS TREŚCI

Streszczenie 221
Wstęp 221
Rys historyczny badań cechsztynu północnosudeckiego 222
Uzasadnienie nowego podziału, jego nazewnictwo i symbolika 224
Litostratygrafia cechsztynu niecki północnosudeckiej 226
Cechsztyn 1 — cyklotem kaczawski 226
Cechsztyn 2 — cyklotem bolesławiecki 233
Cechsztyn 3 — cyklotem lwówecki 236
Cechsztyn 4 — cyklotem leszczyński 237
Krótka charakterystyka litologiczna cechsztynu monokliny przedsudeckiej . 238
Cechsztyn w okolicy Żar 240
Porównanie litostratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej z cechsztynem obszarów sąsiednich i Turyngii 241
Rozwój paleogeograficzny cechsztynu niecki północnosudeckiej 246
Wnioski i wyniki badań 251
Literatura 253
Summary 256

Streszczenie

W oparciu o nowe, bogate materiały wiertnicze oraz obserwacje terenowe autor podaje opis litologiczny cechsztynu północnosudeckiego i przedsudeckiego. Na tej podstawie analizuje stosunki facjalno-paleogeograficzne formacji górnopermskiej wymienionych obszarów i przeprowadza dyskusję na temat dotychczasowych prób podziału stratygraficznego cechsztynu dolnośląskiego. W świetle wykonanych badań autor stwierdza, że cechsztyn dolnośląski jest cyklicznie uporządkowany. W jego profilu pionowym można wyróżnić cztery asymetryczne, niepełne cyklotemy sedymentacyjne. Szczegółowy podział stratygraficzny cechsztynu dokonany na podstawie litologii jest bardziej uzasadniony niż podziały oparte na dotychczas znanym zespole faunistycznym. Poziomami korelacyjnymi dla wydzielonych poziomów litostratygraficznych są przede wszystkim serie ilaste i wapienno-dolomityczne, sekwencja stratygraficzna warstw oraz podrzędnie fauna cechsztyńska. W przeciwieństwie do dawniejszych poglądów badaczy, którzy uważali, że niecka północnosudecka w cechsztynie stanowiła zatokę otwartą ku północnemu zachodowi, autor stara się udowodnić, że obszar ten wraz z blokiem przedsudeckim w górnym permie stanowił południową, przybrzeżną część morza cechsztyńskiego. Morze to w cechsztynie trzykrotnie transgredowało z obszaru przedsudeckiego w kierunku południowym.

WSTĘP

Spośród osadowych serii skalnych niecki północnosudeckiej i obszaru przedsudeckiego szczególne znaczenie gospodarcze ma formacja cechsztyńska. W dolnej części cechsztynu występują tutaj bogate złoża miedzi, a wspólnie z miedzią również i inne użyteczne minerały

i pierwiastki śladowe. Dużą wartość ekonomiczną mają także anhydryty i gipsy. W środku basenu cechsztyńskiego występuje sól kamienna i potasowa, a z bitumicznymi osadami cechsztyńskimi, jako skałami macierzystymi, związane są niedawno odkryte złoża ropy naftowej koło Zielonej Góry.

Licznie występujące kopaliny były powodem stałych intensywnych badań geologicznych cechsztynu prowadzonych w różnych kierunkach i przez różne instytucje. Między innymi od kilku lat wykonuje je zespół katedr geologiczno-mineralogicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. W ramach tych badań w oparciu o analizę materiałów uzyskanych z wierceń i wyrobisk górniczych, podjąłem próbę opracowania nowej stratygrafii cechsztynu północnosudeckiego oraz przeprowadziłem korelację tej formacji z cechsztynem monokliny przedsudeckiej *, Turyngii i środkowej części basenu łużyckiego. Nowy podział był konieczny, gdyż okazało się, że dotychczas stosowany na Dolnym Śląsku podział cechsztynu na dolny, środkowy i górny nie jest obecnie zadowalający.

Doszedłem do przekonania, że w niecce północnosudeckiej (a także na obszarze monokliny przedsudeckiej) osady cechsztynu mają układ cykliczny. Każdy cyklotem rozpoczyna się osadami klastycznymi — piaskowcami lub łupkami ilastymi — i kończy się ewaporatami — węglanami lub siarczanami. Ponieważ zjawisko to powtarza się czterokrotnie, więc uprawnia do podziału cechsztynu na cztery cyklotemy. Nie jest to podział całkowicie oryginalny, ponieważ cztery cykle sedymentacyjne wyróżniono już w profilach cechsztynu niemieckiego (Richter-Bernburg 1955 b) i Niżu Polskiego (Tokarski 1959 a i b, Poborski 1960). Niemniej jednak w trakcie obecnie wykonywanych badań okazało się, że zaobserwowane szczegóły litologicznego wykształcenia cechsztyńskich osadów niecki północnosudeckiej można ująć w pewną całość, znacznie odbiegającą od dotychczas przyjmowanego schematu. Jest to ujęcie nowe, które w przyszłości może uzyskać nawet powszechną aprobatę, jeśli okaże się, że wykształcenie cechsztynu w niecce północnosudeckiej jest typowe dla ogólnego zasięgu cechsztynu w Polsce — oczywiście oprócz obszaru, gdzie cechsztyn rozwinięty jest w facji salinarnej.

Praca niniejsza wykonana została w Katedrze Geologii Stratygraficznej Uniwersytetu Wrocławskiego w latach 1958—1961 pod naukowym kierownictwem prof. dr J. Oberca i przedstawiona została jako praca doktorska na Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego.

W zakończeniu uwag wstępnych wyrażam szczególne podziękowania prof. dr H. Teisseyre'owi za udzielenie mi wielu cennych porad i konsultacji w czasie badań terenowych oraz za krytyczne przeczytanie tekstu pracy. Prof. dr J. Obercowi dziękuję za liczne wskazówki i za pomoc okazaną mi w czasie prac kameralnych. Czuję się również zobowiązany prof. dr A. Tokarskiemu i doc. dr S. Radwańskiemu za dyskusję i wnikliwe przejrzenie manuskryptu.

Również serdecznie dziękuję kolegom geologom z Zakładów Górniczych „Konrad" w Iwinach za pomoc przy prowadzeniu obserwacji w podziemnych wyrobiskach górniczych.

RYS HISTORYCZNY BADAŃ CECHSZTYNU PÓŁNOCNOSUDECKIEGO

Formacja cechsztyńska od dawna budziła duże zainteresowanie geologów. Głównym powodem tych zainteresowań była chęć wykorzystania możliwości ekonomicznych związanych z jej osadami.

W zakresie stratygrafii dotychczas dokonano licznych prób podziału cechsztynu kaczawskiego.

Pierwsza wzmianka na ten temat znajduje się w pracy H. Dechena (1838). Geolog ten do cechsztynu zaliczył tylko warstwy wapienno-margliste. W połowie ubiegłego stulecia M. Grünewaldt (1851) po raz pierwszy wskazuje na podobieństwo faunistyczne cechsztynu północnosudeckiego do cechsztynu niemieckiego, angielskiego oraz w mniejszym stopniu do cechsztynu rosyjskiego. Następnie należy wymienić prace H. Glockera (1857), H. B. Geinitza (1861) i F. Noetlinga (1880). Wszyscy ci geologowie dzielą cechsztyn Dolnego Śląska na dolny i górny.

Według H. B. Geinitza podział ten jest następujący:

Cechsztyn górny — dolomit płytowy
Cechsztyn dolny — łupki miedzionośne
biały spągowiec (*Weissliegendes*)

Warstwy leżące ponad dolomitem płytowym zalicza on już do pstrego piaskowca. Podobnego zdania jest F. Noetling.

* J. Oberc dla tej jednostki proponuje nazwę monoklina wrocławska (wypowiedź w dyskusji na posiedzeniu naukowym Polskiego Towarzystwa Geologicznego dn. 14. XII. 1961 r. we Wrocławiu).

W dziesięć lat później ukazuje się mapa geologiczna Śląska wydana przez G. Güricha (1890), który podzielił cechsztyn na dolny — wapienny z fauną ramienionogów i małżów oraz górny — dolomityczny (późniejszy cechsztyn środkowy). Właściwy cechsztyn górny zaliczył on również do pstrego piaskowca.

Podział podany przez G. Güricha stosuje również A. Langenhan (1899). Podkreśla on różnice faunistyczne między cechsztynem z Grodźca (piętro dolne) a cechsztynem z Nowego Kościoła (piętro górne, późniejsze środkowe).

Odmienny pogląd wypowiedział H. Scupin (1902). Według niego cechsztyn Grodźca, jako warstwy z *Productus horridus*, należy do cechsztynu dolnego, natomiast osady wapienno-dolomityczne, występujące w Nowym Kościele — do cechsztynu środkowego. Za cechsztyn górny uważa on warstwy piaszczysto-ilaste z dolomitami, zaliczane poprzednio do triasu.

W następnej pracy H. Scupin (1916) podał bardziej szczegółowy podział cechsztynu kaczawskiego:

Cechsztyn górny
- f — górny piaskowiec cechsztyński (*Obere Letten Thüringens*) — czerwone piaskowce z przeławiceniami iłów, warstewkami wapieni i septariami.
- e — górny wapień (*Plattendolomit Thüringens*) — szare wapienie dolomityczne z *Schizodus rotundatus* Brown
- d — dolny piaskowiec cechsztyński (*Untere Letten Thüringens*) — czerwone i szare piaskowce

Cechsztyn środkowy
- c — stropowy wapień główny — wapienie dolomityczne z przeławiceniami iłów (*Hangender Hauptkalk*)

Cechsztyn dolny
- b — spągowy wapień główny — z wkładkami łupków marglistych
- a — zlepieniec cechsztyński z *Pseudomonotis speluncaria* Schloth.

Praca doktorska H. Riedel (1917) zawiera analizę faunistyczną i paleogeograficzną cechsztynu kaczawskiego. W oparciu o dane faunistyczne autorka przeprowadza podział stratygraficzny cechsztynu dolnego i środkowego (tab. 1). Faunę ramienionogów i mszywiołów z dolnego cechsztynu Grodźca wiąże z facją głębszego morza. Faunę małżów z cechsztynu Nowego Kościoła uważa za równowiekową z fauną Grodźca, lecz przynależną do facji bardziej płytkiego morza.

E. Zimmermann i B. Kühn (1918, 1936) są autorami objaśnień do map geologicznych w skali 1 : 25 000 arkusz Grodziec, Świerzawa, Wleń i Złotoryja. Opisując cechsztyn zachowują oni podział podany przez H. Scupina.

W 1931 r. H. Scupin wypowiedział się po raz ostatni na temat podziału cechsztynu w monografii o północnosudeckim dyasie (tab. 1). Ten nowy podział Scupina w niektórych punktach uzupełniony został przez O. Eisentrauta (1939) i obowiązywał do dziś. W innej pracy H. Scupin (1930) omówił bardzo interesujące zagadnienie genezy złóż miedzi, które uważa za syngenetyczne.

Obszerna rozprawa przedstawiona przez O. Eisentrauta (1939) stanowi jak gdyby zakończenie i podsumowanie stuletnich badań cechsztynu dolnośląskiego. Ze względu na szczególne zainteresowanie ze strony przemysłu, zagadnienie okruszcowania warstw cechsztyńskich zostało przez O. Eisentrauta potraktowane bardzo szczegółowo. Ponadto geolog ten uzupełnił (tab. 1) tabelę stratygraficzną cechsztynu podaną przez H. Scupina (1931) oraz scharakteryzował zmienność facjalną cechsztynu niecki północnosudeckiej, szczególnie w jej południowej części.

Pod koniec lat trzydziestych i po drugiej wojnie światowej w Niemczech całkowicie zarzucono podział niemieckiego cechsztynu na dolny, środkowy i górny. Na to miejsce wprowadzono nowy podział początkowo na trzy, a następnie na cztery serie (cyklotemy) sedymentacyjne (Richter-Bernburg 1951, 1955 b).

W Polsce w owym czasie rozpoczynał się drugi etap badań cechsztynu dolnośląskiego. Inicjatorem tych prac w powiązaniu z zainteresowaniami przemysłu był J. Zwierzycki (1947, 1951). Pod jego kierunkiem wykonano liczne prace naukowe, z których na szczególną uwagę zasługują dysertacje doktorskie J. Piątkowskiego i T. Guni.

J. Piątkowski (1955) dokonał rewizji dotychczasowych poglądów na zagadnienie stosunków facjalnych cechsztynu niecki północnosudeckiej. Szczegółowo omawia on wszystkie znane dotychczas odsłonięcia cechsztynu w Górach Kaczawskich, a tylko częściowo korzysta z materiałów wiertniczych. Jego praca uzupełnia obraz paleogeograficzny omawianej formacji.

W oparciu o nowy, bogaty materiał wiertniczy T. Gunia (1959) analizuje stosunki facjalno-tektoniczne cechsztynu synkliny leszczyńskiej. Podobnie jak Piątkowski i inni geologowie, T. Gunia zachowuje podział cechsztynu na dolny, środkowy i górny.

Zagadnieniem genezy okruszcowania dolnocechsztyńskiej serii marglisto-wapiennej zajmowali się m. in. G. Berg (1919), A. Neuhaus (1937, 1939), H. Schneiderhöhn (1944) oraz T. Deans (1950). Z geologów polskich należy wymienić E. Konstantynowicza (1957, 1959, 1960 a, 1960 b) i S. Lisiakiewicza (1959 a, 1959 b). Obaj autorzy przeprowadzili szeroką dyskusję na temat genezy siarczkowych złóż miedzi. Pierwszy jest zwolennikiem hipotezy syngenetycznej, drugi zaś udowadnia hydro-

termalne pochodzenie złóż siarczkowych. S. Lisiakiewicz (1959 c) opracował to zagadnienie i przedstawił jako rozprawę doktorską — kandydacką.

Trzeba również zwrócić uwagę na dotychczasowe badania cechsztynu na obszarze monokliny przedsudeckiej.

Pewne sugestie paleogeograficzne oraz wnioski dotyczące wykształcenia facjalnego cechsztynu na obszarze przedsudeckim znajdują się w pracach H. Scupina (1931), F. Bergera (1933, 1937) i O. Eisentrauta (1939). O. Eisentraut opisuje szczegółowo cechsztyn z wierceń Krajków, Muchobór Wielki i Bródź (koło Wrocławia), zwracając przy tym uwagę, że w dwóch ostatnich wierceniach występują siarczki ołowiu i cynku oraz nieopłacalne do eksploatacji siarczki miedzi. Nie podaje on jednak żadnych zaleceń dla kierunku ewentualnych poszukiwań bardziej bogatych rud miedzi.

Błędne i niedostatecznie uzasadnione wnioski geologów niemieckich poddaje rewizji J. Zwierzycki. W ogłoszonych przez niego pracach z lat 1947 i 1951 podana jest przekonywająca naukowa interpretacja materiałów wiertniczych i geofizycznych. Ponadto są w nich zawarte konkretne sugestie w sprawie dalszych poszukiwań surowców związanych z formacją cechsztyńską.

Oprócz J. Zwierzyckiego — w okresie realizacji projektów poszukiwań geologicznych — niemałe zasługi położyli geologowie Instytutu Geologicznego, z których na pierwszym miejscu należy wymienić A. Granicznego i J. Wyżykowskiego (Gunia 1960).

Chociaż wiercenia geologiczne w monoklinie prowadzone są już od kilku lat, dotychczas jednak opublikowano niewiele danych o jej budowie. Dość skąpe, niemniej jednak bardzo cenne informacje o miedzionośnym cechsztynie monokliny zawdzięczamy J. Wyżykowskiemu (1958, 1961). Wstępne wyniki badań nad zagadnieniem cykliczności sedymentacji w cechsztynie dolnośląskim zostały opublikowane przez J. Krasonia (1962).

W powyższym przeglądzie bibliografii uwzględniono przede wszystkim te prace, które traktują o stratygrafii i paleogeografii cechsztynu północnosudeckiego i przedsudeckiego. Pominięto natomiast mniejsze rozprawy publikowane i niepublikowane o charakterze bardziej szczegółowym, nie mające istotnego znaczenia dla ogólnej charakterystyki poruszanych zagadnień.

UZASADNIENIE NOWEGO PODZIAŁU, JEGO NAZEWNICTWO I SYMBOLIKA

W Niemczech dawny podział cechsztynu na piętro dolne, środkowe i górne został już definitywnie zarzucony. Na jego miejsce przyjęto podział oparty na cyklach sedymentacyjnych.

W pierwszym okresie, po wprowadzeniu nowego podziału, cechsztyn podzielono na 3 serie (cyklotemy): Werra, stassfurcką i dolnosaksońską (Richter-Bernburg 1941—1942). Z biegiem czasu podział ten uzupełniono przez wydzielenie czwartej serii (cyklotemu) — Aller.

Ostatecznie nowy podział cechsztynu niemieckiego wraz z nomenklaturą i symboliką wydzielonych poziomów litostratygraficznych podaje G. Richter-Bernburg (1955 b).

Schemat stratygraficzny Richter-Bernburga obejmuje wszystkie obszary cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego. Według tego autora, w zależności od obrazu paleogeograficznego i warunków sedymentacyjnych poszczególne serie (cyklotemy) mogą się rozpoczynać gruboklastycznymi osadami — zlepieńcami lub piaskowcami, drobnoziarnistymi — iłowcami, węglanowymi — wapieniami lub dolomitami. W przypadku sedymentacji w centralnych częściach basenu, tam gdzie materiał detrytyczny nie dochodził, cykl sedymentacyjny może się rozpoczynać węglanami, siarczanami lub solami sodowymi.

Analogicznie jak to uczynił G. Richter-Bernburg dla cechsztynu niemieckiego, A. Tokarski (1958, 1959 a, 1959 b) i J. Poborski (1960) podzielili cechsztyn na obszarze Polski poza Sudetami na 4 cyklotemy, zachowując dla nich nazwy oraz symbolikę niemiecką.

Ze względu na odrębne cechy osadów cechsztynu kaczawskiego oraz konieczność wprowadzenia nowego szczegółowego jego podziału, proponuję przyjąć dla wydzielonych cyklotemów nazwy polskie. Nazewnictwo i symbolika polska ma tym większe uzasadnienie, jeśli uświadomimy sobie, że cechsztyn występuje w podłożu na trzech czwartych terytorium naszego kraju i niewątpliwie z biegiem czasu w zakresie badań cechsztynu Polska stanie się krajem równorzędnym z Niemcami. Pozostawienie nazw serii zaproponowanych przez G. Richter-Bernburga (1951) dla cechsztynu niecki północnosudeckiej (serie — Werra, stassfurcka i dolnosaksońska) byłoby o tyle niesłuszne, że serie te są wydzielone w sposób niewłaściwy i nie zgadzają się ani z nowym podziałem tego autora, ani też z wydzieleniami moimi. Jednak nowe nazwy cyklotemów powinny być w miarę możności uniwersalne dla

cechsztynu całej Polski. Ponieważ w chwili obecnej znajomość cechsztynu polskiego jest bardzo nierównomierna, dlatego tymczasowo (za Richter-Bernburgiem 1955 b) najprościej jest numerować poszczególne cyklotemy.

Nowe nazewnictwo cyklotemów dla cechsztynu dolnośląskiego, proponuję przyjmować od nazw geograficznych oraz od miejscowości położonych na obszarze niecki północnosudeckiej. Należy przy tym podkreślić, że cechsztyn w niecce północnosudeckiej jest w tej chwili najlepiej poznany i dlatego może służyć jako podstawa do porównań z cechsztynem innych terenów Polski.

Dla łatwiejszego nawiązania do stratygrafii cechsztynu niemieckiego obok nowych nazw polskich podane zostały odpowiedniki cyklotemów niemieckich. Tymczasowo zachowuję również ogólną symbolikę niemiecką G. Richter-Bernburga (1955 b). Propozycja polskiej nomenklatury oraz symbolika wydzielonych cyklotemów i poziomów litostratygraficznych została przedstawiona w tabeli 2.

Tabela 2

Nomenklatura i symbolika cechsztynu niemieckiego oraz symbolika Polska cechsztynu dolnośląskiego

Uproszczony podział cechsztynu niemieckiego, jego nomenklatura oraz symbolika według G. Richter-Bernburga (1951)		Symbole	Podział cechsztynu dolnośląskiego, nomenklatura oraz symbolika polska J. Krasoń 1964		Symbole
Zechstein 4 Aller-Serie *Z4*	Aller — Steinsalz ("Jüngestes.. — Steinsalz) Pegmatit — Anhydrit "Obere Letten.. *Z4t* — Roter Salzton	*Na*4 *A*4 *T*4	Cechsztyn 4 cyklotem leszczyński *Z*4	sól kamienna najmłodsza anhydryt cechsztynu 4 iłołupki pstre — górne piaskowce cechsztyńskie górne	*Na*4 *A*4 *Ł*4 *P*4
Zechstein 3 Leine-Serie *Z3*	Riedel — Gruppe Leine — Steinsalz ("Jüngeres..-Steinsalz) Ronnenberg — Gruppe Hauptanhydrit Plattendolomit "Untere Letten.. *Z3t*, Grauer Salzton	*Na3b* *Na*3 *Na3a* *A*3, *Z3y* *Ca*3, *Z3d* *T*3	Cechsztyn 3 cyklotem lwówecki *Z*3	sól kamienna młodsza anhydryt cechsztynu 3 dolomit płytowy iłołupki pstre (gipsowe) — środkowe piaskowce cechsztyńskie — środkowe	*Na*3 *A*3 *D*3 *Ł*3 *P*3
Zechstein 2 Stassfurt-Serie *Z2*	Kalisalz Flöz Stassfurt Stassfurt — Steinsalz ("Alteres.. — Steinsalz) Basal — Anhydrit Hauptdolomit — Stinkdolomit — *Ca2d* *Ca2dst* Stinkschiefer *Ca2st* Braunroter Salzton	*K*2 *Na*2 *A*2 *Ca*2 *T*2	Cechsztyn 2 cyklotem bolesławiecki *Z*2 —	anhydryt cechsztynu 2 sól kamienna starsza (bez pokładu karnalitowego) anhydryt cechsztynu 2 dolomit cechsztynu 2, odpowiednik dolomitu głównego iłołupki pstre — dolne piaskowce cechsztyńskie dolne	*A*2β *Na*2 *A*2α *D*2 *Ł*2 *P*2
Zechstein 1 Werra-Serie *Z1*	Oberer Werra-Anhydrit *A*1β Werra-Anhydrit *A*1, Werra-Steinsalz *Na*1 ("Aeltestes.. Steinsalz) Randdolomit *Ca*1*d*. Unterer Werra — Anhydrit *A*1α Zechsteinkalk Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat	Oberes Werra-Steinsalz *Na*1γ Kalisalz Flöz „Hessen" *K*1*H* Mittleres Werra-Steinsalz *Na*1β Kalisalz Flöz „Thüringen" *K*1*Th* Unteres Werra-Steinsalz *Na*1α *Ca*1 *T*1 *Z*1*C*	Cechsztyn 1 cyklotem kaczawski *Z*1 cechsztyńska seria kruszconośna *Z*1*kr*	anhydryt cechsztynu 1 sól najstarsza (miejscami z wkładkami anhydrytu) anhydryt cechsztynu 1 dolna partia soli najstarszej (z wkładkami anhydrytu) anhydryt cechsztynu 1 wapienie dolomityczne cechsztynu 1 wapienie margliste margle kaczawskie *M*1 = łupki margliste wapienie podstawowe piaskowce i zlepieńce graniczne	*A*1γ *Na*1β *A*1β *Na*1α *A*1α *D*1 *W*1β *Ł*1 *W*1α *P*1

LITOSTRATYGRAFIA CECHSZTYNU NIECKI PÓŁNOCNOSUDECKIEJ

CECHSZTYN 1 — CYKLOTEM KACZAWSKI

Nazwę najstarszego cyklotemu proponuję przyjąć od nazwy Gór Kaczawskich.

Następstwo poziomów litostratygraficznych zaliczonych do tego cyklotemu jest typowe i bardzo charakterystyczne dla niecki północnosudeckiej, położonej w północno-zachodniej części Gór Kaczawskich. Mimo to wydaje się, że nazwa tego cyklotemu może być z powodzeniem stosowana dla analogicznej części cechsztynu występującego na innych terenach Polski. Klasyczny profil cyklotemu kaczawskiego w porządku stratygraficznym jest następujący:

wapienie dolomityczne cechsztynu 1 — *D*1,
wapienie margliste — *W*1*β*,
margle kaczawskie — *M*1 lub łupki margliste — Ł1,
wapienie podstawowe — *W*1*α*,
piaskowce i zlepieńce graniczne — *P*1.

Piaskowce i zlepieńce graniczne — *P*1 leżą w spągu marglisto-wapnistych warstw cechsztynu i mają nieustaloną pozycję stratygraficzną. W literaturze są one znane jako „zlepieńce graniczne" (*Grenzkonglomerat* — Zu_1). Zlepieńce są jednak często zastępowane jasnoszarymi lub szarymi piaskowcami nazywanymi białym spągowcem (*Weissliegendes*).

Pod względem litologicznym serię podstawową cyklotemu kaczawskiego tworzą piaskowce zlepieńcowate barwy brunatnoczerwonej lub szarej, o spoiwie węglanowym. Wielkość otoczaków zlepieńca i ziarn piasku zmienia się z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. Materiał grubszy występuje w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej, natomiast na obszarze północnym i w monoklinie przedsudeckiej piaskowce zlepieńcowate występują sporadycznie i zastąpione są drobnoziarnistymi piaskowcami. Seria ta w spągu łączy się, poprzez utwory przejściowe, z podobnie wykształconymi piaskowcami lub zlepieńcami górnego czerwonego spągowca. Mimo to różnice między piaszczysto-zlepieńcowatymi osadami czerwonego spągowca a podobnie wykształconą serią graniczną są bardzo istotne. Należy również nadmienić, że H. Riedel (1917) oraz E. Zimmermann (1936) podają znalezioną w serii granicznej faunę małżów morskich, m. in. *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *Schizodus schlotheimi* Gein. i *Astarte vallisneriana* King. Formy te zostały znalezione w dużym kamieniołomie w Nowym Kościele (fig. 1).

Nie podejmując w niniejszej pracy dyskusji nad genezą i przynależnością stratygraficzną warstw zlepieńca granicznego, proponuję zastąpić jego nazwę terminem „piaskowce i zlepieńce graniczne". Nazwę piaskowce wymieniam jako pierwszą, gdyż są to w rzeczywistości piaskowce i piaskowce zlepieńcowate, a bardzo rzadko zlepieńce. Nazwy zlepieniec cechsztyński (Scupin 1916) lub zlepieniec graniczny (Eisentraut 1939) proponuję zaniechać, ponieważ żadna z nich nie odpowiada rzeczywistemu charakterowi skał.

Natomiast za H. Scupinem (1902) i innymi geologami należałoby zaliczyć opisywane warstwy do najniższej części morskiego cechsztynu. Wprawdzie przynależność stratygraficzna zlepieńca granicznego jest często dyskutowana, niemniej jednak prawie wszyscy wyżej wymienieni autorzy zaliczają go do cechsztynu.

Powstanie tego osadu można by przypisać działaniu fal morskich transgredującego morza cechsztyńskiego. Morze cechsztyńskie niewątpliwie transgredowało na dość wyrównany obszar luźnych jeszcze utworów pustyni czerwonego spągowca. Brak jakichkolwiek śladów denudacji i klifowego podmywania brzegów morskich oraz charakter litologiczny warstw wyżej leżących zdaje się przemawiać za dość szybką transgresją morską oraz za stosunkowo płytkim, bardzo słabo przewietrzanym morzem. Wobec tego wskutek działalności fal morskich w strefie plażowej pewna część żwirów i piasków czerwonego spągowca ulegała erozji, a następnie osadzeniu pod postacią cechsztyńskich piaskowców i zlepieńców. Ziarna kwarcu i otoczaki są tu tylko nieco lepiej obtoczone niż w czerwonym spągowcu, co wskazuje na niedaleki transport materiału. Przemawia za tym również słabe wysortowanie materiału, szczególnie we frakcjach grubszych.

Brak ostrej granicy między czerwonym spągowcem a serią graniczną bardzo utrudnia dokładne określenie miąższości spągowej serii cechsztynu. O. Eisentraut (1939) przyjmuje dla południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej miąższość zlepieńca granicznego 0,5—1 m, z maksimum dochodzącym do 6 m. W synklinie bolesławieckiej przeważają osady piaszczyste, a miąższość ich nie przekracza 1 m. Jak wynika z licznych wierceń na obszarze monokliny przedsudeckiej, miąższość serii granicznej reprezentowanej przez białe i szare piaskowce waha się w granicach 6—30 m i maleje ku zachodowi.

Seria graniczna wraz z wyżej leżącymi osadami marglistymi i wapiennymi zazębia się w kierunku Lwówka (fig. 2) ze skałami piaszczysto-zlepieńcowato-wapnistymi, niewątpliwie dolno- a nawet środkowocechsztyńskimi (piętra według starego podziału). Pod względem litologicznym są to silnie wapniste zlepieńce i piaskowce z wkładkami wapieni barwy żółtobrunatnej, w których spotyka się naloty malachitu i azurytu. Ponadto we wkładkach wapieni wy-

stępuje nieraz masowo fauna cechsztyńska. Typowymi skamieniałościami są tu: *Libea hausmanni* Goldf., *Lima permiana* King. i *Acanthocladia anceps* Schloth. Dolno- i środkowocechsztyńska (według starego podziału) przynależność stratygraficzna tych osadów nie jest kwestionowana. Miąższość ich w najlepszym odsłonięciu koło Lwówka — kamieniołom w Płuczkach Dolnych — wynosi około 18 m. J. Milewicz (1958) podaje, że na wschód od Mojesza utwory te osiągają nawet 30 m miąższości.

J. Piątkowski (1955) omawiane warstwy nazywa *„wapnistym konglomeratem zastępczym"* i uważa, że tworzyły się one w środowisku lądowym i są stratygraficznym równoważnikiem dolnego i środkowego cechsztynu. Podobny pogląd wyraził również G. Richter-Bernburg. Natomiast O. Eisentraut wszystkie te utwory nazywa po prostu *konglomeratem granicznym*.

Wyraźne różnice petrograficzne zlepieńców granicznych i zlepieńców z wkładkami wapieni wskazują na różnice środowiska.

Seria graniczna tworzyła się w środowisku litoralnym, natomiast powstanie zlepieńców piaszczystych z wkładkami wapieni można by łączyć z sedymentacją w środowisku niewątpliwie morskim w niewielkiej odległości od brzegu. Być może, że utwory klastyczne występujące w okolicy Lwówka składają się z materiału stożków napływowych rozmytych przez fale morskie. Skład petrograficzny oraz słabe wysortowanie zlepieńców nie przemawia za środowiskiem litoralnym *sensu stricto*.

W a p i e n i e p o d s t a w o w e — *W*1α. Od cechsztyńskich piaskowców i zlepieńców granicznych w normalnym profilu geologicznym wyraźnie odcinają się żółtoszare lub fioletowe wapienie leżące wyżej. Występują one wzdłuż południowego i południowo-wschodniego krańca niecki północnosudeckiej, z wyjątkiem okolic Lwówka (fig. 1). Są to najczęściej półmetrowe ławice wapieni oddzielone od siebie 5—10 cm wkładkami margli lub łupków. Wapienie podstawowe charakteryzują się małą zawartością domieszek materiału klastycznego, a ilość $CaCO_3$ dochodzi w nich do ponad 90%. Miąższość wapieni podstawowych jest bardzo zmienna. W południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej wynosi 7 m, a w części zachodniej oraz w środkowej i północno-zachodniej części synkliny bolesławieckiej utwory te są całkowicie zredukowane.

Wapienie podstawowe nie występują również na obszarze monokliny przedsudeckiej.

M a r g l e k a c z a w s k i e — *M*1. Nazwą tą proponuję objąć zespół skał dotychczas wydzielanych za H. Scupinem (1931) jako dwa odrębne poziomy stratygraficzne — m a r g l e p l a m i s t e (*Fleckenmergel* — Zu_3) i m a r g l e m i e d z i o n o ś n e (*Kupfermergel* — Zu_4).

W wyniku szczegółowych badań litostratygraficznych stwierdzono, że nad wapieniem podstawowym lub bezpośrednio na cechsztyńskich piaskowcach i zlepieńcach granicznych na całym obszarze niecki północnosudeckiej (z wyjątkiem obszarów na wschód od Lwówka i Iłowej) leży seria ciemnoszarych i czarnych skał. Pod względem litologicznym seria ta składa się z naprzemianległych łupków ilastych, margli i wapieni.

Łupki ilaste i margle wykazują wyraźną płytową oddzielność. Są cienko laminowane i bardzo często zawierają dużo detrytusu roślinnego. Prawie wszędzie widoczne są stopniowe przejścia od ciemnych łupków ilastych poprzez margle do jaśniejszych wapieni. Wapienie są masywne i mają przełam muszlowy. W całej tej serii występuje bogata makro- i mikrofauna oraz szczątki flory. Mikrofauna spotykana jest w całym poziomie margli kaczawskich, jednak częściej występuje w warstwach łupkowo-marglistych. Fauna małżów, ramienionogów i mszywiołów występuje natomiast najobficiej w spągowej części opisywanego poziomu.

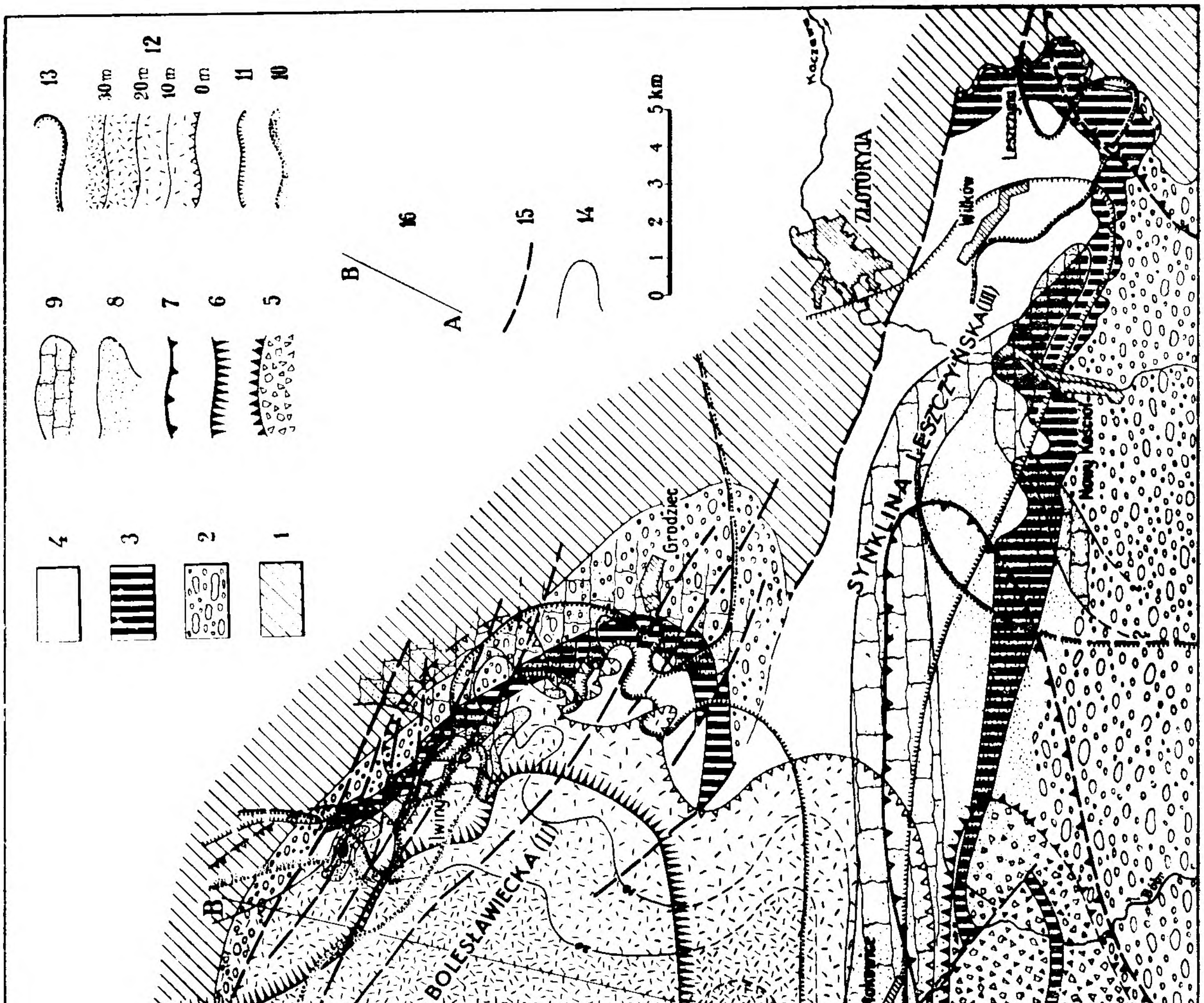
Poziom ten odznacza się dużą stałością fauny i składników litologicznych, co dostrzega się badając różne części niecki północnosudeckiej. Mimo to miejscami można zauważyć nawet duże różnice we wzajemnym stosunku ilościowym wapieni i margli. Wynika to ze znacznych wahań miąższości margli. Zmienia się również barwa osadu i grubość całego poziomu.

O. Eisentraut (1939), omawiając wykształcenie litologiczne margli miedzionośnych w synklinie leszczyńskiej i bolesławieckiej, wskazuje na fakt, że miąższość wapieni w poziomie margli kaczawskich maleje w kierunku północno-zachodnim. Według niego stosunek wapieni do margli w różnych częściach niecki przedstawia się w ten sposób, że w płytkiej przybrzeżnej strefie synkliny leszczyńskiej wynosi on 2 : 1, w południowo-wschodniej części synkliny bolesławieckiej 1,8 : 1, natomiast w jej północno-zachodniej części 0,02 : 1.

W odniesieniu do synkliny leszczyńskiej podobny pogląd wypowiadają J. Piątkowski i T. Gunia.

Badania moje w zasadzie potwierdziły wywody O. Eisentrauta. W świetle nowych danych należałoby je jednak nieco uzupełnić.

Z wykonanych obliczeń wynika, że w rzeczywistości w całej serii margli kaczawskich, a więc łącznie z marglami plamistymi, stosunek miąższości wapieni do margli w najbardziej wschodniej części synkliny leszczyńskiej wynosi 1,2 : 1. Nieco większy udział wapieni zaznacza się w dolnej części poziomu margli


NIECKA PÓŁNOCNOSUDECKA (I)
SYNKLINA BOLESŁAWIECKA (II)
SYNKLINA LESZCZYŃSKA (III)
SYNKLINA LWÓWECKA (IV)
BOLESŁAWIEC
ZŁOTORYJA
LWÓWEK
Grodziec
Nowogrodziec
Gościszów
Wilków
Nowy Kościół
A
B
0 1 2 3 4 5 km

kaczawskich, tj. w marglach plamistych i wynosi 1,3 : 1, natomiast w części górnej, tj. w marglach miedzionośnych, wynosi 1,1 : 1. W kierunku zachodnim powyższe stosunki ulegają bardzo szybko zmianie na korzyść margli i łupków ilastych. W synklinie bolesławieckiej zmiany te są również bardzo charakterystyczne. W jej południowo-wschodniej części stosunek wapieni do margli wynosi 1,1 : 1. Liczby te przedstawiają średnią dla całego poziomu margli kaczawskich, z tym że oprócz kopalni uwzględniono również wyniki otworów wiertniczych. Rozpatrując na tym obszarze osobno margle plamiste i margle miedzionośne, stwierdzono że w pierwszym przypadku stosunek wapieni do margli wynosi 1 : 1,6, natomiast w drugim 1,7 : 1 (rozgraniczenie tylko według występowania czerwonych plam). Jednak już w okolicy góry Grodziec w całym poziomie margle przeważają wyraźnie nad wapieniami. W okolicy kopalni Konrad II wapienie występują zupełnie sporadycznie, a miąższość ich maleje do jedno- lub dwucentymetrowych warstewek. W wierceniach wykonanych w okolicy Bolesławca seria margli kaczawskich przybiera postać ciemnoszarych marglistych łupków ilastych, w których występują pojedyncze wkładki i smugi szaropopielatych wapieni 1—3 mm miąższości. Podobne wykształcenie litologiczne poziomu margli kaczawskich stwierdzono w okolicy Żarskiej Wsi.

F. Kölbel (1958 a, 1958 b, 1961) podaje, że w okolicy Sprembergu, leżącego już w basenie łużyckim, w spągu profilu cechsztyńskiego nad szarymi piaskowcami górnego czerwonego spągowca leżą silnie bitumiczne dolomityczne wapienie margliste. A. Schüller (1958) nazywa je łupkami marglistymi. Warstwy te, zdaniem F. Kölbel, są odpowiednikiem łupków miedzionośnych.

Margle kaczawskie wykazują wyraźne zmiany (poziome i pionowe) barwy osadu. W południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej seria ta jest jaśniejsza, ku północnemu zachodowi zaś osady jej przyjmują barwy ciemniejsze. Nieco inaczej układa się występowanie czerwonych plam. Czerwone zabarwienie w dolnej części margli kaczawskich (margle plamiste) w synklinie leszczyńskiej spowodowane jest występowaniem czerwonych żelazistych konkrecji niezbyt wyraźnie zorientowanych względem warstwowania, natomiast ku północnemu zachodowi czerwone nieregularne plamy układają się równolegle do uławicenia.

H. Riedel (1917) w obrębie kaczawskiego dolnego cechsztynu wydziela poziom warstw małżowych (tab. 1). Wydzielenie to i nomenklaturę podtrzymuje H. Scupin (1931), natomiast B. Kühn i E. Zimmermann (1936) nazwę warstwy małżowe określają dodatkowo jako margle wapniste z czerwonymi plamami. O. Eisentraut poziom ten nazywa po prostu *Fleckenmergel* — Zu_3. Z biegiem czasu, w miarę znajdowania małżów w innych, wyższych poziomach cechsztynu, nazwa warstwy małżowe została zupełnie zaniechana, a poziom ten oznacza się nazwą margli plamistych.

T. Gunia (1959) również wskazuje, że małże nie mogą być kryterium wydzielania tego poziomu stratygraficznego. Prócz tego podaje on, że kilkakrotnie w marglach plamistych spotkał formę *Productus horridus* Sow. i od niej proponuje nazwę warstw produktusowych.

Faktycznie jednak brak jest charakterystycznych skamieniałości, które określałyby omawianą część profilu cechsztyńskiego, natomiast

Fig. 1

Mapa facjalna cechsztynu niecki północnosudeckiej: synklina leszczyńska — według T. Guni, synklina lwówecka — według J. Piątkowskiego; pozostała część oraz uzupełnienia J. Krasonia

1 — osady staropaleozoiczne (kambr, ordowik, sylur), *2* — czerwony spągowiec, *3* — obecne wychodnie cechsztynu, *4* — trias i górna kreda, *5* — zasięg zlepieńca z wkładkami wapieni (odpowiednik marglisto-wapnistej serii cechsztynu 1), *6* — zasięg wapienia podstawowego, *7* — granica między facją sublitoralną i nerytyczną cechsztynu 1, *8* — piaskowce cechsztynu 1 będące stratygraficznym odpowiednikiem wapieni dolomitycznych cechsztynu 1, *9* — wapienie dolomityczne cechsztynu 1 piaszczyste lub z wkładkami piaskowców, *10* — północny zasięg piaskowców cechsztyńskich dolnych, *11* — południowy zasięg dolomitów cechsztynu 2 (odpowiednika dolomitu głównego), *12* — południowy i południowo-wschodni zasięg serii anhydrytowo-gipsowej cechsztynu 2 wraz z izopachytami jej sumarycznej miąższości, *13* — południowy i północny zasięg dolomitu płytowego, *14* — wychodnie warstw, *15* — ważniejsze uskoki, *16* — *A*—*B* linia przekroju (patrz fig. 2)

Facial map of the Zechstein north-sudetic basin Leszczyna syncline after T. Gunia; Lwówek syncline after J. Piątkowski, the other areas and addenda by the writer

1 — old Palaeozoic sediments (Cambrian, Ordovician, Silurian), *2* — Rotliegendes, *3* — recent Zechstein outcrops, *4* — Triasic and Upper Cretaceous, *5* — extent of conglomerate intercalated by limestones (equivalent of marl-limestone Zechstein 1 series), *6* — extent of basal limestone, *7* — boundary of the sublittoral and neritic facies of Zechstein 1, *8* — Zechstein 1 sandstones, stratigraphic correspondent of Zechstein 1 dolomite limestones, *9* — dolomite limestones of Zechstein 1, sandy or intercalated with sandstones, *10* — northern extent of Lower Zechstein sandstones, *11* — southern extent of Zechstein 2 dolomites (equivalent of main dolomite), *12* — southern and south-eastern extent of the Zechstein 2 anhydrite series with isopachytes of its total thickness, *13* — southern and northern extent of platy dolomite, *14* — outcrops of beds, *15* — main faults, *16* — cross section line (see fig. 2) *I* — The North-Sudetic Basin, *II* — Bolesławiec syncline, *III* — Leszczyna syncline *IV* — Lwówek syncline

Productus horridus, szczególnie w synklinie bolesławieckiej, występuje najliczniej w spągowej części margli miedzionośnych, a ponadto skamieniałość tę spotyka się dość często w całym profilu margli miedzionośnych i plamistych.

Z wyżej przytoczonych nazw najbardziej uzasadnione byłoby określenie B. Kühna i E. Zimmermanna, jednak nazwa margle wapniste z czerwonymi plamami nie może być używana w pojęciu stratygraficznym, ponieważ czerwone zabarwienie osadu jest zmienne zarówno w kierunku pionowym jak i poziomym, a ponadto nie zawsze występuje. W południowo-wschodniej części niecki największe natężenie czerwonych plam obserwuje się w wapieniu podstawowym (stąd jego fioletowy odcień), następnie plamy te przechodzą przez spągową część serii marglistej i stopniowo zanikają. Górna granica występowania czerwonych plam jest bardzo nieregularna. W synklinie leszczyńskiej i bolesławieckiej nieregularne czerwone zabarwienie osadów często występuje w marglach miedzionośnych, nawet do wysokości 1,5 m od ich spągu. W skrajnych przypadkach czerwone plamy mogą się zjawiać nawet ponad marglami miedzionośnymi. Prócz tego w synklinie bolesławieckiej, w okolicy kopalni Konrad II oraz kopalń Lubichowa, niejednokrotnie czerwone plamy zanikają zupełnie, natomiast charakter petrograficzny skały pozostaje niezmieniony. W tych miejscach okruszcowanie przemieszcza się ku spągowi aż do wapieni podstawowych. Również w niektórych otworach wiertniczych nie stwierdzono margli plamistych, jednak w tym przypadku miąższość margli miedzionośnych była znacznie większa. Stąd wniosek, że w tych miejscach nawiercono te same warstwy margliste, tylko bez czerwonych plam.

Rozpatrując miąższość poziomu margli kaczawskich należy stwierdzić, że na obszarze niecki północnosudeckiej ulega ona dość charakterystycznej zmianie. Minimalne zmniejszanie się miąższości margli kaczawskich występuje w kierunku rozciągłości warstw, natomiast większe zgodnie z ich upadem. Wzdłuż południowego skrzydła niecki zmiany te są następujące: na obszarze wschodniej części synkliny leszczyńskiej średnia miąższość margli kaczawskich jest największa i wynosi 6,6 m, w jej zachodniej części wynosi 5,7 m, natomiast w okolicy Żarskiej Wsi 5,1 m. Nieco inaczej zmiany te przebiegają w synklinie bolesławieckiej: w okolicy Grodźca średnia miąższość margli kaczawskich wynosi tylko 3,5 m, w kierunku Jurkowa i Iwin maleje do około 2,7 m, natomiast ponownie wzrasta w okolicy Lubichowa i osiąga średnią wartość 3,5 m. W kierunku Bolesławca i dalej ku północnemu zachodowi miąższość tej serii znowu wyraźnie zmniejsza się. W wierceniach z okolic Sprembergu (Kölbel 1958 a) miąższość analogicznej serii margliste-łupkowej wynosi około 1,4 m.

Osobnym, bardzo interesującym problemem jest występowanie minerałów kruszconośnych w cechsztynie.

Obserwacje przeprowadzone w podziemnych wyrobiskach górniczych i w wierceniach oraz badania geochemiczne wykazały, że okruszcowanie siarczkami różnych metali, przede wszystkim miedzi, ołowiu, cynku i srebra, występuje prawie w całej wapienno-marglisto-łupkowej serii dolnego i środkowego cechsztynu (według starego podziału). Natomiast maksymalne natężenie okruszcowania związkami różnych metali układa się często, w profilu pionowym, w pewne strefy kruszconośne. Zazwyczaj najniżej występuje strefa miedzionośna, nad nią strefa ołowionośna, a następnie strefa cynkonośna. Położenie stratygraficzne tych stref jest bardzo zmienne. C. Juroszek (1956) i T. Gunia (1959) zwrócili uwagę, że w południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej okruszcowanie miedzią przebiega ukośnie do uławicenia. O. Eisentraut (1939) nie dostrzega tego faktu, ale podkreśla, że koncentracja miedzi jest większa w warstwach łupkowych i marglistych, natomiast mniejsza w wapieniach.

Tak więc w niecce północnosudeckiej prawie całą dolnocechsztyńską serię wapienno-marglisto-łupkową proponuję nazywać cechsztyńską serią kruszconośną.

Najbardziej interesująca strefa miedzionośna w południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej występuje w najwyższych warstwach margli kaczawskich przechodząc nawet ponad wapień przewodni. Natomiast ku północnemu zachodowi maksymalne okruszcowanie siarczkami miedzi schodzi coraz niżej. Równocześnie z tym maleje (aż do zupełnego zaniku) miąższość margli z czerwonymi plamami. W synklinie bolesławieckiej strefa miedzionośna przechodzi przez cały poziom margli kaczawskich i czarnych łupków ilastych.

Według A. Schüllera (1958), w okolicy Sprembergu maksymalne okruszcowanie siarczkami miedzi (1,09% Cu) występuje w warstwach granicznych: drobnoziarnistych piaskowcach czerwonego spągowca i marglach cechsztynu.

Na obszarze monokliny przedsudeckiej okruszcowanie siarczkami miedzi schodzi jeszcze niżej i sięga około 2 m w głąb drobnoziarnistych piaskowców białego spągowca (piaskowce graniczne).

Proporcjonalnie do zmniejszania się miąższo-

ści poziomu margli kaczawskich wzrasta koncentracja okruszcowania.

Prócz wyżej wspomnianych faktów dość często można obserwować regularną prawidłowość rozmieszczenia poszczególnych głównych minerałów miedzionośnych. W najniższej części strefy miedzionośnej występuje kupryt — Cu_2O, prawie równolegle z nim chalkozyn — Cu_2S, następnie wyżej bornit — Cu_5FeS_4 i chalkopiryt — $CuFeS_2$. Najbardziej nieregularne pionowe rozprzestrzenienie ma piryt miedzionośny FeS_2. Maksymalne jego skupienie obserwuje się ponad strefą bornitową w stropowej części strefy miedzionośnej. Procentowa zawartość srebra w marglach jest proporcjonalna do ilości miedzi (Banaś 1961, Bielawski 1961).

Na podstawie wyżej wymienionych uwag można twierdzić, że dotychczas stosowany podział dolnego cechsztynu na poziomy stratygraficzne margli plamistych, miedzionośnych i ołowionośnych należy uznać za zbyt konwencjonalny i nie do przyjęcia w świetle szczegółowych badań. Wydaje się, że powyższa charakterystyka dość przekonywająco przemawia za tym, że margle plamiste i margle miedzionośne należy połączyć w jeden poziom litostratygraficzny. Starych nazw można by używać jedynie dla ułatwienia szczegółowego kartowania wyrobisk górniczych. Zmiany litologiczne (poziome i pionowe zmiany zabarwienia skał w obrębie jednej serii) można prawdopodobnie łączyć z lokalnymi zmianami warunków fizyczno-chemicznych środowiska sedymentacyjnego.

W a p i e n i e m a r g l i s t e — *W*1β. Nazwą tą proponuję objąć zespół cienkoławicowych wapieni i margli leżących na marglach kaczawskich. W stropie wapienie te przechodzą dość wyraźnie w jasnożółte gruboławicowe wapienie dolomityczne. Dotychczas zespół wapieni marglistych nazywano *marglami ołowionośnymi* (*Bleimergel* — Eisentraut 1939) lub *gerwiliowymi* (Riedel 1917), jednak w świetle nowych badań okazuje się, że nazwy te są niewłaściwe. Okruczcowanie siarczkami ołowiu i cynku występuje począwszy od spągu margli kaczawskich, aż prawie do stropu wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 — *D*1 (dotychczasowy środkowy cechsztyn). Małże z rodzaju *Gervill a*, od których nazwano tę serię skalną, znane są także z innych warstw dolnego cechsztynu. Bardzo często w sąsiednich poziomach występuje ich więcej niż we właściwych marglach gerwiliowych.

Chcąc zachować konsekwentny podział litostratygraficzny cechsztynu, w miejsce nazw dotychczasowych proponuję nazwę w a p i e n i e m a r g l i s t e. Określenie to ma swoje uzasadnienie w charakterze litologicznym skał.

W spągu wapieni marglistych leży dość charakterystyczna ławica wapieni nazwana przez Eisentrauta *Leitbank* lub *wapieniem h*. Ławica ta stanowi warstwę przewodnią dla dolnej części cechsztynu niemal całego obszaru niecki północnosudeckiej. Wykształcona jest ona w postaci jasnych i jasnożółtych masywnych wapieni o miąższości 30—80 cm. Granicę między poziomami margli kaczawskich i wapieni marglistych można za Eisentrautem prowadzić poniżej ławicy jasnożółtego masywnego wapienia. Od tego miejsca zaznacza się wyraźna zmiana litologiczna osadów. W przeciwieństwie do warstw leżących niżej, w poziomie wapieni marglistych występuje znacznie grubsze uławicenie, wyraźna przewaga wapieni nad marglami, barwa skały jest na ogół jaśniejsza. W warstwach marglistych i w wapieniach prócz węglanu wapnia, minerałów ilastych, detrytycznego kwarcu i blaszek muskowitu obserwuje się dużo detrytusu roślinnego. Wapienie te na większych głębokościach są silnie bitumiczne, bardziej jednolite oraz masywne i w tym przypadku przybierają barwę ciemnoszarą. W wapieniach marglistych występuje bardzo bogata makrofauna. Mikroskamieniałości pojawiają się sporadycznie. Skład fauny zmienia się w zależności od warunków facjalnych.

Miąższość poziomu wapieni marglistych w niecce północnosudeckiej wzrasta z południowego wschodu ku północnemu zachodowi. W synklinie leszczyńskiej waha się w granicach 1—5 m, jednak średnia miąższość dla całej synkliny wynosi około 4 m. Na obszarze synkliny bolesławieckiej wahania te są znacznie mniejsze. W okolicy Grodźca średnia miąższość wapieni wynosi około 8 m i stopniowo wzrasta w kierunku północno-zachodnim osiągając maksymalną wartość 20 m.

Ku stropowi szare, cienkoławicowe wapienie i margle stopniowo przechodzą w gruboławicowe wapienie dolomityczne i dolomity.

W a p i e n i e d o l o m i t y c z n e c e c h s z t y n u 1 — *D*1. Pod względem litologicznym są to na ogół jasnożółte, szare i kremowobrunatne wapienie dolomityczne. W spągu silnie margliste, w środkowej części wykształcone przeważnie jako wapienie masywne, gruboławicowe. Natomiast w stropie bardzo często przybierają postać typowych wapieni oolitowych i czystych dolomitów. W brzeżnych strefach niecki północnosudeckiej wapienie te są silnie piaszczyste, czasami przechodzą nawet w drobnoziarniste piaskowce. Poszczególne ławice o grubości około 1 m są od siebie oddzielone wkładkami iłołupków. Miąższość warstw

ilastych nie przekracza kilku centymetrów. Serie wapienno-dolomityczne są silnie spękane, a w części stropowej znany jest nawet typowy głęboki kras podziemny (Krasoń 1961). Niejednokrotnie kawerny i połączone korytarze są bardzo długie, a średnica ich dochodzi do 4 m. Poziom wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 jest bardzo zasobny w wodę. W wapieniach dolomitycznych spotyka się liczne kawerny wypełnione wtórnie kalcytem i anhydrytem, a na większych głębokościach również gipsem, a czasem solą. Bardzo często występują stylolity. Niekiedy wapienie przybierają strukturę gąbczastą (*Schaumkalk*).

Miąższość opisywanej serii skalnej zmienia się w ten sam sposób jak niżej leżących poziomów wapieni i margli. Wapienie te mają najmniejszą miąższość w synklinie leszczyńskiej, szczególnie wzdłuż jej południowo-wschodnich wychodni, gdyż miąższość ich waha się w granicach 2—8 m; ku północnemu zachodowi wzrasta i w okolicy Płakowic osiąga już 15 m, a w Żarskiej Wsi 20 m. Podobnie zmienia się ich miąższość w synklinie bolesławieckiej. Najmniejszą miąższość — około 10 m — mają na południe od Grodźca, największą zaś w centralnej części synkliny — około 30 m.

W okolicy Sprembergu odpowiadające im warstwy mają nie notowaną w niecce północnosudeckiej miąższość, która tam waha się w granicach 25,3—85,2 m (Kölbel 1958 a, 1961).

W literaturze niemieckiej wapienie dolomityczne znane są pod nazwą *Hangender Hauptkalk* (Scupin 1916).

Dotychczas serię tę wydzielano jako osobne piętro stratygraficzne, zaliczając ją do środkowego cechsztynu. Niestety nie było na to wystarczającego udokumentowania paleontologicznego. Występujące tu skamieniałości, m. in. *Schizodus schlotheimi* Gein., a szczególnie *Schizodus truncata* King., *Pleurophorus costatus* Brown oraz *Libea hausmanni* Goldf., na innych terenach znane są z cechsztynu górnego lub z cechsztynu dolnego. Mimo iż w czasie późniejszych badań lista znalezionych skamieniałości została uzupełniona (Piątkowski 1955), w dalszym ciągu brak jest dobrych przewodnich form, które występowałyby tylko w wapieniach dolomitycznych środkowego cechsztynu. Zatem w świetle współczesnych badań najbardziej uzasadniony jest podział cechsztynu przeprowadzony konsekwentnie na podstawie litologii. W przypadku cechsztynu północnosudeckiego, podobnie i przedsudeckiego, wapienie dolomityczne i dolomity są niewątpliwie kontynuacją węglanowej sedymentacji cechsztynu 1 — cyklotemu kaczawskiego, z tym jednak że w niecce północnosudeckiej stanowią one zakończenie niepełnego cyklotemu kaczawskiego. Na obszarze monokliny przedsudeckiej po ich osadzeniu sedymentacja odbywała się w dalszym ciągu, zmieniła się tylko z węglanowej na siarczanową. W tym czasie w głębszych częściach cechsztyńskiego basenu dochodzi do powstania grubej serii anhydrytów, gipsów i soli (*Na*1α, *A*1β, *Na*1β, *A*1γ — tab. 2).

Na obszarze Sudetów północno-zachodnich, po osadzeniu się wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 — *D*1 następuje regresja morza. Ruchy wód doprowadziły do powstania nowej serii skał piaszczysto-ilastych, rozpoczynających następny cyklotem.

Opisany wyżej poziom wapieni dolomitycznych proponuję nazwać wapieniami dolomitycznymi cechsztynu 1 — *D*1. Nazwa ta odpowiada bowiem charakterowi litologicznemu skał oraz wskazuje powiązanie tego poziomu z najstarszym cyklotemem cechsztyńskim.

Do tej pory, w literaturze dotyczącej cechsztynu północnosudeckiego, panuje dość niejasne pojęcie pozycji stratygraficznej i nazw wyżej leżących poziomów wapienno-dolomitowych — dolomitu kaczawskiego (*Katzbachdolomit* — Scupin 1931, Eisentraut 1939) oraz dolomitu płytowego (*Plattendolomit* — Scupin 1916, 1931, Eisentraut 1939).

Oba te poziomy różnią się litologicznie i zajmują różną pozycję stratygraficzną. Niemniej jednak z wyjątkiem H. Scupina (*op. cit.*), E. Zimmermanna (1936) i T. Guni (1959), prawie wszyscy inni geologowie, którzy zajmowali się cechsztynem niecki północnosudeckiej, uważają oba wymienione poziomy wapieni dolomitycznych zgodnie z O. Eisentrautem za równowiekowe odmiany facjalne.

W podziale stratygraficznym H. Scupina z 1916 r. (zob. str. 223) w cechsztynie górnym wyróżniony jest jeden poziom wapieni nazwany przez tego autora wapieniem górnym (*Oberkalk*). Wapień ten, według H. Scupina, odpowiada dolomitowi płytowemu (*Plattendolomit*) na obszarze Turyngii. Powyżej wapienia górnego leży górny piaskowiec cechsztyński, w obrębie którego spotykane są czerwone piaskowce wapniste, iły oraz wkładki i soczewki dolomitów i wapieni. Występują tu również septarie. W 1931 r. H. Scupin wapień górny dodatkowo nazywa *Neukircher Oberkalk* i stwierdza, że odpowiada on na obszarze Turyngii poziomowi *Plattendolomit*. Wkładki wapieni i dolomitów występujące w obrębie górnego piaskowca cechsztyńskiego H. Scupin nazywa dolomitem kaczawskim (*Katzbachdolomit*).

Normalny profil północnosudeckiego cechsztynu według E. Zimmermanna (1936) jest następujący:

Cechsztyn górny:

0,4 m — dolomit płytowy, ponad którym występują jeszcze czerwone iły o niepewnej

przynależności do *Thüringer Letten* — Zo_3

12,0 m — czerwone iły z konkrecjami septariowymi i nielicznymi wkładkami wapieni, dolomitów oraz czerwonych piaskowców. Na wysokości 8 m od spągu występuje 2-metrowa ława masywnego dolomitu nazwanego przez H. Scupina dolomitem kaczawskim

50,0 m — piaskowce cechsztyńskie gruboławicowe czerwone, przeławicone iłami, wkładkami wapnistymi oraz drobnoziarnistymi piaskowcami *Tigersandsteine*

Cechsztyn środkowy:

6 — 8 m — jasne dolomityczne wapienie drobnokrystaliczne, z ławicami drobnoziarnistych oolitów lub wapieni gąbczastych, często przeławicone szarymi iłami lub wapnistymi piaskowcami

Cechsztyn dolny:

3,3 m — warstwy gerwiliowe; wapienie przeławicone marglami

3,3 — 7 m — margle miedzionośne — margle z kruszcami miedzi

1,5 — 2 m — warstwy małżowe — margle z czerwonymi plamami

4,5 m — wapień podstawowy — gruboławicowe szare wapienie z cienkimi przeławiceniami szarych i fioletowych iłów; zlepieńce cechsztyńskie — słabo wapniste, jasnoszaro-fioletowe piaskowce.

T. Gunia omawianego zagadnienia nie wyjaśnia bliżej, ale w schemacie stratygraficznym cechsztynu zachodniej części synkliny leszczyńskiej, w obrębie górnego piętra wydziela dwa poziomy dolomitowe, nazywając niższy dolomitem kaczawskim, a wyższy dolomitem płytowym.

G. Richter-Bernburg (1951) w górnym cechsztynie kaczawskim opisuje tylko jeden poziom wapieni dolomitycznych, który według niego jest zupełnie pewnym odpowiednikiem *Plattendolomitu* z obszaru Turyngii.

Ponieważ w całym profilu cechsztynu północnosudeckiego występują trzy poziomy wapieni dolomitycznych, można by przyjąć dla nich następujące nazwy:

Poziom najniższy — stanowiący zakończenie cechsztynu 1 — cyklotemu kaczawskiego proponuję nazwać wapieniem dolomitycznym cechsztynu 1 — *D*1.

Poziom środkowy — występujący fragmentarycznie w stropowej serii piaszczysto-łupkowej, którą stratygraficznie (Tokarski 1958) można by porównać z dolomitem głównym Turyngii, proponuję nazwać dolomitem cechsztynu 2 — *D*2.

Górny poziom dolomitowy można łatwo paralelizować z właściwym dolomitem płytowym Turyngii, dlatego proponuję pozostawić dla niego nazwę dolomit płytowy — *D*3.

CECHSZTYN 2 — CYKLOTEM BOLESŁAWIECKI

Wapienie dolomityczne cechsztynu 1 graniczą z leżącą nad nimi serią skał klastycznych. T. Gunia (1959) wspomina, że w synklinie leszczyńskiej między cechsztynem środkowym i górnym stwierdzono lokalne niezgodności erozyjne, we wschodniej zaś części tej synkliny nawet niezgodność kątową. Fakty te oraz dość regularne rozmieszczenie form krasowych skłoniły mnie do szczegółowego prześledzenia stropowej części wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 — *L*1. Górna część tej serii, w przeciwieństwie do części dolnej, jest bardziej dolomityczna, wykazuje znacznie większy stopień zwietrzenia, dość silnie rozwinięte zjawiska krasowe oraz bardzo nierówne górne powierzchnie ławic. Wszystkie zagłębienia są wypełnione różowobrunatnym materiałem ilastym lub drobnoziarnistymi piaskowcami.

W synklinie bolesławieckiej wapienie dolomityczne znane są tylko z wierceń i, w mniejszym stopniu, z wyrobisk górniczych, dlatego dokładne obserwacje ich stropu były bardzo utrudnione. W wierceniach stwierdzono, że zwłaszcza górna część środkowego cechsztynu jest bardzo zasobna w wodę, która krąży w systemie połączonych jaskiń. Dużych rozmiarów jaskinie zostały odkryte w czasie prowadzenia podziemnych robót górniczych.

Na podstawie wyżej przytoczonych faktów można wnioskować, że granicę między osadami cyklotemu kaczawskiego i bolesławieckiego w niecce północnosudeckiej (przynajmniej w jej peryferycznych częściach) stanowi powierzchnia erozyjna.

Wyraźna zmiana charakteru petrograficznego skał nie budzi wątpliwości, iż tu rozpoczyna się nowy cyklotem, który wykazuje bardzo charakterystyczne następstwo warstw. Najpełniejsze jego wykształcenie zostało prześledzone w okolicy Bolesławca. Są to utwory, które proponuję nazwać cyklotemem bolesławieckim — *Z*2 (tab. 2).

Podobnego wydzielenia dokonał już wcześniej G. Richter-Bernburg (1951). Jednak według tego autora drugi cechsztyński cykl sedymentacyjny, nazwany serią stassfurcką, kończy się osadami klastycznymi (*Ł*3), a nie leżącymi niżej ewaporatami siarczanowymi (*A*2). Moim zdaniem bardziej prawdopodobne jest, że osady ilaste, często w spągu silnie piaszczyste, leżące na serii anhydrytowo-gipsowej, w stropie przechodzą w dolomity płytowe i wraz z nimi należą już do nowego, trzeciego cechsztyńskiego cyklu sedymentacyjnego.

W obrębie drugiego cyklotemu w niecce północnosudeckiej można wydzielić następujące poziomy litostratygraficzne:

Piaskowce cechsztyńskie dolne — *P*2. Poziom ten znany jest pod tą samą nazwą w literaturze (*Zechsteinsandstein*). Z wyjątkiem H. Scupina (1916) oraz T. Guni

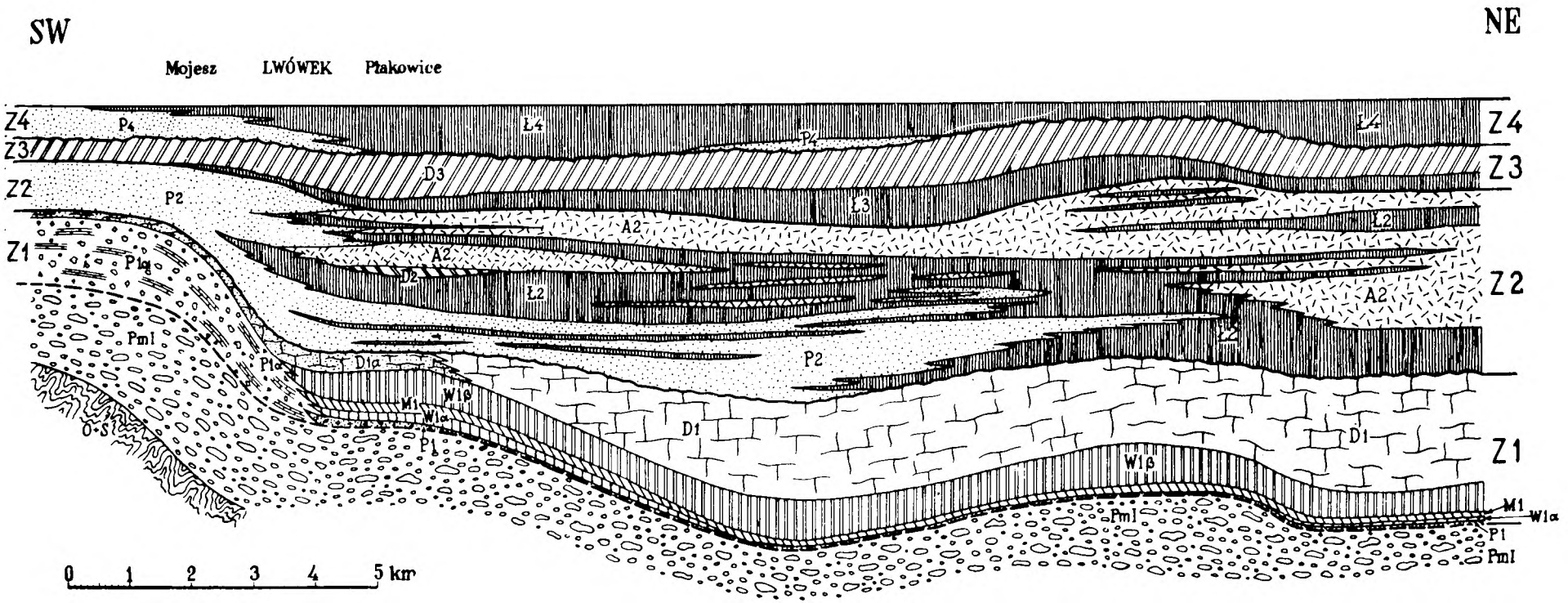


Fig. 2

Przekrój facjalny cechsztynu niecki północnosudeckiej w momencie zakończenia sedymentacji cechsztynu

O-S — starszy paleozoik (ordowik i sylur); *Pmł* — czerwony spągowiec; Z1–Z4 — cechsztyn; Z1 — *cyklotem kaczawski*; *P1* — piaskowce i zlepieńce graniczne, $P1_{\alpha}$ — zlepieńce z wkładkami wapieni, $W1_{\alpha}$ — wapień podstawowy, *M1* — margle kaczawskie, $W1_{\beta}$ — wapienie margliste, *D1* — wapienie dolomityczne cechsztynu 1, $D1_{\alpha}$ — wapienie dolomityczne cechsztynu 1 silnie zapiaszczone; *Z2* — *cyklotem bolesławiecki*; *P2* — piaskowce cechsztyńskie dolne, *Ł2* — iłołupki pstre dolne, *D2* — dolomit cechsztynu 2 (odpowiednik dolomitu głównego), *A2* — anhydryty i gipsy cechsztynu 2; *Z3* — *cyklotem lwówecki*; *Ł3* — iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe, *D3* — dolomit płytowy; *Z4* — *cyklotem leszczyński*; *P4* — piaskowce cechsztyńskie górne, *Ł4* — iłołupki pstre górne

Facial Zechstein profile, section of the north-sudetic basin (upon termination of the Zechstein sedimentation)

O-S — older Palaeozoic (Ordovician and Silurian); *Pmł* — Rotliegendes; Z1–Z4 — Zechstein; Z1 — *Kaczawa cyclothem*; *P1* — sandstones and boundary conglomerates, $P1_{\alpha}$ — conglomerates intercalated by limestones, $W1_{\alpha}$ — basal limestone, *M1* — Kaczawa marls, $W1_{\beta}$ — marly limestones, *D1* — Zechstein 1 dolomite limestones, $D1_{\alpha}$ — Zechstein 1 dolomite limestones with a high sand-content; *Z2* — *Bolesławiec cyclothem*; *P2* — lower Zechstein sandstones, *Ł2* — lower variegated shales, *D2* — Zechstein 2 dolomite (equivalent of main dolomite), *A2* — anhydrites and Zechstein 2 gypsum; *Z3* — *Lwówek cyclothem*; *Ł3* — middle variegated shales (gypsum clays), *D3* — platy dolomite; *Z4* — *Leszczyna cyclothem*; *P4* — upper Zechstein sandstones, *Ł4* — upper variegated shales

(1959) wszyscy inni autorzy w obrębie cechsztynu górnego wydzielają tylko jeden poziom piaskowców cechsztyńskich, nie nazywając go wtedy — dolnym. H. Scupin natomiast, a w ślad za nim i T. Gunia, w górnym cechsztynie synkliny leszczyńskiej wyróżnia dwa poziomy piaskowcowe i nazywa je kolejno piaskowcami cechsztyńskimi dolnymi i górnymi. W zasadzie można zgodzić się z jego zdaniem i przyjąć te nazwy.

Oba wymienione poziomy piaskowcowe stwierdzono również w synklinie bolesławieckiej. W nowym podziale stratygraficznym przynależność piaskowców jest inna, niż była do tej pory.

Poziom oznaczony nazwą piaskowce cechsztyńskie dolne — *P*2 wykształcony jest w postaci drobno- i gruboziarnistych psamitów lub łupków, a niekiedy także w postaci zlepieńców. Barwa osadu jest różna i zmienia się od białej poprzez odmiany szare, żółtobrunatne, różowe do intensywnie czerwonej. Niekiedy szarożółty piaskowiec ma liczne rdzawe lub różowe plamki w tym przypadku nazywany jest piaskowcem tygrysim (*Tigersandstein*). Piaskowce są wyraźnie równolegle warstwowane. Mają spoiwo ilaste lub wapniste. Największą ich miąższość — około 50 m — stwierdzono w południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej. Ku północnemu zachodowi ilość i miąższość warstw piaszczystych maleje. Przechodzą one stopniowo w łupki ilaste. W synklinie bolesławieckiej seria piaskowców cechsztyńskich dolnych rozpoczyna się często ławicą iłołupków czerwonobrunatnych, powyżej której występują piaskowce tygrysie.

Łupki pstre dolne — *Ł*2. Ku stropowi piaskowce cechsztyńskie dolne przechodzą bez ostrej granicy w czerwone, szare lub zielone iłołupki. Skały te charakteryzują się wyraźnym drobnym warstwowaniem o równych powierzchniach oddzielności i zawierają dużą ilość pylastego muskowitu. W łupkach tych występują liczne jasnopopielate i brunatnoróżowe septarie wapienne. Septarie te mają postać bochenkowato spłaszczonych buł wapiennych z licznymi przegrodami i druzami kalcytowymi. W stropowej części pstrych iłołupków dolnych prócz konkrecji septariowych obserwuje się również wkładki i duże soczewki wapieni dolomitycznych. Wapienie te, szczególnie w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej, przybierają postać grubych nieregularnych ławic.

Obecność wapieni dolomitycznych w stropie pstrych łupków dolnych, a nawet samo występowanie konkrecji septariowych, ma szczególne znaczenie dla ułatwienia korelacji stratygraficznej cechsztynu dolnośląskiego z analogiczną częścią tej formacji na innych obszarach.

Dla podkreślenia tego faktu, omawiane wapienie proponuję wydzielić jako osobny poziom litostratygraficzny, nadając mu nazwę dolomitów cechsztynu 2 — *D*2 (dotychczas nazywanych *Katzbachdolomit*). Są to gruboławicowe wapienie dolomityczne, miejscami piaszczyste, silnie porowate, krystaliczne, barwy szarożółtej do szarobrunatnej. Miąższość ich jest bardzo zmienna i waha się od 4 m w synklinie leszczyńskiej do 0 m w centralnej i północnozachodniej części synkliny bolesławieckiej.

Podobne wapienie dolomityczne występują jako regularne przeławicenia serii anhydrytowo-gipsowej cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Na tym obszarze miąższość ich wzrasta ku północy i północnemu wschodowi.

Anhydryty i gipsy cechsztynu 2 — *A*2. Ewaporaty siarczanowe, jako następny etap cyklicznej sedymentacji cyklotemu bolesławieckiego, osadziły się w głębszych częściach cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego. Południowy zasięg facji anhydrytowo-gipsowej w niecce północnosudeckiej przebiega w przybliżeniu wzdłuż linii przedstawionej na mapie (fig. 1). Na południe od tej linii anhydryty i gipsy są częściowo zastąpione dolomitami cechsztynu 2 oraz różnej barwy iłami gipsowymi.

Anhydryty mają barwę szarą lub ciemnoszarą, niekiedy są zupełnie białe, drobno- i grubokrystaliczne. Często zawierają ciemne smugi ilaste. Równocześnie z anhydrytami występuje gips, który towarzyszy im od stropu, rzadziej także od spągu. Często gips tworzy formy soczewek lub ławic w anhydrycie. Gips występujący w anhydrycie jest pofałdowany i ma najczęściej postać skupień włóknistych lub tabliczkowych. Często spotyka się odmiany grubokrystaliczne, zupełnie przezroczyste, o silnym srebrzystym połysku.

Anhydryty i gipsy wykazują zmienną grubość. Występują w formie regularnych pokładów lub soczewek, których miąższość wzrasta ku północno-zachodniemu brzegowi synkliny bolesławieckiej. Najpełniejszy profil tej serii stwierdzono w okolicy Bolesławca. Tutaj łączna miąższość wszystkich anhydrytów z gipsami w stropie wynosi ponad 40 m. Podobnie wykształcona jest górna część cechsztynu 2 na obszarze Sieroszowice — Lubin, z tym jednak że tutaj udział iłów gipsowych jest nieznaczny.

Strop serii anhydrytowo-gipsowej jest dość wyraźny, bezpośrednio bowiem nad gipsami lub anhydrytami leżą pstre łupki ilaste, a nawet bardzo często piaskowce. Wobec tego osady klastyczne wykształcone w postaci iłów i pias-

kowców nie mogą być uważane za przedłużenie sedymentacji poprzedniego cyklotemu. Wynika z tego, że granicę cechsztynu 2 należy prowadzić w stropie warstw anhydrytowych lub gipsowych, a w głębszych częściach basenu — w stropie warstw solnych.

CECHSZTYN 3 — CYKLOTEM LWÓWECKI

Najbardziej typowe wykształcenie serii skalnych zaliczonych do trzeciego cyklotemu sedymentacyjnego występuje w okolicy Lwówka. Dlatego dla trzeciego cechsztyńskiego cyklotemu sedymentacyjnego można przyjąć nazwę: cyklotem lwówecki — Z3.

Wydzielenie tej części profilu cechsztyńskiego w osobny cyklotem sedymentacyjny nie nastręcza większych trudności, w przypadku gdy niżej występuje seria gipsowo-anhydrytowa. Natomiast na obszarach, gdzie ewaporaty siarczanowe lub węglanowe nie są znane, np. w południowo-wschodnich częściach synkliny leszczyńskiej, ustalenie spągowej granicy nowego cyklu sedymentacyjnego jest bardzo trudne. Wydaje się, że ta właśnie okoliczność stanowiła przeszkodę wprowadzenia podziału cechsztynu północnosudeckiego na cykle sedymentacyjne. Niemniej jednak podobne profile cechsztynu znane są z terenu Niemiec, np. granica między serią Leine i Aller w okolicy Werra (Roth 1955) prowadzona jest w obrębie na ogół jednolitej serii ilastej (fig. 4). Jednak przez analogię z obszarami sąsiednimi granica ta jest zupełnie uzasadniona.

W niecce północnosudeckiej ponad serią anhydrytowo-gipsową, a w synklinie leszczyńskiej nad dolomitami cechsztynu 2, leży seria iłołupków i łupków ilastych, niekiedy mocno piaszczystych, a nawet przeławiconych wkładkami piaskowcowymi — w okolicy Nowego Kościoła. Serię tę proponuję wydzielić jako następny poziom litostratygraficzny nazywając go iłołupkami pstrymi środkowymi.

Iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe — Ł3. W przeciwieństwie do łupków pstrych dolnych iły gipsowe charakteryzują się barwą czarną, czarnoszarą, niekiedy zieloną, popielatą lub czerwonobrunatną (iłołupki czerwonobrunatne są mniej zwarte i bardziej plastyczne). Mają równe powierzchnie oddzielności. Bardzo często przeławicane są kilku- lub kilkunastocentymetrowymi warstewkami jasnoszarego gipsu.

Charakterystyczny profil osadów ilastych leżących bezpośrednio pod dolomitem płytowym można obserwować na ścianach odkrywkowych kopalń anhydrytów i gipsów w Niwnicach koło Lwówka. Od wyraźnego poziomu jasnożółtych i brunatnych dolomitów płytowych następstwo warstw ku dołowi jest następujące:

2 — 6 m — dolomit płytowy
0 — 1 m — iłołupki czerwone zawierające liczne blaszki muskowitu, które często są poprzecinane w różnych kierunkach żyłkami włóknistego gipsu barwy szarej lub różowej. Forma występowania żyłek gipsowych wskazuje na ich wtórne pochodzenie. W iłołupkach tych spotyka się często czerwone buły żelaziste
5 — 7 m — iły margliste szare, mikowe, słabo lub silnie piaszczyste, również poprzecinane żyłkami gipsowymi. W grubszych warstewkach nie występuje gips włóknisty, lecz gips lub anhydryt krystaliczny
0,2 — 5 m — iły szaroczarne lub czarne, miejscami lekko piaszczyste i wapniste, na ogół nie zawierają gipsu włóknistego, ale bardzo cienkie (2—3 mm) warstewki gipsu krystalicznego

Niżej leży gruba (ponad 40 m) ławica masywnego anhydrytu i gipsu, której średnie zanieczyszczenie nie przekracza 3%.

Iłołupki wykazują duże podobieństwo litologiczne do iłów stanowiących przeławicenia anhydrytów i gipsów. Dlatego całą tę serię łącznie z anhydrytami O. Eisentraut nazywa iłami gipsowymi (*Gipsletten*) $Zo1_y$.

Przeławicenia piaszczyste występują najczęściej w pobliżu spągowej lub środkowej części pstrych iłołupków. Miąższość warstw piaskowcowych oraz piaszczystość iłów wzrasta w kierunku wschodnim.

Prócz tego w obrębie iłołupków występują wapienne konkrecje septariowe. Ku stropowi iłołupki wyraźnie przechodzą w wapienie dolomityczne. Opisywane iłołupki szare środkowe maksymalną miąższość osiągają w okolicy Lwówka — około 20 m. Średnia miąższość dla całej niecki północnosudeckiej waha się w granicach około 8 m.

Wapienie dolomityczne płytowe — *D*3. Jest to dość regularny pokład wapieni dolomitycznych i dolomitów w stropowej części cechsztynu. Są to wapienie dolomityczne i dolomity barwy szarobiaławej i brunatnożółtej, niekiedy czerwonej, często z ciemnymi plamami dendrytów manganowych. Mają strukturę krystaliczną, teksturę masywną. Są wyraźnie warstwowane, a miąższość ławic waha się od kilku centymetrów do ponad 1 m. Dolomity te wykazują charakterystyczną, ukośną do uławicenia, oddzielność płytową — stąd ich nazwa. Prócz dolomitu masywnego lub drobnokrystalicznego występują odmiany gruboziarniste. Te ostatnie wskutek wietrzenia rozsypują się w piasek dolomitowy.

Skład chemiczny opisywanych warstw ulega dość wyraźnym zmianom. W południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej stosunek $CaCO_3 : MgCO_3$ wynosi 53,62 : 43,67.

są to zatem dolomity; ku północnemu zachodowi w okolicy Lwówka ilość $MgCO_3$ wzrasta.

Poziom płytowych wapieni dolomitycznych występuje dość regularnie prawie na całym obszarze niecki północnosudeckiej. T. Gunia (1959) wykazał jednak, że wapienie te nie występują w południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej, a miąższość ich na pozostałym obszarze synkliny waha się w granicach 0,4—2 m. W okolicy Lwówka wynosi około 10 m, natomiast na wschód od Bolesławca przekracza 20 m. Brak analogicznych warstw w okolicy Sprembergu i na obszarze monokliny przedsudeckiej pozwala wnioskować, że poziom ten wyklinowuje się w kierunku basenu łużyckiego i basenu wielkopolskiego. W tym przypadku omawiane dolomity przechodzą facjalnie w anhydryty — na terenie Niemiec nazywane anhydrytem głównym (*Hauptanhydrit*).

J. Piątkowski (1955) w okolicy Radłówki koło Lwówka obserwował nierówne powierzchnie wapieni dolomitycznych z kopalnymi produktami procesów wietrzenia, które rozwinęło się zapewne wkrótce po osadzeniu skały wapiennej.

Z obserwacji hydrogeologicznych wiadomo, że płytowe wapienie dolomityczne stanowią drugi cechsztyński, bardzo zasobny poziom wodonośny. Jest zatem możliwe, że krążenie wód gruntowych odbywa się połączonymi jaskiniami krasowymi, korytarzami oraz szczelinami.

Wynika z tego, że po osadzeniu się niewątpliwie morskich dolomitów płytowych nastąpiło wypiętrzenie przynajmniej niektórych obszarów niecki północnosudeckiej. Osady powstawały w warunkach analogicznych do tych, jakie miały miejsce po osadzeniu się wapieni dolomitycznych cechsztynu 1.

W obrębie niecki północnosudeckiej na dolomitach płytowych kończy się sedymentacja cechsztynu 3. Natomiast w jej północno-zachodnim przedłużeniu, w centralnej części basenu łużyckiego oraz na obszarze monokliny przedsudeckiej chemiczne strącanie osadu trwało w dalszym ciągu, w wyniku czego powstały anhydryty, gipsy i sole.

CECHSZTYN 4 — CYKLOTEM LESZCZYŃSKI

Najwyższa część cechsztynu dolnośląskiego wykazuje duże podobieństwo litologiczne do analogicznych poziomów tej formacji na różnych obszarach Hesji, Turyngii i Saksonii, z tym że w poszczególnych częściach wymienionych regionów obserwuje się zróżnicowanie facjalne jej osadów.

Tak więc w południowej i południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej nad dolomitem płytowym leży zespół skał piaszczystych, przeławiconych łupkami ilastymi. Ku stropowi i w kierunku centralnej części niecki maleje udział materiału piaszczystego, a skały piaskowcowe przechodzą facjalnie w typowe łupki ilaste.

H. Scupin (1916 i 1931) górną część omawianej formacji opisał jako *Oberer Zechsteinsanstein mit Dolomit*. Wydaje się, że te dolomity płytowe można uważać za pewny poziom przewodni. Wobec tego za G. Richter-Bernburgiem (1951) i innymi jestem skłonny paralelizować je z *Plattendolomit* serii (cyklotemu) Leine. Zatem w konsekwencji zasad cyklicznej sedymentacji, na której oparty jest nowy podział cechsztynu, klastyczne warstwy naddolomitowe należy zaliczyć do czwartego cechsztyńskiego cyklu sedymentacyjnego. Seria ta najlepiej jest rozwinięta w synklinie leszczyńskiej, dlatego proponuję dla niej nazwę cyklotem leszczyński — *Z4*.

W synklinie leszczyńskiej i lwóweckiej oraz we wschodniej części synkliny bolesławieckiej, w obrębie cechsztynu 4 można wydzielić dwa poziomy litostratygraficzne: piaskowce cechsztyńskie górne — *P4* i iłołupki pstre górne — *Ł4*.

Piaskowce cechsztyńskie górne — *P4*. Przejście od niżej leżących warstw dolomitowych do piaskowców jest zmienne w różnych częściach niecki. Często na granicy obu poziomów można zauważyć przeławicanie się cienkich warstw silnie piaszczystych dolomitów i piaskowców. Niemniej jednak w wielu odsłonięciach na powierzchni i w licznych otworach wiertniczych górna część płytowych wapieni dolomitycznych wykazuje ślady wietrzenia chemicznego. W tych przypadkach piaskowce cechsztyńskie górne lub iły ostro odcinają się od wapieni.

Poziom piaskowców cechsztyńskich górnych jest rozwinięty w postaci drobno- i średnioziarnistych warstw piaszczystych. Niekiedy spotyka się wkładki lub soczewki piaskowców gruboziarnistych. Barwa osadu jest najczęściej czerwonobrunatna. Występują również piaskowce żółte, jasno- i ciemnoszare, często z zielonymi lub niebieskimi plamkami. Warstwowanie jest zazwyczaj równoległe, bywa również przekątne, a niekiedy krzyżowe. Są to piaskowce kwarcowe spojone lepiszczem wapnistym lub ilasto-żelazistym, słabo zwięzłe, niejednokrotnie silnie mikowe, o równych powierzchniach oddzielności. Cienkie lub średniej grubości warstwy piaskowców są przeławicone czerwonymi lub szarymi iłołupkami. Iłołupki wykazują wyraźną równą oddzielność i zawierają bardzo dużo pylastego muskowitu; często przybierają postać silnie zwięzłych mułków piaszczystych.

W wielu miejscach drobnoziarniste piaskowce cechsztyńskie występują również w stropie serii ilastej, a wtedy odróżnienie ich od wyżej leżącego pstrego piaskowca jest bardzo trudne.

J. Kłapciński (1959 b) problem ten omawia nieco dokładniej. Wyraża on pogląd, że zespół brunatnoczerwonych łupków ilastych, występujących na obszarze monokliny przedsudeckiej ponad anhydrytami, należy uważać za warstwy przejściowe cechsztynu do dolnego pstrego piaskowca. Stratygraficznie łączy jednak wspomniane iłołupki z cechsztynem, podobnie jak to czynią geologowie niemieccy.

Miąższość oraz występowanie opisanej serii piaszczystej jest bardzo nieregularne. Piaskowce cechsztyńskie górne są najlepiej wykształcone w południowo-wschodniej części synkliny leszczyńskiej oraz w okolicy Lwówka. W synklinie bolesławieckiej występują one w formie różnych rozmiarów soczewek i warstw o zmiennej miąższości. Stwierdzone w wierceniach miąższości naddolomitowych piaskowców wynoszą: na południowy wschód od Niwnic — 22,7 m, w Płakowicach — 15,6 m, w Nowym Kościele — 20 m, w Wilkowie około 30 m, w Iwinach — 12,5 m. Należy jeszcze zaznaczyć, że piaskowce cechsztyńskie górne litologicznie są bardzo podobne do piaskowców cechsztyńskich dolnych oraz do pstrego piaskowca.

I ł o ł u p k i p s t r e g ó r n e — Ł4. Skały te występują na całym obszarze niecki północnosudeckiej oraz na obszarze monokliny przedsudeckiej. W spągu są one jeszcze silnie piaszczyste i wapniste. Ku górze stają się bardziej drobnoziarniste, plastyczne i zawierają liczne blaszki muskowitu. Niekiedy są przeławicone drobnoziarnistymi piaskowcami. W warstwach tych ziarna skaleni występują sporadycznie, co odróżnia je od analogicznych osadów pstrego piaskowca, które są silnie arkozowe. Iłołupki mają różne barwy — od wiśniowoczerwonej poprzez różową do żółtobrunatnej. Najczęściej występują odmiany czekoladowoczerwone. Prócz warstwowania widoczna jest w nich cienka laminacja. Podobnie jak w niżej leżących poziomach ilastych, również i w tej serii spotyka się liczne ślizgi, wyprasowania i lustra tektoniczne. W niektórych wierceniach warstwy ilaste są silnie zmięte.

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA CECHSZTYNU MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Jak wiadomo, odkrycie bogatych złóż miedzi na obszarze Lubin — Sieroszowice — Głogów zostało dokonane zaledwie kilka lat temu. Głównie z tego powodu dotychczas publikowane prace o tym terenie mają raczej charakter krótkich komunikatów informacyjnych i dotyczą zasadniczo serii miedzionośnej.

Zagadnienie podziału stratygraficznego cechsztynu monokliny przedsudeckiej nie zostało dotychczas wyczerpująco opracowane. Niemniej jednak cenną pozycję w tym zakresie stanowią prace A. Tokarskiego (1958, 1959 b). Pomimo że traktują one o cechsztynie niżowej części Polski, zawierają próbę korelacji litostratygraficznej cechsztynu tych terenów z cechsztynem monokliny przedsudeckiej.

Cytowane prace A. Tokarskiego były pisane w początkowym stadium badań geologicznych obszaru przedsudeckiego. Mimo to w świetle nowych, już bardzo bogatych danych okazuje się, że podział cechsztynu monokliny na cztery cyklotemy jest tutaj jak najbardziej uzasadniony. Ten fakt ma duże znaczenie dla korelacji cechsztynu północnosudeckiego z przedsudeckim oraz z cechsztynem na obszarze centralnej części jego basenu sedymentacyjnego.

Wykształcenie litologiczne oraz następstwo warstw cechsztynu monokliny jest następujące.

Na granicy między górnym czerwonym spągowcem a cechsztynem występuje seria bardzo drobnoziarnistych piaskowców barwy jasno- lub ciemnoszarej, niekiedy z czerwonymi punkcikami lub czerwonymi plamami. Czerwone plamy występują w spągowej części tej serii, gdzie piaskowce przybierają barwę czerwoną lub wiśniową. Piaskowce te są słabo zwięzłe i mają lepiszcze wapniste lub ilaste. Obok ziarn kwarcu występują w nich silnie zwietrzałe ziarna skaleni. Warstwowanie jest słabo widoczne i zaznacza się równą płytową oddzielnością. Prócz skał opisanych sporadycznie spotyka się szare piaskowce gruboziarniste, a rzadziej zlepieńcowate. Piaskowce te w spągu łączą się stopniowo z osadami czerwonego spągowca. Natomiast ich granica stropowa jest ostra i wyraźna.

Bezpośrednio na piaskowcach leżą ciemnoszare lub czarne łupki ilaste, silnie margliste. Mają one wyraźną płytową oddzielność. Łupki te są cienko laminowane i stosunkowo bogate w minerały kruszcowe (siarczki miedzi). Ku stropowi stają się jaśniejsze, ponieważ stopniowo przechodzą w wapienie, które można by porównywać z poziomem wapieni marglistych z niecki północnosudeckiej.

Wapienie mają barwę ciemnoszarą, miejsca-

mi popielatą z odcieniem beżowym, są drobnokrystaliczne, masywne, zawierają niekiedy cienkie warstewki gipsu. Gips występuje też w małych gniazdach, prócz tego w niektórych wierceniach stwierdzono dość dużo detrytusu roślinnego. Rzadko spotyka się ziarenka galeny. W dolnej części okruszcowanie siarczkami Pb, Zn i Cu jest znacznie większe niż w części stropowej. Fauna występuje rzadko, znane są tu przede wszystkim gerwilie oraz produktusy.

Bardzo charakterystycznym cechsztyńskim poziomem litostratygraficznym monokliny przedsudeckiej jest dość gruba seria (około 60 m) wapieni dolomitycznych i dolomitów. W spągu seria ta łączy się stopniowym przejściem z wapieniami marglistymi. Niemniej jednak wapienie dolomityczne i dolomity mają nieco jaśniejszą barwę, są masywne, bezpostaciowe, gruboławicowe, a występujące w nich wkładki ilasto-margliste są bardzo cienkie. W niektórych miejscach dolomity zawierają znaczną domieszkę substancji ilastej lub piaszczystej. Wapienie i dolomity mają liczne drobne kawerny często kontaktujące ze sobą, które zazwyczaj są wtórnie wypełnione kryształkami kalcytu lub gipsu. W dolomitach dość często występują stylolity. Ponadto cała seria wykazuje liczne spękania, z których część została zabliźniona kalcytem, barytem, pirytem, lub chalkopirytem, pozostałe są otwarte i nie wykazują mineralizacji. W dolnej części występują liczne ziarna galeny. Wyżej opisana seria marglisto-wapnisto-dolomitowa ma silny zapach bitumiczny.

Strop poziomu wapienno-dolomitycznego jest dość wyraźny. Zazwyczaj w brzeżnych strefach monokliny nad dolomitami występują pojedyncze cienkie warstewki iłołupków barwy szarej z odcieniem zielonym. Jednak w przeważającej ilości wierceń nad dolomitami leży gruba seria anhydrytów. Anhydryty mają barwę szarą, strukturę zbitą, rzadziej krystaliczną, często są zanieczyszczone iłem. Przeważnie w dolnej części są przeławicone cienkimi warstwami dolomitów. Prócz tego w całej serii anhydrytowej występują warstwy i nieregularne wkładki oraz soczewki gipsu. Gips krystaliczny jest częstszy w stropowej części anhydrytów. Ku stropowi ciemnoszare bezpostaciowe anhydryty przechodzą w anhydryty krystaliczne o mniejszej ilości domieszek ilastych.

Gruba seria anhydrytów jest przedzielona warstwami łupków ilastych i dolomitów zmiennej miąższości, niekiedy także piaskowcami. Jak wynika z obserwacji licznych profilów wiertniczych, ilość i miąższość ławic piaszczysto-ilastych i dolomitycznych wzrasta w kierunku wychodni cechsztynu na obszarze monokliny przedsudeckiej. W obrębie górnego permu na całym badanym obszarze monokliny można wyróżnić cztery poziomy zdiagenezowanych osadów ilastych oraz dwie główne serie warstw wapienno-dolomitycznych. Osady piaszczyste zawsze występują w spągu wapnistych pelitów poziomu najniższego, natomiast w trzech pozostałych poziomach pojawiają się sporadycznie.

Przy obecnym stanie badań paralelizacja litostratygraficzna tych poziomów na większych przestrzeniach jest dość trudna. Wydaje się jednak, że wydzielone poziomy siarczanowo-solne (fig. 5) można zidentyfikować nawet na odległych obszarach, na podstawie klastycznych lub dolomitycznych wkładek w serii anhydrytowo-gipsowej, na podstawie ich pozycji względem niżej i wyżej leżących utworów oraz na podstawie obserwowanych miąższości.

W celu lepszego przedstawienia stosunków panujących w serii anhydrytowo-gipsowej zostaną przytoczone opisy dwóch profilów wiertniczych z okolic Lubina i Sieroszowic (opis wierceń oparty jest m. in. na informacjach dr J. Kłapcińskiego).

Okolica Lubina. Nad wapieniami dolomitycznymi i dolomitami cechsztynu 1 leży seria anhydrytów o miąższości około 100 m. Jest ona w środkowej części często wykształcona w postaci anhydrytowej brekcji sedymentacyjnej. Miąższość tej ostatniej waha się w granicach 2—3 m. W stropie anhydrytu cechsztynu 1 leży seria (7,7 m) brunatnoczerwonych iłołupków przeławicających się sporadycznie z drobnoziarnistymi piaskowcami o tej samej barwie. Iłołupki są piaszczyste i mają przerosty lub soczewki gipsu. Piaskowce wykazują równoległe warstwowanie, mają lepiszcze ilaste i są słabo zwięzłe. W stropie tej serii pojawia się 2,5 m ławica jasnoszarych dolomitów lub iłołupków, przechodzących wyżej w 9-metrową warstwę krystalicznego anhydrytu. Miąższość anhydrytu wzrasta ku północnemu wschodowi, tj. w kierunku upadu warstw. Anhydryty stanowią zakończenie drugiego cechsztyńskiego cyklotemu sedymentacyjnego na tym obszarze.

Trzeci cyklotem rozpoczyna się ponownie iłołupkami, a miejscami drobnoziarnistymi piaskowcami, które w okolicy Lubina mają około 3 m miąższości. Prócz iłołupków w niektórych wierceniach stwierdzono występowanie brekcji sedymentacyjnej złożonej z okruchów anhydrytu, piaskowca i szarobrunatnego iłołupku (3 m miąższości). Ku stropowi brekcja przechodzi w anhydryt z krystalicznym gipsem. Anhydryty mają barwę szarą z odcieniem różowym. Miąższość trzeciej serii anhydrytowo-gipsowej w okolicy Lubina wynosi około 20 m.

W licznych wierceniach w okolicy Lubina nie stwierdzono poziomu iłów gipsowych. W tym przypadku granica między cyklotemem Z2 i Z3 jest bardzo trudna do prześledzenia.

Najwyższą część profilu cechsztyńskiego na obszarze Lubina stanowią łupki brunatnoczerwone, miąższości około 30 m. W tej serii spotyka się miejsca zabarwione na kolor szarozielony. Całość jest lekko piaszczysta i zawiera liczne soczewki i wkładki gipsu oraz materiału wapnistego. Prócz tego gips i kalcyt występują w szczelinach. W stropie seria ta dość wyraźnie graniczy z osadami pstrego piaskowca, rozwiniętymi w postaci drobnoziarnistych piaskowców o przekątnym i krzyżowym warstwowaniu.

Okolice Sieroszowic. Profil górnej części cechsztynu przedstawia się następująco:

Anhydryt cechsztynu 1 ma tutaj miąższość 62—109 m, jest bardziej jednolity, przeważnie krystaliczny, mniej zanieczyszczony, wykazuje silny zapach ropy naftowej. W miejscach bardziej oddalonych od wychodni (na mapie odkrytej), w części środkowej wykazuje charakter brekcjowaty. Miąższość brekcji na tym obszarze (okolice Polkowic) waha się w granicach 3,0—8,2 m.

Ponad jednolitą serią anhydrytów występują dość regularnie dwie ławice dolomitów, rozdzielone zazwyczaj warstwą anhydrytów. Prócz tego w kilku otworach stwierdzono obecność (1—2 m) ciemnoszarych, silnie wapnistych iłołupków. Średnia miąższość niżej leżącej ławicy dolomitów wynosi 4,2 m, anhydrytów śródddolomitowych 6,6 m, natomiast dolomity górne mają tylko 1,4 m miąższości. Warstwy te można łączyć z iłołupkami pstrymi dolnymi oraz dolomitami okolic Lubina. Anhydryt cechsztynu 2 jest wykształcony analogicznie jak w okolicy Lubina, z tym jednak że jego łączna miąższość w pobliżu Sieroszowic wzrasta do około 30 m. Prócz tego krystaliczny anhydryt zawiera często kilkucentymetrowe wkładki szarych dolomitów lub czarnego silnie wapnistego iłołupku. Całość jest silnie bitumiczna.

Ciemnoszare iłołupki środkowe (iły gipsowe) o miąższości około 6,2 m są silnie margliste. W kierunku upadu ilość substancji wapnistej wzrasta, ilastej zaś maleje. Ku górze iłołupki poprzez warstwy przejściowe łączą się z anhydrytem cechsztynu 3 o miąższości około 35 m. Anhydryt ten jest krystaliczny, twardy, dość czysty i tylko miejscami wykazuje zanieczyszczenie substancją ilastą; często jest poprzerastany gipsem.

Dolną granicę poziomu łupków ilastych górnych czwartego cyklotemu można prowadzić w miejscu, gdzie kończą się anhydryty i gipsy cechsztynu 3, a barwa osadu zmienia się z szarej na czerwonobrunatną. Łupki ilaste górne o miąższości około 26 m są silnie zbite, mają nierówne powierzchnie oddzielności, a niekiedy zawierają cienkie wkładki włóknistego gipsu. Gips najczęściej występuje w szczelinach. Granica łupków z pstrym piaskowcem jest wyraźna.

Należy ponadto nadmienić, że prawie na całym obszarze monokliny przedsudeckiej występuje dość regularnie ławica anhydrytu (około 1 m miąższości), pojawiająca się wśród iłołupków czerwonobrunatnych cechsztynu 4 (fig. 6 — profil Lubin). Jeśli ławicę tę uzna się za początek serii siarczanowej cechsztynu 4, to wtedy leżące powyżej niej iłołupki brunatnoczerwone należałoby zaliczać do pstrego piaskowca. Jednak ze względu na niewielką miąższość ławicy anhydrytowej oraz bardzo podobny charakter litologiczny iłołupków leżących pod tą ławicą oraz nad nią, zagadnienie granicy cechsztynu i pstrego piaskowca wymaga dokładniejszego przestudiowania. Przy obecnym stanie wiedzy proponuję granicę tę prowadzić umownie — w spągu piaskowców arkozowych o wyraźnym przekątnym lub krzyżowym warstwowaniu.

CECHSZTYN W OKOLICY ŻAR

Nowe głębokie wiercenia w Lubanicach, Kunicach Żarskich i w Klępince dostarczyły dużo cennego materiału dotyczącego paleogeografii cechsztynu sudeckiego.

Cechsztyn w okolicy Iłowej był już szczegółowo opisywany przez O. Eisentrauta (1939) i J. Zwierzyckiego (1951). Wiadomo stąd, że dolna część cechsztynu na tym obszarze jest rozwinięta w facji sublitoralnej i wykazuje podobieństwo do cechsztynu z okolicy Lwówka. Ponadto na uwagę zasługuje seria szarych, silnie piaszczystych margli leżących bezpośrednio pod dolomitem płytowym. Margle te poza Iłową i Niwnicami nigdzie nie zostały stwierdzone.

Bardzo charakterystyczne (odmienne niż w okolicy Iłowej) jest wykształcenie cechsztynu w okolicy Kunic Żarskich. Tutaj (fig. 6) jego dolna część — marglisto-wapnista — jest rozwinięta w przybliżeniu podobnie jak w niecce północnosudeckiej. Natomiast część górna — cechsztyn 2 — rozpoczyna się serią (7,2 m) średnioziarnistego zlepieńca kwarcowego z otoczakami wapieni cechsztyńskich. Powyżej zle-

pieńców występuje seria (1,7 m) piaszczystych iłołupków i wapieni oraz piaskowców barwy czerwonobrunatnej. Ku stropowi iły i piaskowce przybierają barwę szarozieloną, często czarną, i stopniowo przechodzą w grubą, 50-metrową serię masywnych anhydrytów i przeważnie włóknistych gipsów. Nad gipsami leży druga seria iłołupków. Skały te są ciemnoszare, czarne, słabo zwięzłe, drobnołupliwe, miejscami zawierają cienkie warstewki gipsów i soczewki dolomitów. Stratygraficznie można by je porównywać z iłołupkami gipsowymi cechsztynu niecki północnosudeckiej. Natomiast leżąca na iłołupkach 2-metrowa ławica jasnoszarego dolomitu byłaby stratygraficznym odpowiednikiem dolomitu płytowego.

Stropowa część cechsztynu w okolicy Żar jest wykształcona identycznie jak na obszarach sąsiednich — składa się z czerwonobrunatnych łupków ilastych.

Zmienność litologiczna osadów cechsztynu na obszarze przedsudeckim jest znacznie większa, niżby to wynikało z przytoczonych wyżej profilów wierceń. Zmienność tę obserwuje się zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Wyraża się ona przede wszystkim w charakterze petrograficznym skał klastycznych i chemicznych oraz w wahaniach procentowego udziału obu typów skalnych. Tak więc zmiany facjalne cechsztynu na obszarze monokliny przebiegają podobnie jak na terenie niecki północnosudeckiej. Zmiany te są jednak znacznie mniejsze w kierunku równoleżnikowym niż w południkowym. Niezależnie od tych zmian charakter litologiczny osadów cechsztyńskich wskazuje wyraźnie na ich cykliczną sedymentację.

Krótki opis cechsztynu przedsudeckiego, który został tu przedstawiony, charakteryzuje w pewnym stopniu jego obraz litostratygraficzny na tym terenie. Uwzględniając przy tym położenie paleogeograficzne obszaru sedymentacyjnego i w zależności od tego zmienność facjalną osadu, można wyciągnąć pewne wnioski co do litostratygraficznego podziału cechsztynu monokliny przedsudeckiej (fig. 5, fig. 6).

PORÓWNANIE LITOSTRATYGRAFII CECHSZTYNU NIECKI PÓŁNOCNOSUDECKIEJ Z CECHSZTYNEM OBSZARÓW SĄSIEDNICH I TURYNGII

Występująca w osadach cechsztyńskich fauna — małżów, ramienionogów, mszywiołów i otwornic — ze względu na małą liczbę gatunków oraz duże pionowe rozprzestrzenienie nie może służyć do ustalenia szczegółowej stratygrafii tej formacji. Ponadto rozmieszczenie fauny jest bardzo nierównomierne. Występuje ona masowo w marglisto-wapnistej serii cechsztynu 1, pojedyncze gatunki spotyka się jeszcze w wapieniach i dolomitach wyższych cyklotemów, natomiast brak jest jakichkolwiek skamieniałości w warstwach piaszczysto-ilasto-anhydrytowych.

Ten stan rzeczy skłonił mnie do podjęcia próby podziału cechsztynu dolnośląskiego na podstawie petrograficznej charakterystyki osadów oraz porównania wydzielonych w ten sposób poziomów z cechsztynem obszarów sąsiednich i Turyngii (tab. 3). Aby osiągnąć ten cel, nieodzowne było możliwie dokładne poznanie obrazu paleogeograficznego oraz zmienności facjalnej cechsztynu północnosudeckiego (fig. 1, fig. 7). Okazuje się, że mimo iż utwory cechsztynu wykazują dużą zmienność litologiczną, to w pewnych okresach na znacznych przestrzeniach musiały występować podobne fizyczno-chemiczne i geologiczne warunki sedymentacji. Powstałe w tych warunkach warstwy mogą służyć jako poziomy korelacyjne.

Profil osadów cechsztyńskich jest odmiennie wykształcony w różnych facjach. Na przykład w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej górna część tej formacji jest rozwinięta w facji terygeniczno-węglanowej (fig. 6). W północnej i centralnej części niecki występują osady terygeniczno-węglanowo-siarczanowe, natomiast na obszarze przedsudeckim i na Łużycach przeważają już osady facji siarczanowo-węglanowej. Jeszcze dalej ku bruździe duńsko-polskiej prawie cały cechsztyn rozwinięty jest w facji siarczanowo-salinarnej (fig. 5.) Pełny profil osadów facji siarczanowo-salinarnej występuje w niecce mansfeldzkiej (fig. 4). Nieco odmienne wykształcenie cechsztynu znane jest z okolic Werra (tab. 3), gdzie cechsztyn 1 (seria Werra) rozwinięty jest w facji salinarnej, natomiast seria Stassfurt, Leine i Aller są wykształcone w facji terygeniczno-węglanowej (Roth 1955) (tab. 3, fig. 4).

Tak więc korelacja poziomów litostratygraficznych cechsztynu — z uwagi na jego dużą zmienność facjalną — jest stosunkowo łatwa w obrębie tej samej strefy dna morskiego, jeśli się bierze pod uwagę jej odległość od lądu. Paralelizacja stratygraficzna jest trudniejsza do przeprowadzenia tam, gdzie trzeba wziąć pod uwagę kilka środowisk morskich różniących się głębokością, a przede wszystkim odległością od lądu.

W celu ułatwienia porównania między róż-

nymi środowiskami sedymentacyjnymi, na figurze 6 oraz na figurach 2 i 5 przedstawiono przekroje cechsztynu reprezentujące różne facje wraz z ich podziałami.

Przekroje te wskazują, że prawie na całym obszarze występowania cechsztynu, w jego spągu leżą piaskowce zlepieńcowate lub zlepieńce graniczne. Można je uznać za cechsztyńskie mimo niemal całkowitego braku fauny. Takie założenie jest najbardziej prawdopodobne i ułatwi dalszą korelację. Charakter litologiczny warstw granicznych jest różny na poszczególnych obszarach. Wszędzie jednak w spągu piaskowce i zlepieńce graniczne łączą się bez wyraźnej granicy z osadami czerwonego spągowca.

Na niektórych obszarach Turyngii, m. in. w okolicy Gery, bezpośrednio na zlepieńcu granicznym leży warstwa ciemnoszarych, masywnych wapieni o miąższości 20—60 cm, która nosi nazwę *Mutterflöz* — pokład macierzysty. Właściwe łupki miedzionośne o miąższości około 0,5 m leżą tam powyżej pokładu macierzystego. Według O. Eisentrauta (1939) w cechsztynie kaczawskim pokładowi macierzystemu odpowiada wapień podstawowy i margle plamiste. Moim zdaniem odpowiednikiem *Mutterflöz* w cechsztynie kaczawskim jest tylko poziom wapieni podstawowych.

Na łupkach miedzionośnych w okolicy Gery leży ławica jasnoszarych masywnych wapieni z bogatą fauną produktusową. Warstwa ta jest określana nazwą *Productusbank*. Korelacja jej z ławicą o tej samej nazwie z okolic Grodźca przy obecnym stanie dokumentacji paleonto-

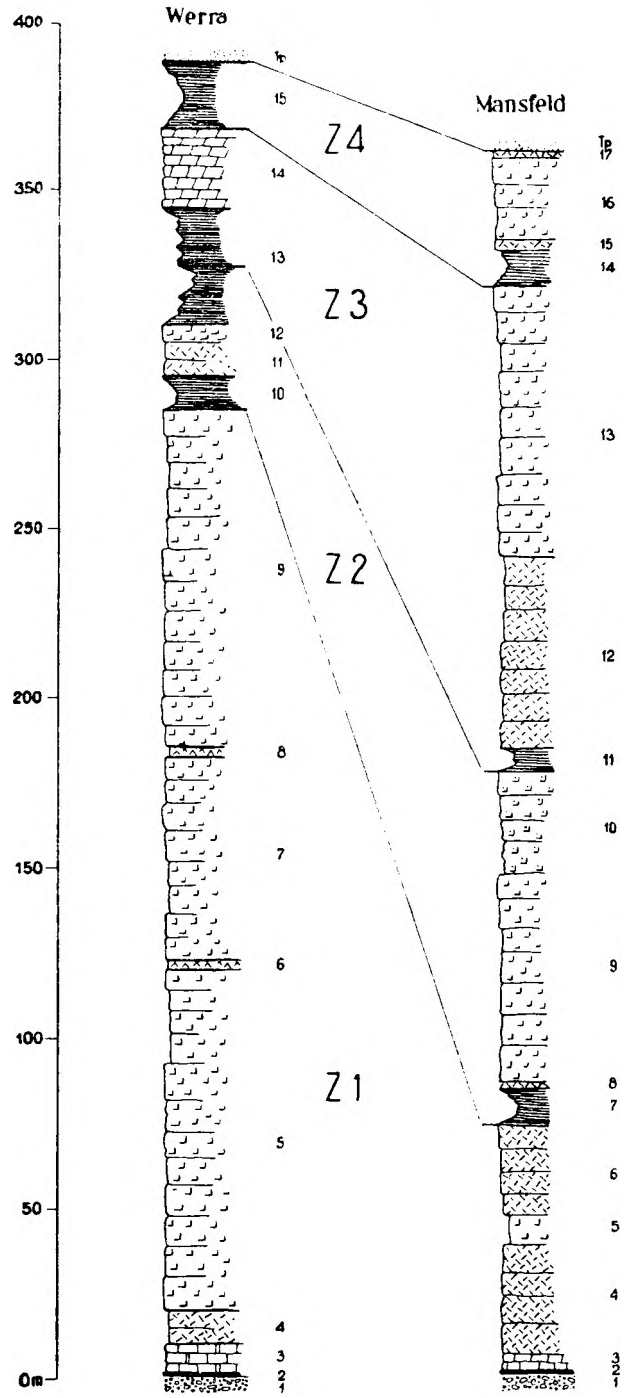


Fig. 4

Profile facjalne cechsztynu w okolicy Werra i w niecce mansfeldzkiej według W. Junga i H. Rotha

Objaśnienia do profilu okolic Werra

Z1—Z4 — cechsztyn; Z1 — *seria Werra*; *1* — zlepieńce, *2* — łupki miedzionośne, *3* — wapień cechsztyński, *4* — anhydrytowe łupki gruzełkowe, *5* — najniższa sól kamienna Werra, *6* — najniższa sól potasowa (pokład turyngski), *7* — środkowa sól kamienna Werra, *8* — najwyższa sól potasowa (pokład heski), *9* — najwyższa sól kamienna Werra: Z2 — *seria Stassfurt*: *10* — brunatnoczerwone iły solne, *11* — anhydryt, *12* — sól kamienna; Z3 — *seria Leine*: *13* — iły dolne, *14* — dolomit płytowy; Z4 — *seria Aller*: *15* — iły górne; Tp — pstry piaskowiec

Objaśnienia do profilu niecki mansfeldzkiej

Z1—Z4 — cechsztyn; Z1 — *seria Werra*: *1* — zlepieniec graniczny, *2* — łupki miedzionośne, *3* — wapień cechsztyński, *4* — dolny anhydryt Werra, *5* — sól kamienna najstarsza, *6* — górny anhydryt Werra; Z2 — *seria Stassfurt*: *7* — łupki bitumiczne cuchnące, *8* — anhydryt podstawowy, *9* — sól kamienna starsza, *10* — sól potasowa starsza; Z3 — *seria Leine*: *11* — szary ił solny, *12* — anhydryt porowaty barwy szarej, *13* — sól kamienna młodsza; Z4 — *seria Aller*: *14* — czerwony ił solny, *15* — anhydryt gruboziarnisty szary, *16* — sól kamienna gruboziarnista, *17* — anhydryt graniczny: Tp — pstry piaskowiec

Facial Zechstein profiles in the Werra region and the Mansfeld syncline After W. Jung and H. Roth

Explanation of section of Werra region

Z1—Z4 — Zechstein; Z1 — *Werra series*: *1* — conglomerates, *2* — copperbearing shales, *3* — Zechstein limestone, *4* — anhydrite nodular shales, *5* — lowermost Werra salt, *6* — lowermost potassium salt (Thuringian bed), *7* — middle Werra salt, *8* — uppermost potassium salt (Hessen bed), *9* — uppermost Werra salt; Z2 — *Stassfurt series*; *10* — brown-red salt clays, *11* — anhydrite, *12* — rock salt; Z3 — *Leine series*: *13* — lower clays, *14* — platy dolomite, Z4 — *Aller series*: *15* — upper clays; Tp — Buntsandstein

Explanation of profile of Mansfeld syncline

Z1—Z4 — Zechstein; Z1 — *Werra series*: *1* — boundary conglomerate, *2* — copperbearing shales, *3* — Zechstein limestone, *4* — lower Werra anhydrite, *5* — oldest salt bed, *6* — upper Werra anhydrite; Z2 — *Stassfurt series*: *7* — bituminous odoriferous shales, *8* — basal anhydrite, *9* — older rock salt, *10* — older potassium salt; Z3 — *Leine series*: *11* — grey salt clay, *12* — porous, grey-coloured anhydrite, *13* — younger rock salt; Z4 — *Aller series*: *14* — red salt clay, *15* — coarse-grained grey anhydrite, *16* — coarse-grained rock salt, *17* — boundary anhydrite; Tp — Buntsandstein

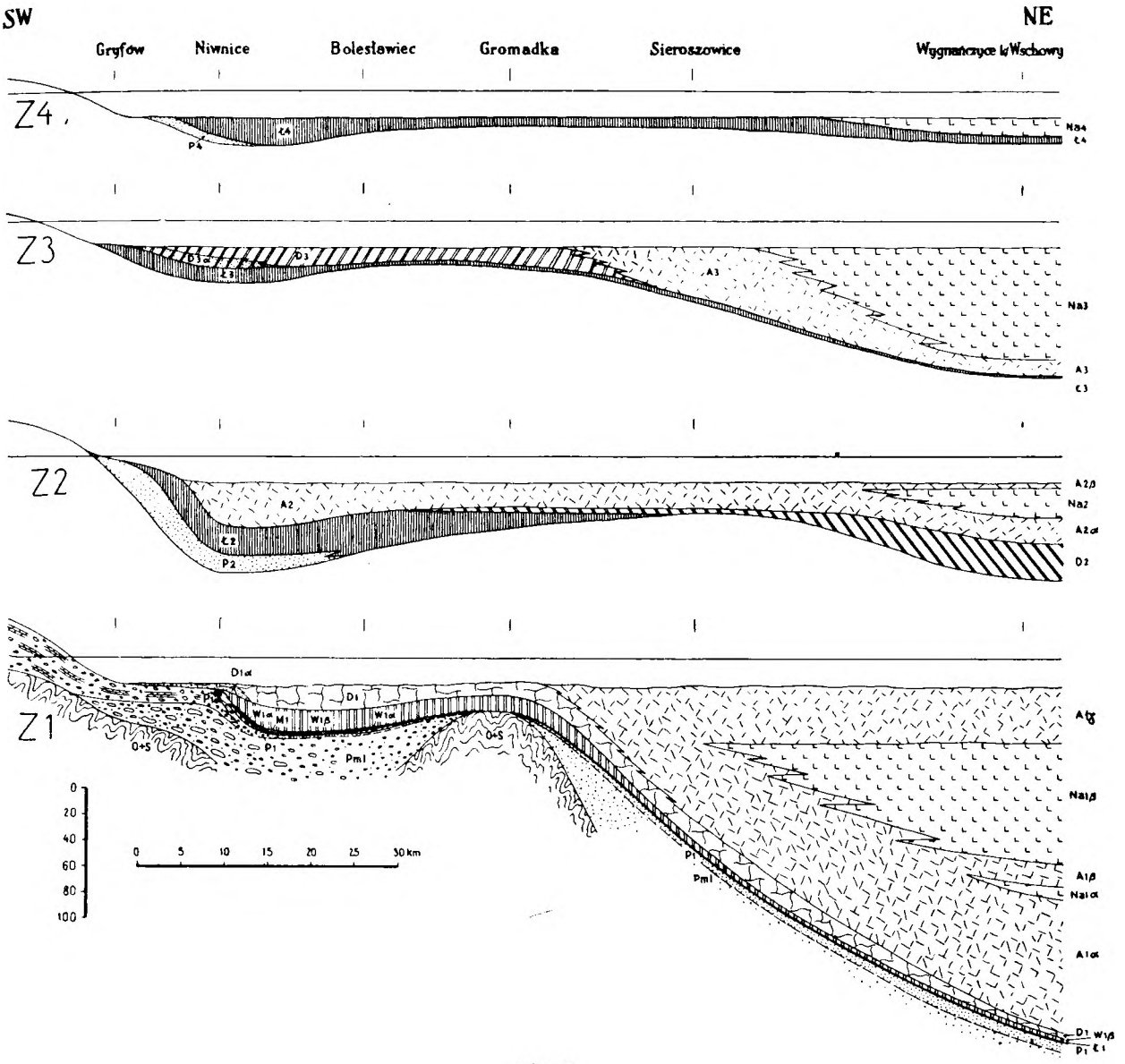


Fig. 5

Schematyczne przekroje facjalne cechsztynu północnosudeckiego *

O+S — ordowik i sylur; *Pml* — czerwony spągowiec; Z1—Z4 — cechsztyn; Z1 — *cyklotem kaczawski*: *P1* — piaskowce i zlepieńce graniczne, $P1_{\alpha}$ — zlepieńce z wkładkami wapieni, $W1_{\alpha}$ — wapień podstawowy, *M1* — margle kaczawskie, *Ł1* — łupki margliste, $W1_{\beta}$ — wapienie margliste, *D1* — wapienie dolomityczne cechsztynu 1. $D1_{\alpha}$ — wapienie dolomityczne silnie zapiaszczone. $A1_{\alpha}$ — anhydryt cechsztynu 1, $Na1_{\alpha}$ — dolna partia soli najstarszej (z wkładkami anhydrytu), $A1_{\beta}$ — anhydryt cechsztynu 1, $Na1_{\beta}$ — sól najstarsza (miejscami z wkładkami anhydrytu), $A1_{\gamma}$ — anhydryt cechsztynu 1; *Z2* — *cyklotem bolesławiecki*: *P2* — piaskowce cechsztyńskie dolne. *Ł2* — iłołupki pstre dolne, *D2* — dolomit cechsztynu 2 (odpowiednik dolomitu głównego), $A2_{\alpha}$ — anhydryt cechsztynu 2 ($A2_{\alpha}$ — część dolna. $A2_{\beta}$ — część górna). *Na2* — sól kamienna starsza; *Z3* — *cyklotem lwówecki*: *Ł3* — iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe, $D3_{\alpha}$ — margle piaszczyste. *D3* — dolomit płytowy, *A3* — anhydryt cechsztynu 3, *Na3* — sól kamienna młodsza; *Z4* — *cyklotem leszczyński*: *P4* — piaskowce cechsztyńskie górne, *Ł4* — iłołupki pstre górne, *Na4* — sól kamienna najmłodsza

Schematic facial sections of the North-Sudetic Zechstein

O+S — Ordovician and Silurian; *Pml* — Rotliegendes; Z1—Z4 — Zechstein; Z1 — *Kaczawa cyclothem*: *P1* — sandstones and boundary conglomerates. $P1_{\alpha}$ — conglomerates intercalated by limestones, $W1_{\alpha}$ — basal limestone, *M1* — Kaczawa marls, *Ł1* — marly shales, $W1_{\beta}$ — marly limestones, *D1* — Zechstein 1 dolomite limestones, $D1_{\alpha}$ — strongly sandy dolomite limestones, *A1* — Zechstein 1 anhydrite, $Na1_{\alpha}$ — lower part of the oldest salt bed (intercalated by anhydrites), $A1_{\beta}$ — Zechstein 1 anhydrite, $Na1_{\beta}$ — oldest salt (locally intercalated with anhydrite), $A1_{\gamma}$ — Zechstein 1 anhydrite; *Z2* — *Bolesławiec cyclothem*; *P2* — lower Zechstein sandstones, *Ł2* — lower variegated shales, *D2* — Zechstein 2 dolomite, (equivalent of main dolomite), $A2_{\alpha}$ — Zechstein 2 anhydrite, *Na2* — older rock salt, *Z3* — *Lwowek cyclothem*: *Ł3* — middle variegated shales (gypsum clays), $D3_{\alpha}$ — sandy marls, *D3* — platy dolomite, *A3* — Zechstein 3 anhydrite, *Na3* — younger rock salt; *Z4* — *Leszczyna cyclothem*: *P4* — upper Zechstein sandstones, *Ł4* — upper variegated shales, *Na4* — youngest salt

Tp — Bundsandstein

* Profil otworu Wygnańczyce koło Wschowej według A. Tokarskiego (1958).

logicznej jest trudna do przeprowadzenia. Ławica produktusowa w cechsztynie Grodźca leży w spągu margli miedzionośnych (według starego podziału), zatem stratygraficznie niżej niż w Turyngii. Pod względem litologicznym i faunistycznym wymienione warstwy obu obszarów są do siebie bardzo podobne. Podobny jest również zespół faunistyczny występujący w leżących wyżej wapieniach.

Nieco inaczej stosunki te przedstawiają się w synklinie leszczyńskiej. Tutaj typowa ławica produktusowa z bardzo licznymi formami *Productus horridus* nie występuje. Niemniej jednak ramienionogi z rodzaju *Productus* zostały tu również znalezione (Skarbek 1952, Gunia 1959). Dla rozważań stratygraficzno-paleogeograficznych bardzo ważne stało się odkrycie K. Skarbka, który stwierdził w dolnej części margli plamistych — w okolicy Nowego Kościoła — występowanie 20-centymetrowej ławicy wapienia z liczną fauną *Productus horridus*. Ławicę tą można by porównywać z analogiczną w okolicy Grodźca, z tym jednak że w Nowym Kościele występuje ona bezpośrednio na wapieniach podstawowych. W synklinie leszczyńskiej poza ławicą produktusową produktusy występują bardzo rzadko. Ich miejsce na tym obszarze zajmują małże, spośród których najliczniejsze są *Schizodus* sp., *Pleurophorus costatus* Brown i *Bakewelia antiqua* Münster. Skamieniałości te najczęściej występują w warstwach leżących ponad ławicą wapienia. Jednak najbogatsze w faunę są margle ołowionośne, które skupiają około 70% całej fauny dolnocechsztyńskiej.

Pod względem petrograficznym warstwy leżące powyżej wapienia podstawowego są prawie jednolite. Pewnym przewodnim poziomem rozdzielającym tę serię jest ławica wapienia zwana też ławicą przewodnią.

Moim zdaniem cechsztyn kaczawski można by porównać z cechsztynem innych obszarów w sposób następujący:

1. *Productus horridus* nie jest dobrą formą przewodnią dla ustalenia szczegółowej stratygrafii cechsztynu, mimo to rozmieszczenie zespołu faunistycznego (m. in produktusów) w seriach marglisto-wapiennych cechsztynu ułatwia w pewnym stopniu korelację stratygraficzną.

2. Jeżeli terminem ławica produktusowa określi się warstwę najbogatszą w formy *Productus horridus* i uzna się ją za równowiekową z *Productusbank* okolic Gery, to wówczas utwory leżące niżej, aż do stropu wapienia podstawowego, a w synklinie leszczyńskiej również częściowo wapień podstawowy, będą odpowiadać łupkom miedzionośnym Turyngii, łupkom marglistym Łużyc i monokliny przedsudeckiej. Natomiast warstwy leżące powyżej ławicy produktusowej — część margli plamistych, margle miedzionośne i ołowionośne (znane pod tymi nazwami w dotychczasowej literaturze) — byłyby odpowiednikiem turyngskiego *Zechsteinkalk*. Porównanie tych poziomów zdaje się być słuszne, jednak niezbyt dokładne, zasięg bowiem pionowy fauny produktusowej może być zmienny.

Należy ponadto przypomnieć, że ławicy produktusowej okolic Gery — w synklinie leszczyńskiej według O. Eisentrauta i T. Guni odpowiada wapień przewodni. Taka paralelizacja wydaje się trudna do przyjęcia z wielu powodów. Przede wszystkim w ławicy wapienia przewodniego, która oddziela margle miedzionośne od ołowionośnych, produktusy w ogóle nie występują. Natomiast warstwy, z których są znane te skamieniałości, w tym przypadku leżałyby znacznie niżej. Wreszcie według ujęcia T. Guni odpowiednikiem stratygraficznym łupków miedzionośnych Turyngii byłyby margle miedzionośne i margle plamiste. Ten sam autor mówi o ukośnym do uławicenia przebiegu strefy miedzionośnej, z czego wynika, że okruszcowanie nie może być stratygraficznym wskaźnikiem korelacyjnym. Zatem, mimo iż fauna cechsztyńska jest bogata w osobniki długowieczne, a uboga w gatunki, to przy ustalaniu litostratygrafii nie można jej całkowicie pomijać. Dlatego też uwzględniając następstwo warstw, byłbym skłonny paralelizować ławicę produktusową cechsztynu Turyngii z ławicą o tej samej nazwie cechsztynu niecki północnosudeckiej.

Poziomy wapieni marglistych — *W*1β oraz wapieni dolomitycznych i dolomitów cechsztynu 1 — *D*1 są szczególnie dobrze rozwinięte w facji węglanowo-siarczanowej. W facji tej oba wymienione poziomy litostratygraficzne dają się łatwo wydzielać i paralelizować nawet na dość dużych przestrzeniach. F. Kölbel (1958 a) w basenie łużyckim poziom *W*1β nazywa marglami dolomitycznymi, poziom *D*1 zaś — dolomitem cechsztyńskim. Na Łużycach dolomit cechsztyński osiąga miąższość ponad 45 m, natomiast na obszarze monokliny przedsudeckiej dolomit cechsztynu 1 — *D*1 ma około 20 m miąższości. Oba te poziomy są bardzo silnie zredukowane w facji siarczanowo-salinarnej (fig. 5, *Z*1). W takim przypadku wydziela się tylko jeden poziom wapieni, nazywając go wapieniem cechsztyńskim.

Wyższe poziomy litologiczne (siarczanowo-solne) serii Werra z obszaru Turyngii nie mają swoich odpowiedników w cechsztynie kaczawskim. Siarczany i sole najstarsze prawdopodobnie nie zostały tu w ogóle osadzone, ponieważ w tym czasie na obszarze północno-zachodnich Sudetów nastąpiła regresja morska i zaznaczyła

się częściowa denudacja uprzednio powstałych wapieni dolomitycznych — *D*1. Natomiast na obszarze monokliny przedsudeckiej oraz na Łużycach dolomity cechsztynu 1 — *D*1 ku stropowi stopniowo przechodzą w grubą serię anhydrytową — *A*1. Tę ostatnią można by paralelizować z anhydrytami serii Werra (fig. 6).

Cyklotem *Z*2 — odpowiednik serii stassfurckiej w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej rozpoczyna się piaskowcami cechsztyńskimi dolnymi — *P*2, które A. Tokarski (1958) uważa za odpowiednik stratygraficzny niemieckiego *Hauptdolomit*. Powyżej piaskowców cechsztyńskich dolnych leżą iłołupki pstre dolne — *Ł*2, wykształcone podobnie jak brunatnoczerwone iły solne w okolicy Werra. Z iłołupków, szczególnie z ich części stropowej, znane są ławice dolomitów cechsztynu 2 — *D*2, które można uważać za odpowiednik niemieckiego dolomitu głównego. Niestety dolomity te występują tylko we wschodniej części niecki północnosudeckiej. W centralnej części niecki iłołupki pstre dolne — *Ł*2 przykryte są bezpośrednio serią anhydrytowo-gipsową — *A*2.

Inne następstwo warstw cechsztynu 2 występuje na obszarze monokliny przedsudeckiej i w basenie łużyckim oraz w porównywanych profilach z Turyngii (fig. 4). Na pierwszych dwóch obszarach cechsztyn *Z*2 rozpoczyna się dolomitem głównym, który w okolicy Sprembergu ma 22,2 m miąższości, w okolicy Sieroszowic około 6 m, a dalej w kierunku Wrocławia wyklinowuje się zupełnie. Dolomit główny ku stropowi przechodzi w drugą serię anhydrytową — *A*2, na Łużycach nazywaną anhydrytami serii stassfurckiej, na obszarze monokliny anhydrytami cechsztynu 2 — *A*2. W głębszych częściach basenu sedymentacyjnego, np. w niecce mansfeldzkiej, dolomit główny może być zastąpiony iłami bitumicznymi (*Stinkschiefer*). W tym przypadku miąższość anhydrytu (anhydryt podstawowy) jest bardzo mała, natomiast dobrze jest rozwinięta sól kamienna starsza i leżąca nad nią sól potasowa.

Porównując cechsztyn 2 obszaru niecki północnosudeckiej z analogiczną częścią profilu cechsztyńskiego wymienionych terenów można by przeprowadzić następującą korelację stratygraficzną: piaskowce cechsztyńskie dolne — *P*2 oraz iłołupki pstre dolne z dolomitem cechsztynu 2 — *D*2 należy uważać za odpowiednik facjalny dolomitu głównego okolic Sprembergu lub czarnych łupków bitumicznych niecki mansfeldzkiej. W takim przypadku paralelizacja anhydrytów cechsztynu 2 wydaje się jednoznaczna i pewna.

Spąg cechsztynu *Z*3 na wszystkich opisanych terenach wykształcony jest w postaci ciemnoszarych iłów lub iłołupków, nazywanych w Turyngii i na Łużycach iłami solnymi, a na obszarze monokliny przedsudeckiej i w niecce północnosudeckiej iłołupkami gipsowymi. Większe zróżnicowanie facjalne występuje w górnej części cechsztynu 3. Facja węglanowa, reprezentowana przez dolomit płytowy, rozwinęła się prawie na całym obszarze niecki północnosudeckiej (z wyjątkiem południowej części synkliny leszczyńskiej). W Niemczech dolomit płytowy zajmuje cały południowy obszar Turyngii oraz wschodnie obrzeżenie Reńskich Gór Łupkowych. W okolicy Werry osiąga on miąższość 30 m. Dolomit płytowy w zasięgu facji węglanowo-siarczanowej (Łużyce i monoklina przedsudecka) jest zastąpiony przez anhydryty — *A*3, natomiast w facji siarczanowo-salinarnej (niecka mansfeldzka) przez anhydryty i sole (fig. 5 — *Z*3).

Pełny cykl sedymentacji cechsztynu *Z*4 występuje jedynie w centralnych częściach cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego, gdzie rozwinęła się facja salinarna. W tym przypadku cyklotem *Z*4 rozpoczyna się czerwonymi iłami solnymi (niecka mansfeldzka), które można by porównywać z iłołupkami czerwonobrunatnymi monokliny oraz pstrymi iłołupkami górnymi niecki północnosudeckiej. Piaskowce cechsztyńskie górne — *P*4 występują tylko w facji terygeniczno-węglanowej. Iły pstre górne — *Ł*4 w okolicach Werry noszą nazwę iłów górnych, w basenie łużyckim zaś — iłów cechsztyńskich.

Z powodu nie zawsze pełnego wykształcenia cyklotemu Aller w Niemczech, przez dłuższy czas utrzymywał się podział cechsztynu tylko na 3 serie (Richter-Bernburg 1941—1942, 1951, 1955 b). Do cyklotemu Leine włączano dawniej dzisiejszy cyklotem Aller.

Oczywiście podział stratygraficzny dokonany na podstawie litologii nie może być całkowicie wolny od zastrzeżeń. Z dotychczasowych prac oraz badań wynika, że osady cechsztyńskie są zmienne facjalnie. W związku z tym następstwo warstw oraz cechy charakterystyczne poziomów przewodnich facji sublitoralnej oraz płytko- i głębokonerytycznej ulegają zmianie. Prześledzenie tych zmian nie zawsze jest łatwe. Dlatego korelacja poziomów litostratygraficznych jest przeprowadzona prawie wyłącznie na podstawie podobieństwa osadów widocznego makroskopowo, nie zawsze jest jednak wystarczająco udokumentowana.

Wydaje się, że pewne dane o stopniu dokładności tej korelacji, wobec braku kryteriów paleontologicznych, można by uzyskać ze szczegółowych badań petrograficznych klastycznych osadów cechsztyńskich. Również konieczne jest dokładne opracowanie biostratygrafii w oparciu o badania mikropaleontologiczne.

ROZWÓJ PALEOGEOGRAFICZNY CECHSZTYNU NIECKI PÓŁNOCNOSUDECKIEJ

W literaturze niemieckiej i polskiej panuje pogląd, że obszar niecki północnosudeckiej w okresie cechsztyńskim stanowił zatokę środkowoeuropejskiego morza śródlądowego. Moje obserwacje potwierdzają pogląd O. Eisentrauta (1939), że morze cechsztyńskie wkroczyło szybko na płaski teren pustyni czerwonego spągowca, jaki przedstawiała prawdopodobnie niecka północnosudecka. Choć dzisiaj jest dość trudno odtworzyć dokładny zasięg linii brzegowej ówczesnego morza, to z dotychczasowych badań geologicznych formacji cechsztyńskiej północno-zachodnich Sudetów niedwuznacznie wynika, że południowy brzeg zalewu morskiego przebiegał w niewielkiej odległości od południowych wychodni tej formacji. Nie ulega wątpliwości, że linia brzegu morza cechsztyńskiego na odcinku sudeckim ulegała dość dużym zmianom.

Według H. Scupina (1931), który pierwszy podjął próbę rekonstrukcji paleogeograficznej cechsztynu kaczawskiego, morze cechsztyńskie na teren północno-zachodnich Sudetów wkroczyło z obszaru środkowych Niemiec. Zdaniem H. Scupina transgresja ta na początku cechsztynu objęła obszar położony na północ od Zgorzelca i na południe od Nowogrodźca, w okolicy zaś Lwówka i Świerzawy brzeg zalewu morskiego przebiegał po północnej stronie tych miejscowości. Od strony wschodniej ówczesne morze było ograniczone przez wypiętrzony fragment górotworu kaledońskiego. Linia brzegowa na tym terenie przebiegała tuż po wschodniej stronie Złotoryi, przedłużając się nieco ku północy. W cechsztynie środkowym brzeg południowy przesunął się w kierunku lądu. Przebiegał wówczas wzdłuż linii ciągnącej się na południe od Zgorzelca, przez Lubań, Lwówek, Świerzawę i dalej w kierunku Jawora. Na początku górnego cechsztynu zaznacza się ogólna regresja morska. Ponowna, trzecia transgresja następuje w środkowej części cechsztynu górnego — jest to okres powstania dolomitów płytowych.

Nieco inaczej paleogeografię tego obszaru odtwarzał O. Eisentraut (1939). Autor ten dysponował już dość bogatymi materiałami z głębokich wierceń, na podstawie których przeprowadził analizę warunków facjalnych środowiska sedymentacyjnego. Umożliwiło mu to w rezultacie wykreślenie mapy facjalnej cechsztynu dolnośląskiego. Na mapie tej Eisentraut wyróżnił 3 zasadnicze obszary facjalne cechsztynu: 1. cechsztyn facji kontynentalnej (*Kontinentalfazies*), 2. cechsztyn facji brzeżnej (*Randfazies*) i 3. cechsztyn facji morskiej (*Marinerfazies*). Według tego schematu granica między osadami facji lądowej i przybrzeżnej jest zarazem linią brzegu morskiego. W ujęciu O. Eisentrauta obszar niecki północnosudeckiej stanowiłby dość dużą zatokę morską o kierunku SE—NW, która od południa i południowego wschodu była ograniczona kaledonidami Gór Kaczawskich, od północy zaś i północnego wschodu przedsudeckim blokiem krystalicznym. Połączenie cechsztynu kaczawskiego z cechsztynem okolicy Wrocławia O. Eisentraut prowadzi przez okolice Jawora i Środy Śląskiej. Zatem blok krystaliczny przedsudecki w cechsztynie byłby przybrzeżnym obszarem morskiego basenu sedymentacyjnego, z tym jednak że sedymentacja morska odbywała się tu tylko w cechsztynie dolnym i środkowym. Po okresie regresji i ponownej większej transgresji — w wyższej części cechsztynu górnego — powstawał dolomit płytowy. Zdaniem O. Eisentrauta morze dolnocechsztyńskie wkroczyło na pustynną równinę czerwonego spągowca. Morze początkowo było płytkie — powstał w tym czasie wapień podstawowy i margle plamiste. Pogłębienie basenu sedymentacyjnego zaznacza się w poziomie margli miedzionośnych i ołowionośnych. W cechsztynie środkowym następuje ponowne spłycenie.

Podobny pogląd wypowiada G. Richter-Bernburg (1951). Twierdzi on, że w cechsztynie na północnym brzegu masywu czeskiego istniała duża północnosudecka zatoka morska z zatokami drugiego rzędu, oddzielona progiem Legnica — Żagań od zatoki odrzańskiej koło Wrocławia. Próg Legnica — Żagań (wał przedsudecki lub blok przedsudecki) według Richter-Bernburga miał swoisty charakter geograficzny. Był on płytko zanurzony pod wodą i spełniał rolę rygla oddzielającego nieckę północnosudecką na zachodzie od niecki odrzańskiej na wschodzie. Podobne wykształcenie facjalne i miąższości cechsztynu w okolicy Żarskiej Wsi oraz w centralnej części synkliny bolesławieckiej nasuwają Richter-Bernburgowi myśl, że w trójkącie Bolesławiec — Lubań — Lwówek rozciągał się obszar płytkowodny zbliżony do obszaru południowo-wschodniej części synkliny bolesławieckiej. Przypuszcza on, że na początku cechsztynu w południowo-wschodniej części sedymentacyjnej niecki północnosudeckiej istniały dwie oddzielne zatoki, które długością i konturami odpowiadały położeniu dzisiejszych synklin leszczyńskiej i bolesławieckiej. Ponadto podkreśla on, że okolica Iłowej była w cechsztynie płytkim przybrzeżnym obszarem, na

którym powstawały utwory facji wapnisto-piaszczystej (terygeniczno-węglanowej).

Wyniki badań J. Piątkowskiego (1955) tylko w szczegółach uzupełniają paleogeografię kaczawskiego cechsztynu. Niestety nie dysponował on materiałami z nowych wierceń, wykonanych już po 1945 r. Mimo to na uwagę zasługuje podana przez niego charakterystyka ekologiczna fauny dolnocechsztyńskiej. Twierdzi on, że fauna dolnej części cechsztynu rozwijała się etapami. Pierwszy etap jej rozwoju osiąga swe maksimum w poziomie margli plamistych. Fauna ta wymiera gwałtownie wraz z nastaniem warunków niesprzyjających życiu organicznemu, kiedy środowisko było silnie zatrute siarkowodorem (okres strącania siarczków miedzi). Uboga fauna miedzionośnej strefy kruszcowej (określenie autora) pochodzi z górnych warstw wody. Piątkowski twierdzi dalej, że *„ława produktusowa, przepełniona tymi ramienionogami, rejestruje nieznany na skalę geologiczną epizod wtargnięcia fauny ramienionogów i szybkiego masowego jej wymarcia, dzięki nawrotowi zatrucia wód morskich siarkowodorem"*. Po strąceniu się siarczków miedzi następują ponownie sprzyjające warunki dla bujnego rozwoju fauny w marglach gerwiliowych (ołowionośnych). W warstwach tych występuje najbogatszy cechsztyński zespół faunistyczny.

T. Gunia (1959) omawiając paleogeografię cechsztynu synkliny leszczyńskiej zgadza się z ogólnymi wywodami H. Scupina i O. Eisentrauta. Natomiast, jego zdaniem Richter-Bernburg ujmuje zagadnienia paleogeografii bardzo ogólnie, J. Piątkowski zaś pomija niektóre szczegóły ze względu na brak nowych danych z wierceń i kopalń. T. Gunia nie zgadza się jednak z O. Eisentrautem, że obszar synkliny leszczyńskiej przed dolnocechsztyńską transgresją był całkowicie zarównany. Opierając się na zróżnicowaniu ziarn w osadach transgresywnego cechsztynu oraz na pojawianiu się piaskowców to znów zlepieńców, twierdzi on, że teren zalewany przez morze był nierówny. Piaskowce powstawały na brzegach płaskich, zlepieńce zaś na brzegach stromych. Stwierdził on również, że po osadzeniu się wapieni podstawowych nastąpiła lokalna przerwa w sedymentacji i erozja świeżo utworzonego osadu. Zjawisko to, zdaniem T. Guni, było związane z krótkotrwałym wycofaniem morza. Obecność fauny w seriach marglistych tłumaczy on prądami zstępującymi, bogatymi w gazy atmosferyczne. Życie organiczne rozwijało się tam, gdzie prądy morskie dostarczały tlenu. Po osadzeniu się środkowego cechsztynu miało miejsce lokalne podnoszenie dna morskiego, a następnie ługowanie stropowej powierzchni wapieni. T. Gunia stwierdził również lokalną niezgodność kątową między cechsztynem środkowym i górnym. W cechsztynie górnym autor ten notuje dwie ingresje. W czasie pierwszej powstały dolomity cechsztynu 2 (*Katzbachdolomit*), natomiast dolomit płytowy powstał w wyniku drugiej ingresji o mniejszym zasięgu.

Reasumując powyższe wnioski w świetle analizy nowych bogatych materiałów oraz rewizji dotychczasowych poglądów wydaje się, że uzupełnienie obrazu paleogeograficznego cechsztynu sudeckiego i przedsudeckiego jest konieczne.

Wnioskując na podstawie szczegółowych badań facjalnych cechsztynu kaczawskiego oraz porównawczych prac wykonanych na obszarze monokliny przedsudeckiej można przyjąć, że obszar północno-zachodnich Sudetów i ich przedpola tuż przed wkroczeniem cechsztyńskiej trangresji morskiej stanowił przedgórską powierzchnię zrównania. Powierzchnia ta rozciągała się aż po okolice Wrocławia. Istniały na niej kopułowate wzniesienia zbudowane ze skał staropaleozoicznych.

Jedna z takich kopuł była przypuszczalnie położona na obszarze między Bolesławcem, Gromadką i Chocianowem. Wykonane w okolicy Bolesławca wiercenie na głębokości 473,0 m po przewierceniu margli kaczawskich (margli miedzionośnych) weszło bezpośrednio w fyllitowo-chlorytowe łupki epimetamorficzne ordowiku, podczas gdy na północnym skrzydle synkliny bolesławieckiej czerwony spągowiec ma ponad 400 m miąższości.

W dolnym cechsztynie na obszar północno-zachodnich Sudetów transgredowało morze, które szybko postępowało ku wschodowi. Południowy brzeg tego zalewu układał się w przybliżeniu równoleżnikowo, zgodnie z północnym stokiem masywu czeskiego.

Zróżnicowanie facjalne i charakter litologiczny osadów marglisto-wapnistych cechsztynu 1 w Sudetach i na obszarze monokliny przedsudeckiej wskazuje, iż obszar niecki północnosudeckiej w tym czasie nie stanowił zatoki morskiej otwartej ku północnemu zachodowi. Niemniej jednak strefy sedymentacyjne o różnej głębokości przebiegały w kierunku NW—SE. W tym czasie niecka północnosudecka była raczej głębsza niż obszar przedpola. Ograniczały ją od południa Sudety, od północy zaś być może kopuła Gromadki.

Zróżnicowany morfologicznie obszar bloku przedsudeckiego stanowiłby nieco płytszą strefę morskiego basenu sedymentacyjnego. Strefa ta zaznacza się dopiero w czasie sedymentacji wapieni dolomitycznych cechsztynu 1.

Stosunki facjalne cechsztynu kaczawskiego oraz obraz paleogeograficzny tego podokresu na obszarze Dolnego Śląska zostały przedsta-

wione na mapach facjalnych i przekrojach (fig. 1, 2, 5—7). Z map tych nie trudno zorientować się, że dotychczasowe dane o paleogeografii cechsztynu dolnośląskiego w świetle nowych badań zostały znacznie uzupełnione. Na figurach 1 i 7 przedstawiono bardzo charakterystyczny zasięg osadów terygenicznych w południowej części niecki północnosudeckiej. Na tym obszarze dolna część cechsztynu 1 rozwinięta jest w postaci zlepieńców i piaskowców z wkładkami wapieni. Skały te według O. Eisentrauta reprezentują kontynentalną fację osadów cechsztyńskich. Natomiast, jak wynika z sytuacji paleogeograficznej, rozprzestrzenienia zlepieńców, kierunku transportu materiału terygenicznego oraz obecności w nich morskiej fauny, skały te mogły powstać w środowisku częściowo kontynentalnym i częściowo morskim, jako osad stożków napływowych rozmywanych później przez fale morskie. Sugestię piedmontowego charakteru osadu potwierdzałoby również rozprzestrzenienie osadów klastycznych wyższych poziomów litostratygraficznych, takich jak wapienie dolomityczne cechsztynu 1 (facja piaszczysta) oraz piaskowce cechsztyńskie dolne (fig. 1).

W wyniku dolnocechsztyńskiej transgresji morskiej pierwsze osadziły się piaskowce i zlepieńce graniczne. Rozmieszczenie tych odmian skalnych jest nieregularne, jednak ogólnie biorąc materiał grubszy występuje bliżej brzegu. Morze cechsztyńskie na obszarze niecki północnosudeckiej początkowo było płytkie, a jego woda dobrze przewietrzana, w związku z tym powstały w facji płytkonerytycznej i sublitoralnej wapienie, częściowo organogeniczne — wapień podstawowy. Maksymalna miąższość wapieni podstawowych (7 m) występuje w południowo-zachodniej części synkliny leszczyńskiej, natomiast ku północnemu zachodowi poziom ten wyklinowuje się zupełnie.

T. Gunia twierdzi, że po osadzeniu się wapieni podstawowych nastąpiła erozja tych osadów spowodowana lokalną regresją morza. Twierdzenie to wydaje się mało prawdopodobne, ponieważ morze dolnocechsztyńskie po osadzeniu wapieni podstawowych wykazywało tendencję do pogłębiania się, a nie spłycania. Zjawisko lokalnych powierzchni erozyjnych ścinających wapień podstawowy można by tłumaczyć chwilowym obniżeniem się podstawy falowania, co spowodowało erozję podmorską. Margle kaczawskie powstały już w nieco głębszym morzu. Obszar południowo-wschodni niecki północnosudeckiej, gdzie margle kaczawskie mają w swej dolnej części czerwone plamy, stanowił przybrzeżną strefę sedymentacyjną o wodzie stosunkowo dobrze zaopatrzonej w tlen, co umożliwiało bujny rozwój fauny. Zróżnicowanie faunistyczne między cechsztynem Grodźca i cechsztynem Nowego Kościoła, tak mocno podkreślane przez H. Riedel, w świetle nowszych odkryć jest znacznie słabsze. Okazało się, że zmiany te polegają na różnym procentowym udziale poszczególnych gatunków. Warunki sprzyjające rozwojowi fauny cechsztyńskiej pierwszego etapu trwały znacznie dłużej w synklinie leszczyńskiej niż w synklinie bolesławieckiej. Przyczyną tego było późniejsze pojawienie się środowiska beztlenowego w synklinie leszczyńskiej. Natomiast fauna cechsztyńska drugiego etapu — towarzysząca wapieniom marglistym — żyła dłużej w synklinie bolesławieckiej.

Zespół faunistyczny poziomu wapieni marglistych oraz charakter osadów — w przeważającej części wapienie, w tym również wapienie oolitowe — zdaje się wskazywać na ponowne spłycenie basenu sedymentacyjnego. Spłycenie to, spowodowane podnoszeniem się dna morskiego, wpłynęło na zmianę sedymentu z wapienno-marglistego na wapienno-dolomityczny. Powstają wówczas wapienie dolomityczne cechsztynu 1. Spłycenie morza cechsztyńskiego w okresie sedymentacji wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 i równoczesne przesuwanie się linii brzegowej ku południowi można łączyć z ruchami późnowaryscyjskimi.

Nowe dane z wierceń wykonanych w okolicy Płakowic pozwoliły na przesunięcie granicy północnego zasięgu facji sublitoralnej (fig. 1 i 7). Osady tej facji określane przez O. Eisentrauta nazwą *Randfazies* rozprzestrzeniają się wzdłuż południowego brzegu synkliny lwóweckiej i leszczyńskiej. Zmieniony ich zasięg zaznaczony jest linią biegnącą od Gościszowa przez obszar położony na południe od Płakowic. W kierunku wschodnim linia ta wygina się ku południowi i południowemu wschodowi, omija okolice Nowego Kościoła i ponownie skręca ku północnemu wschodowi. Przypuszczalny jej przebieg na tym odcinku został udokumentowany nieznanym do tej pory odsłonięciem cechsztynu położonym w północnowschodniej części rowu Wlenia. Cechsztyn 1 jest tutaj rozwinięty w typowej dla synkliny leszczyńskiej facji płytkonerytycznej. Odsłonięcie to, które po raz pierwszy odkryła mgr J. Skałowa (informacja ustna), ma bardzo ważne znaczenie paleogeograficzne. Wykształcony na tym obszarze cechsztyn facji nerytycznej zdaje się świadczyć o głębszym i spokojnym środowisku sedymentacyjnym, które istniało tutaj albo w obniżeniu dna morskiego, albo w zatoce morskiej.

Brak jakiegokolwiek podobieństwa litologicznego cechsztynu 1 na obszarze monokliny

przedsudeckiej do cechsztynu facji sublitoralnej południowej części niecki północnosudeckiej świadczy, że rozprzestrzenienie obu facji jest inne, niż dotychczas przyjmowano (Eisentraut 1939, Richter-Bernburg 1951).

Wyniki nowych licznych wierceń wykonanych na obszarze monokliny przedsudeckiej wskazują, iż cały cechsztyn tego obszaru reprezentuje bardziej głębokowodną fację strefy nerytycznej niż osady cechsztynu kaczawskiego. Zatem dalszy ciąg linii zasięgu facji sublitoralnej wyznaczałyby wiercenia z okolicy Wrocławia (fig. 7). Jednak linia ta w nowym ujęciu przebiega zupełnie inaczej, niż znaczyli ją autorzy niemieccy (wokół bloku przedsudeckiego).

Bardzo interesujące są wyniki wierceń z okolic Żar, a w szczególności wiercenia w Iłowej i Kunicach Żarskich. Profil dolnej części cechsztynu w otworze w Iłowej pod względem litologicznym bardzo przypomina osady facji sublitoralnej okolicy Lwówka. Natomiast w Kunicach Żarskich utwory te są wykształcone niemal identycznie jak w centralnej części synkliny bolesławieckiej (fig. 6). Dane te oraz wykształcenie cechsztynu w okolicy Sprembergu (F. Kölbel 1958 a, 1961) świadczy o tym, że w Iłowej przebiega północna granica zasięgu facji sublitoralnej. Być może, że granica między osadami facji sublitoralnej i nerytycznej z okolicy Iłowej biegła w kierunku Zgorzelca i dalej poza dzisiejszymi wychodniami łączyła się z okolicą Gościszowa (fig. 7). Dalsze rozprzestrzenienie facji sublitoralnej w kierunku zachodnim nie jest dokładnie znane. Niemniej jednak nowe wiercenia z okolic Sprembergu dowodzą, że obszar między Zgorzelcem, Iłową i Budziszynem (*Bautzen*) w cechsztynie 1 stanowił prawdopodobnie próg morfologiczny oddzielający basen łużycki od basenu kaczawskiego. Linia zasięgu facji sublitoralnej omijałaby ten próg i na południe od Lipska (Richter-Bernburg 1951) łączyłaby się z analogiczną granicą facji sublitoralnej południowo-wschodniej Turyngii.

Na północ od linii zasięgu facji sublitoralnej rozprzestrzeniają się osady zaliczane do płytszej, a następnie do głębszej facji nerytycznej. Również i w tej strefie zaznaczają się bardzo wyraźnie zmiany facjalne. Na przykład litologiczne wykształcenie i następstwo warstw w północnej części synkliny leszczyńskiej odpowiada niemal zupełnie litologii i następstwu warstw w południowo-wschodniej części synkliny bolesławieckiej. Ku północy, w wyrobiskach górniczych oraz wierceniach można obserwować stopniowe zmiany facjalne, które polegają na zmniejszaniu się ilości wkładek wapnistych, a zwiększaniu się miąższości warstw łupkowo-marglistych. Można z tego wnioskować, że w czasie osadzania się marglistej serii cechsztynu 1 cały obszar niecki północnosudeckiej wraz z przedpolem Sudetów aż po Wrocław stanowił południową część morza cechsztyńskiego z dość zróżnicowaną morfologią dna. Wskazuje na to charakterystyczny układ izopachyt poszczególnych poziomów litostratygraficznych. Morze pogłębiało się w kierunku północnym i północno-wschodnim.

Nieco inne stosunki facjalno-paleogeograficzne istniały w czasie sedymentacji wapieni dolomitycznych i dolomitów cechsztynu 1 (dotychczasowy cechsztyn środkowy). Charakter osadów (gruboławicowe jasne wapienie dolomityczne oraz wapienie oolitowe) wskazuje, że w tym czasie nastąpiło znaczne spłycenie basenu sedymentacyjnego. Spłycenie to, związane również z transgresją morza ku południowi, zaznacza się bardzo wyraźnie na obszarze niecki północnosudeckiej. W południowej części tego obszaru między Płakowicami i Nowym Kościołem (fig. 1) wapienie dolomityczne cechsztynu 1 przechodzą w grubo- i drobnoziarniste piaskowce. Osad ten pokrył obszar w kształcie trójkąta ostrokątnego zwróconego jednym wierzchołkiem ku wschodowi (fig. 1). Na zewnątrz tego obszaru piaskowce zazębiają się z utworami ilasto-marglistymi, które przechodzą z kolei w wapienie dolomityczne silnie piaszczyste lub przeławicone wkładkami piaszczystymi. Rozprzestrzenienie wapieni piaszczystych jest znacznie większe ku zachodowi (fig. 1). Materiał terygeniczny, który pokrywa ów trójkątny obszar, wskazuje, że był on transportowany z południowego zachodu, tzn. z terenu Gór Izerskich i bloku Karkonoszy. Trójkątny obszar osadów psamitowych, otoczony utworami węglanowymi, jest przesunięty ku wschodowi w stosunku do trójkątnego obszaru pokrytego zlepieńcami zawierającymi wkładki wapieni (fig. 1).

Innym terenem, na którym zaznaczył się dowóz materiału terygenicznego do basenu morskiego, jest wschodnia część synkliny bolesławieckiej. Wapienie dolomityczne cechsztynu 1 zawierają tu wkładki piaszczyste lub w całym profilu są mocno piaszczyste (fig. 1). W tym przypadku, obecności materiału terygenicznego w wapieniach i dolomitach nie można łączyć z transportem z południa, przez synklinę leszczyńską. Wydaje się bardziej prawdopodobne, że w tym czasie wskutek ogólnego spłycenia morza doszło do wynurzenia płytszej strefy położonej gdzieś na wschód od synkliny bolesławieckiej. Wyniesione ponad podstawę falowania skały były źródłem materiału terygenicznego.

Mapa miąższości wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 wskazuje, że basen sedymentacyj-

ny pogłębiał się ku północnemu zachodowi i północy.

Na obszarze niecki północnosudeckiej ze środkowej i stropowej części wapieni dolomitycznych znane są dość silnie rozwinięte zjawiska krasowe. Poza tym stropowa powierzchnia wapieni i dolomitów jest nierówna i nosi wyraźne znamiona erozji. T. Gunia podaje nawet, że w synklinie leszczyńskiej obserwował w stropie tej serii niezgodność kątową.

Moim zdaniem dane te wskazują, że po osadzeniu się wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 nastąpiła regresja morza, która zaznaczyła się przynajmniej na obszarze południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej. Prawdopodobnie w tym czasie, przed osadzeniem się następnej serii skalnej, powstały jaskinie krasowe i powierzchnie erozyjne. Regresja nie objęła centralnej części basenu łużyckiego i monokliny przedsudeckiej. Na tych obszarach sedymentację cechsztynu 1 przedłużyło osadzanie się ewaporatów siarczanowych (anhydrytów i gipsów).

Po krótkiej przerwie niecka północnosudecka stała się powtórnie terenem sedymentacji. W tym czasie w południowo-wschodniej części niecki powstały piaskowce cechsztyńskie dolne, zazębiające się facjalnie ku północnemu zachodowi z osadami pelitycznymi. Zasięg piaskowców wzdłuż południowego brzegu zalewu cechsztyńskiego wskazuje, że transport materiału terygenicznego odbywał się z kierunku południowego. Osady pelityczne centralnej części niecki i obszaru przedsudeckiego powstały prawdopodobnie w spokojnym środowisku sedymentacyjnym.

Druga transgresja morska, znacznie mniejsza od poprzedniej, zaznaczyła się osadzeniem dolomitów cechsztynu 2 (*Katzbachdolomit*), które są odpowiednikiem dolomitu głównego. Przypuszczalny zasięg dolomitów powstałych w wyniku tej transgresji, wyznaczony na podstawie nowych wierceń, znacznie różni się od zasięgu przedstawionego przez H. Scupina (1931). Ponieważ występowanie dolomitu cechsztynu 2 jest bardzo nieregularne, wobec tego można by wnioskować, że nie wszędzie były warunki sprzyjające strącaniu się węglanów w postaci wapieni lub dolomitów. W ten sposób można by tłumaczyć soczewkowate występowanie dolomitów i obecność konkrecji wapnistych. Na figurze 1 zaznaczono maksymalny południowy zasięg dolomitu cechsztynu 2, linia zasięgu jest jednak uproszczona. W związku z transgresją i podniesieniem dna wytworzyły się nowe warunki sedymentacji, a wskutek większego dowozu materiału pelitycznego powstały iłołupki pstre dolne. Brak fauny w tych osadach można tłumaczyć dużą koncentracją soli w wodzie morskiej. Występowanie wyżej leżącej serii anhydrytowo-gipsowej w centralnej części niecki północnosudeckiej świadczy, że zachodziło tu wtedy silne parowanie wody morskiej. Na podstawie miąższości tej serii można wnioskować, że obszar niecki północnosudeckiej w dalszym ciągu stanowił część przybrzeżnej strefy środkowoeuropejskiego basenu sedymentacyjnego. W strefie tej zaznaczyło się bardzo wyraźnie oddziaływanie lądu na sedymentację morską (przeławicenia iłołupków w anhydrytach).

Strącanie chemiczne siarczanów zostało przerwane ponownym cofnięciem się morza i spłyceniem całego sudeckiego i przedsudeckiego zbiornika. Świadczy o tym obecność osadów ilastych, a w południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej, w spągu — również piaszczystych.

Trzecia, największa transgresja morska miała miejsce w poziomie dolomitów płytowych. Dolomity te występują na całym obszarze niecki północnosudeckiej. Południowy zasięg tej transgresji na obszarze kaczawskim wyznaczają odsłonięcia dolomitów płytowych w rowie Wlenia. Tutaj, bezpośrednio na drobnoziarnistych zlepieńcach kwarcowych o spoiwie wapnistym, leży szarożółty i brunatny dolomit o średniej miąższości około 10 m. Warstwy leżące wyżej utworzone są z gruboziarnistych zlepieńców z wkładkami wapieni.

W najbardziej ku południowemu wschodowi wysuniętym odsłonięciu cechsztynu w rowie Wlenia, między dolomitem płytowym w spągu i warstwami ilasto-zlepieńcowatymi w stropie, widoczna jest niezgodność kątowa. Zjawisko to obserwował również H. Scupin (1931); przypuszczał on, że jest to nasunięcie.

J. Gierwielaniec (1956) udowodnił, że występuje tu niezgodność kątowa o powierzchni nachylonej pod kątem 25—30°. Jego zdaniem powstała ona wskutek podwodnego zsuwu, a nie tektonicznego nasunięcia.

Powyższy fakt, w powiązaniu z podobnymi zjawiskami (powierzchnie erozyjne bez niezgodności kątowej) opisanymi przez J. Piątkowskiego z okolic Radłówki, mógłby świadczyć o lokalnej regresji morza spowodowanej prawdopodobnie podniesieniem się na południu podstawy erozji. W południowej części niecki północnosudeckiej powstały w tym czasie piaskowce cechsztyńskie górne, reprezentujące fację osadów litoralnych.

Występowanie dolomitu płytowego w synklinie leszczyńskiej zostało stwierdzone wierceniami. Dalszy jego zasięg ku wschodowi można by prowadzić w oparciu o odsłonięcia cechsztynu w niecce śródsudeckiej (fig. 7) w okolicy Kochanowa i Chełmska Śląskiego (Dziedzic

1961). Wprawdzie brak na to bezpośrednich dowodów, jednak moim zdaniem, profil litologiczny cechsztynu z wymienionych miejscowości wykazuje duże podobieństwo do cechsztynu południowo-wschodniej i zachodniej części rowu Wlenia. Szczególnie uderzające podobieństwo wykazują wapienie dolomityczne, które można na podstawie podobieństwa litologicznego paralelizować z dolomitem płytowym. Można zatem uważać, że obszar północnej części niecki śródsudeckiej, aż po okolicę Radkowa, w czasie sedymentacji dolomitów płytowych stanowił być może wąską zatokę otwartą ku północy.

Północny zasięg występowania dolomitu płytowego jest mniej udokumentowany niż zasięg południowy. Dolomit płytowy spotykany jest bardzo rzadko w wierceniach wykonanych na obszarze monokliny przedsudeckiej. Brak go również we wschodniej części synkliny bolesławieckiej. W wierceniu w Kunicach Żarskich ma on tylko 2,5 m miąższości, natomiast w okolicy Sprembergu brak go zupełnie, gdyż jest on tutaj zastąpiony facjalnie przez anhydryt główny.

Leżące nad dolomitem płytowym osady piaszczysto-ilaste ciągną się wzdłuż centralnej i północnej części niecki północnosudeckiej, natomiast na obszarze monokliny przedsudeckiej ponad anhydrytami cechsztynu 3 leżą tylko iłołupki brunatnoczerwone. W głębszej strefie morza cechsztyńskiego na obszarze monokliny w okolicy Wschowej iłołupki ku górze przechodzą w sól najmłodszą cechsztynu 4 (Tokarski 1958). Zakończenie sedymentacji cechsztynu dolnośląskiego nastąpiło w wyniku regresji morza w kierunku centralnej części cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego.

WNIOSKI I WYNIKI BADAŃ

Reasumując wyniki badań w świetle przedstawionego materiału dowodowego, wnioski można streścić w następujących punktach:

1. Wskutek dolnocechsztyńskiej transgresji morskiej, która posuwała się od strony Niemiec środkowych, pod wodą znalazły się obszary północnych Łużyc, prawie całe Góry Kaczawskie i prawdopodobnie cały lub znaczna część obszaru przedsudeckiego.

2. Pod koniec dolnego permu na obszarze północnej części Sudetów rozpościerała się nierówna powierzchnia nachylona lekko ku północnemu wschodowi.

3. Istnienie takiej powierzchni potwierdzają mapy facjalne wydzielonych poziomów litostratygraficznych (fig. 1 i 7), które wskazują na niejednakową głębokość dna morskiego. Płytka, przybrzeżna strefa morska w dolnej części cechsztynu 1 znajdowała się w okolicy Lwówka. Natomiast na południe i południowy zachód od Nowego Kościoła przebiegała strefa głębsza, być może zatoka, w której osadziły się utwory facji płytkonerytycznej.

4. Obszar niecki północnosudeckiej w cechsztynie 1, a także i w wyższych cyklotemach stanowił południową część morza cechsztyńskiego. Zaznaczyły się tu bardzo wyraźne wpływy pobliskiego lądu.

5. Na południe od Lwówka do morza przylegał obszar lądowy, z którego był dostarczany materiał terygeniczny. Obserwacje sedymentologiczne zdają się wskazywać, że cechsztyńskie zlepieńce z wkładkami wapieni (okolice Lwówka) były pierwotnie osadzone w formie stożków napływowych, które później zostały rozmyte przez fale morskie na stosunkowo płaskim brzegu. Zasięg zlepieńców był zapewne większy niż dziś, szczególnie w kierunku południowym i południowo-zachodnim. Wkładki wapieni wśród zlepieńców zawierające faunę morską stanowią bardzo ważny składnik tych utworów pozwalający je odróżnić od piaskowców i zlepieńców granicznych.

6. Północny i północno-wschodni kierunek transportu materiału terygenicznego jest podkreślony szczególnie dobrze zasięgiem piaskowcowo-ilastej odmiany poziomu wapieni dolomitycznych cechsztynu 1 oraz rozprzestrzenieniem dolnych piaskowców cechsztyńskich. W czasie ich sedymentacji zaznaczył się również dowóz materiału piaszczystego ze wschodu.

7. Przy szczegółowym rozpatrywaniu zmienności facjalnej cechsztynu północnosudeckiego i przedsudeckiego nie trudno stwierdzić, że charakter osadu był zależny przede wszystkim od tego, jak daleko od brzegu znajdowało się miejsce sedymentacji. Na tej podstawie można wnioskować, że przesuwając się z południa ku północy oddalamy się stopniowo od brzegu morskiego.

8. W cechsztynie dolnośląskim miąższość osadów terygenicznych wraz z węglanowymi wzrasta tam, gdzie maleje miąższość anhydrytów.

9. Dane te pozwalają wnioskować, że w cechsztynie obszar sedymentacyjny północnosudecki łączył się ku północy i północnemu zachodowi z główną częścią morza cechsztyńskiego. Niemniej jednak przebieg zasięgu oraz izopachyt niektórych poziomów litostratygraficz-

nych, np. wapienia podstawowego i anhydrytów, wskazuje na istnienie płytszej strefy sedymentacyjnej położonej na północny wschód od dzisiejszych wychodni cechsztynu w synklinie bolesławieckiej.

10. Kierunki zmienności facjalnej oraz miąższości nie potwierdzają przypuszczenia G. Richter-Bernburga (1951), że w czasie osadzania się cechsztynu synklina bolesławiecka i leszczyńska stanowiły dwie odrębne zatoki rozdzielone półwyspem. Zdaniem autora są to po prostu synkliny powstałe wskutek późniejszych ruchów tektonicznych. Dlatego bardziej uzasadnione jest używanie terminu *synklina* niż *niecka*.

11. W niecce północnosudeckiej w cechsztynie zaznaczyły się dwie lokalne luki sydementacyjne: pierwsza po osadzeniu się wapieni dolomitycznych cechsztynu 1, druga po powstaniu dolomitu płytowego.

12. Dużą zmienność facjalną cechsztynu oraz istnienie powierzchni erozyjnych na wapieniach można by łączyć przede wszystkim z warunkami klimatycznymi na sąsiednim obszarze lądowym oraz ruchami dna morskiego i powstałą w ich wyniku oscylacją linii brzegowej.

13. Wykształcenie cechsztynu na obszarze niecki północnosudeckiej przypomina bardzo wyraźnie profile tej formacji w środkowych Niemczech, a także profile cechsztynu okolic Wrocławia.

14. Cechami, które upodobniają cechsztyn wymienionych regionów, są przede wszystkim podobne wykształcenie litologiczne, charakterystyczne następstwo warstw oraz podobieństwo zespołów faunistycznych w facji terygeniczno-węglanowej i węglanowo-siarczanowej. Ponadto prawie całkowicie brak jest fauny w utworach cechsztyńskich rozwiniętych w facji siarczanowej i siarczanowo-salinarnej. Fauna cechsztyńska środkowych Niemiec i Dolnego Śląska jest uboga w gatunki, a bogata w osobniki długo żyjące. Z tego względu jej stratygraficzna wartość jest niewielka.

15. Cechsztyn monokliny przedsudeckiej na odcinku od Wrocławia aż po okolicę Klępinki koło Żar reprezentuje głębszą strefę facji nerytycznej niż cechsztyn północnej części synkliny bolesławieckiej. Wykształceniem oraz miąższościami poszczególnych poziomów cechsztyn monokliny odpowiada cechsztynowi środkowych Łużyc okolic Sprembergu.

16. Na wszystkich wymienionych obszarach, podobnie jak i w salinarnej strefie facjalnej, widać charakterystyczną czterokrotną cykliczność sedymentacji osadów cechsztyńskich.

17. W strefach bardziej oddalonych od brzegu ilość materiału terygenicznego jest mniejsza, natomiast chemogeniczne ogniwa cyklotemów są pełniejsze.

18. Prócz wyraźnych 4 cyklotemów w cechsztynie zaznaczają się ponadto mikrocykle, które są szczególnie dobrze widoczne w osadach wapnisto-marglisto-ilastych oraz anhydrytowych. Drobna laminacja osadów cechsztyńskich spowodowana jest zapewne jakimiś sezonowymi zmianami sedymentacji.

19. W stosunku do dotychczas stosowanego podziału cechsztynu dolnośląskiego można postawić następujące zarzuty:

A. W stosunku do podziału całego cechsztynu:

— Brak jest podstaw paleontologicznych i litologicznych od wydzielania dolnego i środkowego cechsztynu. Litologicznie bardziej uzasadniony byłby podział cechsztynu na piętro dolne i górne.

— W dotychczasowym podziale bardzo często był popełniany błąd korelacyjny — niemiecki cechsztyn dolny paralelizowano z cechsztynem dolnym Sudetów, środkowy ze środkowym, a górny z górnym. Okazuje się jednak, że jest inaczej. W Sudetach cechsztyn środkowy (*Hangender Hauptkalk*) odpowiada niemieckiemu wapieniowi cechsztyńskiemu (*Zechsteinkalk*), który w Niemczech w starym podziale był uważany za górną część cechsztynu dolnego, natomiast niemiecki dolomit główny (*Hauptdolomit*), zaliczany tam do środkowego cechsztynu, w Sudetach odpowiadałby dolnej części cechsztynu górnego.

— Wielka jest dysproporcja miąższości przy trzypiętrowym podziale cechsztynu. Wzajemny stosunek miąższości cechsztynu dolnego, środkowego i górnego w Sudetach ma się jak 1 : 2 : 6. Dla cechsztynu monokliny przedsudeckiej stosunek ten byłby jeszcze większy, mianowicie 1 : 2 : 23.

B. W stosunku do podziału cechsztynu dolnego można wysunąć następujące zarzuty:

— Niesłuszne jest wydzielanie poziomu margli plamistych, gdyż czerwone plamy bardzo często występują w warstwach wyżej leżących, zaliczanych już do poziomu margli miedzionośnych. Czerwone plamy często zanikają zupełnie, a charakter petrograficzny skały pozostaje taki sam. Zagadnienie genezy czerwonych plam nie jest dotychczas dostatecznie wyjaśnione, jednak obserwacje geologiczne wskazują, że pewna ich część powstała później.

— Nazywanie margli plamistych warstwami małżowymi lub produktusowymi jest niesłuszne, ponieważ skamieniałości te często występują masowo również w innych poziomach, a w niektórych warstwach margli plamistych jest ich bardzo mało. To samo można powiedzieć o marglach gerwiliowych.

— Wydzielanie poziomów margli miedzionośnych i ołowionośnych nie ma również uzasadnienia, na podstawie bowiem analiz che-

micznych stwierdzono, że okruszcowanie związkami miedzi w niecce północnosudeckiej występuje począwszy od spągu wapienia podstawowego aż po margle ołowionośne włącznie. Natomiast siarczki Pb i Zn pojawiają się już w marglach miedzionośnych i przechodzą przez właściwe margle ołowionośne aż do górnej części cechsztynu środkowego.

Na podstawie paralelizacji poziomów przewodnich, takich jak ławica produktusowa i warstwy wapienia przewodniego, można stwierdzić, że najwyższa procentowa koncentracja siarczków miedzi w różnych częściach basenu cechsztyńskiego występuje nie tylko w obrębie jednego poziomu litostratygraficznego (w marglach lub łupkach miedzionośnych), lecz przebiega skośnie do uławicenia. Najwyżej stratygraficznie występuje w południowej i południowo-wschodniej części niecki północnosudeckiej. Natomiast najniższe jej położenie stwierdzono na obszarze monokliny przedsudeckiej. Tu okruszcowana jest również stropowa część piaskowców granicznych.

20. Na podstawie własnych badań i rewizji dotychczasowych poglądów na stratygrafię cechsztynu kaczawskiego autor proponuje dla tej formacji nowy podział dokonany na podstawie litologii w oparciu o cykle sedymentacyjne. Ponadto przedstawiony został szczegółowy podział cechsztynu monokliny przedsudeckiej, będący niejako uzupełnieniem podziału cechsztynu niżowego na cztery cyklotemy podanego przez A. Tokarskiego (1958).

21. Na podstawie przeprowadzonych badań porównawczych w niecce północnosudeckiej, na obszarze monokliny oraz na podstawie własnych obserwacji dokonanych w lecie 1961 r. w Turyngii i w Saksonii autor przeprowadza korelację litostratygraficzną poszczególnych poziomów cechsztynu na tych obszarach.

Katedra Geologii Stratygraficznej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, w grudniu 1961 r.

LITERATURA

BANAŚ M., 1961 — Srebro w złożach miedzi Dolnego Śląska. (Silver in the Lower — Silesian coper deposit). Rudy i Met. nieżel., 4/61. Katowice.

BERG G., 1919 — Über die Mikrostruktural einiger Kupferschiefererze. Z. prakt. Geol. H. 5. Halle.

BERGER F., 1933 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. Breslau.

BERGER F., 1937 — Beiträge zur saxsonischen Entwicklungsgeschichte. Neues Jb. Miner. Beil.-Bd. B. 77. Stuttgart.

BIELAWSKI J., 1961 — Okruszcowanie dolnocechsztyńskiego złoża miedzi w niecce grodzieckiej. (Mineralisation of the Lower—Zechstein copper deposit in Grodziec Basin). Rudy i Met. nieżel., 2/61. Katowice.

DEANS T., 1950 — The Kupferschiefer and the associated lead-zinc mineralization in the Permian of Silesia, Germany and England. Intern. geol. Congr. Rep. VII. sect. F. London.

DECHEN H., 1938 — Das Flötzgebirge am nördl. Abfall des Riesengebirges. Karstens Arch. Miner. Paläont. B. 11.

DZIEDZIC K., 1961 — Utwory dolnopermskie w niecce Śródsudeckiej. (Lower Permian of the Intra Sudetic Basin). Studia Geol. Pol., t. 6. Warszawa.

EISENTRAUT O., 1938 — Die schlesische Kupferprovinz. Metall. u. Erz. B. 35. Halle.

EISENTRAUT O., 1939 — Der niederschlesische Zechstein und seine Kupfergestätte. Arch. Lagerst.-Forsch., B. 7. Berlin.

EISENUTH K., KAUTSCH E., 1954 — Handbuch für den Kupferschiefer-Bergbau. Leipzig.

FULDA E., 1935 — Zechstein. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschland. Berlin.

GEINITZ H. B. 1861 — Die Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Z. Dtsch. Geol. Ges., XIII. B., Berlin.

GIERWIELANIEC J., 1956 — Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. III. Biul. Inst. Geol. 106. Warszawa.

GLOCKER E., 1857 — Geognostische Beschreibung der preussischen Oberlausitz. Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz, B. 8. XXII. Görlitz.

GROCHOLSKI A., MILEWICZ J., 1958 — Uskok Warta — Osiecznica (Dolny Śląsk). Warta—Osiecznica fault (Lower Silesia). Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. VI, Biul. Inst. Geol. 129. Warszawa.

GRÜNEKALD M., 1851 — Über die Vorsteinerungen des schlessischen Zechsteingebirge. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 3. Berlin.

GUNIA T., 1958 — Cechsztyn niecki mansfeldzkiej. Zechstein in the Mansfeld Basin (Germany). Prz. geol. 10. Warszawa.

GUNIA T., 1959 — Cechsztyn synkliny leszczyńskiej. The Zeichstein of Leszczyna Syncline. Archiwum Wydz. Nauk. Przyr. Uniw. Wrocł. Wrocław.

GUNIA T., 1960 — Historia odkrycia rud miedzi na obszarze monokliny przedsudeckiej. The discovery of copper ores in the region of the pre-Sudetic monocline. Rudy i Met. nieżel., 2. Katowice.

GÜRICH G., 1890 — Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau.

JUNG W., 1958 — Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bericht der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. Geologie, Jg. 7, B. 24. Berlin.

JUROSZEK C., 1956 — Zdjęcie geologiczne północnowschodniej części niecki leszczyńskiej z uwzględnieniem tektoniki oraz intruzji bazaltowych kopalni „*Lena*". Geological map of northwest part of the Leszczyna Syncline with concider attan-

tion of tectonics and bazalts intrusions „Lena" mine. Arch. Kat. Geol. Strat Uniw. Wrocł. Wrocław.
KŁAPCIŃSKI J., 1959 a — Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. The Triassic northeast of the Fore-Sudetic Swell. Roczn. Pol. Tow. Geol., (Ann. Soc. Geol. Pol.), t. XXVIII, z. 4. Kraków.
KŁAPCIŃSKI J., 1959 b — Granica między cechsztynem a pstrym piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. Seperation of the Zechstein from the Bunter in the area of foresudetic monocline. Kwart. geol., t. 3. Warszawa.
KONSTANTYNOWICZ E., 1957 — Geneza złóż miedzi niecki zewnętrzno-sudeckiej. The origin of the copper ore deposits in the external-Sudetic distriet. Rudy i Met. nieżel. 2. Katowice.
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. Katowice.
KONSTANTYNOWICZ E., 1960 a — Uwagi na temat złóż rud miedzi niecki zewnętrznosudeckiej. Remarks on the copper ore deposits in the north-Sudetic basin. Rudy i Met. nieżel. 1. Katowice.
KONSTANTYNOWICZ E., 1960 b — Budowa tektoniczna niecki grodzieckiej i złotoryjskiej. Geological structure of the Grodziec and Złotoryja synclines. Rudy i Met. nieżel. 6. Katowice.
KÖLBEL F., 1958 a — Das Prätertiär der Struktur von Mulkwitz bei Spremberg nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruches. Geologie, Jg. 7, H. 3—6. Berlin.
KÖLBEL F., 1958 b — Zur stratigraphie und Erzführung des Zechstein 1 (Werra—Serie) in Südbrandenburg und in der subsudetischen Zone. Z. angew. Geol., B. 4, H. 11. Berlin.
KÖLBEL F., 1961 — Die Entwicklung des Zechsteins in Südbrandenburg. Z. angew. Geol. B. 7, H. 2. Berlin.
KRASOŃ J., 1961 — The deep cave in the NW Sudeten Mountains. Die Höle Z. Karst — Hölenk., H. 2/3, Jahrg. 12. Wien.
KRASOŃ J., 1962 — Cykle sydementacyjne w cechsztynie dolnośląskim. Sedimentary cycles in the Zechstein of the Lower Silesia area. Prz. geol. 5. Warszawa.
KÜHN B., ZIMMERMANN E. I., 1918 a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen., Lief. 202., Bl. Gröditzberg. Berlin.
KÜHN B., ZIMMERMANN E. I., 1918 b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen., Lief 202. Bl. Schönau a. Katzbach. Berlin.
KÜHN B., ZIMMERMANN E. I., 1919 — Erläuterungen zur Geologischen Karten von Preussen., Lief. 202. Bl. Lähn. Berlin.
LANGENHAN A., 1899 — Über einige Zechsteinversteinerungen aus Schlesien. Jber. Schles. Ges. Vaterl., II. Abt. Naturwiss. Breslau.
LISIAKIEWICZ S., 1959 a — Жильные проявления в медном месторождении типа Мансфельда в северносудетской мульде. Изв. Выш. Учебн. Завед. Геол. и Разв. 1. Москва.
LISIAKIEWICZ S., 1959 b — W sprawie genezy złóż miedzi w niecce północno-sudeckiej. Problem of origin of the copper deposits in the north-sudetic basin. Prz. geol. 3. Warszawa.
MILEWICZ J., 1958 — Wapienie cechsztyńskie w powiecie lwóweckim. Zechstein limestones of Lwówek district (Sudeten). Prz. geol., 8/9. Warszawa.
NEUHAUS A., 1937 — Über den Kupferschliefer im Zeichstein der Goldberger Mulde (Schlesien) Fortschr. Miner. B. 21, Berlin.
NEUHAUS A., 1939 — Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und der Gröditzer Mulde in Schlesien. Z. angew. Miner. 2/3. Berlin.
NOETLING F., 1880 — Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 32. Berlin.
PARACHONIAK W., 1961 — Wybrany profil cechsztynu z rejonu monokliny przedsudeckiej. The chosen profile of the Zechstein from the Region of the pre-Sudetic monocline. Zeszyty naukowe A.G.H. w Krakowie. Geologia, z. 4. Kraków.
PAWŁOWSKA K., 1961 — Atlas geologiczny Polski, zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Geological Atlas of Poland; Stratigraphic and facial problems. Z. 7 — Perm. Warszawa.
PIĄTKOWSKI J., 1955 — Stosunki facjalne w cechsztynie niecki północno-sudeckiej. Facial relation in the Zechstein on the north-Sudetic Basin. Arch. Kat. Geol. Strat. Uniw. Wrocł., Wrocław—Gdańsk.
POBORSKI J., PROCHADZKA K., WALA A., 1956 — Sole potasowo-magnezowe w złożach Inowrocławia i Wapna. Potasium-magnesium salts in Inowrocław and Wapno. Acta geol. pol., 6. Warszawa.
POBORSKI J., 1960 — Cechsztyńskie zagłębie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. Central-European Salt Basin in Poland. Pr. Inst. Geol., t. XXX. Warszawa.
RIEDEL H., 1917 — Die Fossilführung des Zechstein in Niederschlesien. Dissertation. Halle.
RICHTER-BERNBURG G., 1941—1942 — Zur fergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland Z. Kali, verwandte Salze und Erdöl 11 u. 12. Halle.
RICHTER-BERNBURG G., 1951 — Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins. I. Waldeck, II. Nordsudeten. Geol. Jber. 65. Hannover.
RICHTER-BERNBURG G., 1955 a — Über salinare Sedimentation. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 105. Hannover.
RICHTER-BERNBURG G., 1955 b — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 105. Hannover.
ROTH H., 1955 — Ausbildung und Lagerungsformen des Kaliflözes „Hessen" im Fuldagebiet. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 105. Hannover.
SCHNEIDERHÄHN H., 1944 — Erzlagerstätten. Jena.
SCHÜLLER A., 1958 — Die Metallisation im Kupferschiefer und Dolomit des Unteren Zechstein in den Bohrungen Spremberg 13E/57 und 3/54. Geologie, Jg. 7, H. 3—6. Berlin.
SCUPIN H., 1902 — Die Gliederung der Schichten in der Goldberger Mulde. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 54. Berlin.
SCUPIN H., 1916 — Die erdgeschitliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges. S. B. Preuss. Akad. Wiss. 35. Berlin.
SCUPIN H., 1918 — Die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein in Mittel und Ostdeutschland. Z. Naturwiss. 86. Halle.
SCUPIN H., 1930 — Die Entstehung der Kupferlagerstätten im niederschlesischen Zechstein. Z. prakt. Geol. 38. Berlin.
SCUPIN H., 1931 — Die nordsudetische Dyas. Eine stratigraphisch-paläogeographische Untersuchung. Fortschr. Geol. Paläont. 27. Berlin.
SCUPIN H., 1933 — Der Buntsandstein der Nordsudeten. Z. Dtsch. Geol. Ges., B. 85. Berlin.
SCUPIN H., 1936 — Die Plattendolomitstufe des schlesien Oberzechstein in Rotsandsteinfazies. Zbl. Miner. B. Stuttgart.

SKARBEK K., 1952 — Studium stratygraficzne dolnego cechsztynu w okolicy Nowego Kościoła. The stratigraphical studies of the Lower Zechstein in the area Nowy Kościół. Archiwum Kat. Geol. Stratygr. Uniw. Wrocł. Wrocław.

TEISSEYRE H., OBERC J., SMULIKOWSKI K., 1957 — Regionalna geologia Polski, t. 3. Sudety. Pol. Tow. Geol. Kraków.

TOKARSKI A., 1958 — Poszukiwawcze zadanie wiercenia Mogilna 1. Mogilno 1 — exploratory drilling problem. Nafta, 1. Kraków.

TOKARSKI A., 1959 a — Penetracja wiertnicza cechsztynu wyżu Czaplinka. Prospecting boring of the Zechstein in the gravimetric positive anomaly of Czaplinek (NW Poland). Acta geol. pol., vol. IX, nr 1. Warszawa.

TOKARSKI A., 1959 b — Chojnicki profil cechsztynu. The profile of Zechstein at Chojnice. Rocz. Pol-Tow. Geol. t. XXIX, z. 2. Kraków.

WYŻYKOWSKI J., JÓRCZAK J., 1957 — Dolnocechsztyńskie łupki miedzionośne. Lower Zechstein cupriferous shales. Prz. geol. 1. Warszawa.

WYŻYKOWSKI J., 1958 — Poszukiwania miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Research of copper ores in the fore — sudetic zone. Prz. geol. 1. Warszawa.

WYŻYKOWSKI J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. Remarks on the geological structure of north-western part of fore-Sudetic Block and its environment. Prz. geol. 4. Warszawa.

ZIMMERMANN E., KUHN B., 1919 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preuss., Lief. 202. Bl. Goldberg. Berlin.

ZIMMERMANN E., 1936 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preuss., Bl. Goldberg und Schönau., Lief. 292. 2 Aufl. Berlin.

ZWIERZYCKI J., 1947 — Zagadnienie soli potasowych w Polsce. The problem of potassium salts in Poland. Prz. górn. 3. Katowice.

ZWIERZYCKI J., 1951 — Sole potasowe na północ od Wrocławia. The potassium salts on the north of Wrocław. Księga Pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Jan KRASOŃ

STRATIGRAPHIC DIVISION OF NORTH-SUDETIC ZECHSTEIN IN THE LIGHT OF FACIAL INVESTIGATIONS

Summary

Abstract: A lithological description is given of the north-sudetic and fore-sudetic Zechstein series, based on rich material from boreholes and the writer's field observations. On this evidence an analysis is made of the facial-palaeogeographical conditions of the Upper Permian formations, and the tentative stratigraphic divisions of the Lower Silesian Zechstein, thus far attempted, are discussed. Four incomplete sedimentary cycles may be differentiated in the Lower Silesian Zechstein. A detailed stratigraphic division of the Zechstein will be more reliably based on lithology than on any of the faunal remains available. Clay- and limestone-dolomite series, the stratigraphic succession of beds and, subordinately, the Zechstein fauna, consitute the best correlation markers for the distinguished litho-stratigraphic zones. Against the opinion of earlier authors who stated that the Zechstein north-sudetic syncline constituted a bay opening to the NW, the present writer attempts to demonstrate that during the Upper Permian, this area, together with the so called fore-sudetic block, was the southern littoral part of the Zechstein sea. During the Zechstein this sea transgreded three times from the fore-sudetic area towards the south.

INTRODUCTION AND HISTORY OF INVESTIGATIONS

The subject of this work are stratigrapho-palaeogeographic problems of the north sudetic Zechstein, considered in the light of facial investigations.

The industrial exploitation of the mineral resources of the Zechstein series has since long an provided impetus to intensify the geological investigations of these series. They are being undertaken in many different areas and by a number of various institutions. The Institute of Geology of the Wrocław Uniwersity has for some years continued these investigations. Under this programme the writer is making an attempt to work out a new stratigraphic concept of the north-sudetic Zechstein, and to correlate this series with the Zechstein series of the fore-sudetic monocline, Thuringia and the central part of the Lusetian basin. His work is based on borehole material as well as on his own field observations. This new division of the Zechstein was greatly needed since that in use today which divides the Zechstein into three stages — lower, middle and upper — has proved unsatisfactory.

During his investigations the writer was able to conlude that, within the north-sudetic basin as well as within the fore-sudetic monocline, Zechstein deposits display regular cyclic sedimentation. Each cyclothem begins with clastic deposits — represented by sandstones or shales — and it ends with evaporites such as carbonates or sulphates. Since this arrangement repeats four-times, the division of the Zechstein into four cyclothems is fully justified. Four sedimentary cyclothems have, similarly, been distinguished in the German Zechstein by Richter-Bernburg (1955 b) and in that of the Polish Lowlands by Tokarski (1958, 1959), Poborski (1960).

The stratigraphy of the north-sudetic Zechstein has been studied for over a century. H. Dechen (1838) referred to the Zechstein only the limestone-marl beds, while H. Scupin (1902) included into it nearly all the series at present

assigned to this formation. Indeed, this subject has been treated by numerous geologists. The most outstanding works are those of H. Scupin (1916, 1931), H. Riedel (1917) and O. Eisentraut (1939), from the pre-war period, and those of G. Richter-Bernburg (1951), J. Piątkowski (1955) and T. Gunia (1959) from the post-war period. All the afore mentioned geologists, Richter-Bernburg excepted, divide the north-sudetic Zechstein into three stages: lower, middle and upper. These subdivisions are not based on perfectly sound evidence, since the fossil remains recorded from the stages just mentioned are not reliable stratigraphic markers. This division also disregards the lithological facial differentiation of the Lower Silesian Zechstein. The only attempt to divide the Zechstein on a different conception is that by Richter-Bernburg. This author distinguished three sedimentary cycles, i. e. the lower or Werra cyclothem, the middle or Stassfurt cyclothem and the upper, Lower Saxonian cyclothem. Although this division concept is more justifiable it is not always consequentially followed. According to Richter-Bernburg, e. g. the Stassfurt series ends with clastic deposits, while the overlying dolomites already commence the Lower Saxonian series. Such a facial „leap", however, can hardly be understood, since below the platy dolomite, topwards, the sandy-clay beds grade through clays to clay limestones and dolomites. The top of the dolomite horizon is, indeed, quite distinct, and often — in the SE part of the north-sudetic syncline — surfaces of erosion occur.

Although geological drilling in the Zechstein beds of the fore-sudetic monocline has continued for a number of years, literature on its structural problems is rather meagre. Some very valuable though scarce data have been published by J. Wyżykowski (1957, 1958, 1961) on the copperbearing Zechstein beds in this monocline. A preliminary report on cyclic sedimentation in the Lower Silesian Zechstein has been made by the writer (1962).

NAMES AND SYMBOLS FOR THE NEW DIVISION OF THE ZECHSTEIN

Similarly as G. Richter-Bernburg (1955 b) in the case of the German Zechstein, A. Tokarski (1958, 1959 a, 1959 b) and J. Poborski (1960) divide the Polish Zechstein, excluding the Sudetes, into 4 cyclothems, retaining the German names and symbols.

In view, however, of the individual features of deposits of the Kaczawa Zechstein and the absolute need for a new detailed division, the introduction of Polish names for cyclothems distinguished in the Lower Silesian Zechstein is here proposed. It is suggested that the new names for the particular cyclothems of the Lower Silesian Zechstein be taken from geographic names in the north-sudetic syncline. Chart 2 contains a list of the proposed Polish names and symbols for the cyclothems and lithostratigraphic horizons which have been distinguished.

LITHO-STRATIGRAPHY OF THE LOWER SILESIAN ZECHSTEIN

Nearly throughout this region the Zechstein begins with sandstones and boundary conglomerates — *P*1, which in the bottom grade into the Rotliegendes. In the top, however, these beds pass into the so called basal limestones — *W*1α, which developed in the shallower zone of the neritic facies — fig. 1 (south-eastern part of the north-sudetic syncline). In areas that are deeper and farther from the sea shore (north-western part of the north-sudetic basin and of the fore-sudetic monocline) marly shales — Ł1 or black shales (called copperbearing) rest on boundary sandstone.

Detailed lithostratigraphic studies have shown that the basal limestone is overlaid by a series of dark-grey and black rocks. Lithologically this series consists of alternating shales, marls and limestones. Throughout this series there is an abundance of macro- and microfossils, also some plant remains. Microfauna is present throughout the so called Kaczawa marls, it is more common in the shale-marl beds, while remains of pelecypods, brachiopods and bryozoans are most abundant in the bottom of the Kaczawa marls. Distinct lithological and faunal affinities are displayed by rocks from various parts of the syncline. Nevertheless there are noticeable facial differences. Moreover, the variability of this series is in the first place expressed by changes in the per cent content of the various rock types, and their colouration. Briefly it may be stated that on the whole the per cent content of limestone intercalations approximately equals that in the so called spotted marls and copperbearing marls, while in the north-western and northern

direction it changes, decreasing in the amount and thickness of limestone intercalations. The colour of the sediments varies rather regularly. In the south-eastern part of the syncline this series is lighter, while towards the north-west and north it grows darker, and even quite black. The distribution of the „red spots" is somewhat different.

It might be stressed that owing to the poor stratigraphic value of the Zechstein fauna, the local red colouration of the sediments was used by Eisentraut as basis for the differentiation of the so called „Fleckenmargel" horizon within the Lower Zechstein. The presence of copper sulfides within the overlying series served as differentation criterion of the so called copperbearing marls. Analogously, on the presence of lead he introduced the name of „leadbearing marls".

The red colouration of the sediment varies in the different parts of the north-sudetic syncline. In its south-eastern part it is due to red iron concretions, while to the north-west the red spots parallel the bedding (in the Grodziec area). In the Konrad mine it was found that quite often the red spots disappear completely, though the petrographic character of the rock does not change. In this case the mineralisation is shifted towards the bottom (diagonally to the bedding) down to the basal limestone.

On the above remarks it may reasonably be concluded that the division of the Zechstein, now in use, into stratigraphic horizons of spotted, copperbearing and leadbearing marls, is far too conventional, and cannot be retained in the light of recent investigations. Hence, it seems that a lithological division, based in the first place on the petrographic character of rocks, will be more convincing.

Observations made in mines and boreholes, as well as geochemical analyses, have shown that in the profile mineralisation by sulfides, particularly those of copper, lead, zinc and silver, follows certain orebearing zones. The copperbearing zone is commonly the lowermost, it is followed by the leadbearing and the zincbearing zones, respectively. The stratigraphic position of these zones varies greatly. In the Lower Silesian Zechstein mineralisation occurs beginning with the top layers of the boundary sandstones, including the so called dolomite limestones-Zechstein 1 (formerly middle Zechstein). The new name now suggested by the writer for the whole limestone-marl--shale series of Zechstein 1 in the north-sudetic syncline (Kaczawa cyclothem) is the Zechstein orebearing series — *Z1* kr.

The upper boundary of the Kaczawa marl horizon described above, may, after Eisentraut, be traced in the bottom of the so called „index limestone"; in case it is absent, in the bottom of the first light-grey limestone layers with thin marl interbeddings. Beginning here distinct changes occur in the profile of Zechstein deposits nearly throughout Lower Silesia. The dark-grey marls, or the marly shales, grade distinctly into limestones with thin marl interbeddings, hence it is proposed to call them marly limestones — *W1β* — replacing the old name of leadbearing marls.

In the north-sudetic syncline of Zechstein 1, the Kaczawa cyclothem ends with the afore mentioned dolomite-limestones of Zechstein — *D1*, while sedimentation is continued on the fore-sudetic monocline. The result thereof is the formation of a thick anhydrite series of Zechstein 1 — *A1* (fig. 5), and farther northwest also that of salt (Tokarski 1958).

Zechstein 2 — the Bolesławiec cyclothem — within the terrigenous carbonate facies (the north-sudetic syncline) begins with clastic sediments, the so called lower Zechstein sandstones of Zechstein — *P2*, or with clays. Within the sulfide-saline facies (Fore-Sudetes area), at the base of Zechstein 2, frequently there occur only limestones or dolomites — *D2*, which are an equivalent of the so called main dolomite (so far known as „Katzbachdolomit"). In the neritic facies, more distant from the shore, the top part of Zechstein 2 is developed as anhydrites and gypsum; this is already the second anhydrite — *A2* horizon on the fore--sudetic monocline.

According to the writer the so called middle grey shales (gypsum clays) — *Ł3* — see chart *2* — which occur in the top the Zechstein 2 — *A2* anhydrites, as well as the dolomites sporadically present in the southern part of the Leszczyna syncline, both already belong to the Zechstein 3, i. e. to the Lwówek cyclothem. Towards the top the dark-grey shales grade into dolomite limestone and dolomites, the so called platy dolomites — *D3*. According to Richter-Bernburg, 1951, this horizon doubtless corresponds to the German „Plattendolomit", which has been assigned by that author to the Leine cyclothem. Within the deeper parts of the Zechstein sedimentary basin (fore--sudetic monocline) the platy dolomites have been replaced by the Zechstein 3 — *A3* anhydrites — an equivalent of the so called main anhydrite.

Zechstein 4 — the Leszczyna cyclothem — is that with the most incomplete facial development. In the Leszczyna syncline and in the north-eastern part of the Bolesławiec syncline, platy dolomites are directly overlain by a sandy-clayey — *P4* series, — in the Wleń graben by a series of conglomerates. The deposits here

are red-coloured and they have a parallel or diagonal bedding. The grain diameter decreases to the top and north. Pelitic sediments only are represented on the fore-sudetic monocline, though according to A. Tokarski, 1958, the occurrence of the youngest salt deposits has also been determined by electrical logging in the borehole Wschowa 1 at Wygnańczyce. The arkose sandstones, with distinct diagonal and cross bedding, present in the top of this series, are referable already to the Buntsandstein.

To supplement the above description of the lithostratigraphic characteristics of the Kaczawa and sub-sudetic Zechstein series it might be added that Zechstein profiles with 4 distinct sedimentary cyclothems have been discovered in the Żary region and in the vicinity of Wrocław (fig. 6).

A comparison of the Zechstein lithostratigraphy of the north-sudetic syncline with that of the Zechstein in adjacent territories and in Thuringia is obviously interesting. Though the Zechstein fauna, in view of its small specific variability and wide vertical distribution, is not a reliable stratigraphic marker, a detailed stratigraphic division may be determined on the so called index lithological horizons. Naturally, the Zechstein fauna cannot be completely discarded. It may possess a certain significance based on the maximum frequency of fossils in definite beds, e. g. the Productus layer. On the lithological sequence of beds and on the presence of *Productus horridus* Sow., which is the most common fossil connected with the same layer, it may be inferred that the copper-bearing shales of Thuringia correspond to the so called Kaczawa marls of the north-sudetic Zechstein. Partly it also corresponds even to the basal limestones of the Leszczyna syncline, while the 20 cm. thick Productus layer occurs here in the bottom of the Kaczawa marls. Moreover, on the analogies of Zechstein profiles from the Gera region with those from the north-sudetic syncline, it is evident that in the Kaczawa Zechstein the marl limestones and dolomite limestones of Zechstein 1 (middle Zechstein of the old division) correspond to the Thuringian Zechsteinkalk.

PALAEOGEOGRAPHY

Before commencing a brief palaeogeographic description of the area under consideration it is necessary to state the opinion prevalent in German and until now also in the Polish literature that during the Zechstein the north-sudetic basin was a gulf of the mediterranean sea of Central Europe. G. Richter-Bernburg (1951) even postulates the existence during the Zechstein of a large north-sudetic gulf on the northern margin of the Bohemian massif. He supposes that this gulf embraced the smaller bays of Leszczyna and Grodziec and that it was separated from the Odra gulf near Wrocław by the Legnica—Żagań step.

Detailed facial investigations of the Kaczawa Zechstein and comparative studies in the fore-sudetic monocline reasonably suggest that, directly before the Zechstein transgression, the north-western Sudetes area and its foreland — as far as Wrocław — were a desert peneplain with isolated domed elevations. The facial differentation of the marl-limestone deposits of Zechstein 1 in the Sudetes and on the monocline indicate that the north-sudetic basin did not then exist as a gulf open to the north-west (fig. 1 and 7). Shallower and deeper zones of sedimentation, however, have a SE—NW direction. Hence, during the Zechstein, the present north-sudetic syncline might have been a sedimentary area somewhat more depressed than its margins. In the south this area was limited by the Sudetes, in the north possibly by the domed (submarine) elevation lying north-east of Bolesławiec.

Data yielded by numerous new boreholes in the fore-sudetic monocline indicate that all the Zechstein strata within this region represent a deeper neritic zone than the Kaczawa Zechstein. When tracing the profile of this formation from the south to the north of this basin it will be noted that the passage of the Kaczawa Zechstein into the Zechstein of the monocline is very gradual (fig. 5).

The facial conditions of the Kaczawa Zechstein and a palaeogeographic description of this formation are presented in maps and profiles (figs. 1—5 and 7). From these maps it is evident that in the light of recent investigations the paleogeographic picture of the Lower Silesian Zechstein calls for importan modifications. Beginning with the oldest Zechstein deposits, the following are those most necessary.

Figure 1 shows the range of conglomerates and sandstones intercalated by limestones in the Lwówek region. The colour of these conglomerates is red-brown, often grey-brown, the bedding very indistinct. The size of pebbles va-

ries, sandy material dominates. The conglomerates are not compact and are cemented by a calcareous matrix. The limestones mentioned are strongly sandy and occur as lenses or extremely irregular beds. The greatest known thickness (30 m.) in this series is reached in the vicinity of Mojesz (fig. 2). The characteristic feature of the conglomerates here described is the occurrence within the calcareous intercalations of a marine fauna, i al. *Libea hausmanni* Goldf., *Lima permiana* King, and *Acanthocladia anceps* Schloth.

The common opinion so far prevalent in the literature (i. al. O. Eisentraut 1939, J. Piątkowski 1955) postulated that conglomerates intercalated by limestones, best exposed in the vicinity of Lwówek, are a continental equivalent of the Zechstein boundary conglomerate.

The writer's investigations show that, as an equivalent of the marly-calcareous series of Zechstein 1, the „sandy conglomerates intercalated by limestones" from the vicinity of Lwówek represent a littoral environment — since they occur as fans outwashed by sea waves.

New boreholes drilled in the region of Płakowice, and data obtained during investigation of the Wleń graben, call for rather important modifications in the course of the boundary between the sublittoral facies (in the south) and the shallow-neritic facies (in the north) — fig. 1 and 6.

It should be mentioned that the Zechstein strata, discovered in the north-eastern part of the Wleń graben, are developed in the same shallow-neritic facies as in the vicinity of Nowy Kościół. This reasonably indicates that the bay of Nowy Kościół (Scupin 1931) stretched rather far southwards (fig. 7).

The farther westward course of the northern extent of the sub-littoral facies has been traced by analysing borehole data from the vicinity of Iłowa, Żary and Spremberg (Kölbel 1958, 1961) while the eastward sector of this line is determined on the base of borehole material from the vicinity of Wrocław.

The writer's investigations confirm the supposition that, directly after the lower Zechstein marine transgression, the sedimentary basin was deepened. The Kaczawa marls were then deposited, while the lithological character of the overlying marly limestones and dolomite limestones of Zechstein 1 supposedly suggest a shallowing of the sea. This shallowing probably resulted from an upheaval of the sea floor, contemporaneous with a southward sea transgression.

The extent of the facial varieties of dolomite limestones of Zechstein 1, shown in fig. 2, indicate the transport directions of terrigenous material in this horizon.

A rather large admixture of clastic material characterises the limestones and dolomites in the north-eastern part of the Bolesławiec syncline. On evidence obtained from boreholes this material could not have been brought from the South.

Hence, it might be supposed that the general shallowing of the Zechstein sedimentary basin caused the upheaval above the wave base (not necessarily above the water level) of certain domed structures which occurred at that time within the Fore-Sudetes area. The elevated parts, eroded by water were the source-area of clastic material for the deposition of sandy material and sandy beds that intercalated the limestone — dolomite series. Neither psammites nor pelites occur in the profile of the Zechstein in the fore-sudetic monocline.

It is noteworthy that within the south-eastern part of the north-sudetic syncline, the Zechstein 1 — Zechstein 2 boundary is indicated as a conspicuously rough erosion surface. All the pits in the strongly karsted limestone surface are filled in with sandstones and red-brown clays. In borehole Kunice Żarskie fig. 6 a 7.2 m. thick bed of medium-grained quartz conglomerate, containing limestone pebbles from the so called middle Zechstein, rests on the dolomite-limestones — *D*1.

Moreover, karst forms are strongly developed in the top part of dolomite limestones of Zechstein 1. Large caves have been discovered at about 350 m. below the ground in result of mining operations.

The break in sedimentation in Zechstein 1, associated with the denudation of previously formed limestones and dolomites — *D*1, is not observable within the fore-sudetic monocline. Here the regression of the lower Zechstein sea did not take place, but the evaporation of sea water continued. This led to the formation of a thick sulphate series (anhydrites of Zechstein 1) which is facially interlocked with the saline series north of Polkowice (fig. 5 and 7).

After a short interval the north-sudetic basin was again subjected to sedimentary processes. At that time were formed the so called lower Zechstein sandstones — *P2*, which interlocked to the north with the pelitic deposits of the *Ł2* horizon. The wide distribution of sandstones — *P2*, their thickness and granulation, indicate that the material of which they are made had, likewise, been brought from the south. The deepening of the sedimentary basin in the *P2* sandstone horizon occurred successively. In results thereof the lower variegated shales of Ł2 were formed in a calm sedimentary environment.

The second sea transgression, considerably smaller than the first, is represented by the deposition of the so called Zechstein *D*2 dolomites (the German Katzbachdolomit). In the division of the German Zechstein, the *D*2 dolomites may be correlated with the so called main dolomite (German Hauptdolomit). The southern (maximum) range of Zechstein 2 dolomites is shown in fig. 1 and 7. It is interesting to note that, within the north-sudetic syncline, these dolomites occur most commonly as large lenses or as beds of varying thickness. On the fore-sudetic monocline, however, the *D*2 dolomites occur as a regular lithological horizon. Their thickness increases to the north and north-west and attains over 50 m. in the Nowa Sól and Lubin areas.

The fact that in the central part of the north-sudetic basin the anhydrite-gypsum — *A*2 series overlies the Zechstein 2 dolomites indicates intense evaporation of sea water. The process of evaporation did not terminate here, since the upper links (salts of sodium and of potassium-magnesium) of the chemical cyclothem were deposited only in that part of the Zechstein sedimentary basin farther away from the shore (Tokarski 1958, 1959 a, 1959 b). In the Kaczawa Zechstein the middle variegated shales (gypsum clays) or the sandstones — *P*3 are the facial equivalent of the older salt beds.

The fourth and most important sea transgression occurred in the platy dolomite — *D*3 horizon. These dolomites occur regularly throughout the north-sudetic basin. The southernmost boundary of this transgression is indicated by exposures of dolomites — *D3* in the Wleń graben and in the vicinity of Chełmsko Śląskie (fig. 7). Here the dolomite beds rest directly on coarse-grained conglomerates with limestone intercalations. The top surface of platy dolomites is uneven and bears distinct traces of lateritic weathering. Moreover, various karst forms are strongly developed throughout the dolomite series.

Within the Fore-Sudetic region and the Lusatian basin platy dolomites interlock laterally with anhydrites of Zechstein 3 — *A*3 (fig. 5 and 7). According to the German nomenclature these anhydrites are called Hauptanhydrit.

The littoral facies of the uppermost Zechstein is represented by the upper Zechstein sandstones — *P*4. Towards the top and north these sandstones grade into red-brown shales — *Ł*4.

The sedimentation of the Lower Silesian Zechstein finally terminated after the sea had regressed in the direction of the mediterranean basin of Central Europe.

CONCLUSIONS

The following conclusions may be drawn in summing up the results of investigations. The petrographic character of deposits and the list of faunal fossils indicate that by the end of the Lower Permian the North-Western Sudetes area and the Fore-Sudetes region were a peneplained surface. It was an area morphologically differentiated and inclined to the north-east, which had been invaded by the Zechstein sea. The marine transgression took place rather rapidly; it caused first the formation of sandy-conglomeratic sediments, followed by that of marly-calcareous material. The distribution and thickness of clastic deposits (fig. 2 and 7) indicate that during Zechstein 1 the north-sudetic basin was an open southern part of the Zechstein sea. Terrigenous material (from the Caledonides and Sudetic Variscides) was carried into the sea. The development of the Zechstein on the fore-sudetic monocline in a carbonate-sulphate facies, in which clastic deposits — pelites only — played a very small role, indicate that the so called Fore-Sudetic block was at that time under water and not being eroded. On the other hand, the isopachytes of some lithostratigraphic horizons (basal limestone, anhydrites of Zechstein 2 et caetera) reasonably suggest a somewhat greater subsidence of the present north-sudetic syncline than that of the area adjacent to it on the north-east. New data do not confirm the suppositions of Richter-Bernburg (1951) that during the Zechstein the synclines of Bolesławiec (Grodziec) and Leszczyna were two separate bays. In the writer's opinion they are simply synclines which had been formed owing to later tectonic movements. During the sedimentation of the north-sudetic Zechstein two local sedimentary lacunae occurred: one after the deposition of the dolomite limestones of Zechstein 1, the other after that of platy dolomite.

Between Wrocław and Żary the Zechstein of the fore-sudetic monocline represents a deeper facial zone than that of the Zechstein in the northern part of the Bolesławiec syncline. In development and in thickness of the particular horizons the Zechstein of the monocline corresponds to the Zechstein of central Lusatia — i. e. the Spremberg area.

The characteristic fourfold cyclicity of sedimentation of the Zechstein deposits in seen throughout all the afore mentioned areas as well as in the deeper saline facial zone. Moreover, minor, symmetric cycles of sedimentation occur within limestone-marl-clay deposits and in the anhydrite series.

In this connection the writer proposes a new division of the Lower Silesian Zechstein, which would be consequentionally lithological and based on the sedimentary cycles.

It has also been determined by the writer that mineralisation by sulfides of Cu, Pb, and Zn is arranged in the profile into certain orebearing zones. These, however, run obliquely to the bedding, hence it is suggested that the whole limestone-marl-shale series be called the Zechstein orebearing series. The thickness of the lowermost copperbearing zone decreases with the deepening of the facies. The per cent metal content increases in the same direction, while the maximum intensity of mineralisation is shifted to the bottom (on the fore-sudetic monocline the boundary sandstones are also mineralized). Contrary to the views of Richter-Bernburg (1951) the present writer postulates that mineralisation in the Lower Silesian Zechstein depends very stricly on the palaeogeographic conditions that prevailed during the period of its formation.

Dept. of Stratigraphic Geology
Wrocław University
Wrocław, December 1961

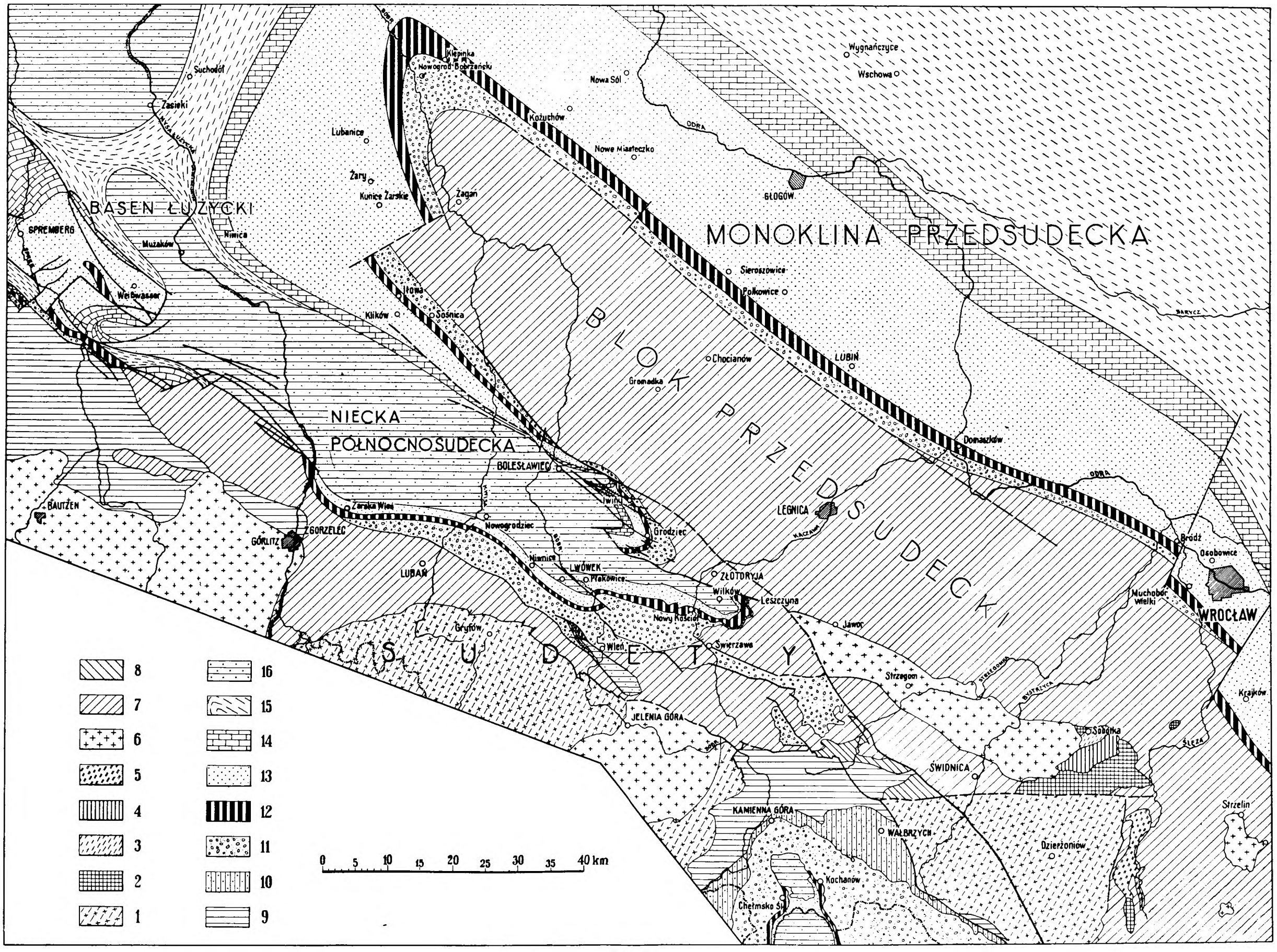


Fig. 3

Mapa geologiczna odkryta północnych Sudetów i ich przedpola, ze szczególnym uwzględnieniem wychodni cechsztynu według T. Guni, J. Kłapcińskiego, H. Teisseyre'a, J. Wyżykowskiego i J. Krasonia

1 — granity, gnejsy i łupki krystaliczne, *2* — serpentynity, *3* — amfibolity, *4* — gabra, *5* — sjenity strefy Niemczy, *6* — granity, *7* — starszy paleozoik (kambr, ordowik, sylur) łącznie ze skałami krystalicznymi przedpola Sudetów, *8* — górny dewon, *9* — dolny karbon, *10* — górny karbon, *11* — czerwony spągowiec, *12* — cechsztyn, *13* — pstry piaskowiec, *14* — wapień muszlowy, *15* — kajper, *16* — górna kreda

Geologic map (without the Tertiary) of Northern Sudetes Mts. and their forefield. Zechstein outcrops are indicated with particular care. After T. Gunia, J. Kłapciński, H. Teisseyre, J. Wyżykowski and J. Krasoń

1 — granites, gneisses and crystalline schists, *2* — serpentinites, *3* — amphibolites, *4* — gabbro, *5* — syenites of Niemcza zone, *6* — granites, *7* — older Palaeozoic (Cambrian, Ordovician, Silurian), including the crystalline rocks of the Sudetes forefield, *8* — Upper Devonian, *9* — Lower Carboniferous, *10* — Upper Carboniferous, *11* — Rotliegendes, *12* — Zechstein, *13* — Buntsandstein, *14* — Muschelkalk, *15* — Keuper, *16* — Upper Cretaceous

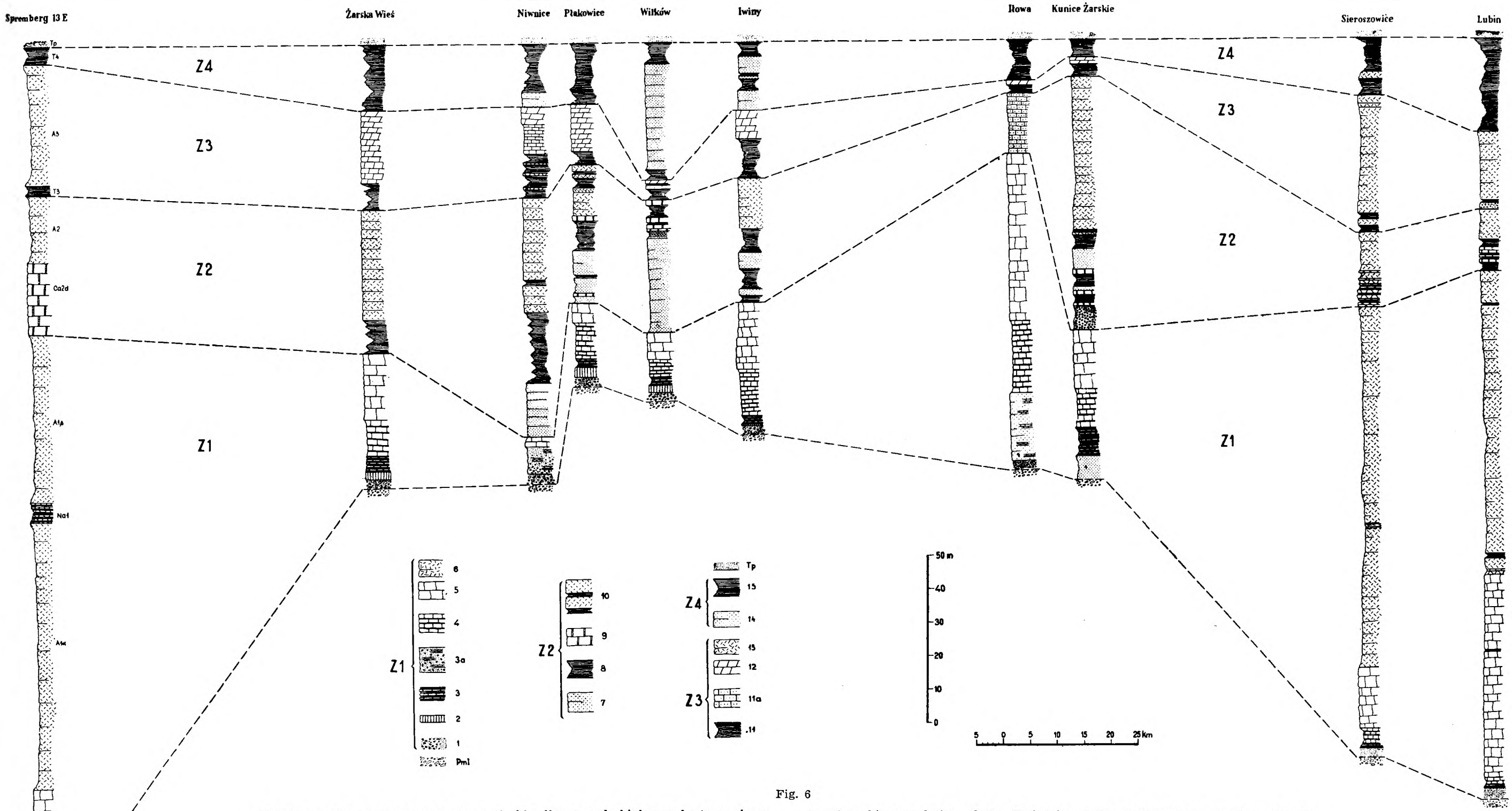


Fig. 6

Korelacja stratygraficzna cechsztynu niecki północnosudeckiej z cechsztynu obszarów sąsiednich

PmI — czerwony spągowiec; Z1—Z4 — cechsztyn; *Z1* — *cyklotem kaczawski*: *1* — piaskowce i zlepieńce graniczne, *2* — wapień podstawowy, *3* — margle kaczawskie, *3a* — zlepieńce i piaskowce z wkładkami wapieni, *4* — wapienie margliste, *5* — wapienie dolomityczne cechsztynu 1, *6* — anhydryty cechsztynu 1; *Z2* — *cyklotem bolesławiecki*: *7* — piaskowce cechsztyńskie dolne, *8* — iłołupki pstre dolne, *9* — dolomity cechsztynu 2 (odpowiednik dolomitu głównego), *10* — anhydryty cechsztynu 2 z wkładkami szarych iłołupków; *Z3* — *cyklotem lwówecki*: *11* — iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe, *11a* — margle piaszczyste, *12* — dolomit płytowy, *13* — anhydryty cechsztynu 3; *Z4* — *cyklotem leszczyński*: *14* — piaskowce cechsztyńskie górne, *15* — iłołupki pstre górne; *Tp* — pstry piaskowiec

Ro — czerwony spągowiec; *Z1* — *seria Werra*: *T1* — łupki marglisto-dolomityczne, bitumiczne, odpowiednik margli miedzionośnych z niecki północnosudeckiej, *Ca1* — dolomit cechsztyński, odpowiednik wapienia głównego z niecki północnosudeckiej, *A1α* — anhydryt dolny, *Na1* — brekcja anhydrytowa, *A1β* — anhydryt górny; *Z2* — *seria Stassfurt*: *Ca2d* — dolomit górny, *A2* — anhydryt serii Stassfurt; *Z3* — *seria Leine*; *T3* — szare iły solne, *A3* — anhydryt główny; *Z4* — *seria Aller*: *T4* — iły cechsztyńskie: *Tp* — pstry piaskowiec: (lokalizacja profilów por. fig. 7)

Stratigraphic correlation of the Zechstein of the north-sudetic syncline with the Zechstein of adjacent areas

PmI — Rotliegendes; Z1—Z4 — Zechstein: *Z1* — *Kaczawa cyclothem*; *1* — sandstones and boundary conglomerates, *2* — basal limestone, *3* — Kaczawa marls, *3a* — conglomerates and sandstones intercalated by limestones, *4* — marly limestones, *5* — Zechstein 1 dolomite limestones, *6* — Zechstein 1 anhydrites; *Z2* — *Bolesławiec cyclothem*: *7* — lower Zechstein sandstones, *8* — lower variegated shales, *9* — Zechstein 2 dolomites (equivalent of main dolomite), *10* — Zechstein 2 anhydrites intercalated by grey shales; *Z3* — *Lwówek cyclothem*: *11* — middle variegated shales (gypsum clays), *11a* — sandy marls, *12* — platy dolomite, *13* — Zechstein 3 anhydrites; *Z4* — *Leszczyna cyclothem*: *14* — upper Zechstein sandstones; *15* — upper variegated shales; *Tp* — Bundsandstein

Ro — Rotliegendes: *Z1* — *Werra series*: *T1* — marl-dolomite-shales, bituminous, the equivalent of copperbearing marls from the north-sudetic syncline, *Ca1* — Zechstein dolomite, equivalent of main limestone of the north-Sudetic syncline, *A1α* — lower anhydrite, *Na1* — anhydrite breccia, *A1β* — upper anhydrite; *Z2* — *Stassfurt series*: *Ca2d* — upper dolomite, *A2* — anhydrite of the Stassfurt series: *Z3* — *Leine series*: *T3* — grey salt clays, *A3* — main anhydrite, *Z4* — *Aller series*: *T4* — Zechstein clays; *Tp* — Bundsandstein; (localisation of profiles on the fig. 7)

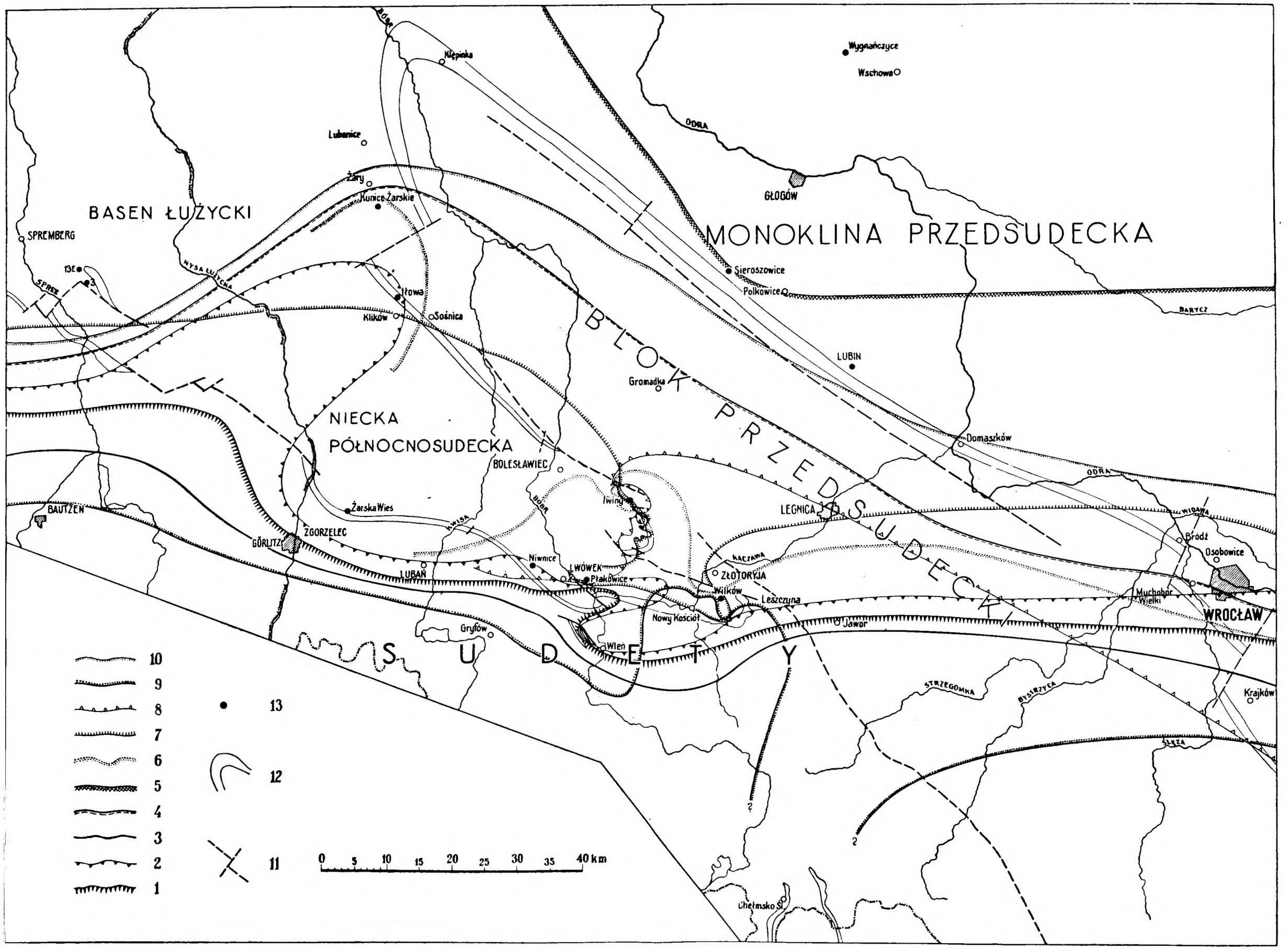


Fig. 7

Mapa zasięgów facjalnych cechsztynu północnosudeckiego i przedsudeckiego

1 — przypuszczalny zasięg morza podczas sedymentacji margli kaczawskich, *2* — granica między facją sublitoralną i nerytyczną cechsztynu 1, *3* — przypuszczalny maksymalny zasięg ku południowi morza w poziomie wapieni dolomitycznych cechsztynu 1, *4* — przypuszczalny zasięg ku północy facji terygeniczno-węglanowej w cechsztynie 1, *5* — przypuszczalny południowy zasięg niepełnej facji salinarnej, *6* — północny zasięg piaskowców cechsztyńskich dolnych, *7* — południowy — maksymalny zasięg dolomitu cechsztyńskiego 2 (odpowiednik dolomitu głównego), *8* — południowy i południowo-wschodni zasięg serii anhydrytowo-gipsowej cechsztynu 2, *9* — przypuszczalny maksymalny zasięg ku południowi transgresji morskiej w poziomie dolomitu płytowego (cechsztyn 3), *10* — przypuszczalny północny zasięg dolomitu płytowego, jednocześnie południowy zasięg anhydrytów cechsztynu 3, *11* — uskoki, *12* — wychodnie cechsztynu, *13* — profile na fig. 6

Map showing facial ranges of the Zechstein in the North Sudetes and the Fore-Sudetes

1 — hypothetical extent of sea during sedimentation of Kaczawa maris, *2* — boundary of the sublittoral and neritic facies of Zechstein 1, *3* — hypothetical (maximum) southern range of the sea in the Zechstein 1 dolomite limestone horizon, *4* — hypothetical northern range of the terrigenic-carbonate facies in Zechstein 1, *5* — hypothetical southern range of the „incomplete" saline facies, *6* — northern range of lower Zechstein sandstones, *7* — southern (maximum) range of Zechstein 2 dolomite (equivalent of main dolomite), *8* — southern and south-eastern range of the Zechstein 2 anhydrite-gypsum series, *9* — hypothetical maximum southern range of marine transgression in the Zechstein 3 platy dolomite horizon, *10* — hypothetical northern range of platy dolomite, at the same time the southern range of Zechstein 3 anhydrites, *11* — faults, *12* — outcrops of Zechstein, *13* — profiles on the fig. 6

Tabela 1

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY CECHSZTYNU NIECKI PÓŁNOCNOSUDECKIEJ — Stratigraphic division of the Zechstein in the north-sudetic syncline

H. Riedel 1917 / H. Scupin 1931

Stratygrafia	H. Riedel 1917: Obszar południowo-wschodni okolice Nowego Kościoła	H. Riedel 1917: Obszar północny okolice Grodźca	H. Scupin 1931	H. Scupin 1931: Obszar Kaczawy — okolice Nowego Kościoła	H. Scupin 1931: Obszar północny okolice Grodźca
CECHSZTYN GÓRNY	górny piaskowiec cechsztyński	górny piaskowiec cechsztyński	Zo_3	górny piaskowiec cechsztyński z dolomitem kaczawskim	piaskowiec cechsztyński
CECHSZTYN GÓRNY	dolomit płytowy	?	Zo_2	dolomit płytowy ze *Schizodus rotundatus*	?
CECHSZTYN GÓRNY	dolny piaskowiec cechsztyński	(przeważnie zakryty)	Zo_1	dolny piaskowiec cechsztyński	(przeważnie zakryty)
CECHSZTYN ŚRODKOWY	10 m — wapienie dolomityczne i iły	wapienie dolomityczne	Zm	wapienie dolomityczne z iłami	wapienie dolomityczne
CECHSZTYN DOLNY	4 m — warstwy gerwiliowe	5 m ciemnoszare wapienie i szarożółte łupki margliste	Zu	warstwy gerwiliowe	wapień i margiel
CECHSZTYN DOLNY	3 m — margle miedzionośne i wapienie	1,5 m ławica produktusowa		margle miedzionośne	ciemne łupki otwornicowe z miedzią
CECHSZTYN DOLNY	2 m — warstwy małżowe			margle małżowe	spąg nieznany
CECHSZTYN DOLNY	4,5 m — wapień podstawowy	ciemne margle z otwornicami i nalotami miedzi		wapień podstawowy	
CECHSZTYN DOLNY	1 m — zlepieniec cechsztyński			dolny zlepieniec graniczny	

O. Eisentraut 1939

	Facja kontynentalna	Facja brzeżna	Facja płytkowodna	Facja głębokowodna: część SE	Facja głębokowodna: część NW
czerwone iły Zo_2 z dolomitem płytowym (δ_2) lub dolomitem kaczawskim (δ_1)	czerwone iły i piaskowce			12 m czerwone iły z przeławiceniami piaskowców i wapieni dolomitycznych	
		0—10 m dolomit płytowy lub dolomit kaczawski		10 m dolomit płytowy lub dolomit kaczawski	
	czerwone iły z przeławiceniami wapienno-dolomitycznymi (z iłami septariowymi) i wkładkami piaszczystymi			10 m czerwone iły z przeławiceniami wapienno-dolomitycznymi	
iły gipsowe $Zo_{1\gamma}$				ciemnoczerwonoszare iły z warstwami ziarnistego lub włóknistego gipsu	8 m ciemnoczerwone iły z soczewkami i warstwami anhydrytu i gipsu; 7 m anhydryt; 10 m ciemnoczerwonoszare iły z soczewkami wapieni i dolomitów oraz warstwami anhydrytu i włóknistego gipsu
piaskowiec cechsztyński Zo_{1s}	piaskowiec cechsztyński 35—40 m — jasnoczerwone, miejscami szare, wapniste piaskowce z ławicami czerwonych iłów			czerwone wapniste piaskowce z warstwami czerwonych iłów i przeławiceniami wapieni dolomitycznych	4 m czerwone iły piaszczyste z warstwami wapieni dolomitycznych; 15 m jasnoczerwone wapniste piaskowce, przeławicane iłami; 4 m szare i czerwone iły z soczewkami i ławicami wapieni
stropowy wapień główny Zm	wapień, w najwyższej części dolomit	gruboławicowe wapienie dolomityczne	8,5 m szare gruboławicowe wapienie dolomityczne, w najniższej części ołowionośne	28 m jasne wapienie z blendą cynkową i ołowiową, często ze stylolitami w środkowej części z warstwami oolitowymi	
margle ołowionośne Zu_5	wapnisty zlepieniec graniczny	szare płytowe wapienie z szarymi iłami i czerwonożółtymi piaskowcami ilastymi bez łupków marglistych i miedzionośnych	2,9 m margle wapniste — ołowionośne $w : m^* = 2 : 1$	12 m margle wapniste ołowionośne $w : m^* = 1,5 : 1$ do $1 : 1$	
margle miedzionośne Zu_4			2,8—3 m margle wapniste — miedzionośne 8 warstewek margli, 7 warstewek wapienia $w : m^* = 2 : 1$ do $0,75 : 1$	1,6 m margle wapniste miedzionośne 7 warstewek margli 6 warstewek wapienia $w : m^* = 1,8 : 1$	2,25 m margle miedzionośne $w : m^* = 0,02 : 1$
margle plamiste Zu_3			2,8 m margle wapniste z czerwonymi plamami	2,1 m margle wapniste z czerwonymi plamami	0,8 m margle wapniste z czerwonymi plamami
wapień podstawowy Zu_2			3,5 m jasnoczerwonoszare wapienie z iłami bitumicznymi	0,7 m jasne czerwonoszare wapienie bitumiczne	0,25 m jasne czerwonoszare wapienie bitumiczne
zlepieniec graniczny Zu_1			wapnisty zlepieniec graniczny		

G. Richter — Bemburg 1951

seria dolnosaksońska	iły górne
	dolomit płytowy
seria stassfurcka	iły pstre, miejscami z gipsem lub anhydrytem
	iły pstre miejscami z piaskowcami cechsztyńskimi
seria Werra	wapień główny (Zm_k)
	warstwy gerwiliowe lub ołowionośne (Zu_5)
	margle miedzionośne (Zu_4)
	margle plamiste (Zu_3)
	wapień podstawowy (Zu_2)
	zlepieniec graniczny (Zu_1)

J. Krasoń 1964

Nazwy cyklotemów	Nazwy poziomów litostratygraficznych	Symbole	Facja eulitoralna i sublitoralna S części niecki północnosudeckiej	Facja nerytyczna SE części niecki północnosudeckiej	Facja nerytyczna centralnej i NW części niecki północnosudeckiej	Nazwy poziomów litostratygraficznych	Symbole cyklotemów
cechsztyn 4— cyklotem leszczyński Z4	iłołupki pstre górne	Ł 4	łupki ilaste czerwonobrunatne z plamami szarozielonymi			iłołupki pstre górne	Z 4
	piaskowce cechsztyńskie górne	P 4	piaskowce drobnoziarniste, szaroczerwone, o lepiszczu ilasto – wapnistym			piaskowce cechsztyńskie górne	
cechsztyn 3— cyklotem lwówecki Z3	dolomit płytowy	D 3		wapienie dolomityczne jasnobrunatne lub żółte, cienkoławicowe		dolomit płytowy	Z 3
	iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe	Ł 3	iły i iłołupki ciemnoszare, czarne		anhydryty i gipsy z wkładkami ciemnoszarych iłów i łupków gipsowych	iłołupki pstre (iły gipsowe środkowe)	
cechsztyn 2— cyklotem bolesławiecki Z2	dolomit cechsztynu 2 odpowiednik dolomitu głównego	D 2	wapienie dolomityczne szare i różowe, gruboławicowe			anhydryty i gipsy cechsztynu 2	Z 2
	iłołupki pstre dolne	Ł 2	iłołupki szaroczerwone, brunatne, piaszczyste, często z wapnistymi konkrecjami septariowymi, mikowe, miejscami silnie piaszczyste			iłołupki pstre dolne	
	piaskowce cechsztyńskie dolne	P 2	piaskowce czerwonoróżowe, drobno- i średnioziarniste mikowe, o lepiszczu ilasto-wapnistym, z wkładkami łupków ilastych			piaskowce cechsztyńskie dolne	
cechsztyn 1— cyklotem kaczawski Z1	wapienie dolomityczne cechsztynu 1	D 1	wapienie dolomityczne, jasnoszarożółte, oolitowe, miejscami piaszczyste w dolnej części margliste, gruboławicowe			wapienie dolomityczne cechsztynu 1	Z 1
	cechsztyńska seria kruszconośna: wapienie margliste	W 1β	zlepieńce silnie wapniste z wkładkami wapienia barwy jasnożółtej, brunatnej i różowej	wapienie cienkoławicowe i margle barwy jasnoszarej z bogatą fauną małżów, okruszcowane siarczkami Pb i Zn oraz Cu		wapienie margliste	
	cechsztyńska seria kruszconośna: margle kaczawskie	M 1		margle, wapienie i łupki margliste barwy ciemnoszarej i czarnej w dolnej części z nieregularnymi czerwonymi plamami, z bogatą fauną ramienionogów, małżów, otwornic i mszywiołów; w całej serii występuje okruszcowanie siarczkami Cu		margle kaczawskie	
	wapień podstawowy	W 1α		wapienie masywne, jasnoszare z odcieniem fioletowym			
	graniczne piaskowce i zlepieńce	P 1	drobno- i średnioziarniste piaskowce, piaskowce zlepieńcowate o lepiszczu ilasto-wapnistym, barwy czerwonoróżowej i szarej			piaskowce graniczne	

J. Krasoń 1964

Names of cyclothems	Names of lithostratigraphic horizons	Symbols	Eulittoral and sublittoral facies S part of north sudetic syncline	Neritic facies SE part of north sudetic syncline	Neritic facies central and NW part of north sudetic syncline	Names of lithostratigraphic horizons	Symbols of cyclothems
Zechstein 4 Leszczyna cyclothem Z 4	upper variegated clay shales	Ł 4	red-brown clay shales with grey-greenish spots			upper variegates clay shales	Z 4
	upper Zechstein sandstones	P 4	fine-grained grey-red sandstones with argillaceous-calcareous matrix			upper sandstones of the Zechstein	
Zechstein 3 Lwówek cyclothem Z 3	platy dolomite	D 3		thin-bedded dolomitic limestones, light-brown or yellow		platy dolomite	Z 3
	middle variegated clay shales (gypsum clays)	Ł 3	dark-grey and black clays and clay shales		anhydrites and gypsums intercalated by dark-grey shales and gypsum shales	middle variegated clay-shales (gypsum clays)	
Zechstein 2 Bolesławiec cyclothem Z 2	Zechstein 2 dolomite — equivalent of the main dolomite	D 2	thick-bedded dolomitic limestones, grey and pink			anhydrites and gypsums of Zechstein 2	Z 2
	lower variegated clay shales	Ł 2	micaceous, locally strongly sandy clay shales, brown, sandy, with frequent limy septaria concretions			lower variegated clay shales	
	lower Zechstein sandstones	P 2	fine- and medium-grained micaceous sandstones, redpink in colour, with-lime matrix, intercalated by clay shales			lower sandstones of Zechstein	
Zechstein 1 Kaczawa cyclothem Z 1	dolomitic limestones of Zechstein 1	D 1	oolitic dolomite limestones, pale-yellow, locally sandy, lower down marly, thickbedded			dolomitic limestones of Zechstein 1	Z 1
	Zechstein ore-bearing series: marly limestones	W 1β	strongly calcareous conglomerates intercalated by limestones, pale-yellow brown and pink in colour	thin-bedded limestones and light-grey marls with a rich fauna of lamellibranchs, mineralised by Pb nad Zn, also Cu sulfides		marly limestones	
	Zechstein ore-bearing series: Kaczawa marles	M 1		marles, limestones and marly shales, dark-grey and black, lower down with irregular red spots, bearing a rich fauna of brachiopods, lamellibranchs, foraminifers and bryozoans; throughout the series mineralised by Cu sulfides		Kaczawa marls	
	basal limestone	W 1α		massive, light-grey, mauve -trinted limestones			
	border sandstones and conglomerates	P 1	fine- and medium-grained sandstones conglomeratic sandstones in a clay-limy matrix, red-pink and grey in colour P_1			border sandstones and conglomerates	

G Ó R N Y C Z E R W O N Y S P Ą G O W I E C — U P P E R R O T L I E G E N D E S

* w : m stosunek wapieni do margli

PORÓWNANIE TABELARYCZNE CECHSZTYNU PÓŁNOCNOSUDECKIEGO Z CECHSZTYNEM OBSZARÓW SĄSIEDNICH I TURYNGII

Tabela 3

Okolice Werra podział wg H. Rotha 1955		Miąższość w m	Niecka mansfeldzka podział wg W. Junga 1958		Miąższość w m	Basen łużycki — okolice Sprembergu podział wg F. Kölbel 1958		Miąższość w m	Monoklina przedsudecka okolice Sieroszowic podział wg J. Krasonia 1964		Miąższość w m *	Niecka północnosudecka (część centralna) podział wg J. Krasonia 1964		Miąższość w m
Cechsztyn 4 Seria Aller	iły górne	20	Seria Aller Z 4	anhydryt graniczny	0,5	Seria Aller Z 4	iły cechsztyńskie	10,5	Cechsztyn 4 Z 4	iłołupki czerwonobrunatne górne	26,5	Cechsztyn 4 cyklotem leszczyński Z 4	iłołupki pstre górne	22,0
				sól kamienna gruboziarnista	14,5									
				anhydryt gruboziarnisty szary	1,5									
Cechsztyn 3 Seria Leine	dolomit płytowy	23		czerwony ił solonośny	12,0	Seria Leine Z 3	anhydryt główny	40,0						
	iły dolne	35	Seria Leine Z 3	sól kamienna młodsza	90,7				Cechsztyn 3 Z 3	anhydryty cechsztynu 3	35,7		piaskowce cechsztyńskie górne	3,0
Cechsztyn 2 Seria Stassfurt	sól kamienna } wkładka salinarna anhydryt } *Zwischensalinar*	5 10					szare iły solne	5,0						
	brunatnoczerwone iły solne	10				Seria Stassfurt Z 2	anhydryt serii Stassfurt	18,0		iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe	6,2	Cechsztyn 3 cyklotem lwówecki Z 3	dolomit płytowy	12,0
							dolomit główny	29,2						
	najwyższa sól kamienna Werra	100		anhydryt porowaty, szary	47,0				Cechsztyn 2 Z 2	anhydryty cechsztynu 2	29,7		iłołupki pstre (iły gipsowe) środkowe	7,0
				szary ił solonośny	7,0		anhydryt górny	54,3		dolomit cechsztynu 2 (odpowiednik dolomitu głównego)	5,9			
	najwyższa sól potasowa (pokład heski)	3					brekcja anhydrytowo-dolomityczna odpowiednik starszej soli	6,0		anhydryty cechsztynu 1 (część górna)	50,0	Cechsztyn 2 cyklotem bolesławiecki Z 2	anhydryty i gipsy przeławicane iłami gipsowymi	28,0
	środkowa sól kamienna Werra	60		sól potasowa starsza	32,0		anhydryt dolny	70,6		brekcja anhydrytowa **	3,0		iłołupki pstre dolne	15,0
	najniższa sól potasowa (pokład turyngski)	3	Seria Stassfurt Z 2	sól kamienna starsza	61,0					anhydryty cechsztynu 1 (część dolna)	35,0		piaskowce cechsztyńskie dolne	9,0
Cechsztyn 1 Seria Werra	najniższa sól kamienna Werra	100		anhydryt podstawowy	2,0	Seria Werra Z 1	dolomit cechsztyński, odpowiednik wapienia głównego z niecki północnosudeckiej	45,9	Cechsztyn 1 Z 1	cechsztyńska seria kruszconośna dolomity cechsztynu 1	54,0	Cechsztyn 1 cyklotem kaczawski Z 1	cechsztyńska seria kruszconośna wapienie dolomityczne	25,0
				łupki bitumiczne cuchnące	11,0									
			Seria Werra Z 1	górny anhydryt Werra	25,0									
				sól kamienna najstarsza	9,0								wapienie margliste	12,0
				dolny anhydryt Werra	30,0		margle dolomityczne odpowiednik margli ołowionośnych z niecki północnosudeckiej	1,6		wapienie margliste	5,0			
	anhydrytowe łupki gruzełkowe	10								łupki margliste miedzionośne	0,6		margle kaczawskie	3,0
	wapień cechsztyński	8		wapień bitumiczny — cechsztyński	5,5									
	łupki miedzionośne	0,5		łupki miedzionośne	0,4		łupki margliste — dolomityczne, silnie bitumiczne odpowiednik margli miedzionośnych z niecki północnosudeckiej	0,9		piaskowce szare — graniczne	8,8		piaskowce i zlepieńce graniczne	1,0
	zlepieńce	5		zlepieniec graniczny										

* Średnie miąższości z kilkunastu otworów.
** Nie występuje w pobliżu wychodni.

zlepieńce i piaskowce czerwonego spągowca — szary piaskowiec (górny czerwony spągowiec) — piaskowce różowoczerwone — czerwony spągowiec — piaskowce zlepieńcowate