

Stanisław LORENC

## PETROGRAFIA I ZRÓŻNICOWANIE FACJALNE WAPIENI I ANHYDRYTÓW WERRA MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

### SPIS TREŚCI

	str.
Streszczenie . . . . .	59
Wstęp . . . . .	60
Zakres i metody badań . . . . .	60
Pozycja geologiczna i podział cechsztynu na obszarze monokliny przedsudeckiej	61
Seria węglanowa cyklotemu Werra . . . . .	62
Charakterystyka makroskopowa . . . . .	62
Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna . . . . .	66
Klasyfikacja petrograficzna . . . . .	66
Występowanie anhydrytu i gipsu . . . . .	70
Dolomityczność serii węglanowej . . . . .	70
Inne procesy posedymentacyjne . . . . .	75
Przyczyny zróżnicowania serii węglanowej . . . . .	75
Seria siarczanowa cyklotemu Werra . . . . .	78
Charakterystyka makroskopowa . . . . .	78
Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna . . . . .	78
Klasyfikacja petrograficzna . . . . .	78
Skład mineralny . . . . .	80
Skład chemiczny . . . . .	85
Brekcja anhydrytowa . . . . .	86
Zróżnicowanie regionalne anhydrytów . . . . .	89
Uwagi o genezie serii siarczanowej . . . . .	91
Wnioski . . . . .	94
Literatura . . . . .	95
Summary . . . . .	99

### Streszczenie

Przedmiotem opracowania są skały węglanowe i siarczanowe cyklotemu Werra monokliny przedsudeckiej. Przeprowadzone badania wykazały, że zarówno seria węglanowa jak i siarczanowa są znacznie zróżnicowane petrograficznie. Wśród skał węglanowych wyróżniono trzy poziomy: poziom wapieni mikrokrystalicznych, poziom wapieni allochemicznych o wykształceniu rafopodobnym i poziom zanieczyszczonych wapieni allochemicznych. Poszczególne poziomy wy-

kazują odmienne rozprzestrzenienie, które jest wynikiem zróżnicowania warunków sedymentacji w basenie. Pod względem chemicznym są to wapienie silnie dolomityczne i dolomity wapniste. Dolomityzacja osadu węglanowego nastąpiła najprawdopodobniej we wczesnym stadium diagenety. W serii siarczanowej wyróżniono anhydryty pierwotne i epigenetyczne. Należy przypuszczać, że anhydryty pierwotne powstały w okresie wczesnodiagenetycznym poprzez odwodnienie

żelu gipsowego. Przyczyną odwodnienia było prawdopodobnie silne stężenie wody morskiej. Natomiast anhidryty epigenetyczne powstały na drodze dehydratacji osadu gipsowego, która nastąpiła w okresie późniejszym. Przyczynę tego procesu należy upatrywać

w narastającym ciśnieniu i temperaturze, które powodował wzrost miąższości nadkładu. Charakter skał anhidrytowych wykazuje zależność od warunków fizykochemicznych panujących w różnych częściach basenu sedimentacyjnego.

## WSTĘP

Od kilkunastu lat monoklina przedsudecka stanowi obszar intensywnych badań geologicznych. Koncentrują się one przede wszystkim na poszukiwaniu złóż kopalin użytecznych, a w szczególności rud miedzi, gazu ziemnego i ropy naftowej oraz soli potasowych. Występowanie tych kopalin związane jest głównie z utworami cechsztynu, na co pierwszy zwrócił uwagę Zwierzycki (1947; 1951). Stopniowo, wraz z postępem prac wiertniczych, narastały wiadomości o budowie geologicznej monokliny, a w tym również o utworach cechsztynu. Dotyczyły one przede wszystkim zagadnień stratygraficzno-litologicznych i geochemiczno-złożowych. Do szczególnie ważnych, poruszających zagadnienia stratygraficzno-litologiczne cechsztynu, zaliczyć należy prace: Tokarskiego (1958; 1959), Milewicz i Pawłowskiej (1961), Wyżykowskiego (1961; 1963), Podemskiego (1962; 1973), Tomaszewskiego (1962; 1966), Kłapcińskiego (1964; 1966; 1971), Sokołowskiego (1966; 1967), Alexandrowicza i Barwicz (1970) oraz Alexandrowicza i Preidl (1971). W pracach tych zawarte są wyniki badań osadów cechsztynu z dużej części lub z całego obszaru monokliny przedsudeckiej. Zagadnienia geochemiczno-złożowe poruszane były natomiast głównie w odniesieniu do miedzionosnej części cechsztynu z niewielkiego fragmentu monokliny między Lubinem a Polkowicami. W tym zakresie na podkreślenie zasługują prace Harańczyka (1964; 1967), Konstantynowicza (1967) i Serkiesa (1972).

Problematyka petrograficzna osadów cechsztynu podejmowana była dotychczas sporadycznie i wycinkowo, np. Rydzewski (1964; 1967), Bereś, Kijewski (1971), Podemski (1973). Za-

znacza się jednak brak opracowań ujmujących tę problematykę kompleksowo i w odniesieniu do większych obszarów monokliny. Taki stan ograniczył możliwości śledzenia zmian facjalnych, a tym samym utrudniał korelację warstw z rejonów od siebie odległych.

Przedstawiona praca zawiera wyniki badań petrograficznych wapieni i anhidrytów cyklotemu Werra wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej, a więc rozległego obszaru ograniczonego od E linią Proсны a od W południkiem Nowej Soli.

Jako podstawę charakterystyki petrograficznej wapieni przyjęto system klasyfikacyjny Folka (1959). Do anhidrytów zastosowano zaś klasyfikację Ognibena (1957a). Obydwa systemy klasyfikacyjne pozwoliły określić zasady zmienności facjalnej badanych skał oraz ogólne warunki ich sedimentacji. Przeprowadzone badania dały także podstawę do rozpatrzenia całości procesów petrogenetycznych, które na szeroką skalę zachodziły w kompleksie węglanowym i siarczanowym.

Za niezwykle cenne uwagi oraz rady udzielone w czasie prowadzenia badań składam gorące podziękowania Profesorowi K. Maślankiewiczowi, Docentowi J. Kłapcińskiemu, Docentowi S. Kwiatkowskiemu i Docentowi K. Prochazce. Za udostępnienie materiału do badań dziękuję serdecznie Dyrektorowi dr. P. Karnowskiemu, Dyrektorowi mgr. inż. L. Cimaszewskiemu, mgr. inż. K. Dubińskiemu, mgr. P. Kijewskiemu i mgr. J. Kaszperowi. Dziękuję również mgr. J. Stachowiakowi za wykonanie odbitek fotografii załączonych do niniejszej pracy.

## ZAKRES I METODY BADAŃ

Opracowanie oparte jest na wszechstronnych badaniach petrograficzno-mineralogicznych materiału pochodzącego głównie z wier-

ceń. Do badań wykorzystano rdzenie wiertnicze z otworów Chrzastawa-1, Kątna-1, Dąbrowa Oleśnicka-1, Parzynów-1, Trzebnica-1, Żmi-

gród-1, Radziądz-2, Antonin-1, Antonin-8, Rawicz-1, Żakowo-1 i Jarocin-1, które uzyskano z Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych w Pile. Wykorzystano również materiały udostępnione przez Kombinat Górniczo-Hutniczy Miedzi w Lubinie i Zakłady Badawczo-Projektowe „Cuprum” we Wrocławiu, a w szczególności rdzenie z wierceń S-71, S-107, S-121 i S-215, rdzenie z dowień H-17 i H-70 oraz próby z chodnika badawczego B-3. Głównymi kryteriami wyboru wymienionych wierceń był wysoki stopień ich rdzeniowania i położenie geograficzne.

Pierwszą fazę badań stanowiła analiza makroskopowa rdzeni, w czasie której typowano próby do badań laboratoryjnych. Z pobranych prób wykonano prawie 800 preparatów mikroskopowych. Preparaty te były następnie przedmiotem szczegółowych analiz mikroskopowych, które traktowano jako podstawową metodę badawczą.

Ważne miejsce w zakresie przeprowadzonych badań zajmują badania chemiczne serii węglanowej i siarczanowej cyklotemu Werra. W przypadku skał węglanowych szczególną uwagę zwrócono na ich dolomityczność i dlatego oznaczono zawartość Ca i Mg oraz części nierozpuszczalnych w HCl dla 30 prób z wierceń Kątna-1, Trzebnica-1 i Żmigród-1. Ze skał siarczanowych wybrano natomiast 28 prób z wierceń S-121, Trzebnica-1 i Antonin-1, w których oznaczono zawartość 11 składników. Ponadto me-

todą spektralną określono zawartość Sr i Ba w 7 próbach tych skał z wiercenia S-121.

Bardzo użytecznych informacji dostarczyły także specjalistyczne badania mineralogiczne, a w szczególności rentgenograficzna analiza fazowa i absorpcyjna spektrofotometria w podczerwieni. Wykonano łącznie, na aparaturze udostępnionej przez Instytut Chemii Uniwersytetu Wrocławskiego, 25 analiz rentgenograficznych i 30 analiz spektralnych w podczerwieni. Badania rentgenograficzne przeprowadzono na aparacie TUR, stosując proszkową technikę dyfraktometryczną oraz antykatodę miedziową i filtr niklowy. Widma w podczerwieni uzyskano przy zastosowaniu aparatu UR-20 metodą pastylek z KBr. Pastylki o masie około 200 mg zawierały 1–1,5 mg badanej próby.

Interpretację wyników analiz rentgenograficznych i spektralnych w podczerwieni przeprowadzono głównie na podstawie tablic Michiejewa (1957; 1965) i Moenkego (1962) oraz prac Aldera i Kerra (1963; 1965). W szczególnym przypadku, dotyczącym oznaczenia bassanitu oparto się na pracy Bundy'ego (1956) i opracowaniu Instytutu Chemii Nieorganicznej w Gliwicach (1969).

Sporadycznie stosowano także badania termiczne (DTA, DTG), które przeprowadzono na derywatografie produkcji węgierskiej systemu F. Paulik, J. Paulik i L. Erdey.

## POZYCJA GEOLOGICZNA I PODZIAŁ CECHSZTYNU NA OBSZARZE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Wprowadzony przez Tokarskiego (1958) termin „monoklina przedsudecka” stanowi w ujęciu Kasprzaka i Sokołowskiego (1964) jedną z jednostek geologicznych obszaru przedsudeckiego. Obszar przedsudecki rozumieją zaś ci autorzy jako strefę wychodni podtrzeciorzędowych utworów mezozoicznych i paleozoicznych, ograniczoną od południa Sudetami a od NE wychodniami utworów kredowych synklinorium szczecińsko-mogileńsko-lódzkiego.

Sokołowski (1966a i b; 1967) wyróżnił w budowie monokliny przedsudeckiej 3 piętra strukturalne: podpermskie, permsko-mezozoiczne i kenozoiczne. Piętro podpermskie tworzą sfałdowane utwory metamorficzne, najprawdopodobniej młodsze od prekambru, na których

leżą utwory karbonu o miąższości powyżej 1000 m (Grocholski 1972). W skład piętra permsko-mezozoicznego zaliczane są utwory permu i triasu oraz występujące w części północnej monokliny przedsudeckiej osady jury i kredy. Istotny wpływ na sedymentację tego piętra wywarła działalność tektoniczna związana z orogenezą waryscyjską, w czasie której doszło do powstania na linii Żarków—Rawicz—Ostrzeszów grzędy waryscyjskiej o przebiegu równoleżnikowym. Piętro kenozoiczne stanowią osady trzeciorzędu i przykrywające je utwory czwartorzędu.

Podział stratygraficzny i charakter litologiczny utworów cechsztynu w ujęciu Kłapcińskiego (1971) obrazuje tabela 1.

Tabela 1

Podział stratygraficzny cechsztynu monokliny przedsudeckiej wg Kłapcińskiego (1971)  
Stratigraphy of the Zechstein in the Fore-Sudetic Monocline (according to Kłapciński 1971)

	Wykształcenie litologiczne Lithology	Cyklotem Cyclothem
górnny — upper	Ilolupki brunatnoczerwone górne Upper brown-red clay shales	
	Sól kamienna, anhydryty pegmatytowe, ilolupki brunatnoczerwone dolne Rock salt, pegmatite anhydrite, lower brown-red clay shales	Aller IV
	Sól kamienna, gipsy wielkoziarniste, anhydryty kryptosferolityczne lub anhydryty kawernowate sferolityczne, anhydryty sferolityczne, anhydryty pseudosferolityczne, łupki ilaste ciemnoszare i dolomity płytowe szare Rock salt, coarse-grained gypsum, cryptospherulitic anhydrite or cavernous spherulitic anhydrite, spherulitic anhydrite, pseudospherulitic anhydrite, dark-grey clay shale and grey platy dolostone	Leine III
środkowy — middle	Brekcja anhydrytu i ilitu górna, anhydryty kawernowate górne, brekcja anhydrytu i ilitu dolna, sól kamienna i potasowa, anhydryty kawernowate dolne, anhydryty laminowane, dolomity główne Upper shale-anhydrite breccia, upper cavernous anhydrite, lower anhydrite-shale breccia, rock salt and potash salt, lower cavernous anhydrite, laminated anhydrite, main dolomite (dolostone)	Stassfurt II
dolny — lower	Anhydryty o niewyraźnej teksturze perełkowej, anhydryty grubooczkowe, anhydryty drobnooczkowe, anhydryty perełkowe, anhydryty pseudoperełkowe, brekcja anhydrytu i ilitu, sól kamienna, anhydryty afanitowe, anhydryty faliste, anhydryty gruzelkowe, dolomity wapniste szare, wapienie dolomityczne ciemnoszare, dolomity ciemnoszare, łupki dolomityczne ciemnoszare, łupki smolące czarne, dolomit graniczny Anhydrite with indistinct bead texture, coarse eye-structured anhydrite, fine eye-structured anhydrite, bead anhydrite, pseudobead anhydrite, anhydrite-shale breccia, rock salt, aphanite anhydrite, undulated anhydrite, clod anhydrite, grey limy dolostone, dark-grey dolomitic limestone, dark-grey dolostone, dark-grey dolomitic shale, border dolomite (dolostone)	Werra I

Sokołowski (1966b; 1967) podzielił monoklinę przedsudecką na trzy części: wschodnią, środkową i zachodnią. Obszar, z którego opracowano

osady cyklotemu Werra obejmuje część wschodnią i środkową (fig.1).

## SERIA WĘGLANOWA CYKLOTEMU WERRA

### CHARAKTERYSTYKA MAKROSKOPOWA

Węglanowe utwory cyklotemu Werra wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej stanowią serię o miąższości od kilku do około 80 m i zmiennym wykształceniu litologicznym. W spagu graniczą z łupkami miedzionymi lub piaskowcami tzw. białego spagowca, w stropie natomiast z anhydrytami Werra.

Kłapciński (1971 i tab. 1) wyróżnia w serii

węglanowej dwa ogniwa: dolne (złożowe) i górne.

Ogniwo dolne ma niewielką miąższość i wykształcone jest jako:

- dolomity wapniste ciemnoszare o miąższości 0—1,20 m,
- łupki dolomityczne ciemnoszare o miąższości 0—0,8 m,
- łupki smolące czarne o miąższości 0—0,20 m,
- dolomit graniczny występujący w spagu serii i wykazujący zmienną miąższość 0—4,5 m.

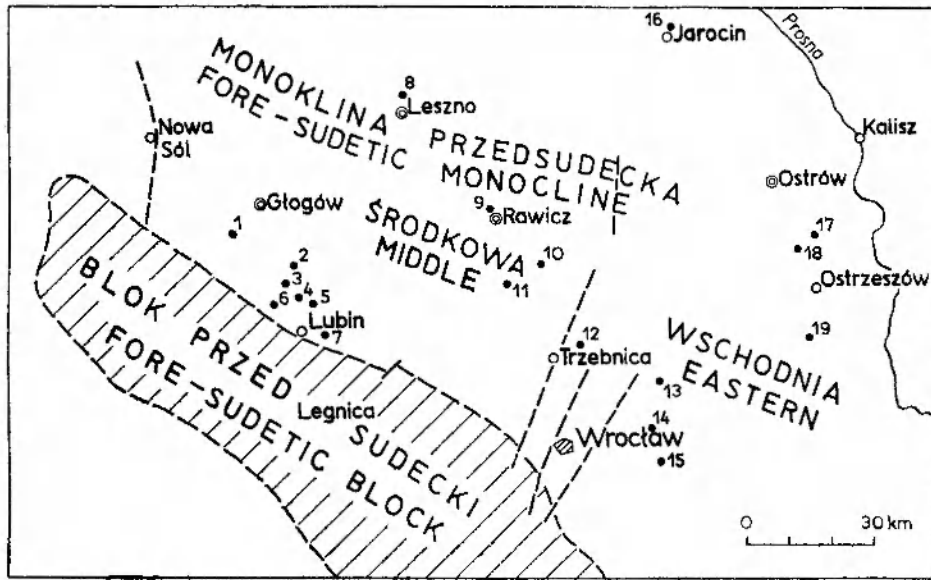


Fig. 1

Lokalizacja obszaru objętego badaniami oraz otworów wiertniczych wykorzystanych do badań

- 1 - H-17; 2 - H-70; 3 - S-107; 4 - S-215; 5 - S-121; 6 - S-71; 7 - B-3; 8 - Zakowo-1; 9 - Rawicz-1; 10 - Radziądz-2; 11 - Żmigród-1; 12 - Trzebnica-1; 13 - Dąbrowa Oleśnicka-1; 14 - Kątna-1; 15 - Chrzastawa-1; 16 - Jarocin-1; 17 - Antonin-8; 18 - Antonin-1; 19 - Parzynów-1

Sketch-map showing location of area studied and position of drilling described in the text

- 1 - H-17; 2 - H-70; 3 - S-107; 4 - S-215; 5 - S-121; 6 - S-71; 7 - B-3; 8 - Zakowo-1; 9 - Rawicz-1; 10 - Radziądz-2; 11 - Żmigród-1; 12 - Trzebnica-1; 13 - Dąbrowa Oleśnicka-1; 14 - Kątna-1; 15 - Chrzastawa-1; 16 - Jarocin-1; 17 - Antonin-8; 18 - Antonin-1; 19 - Parzynów-1

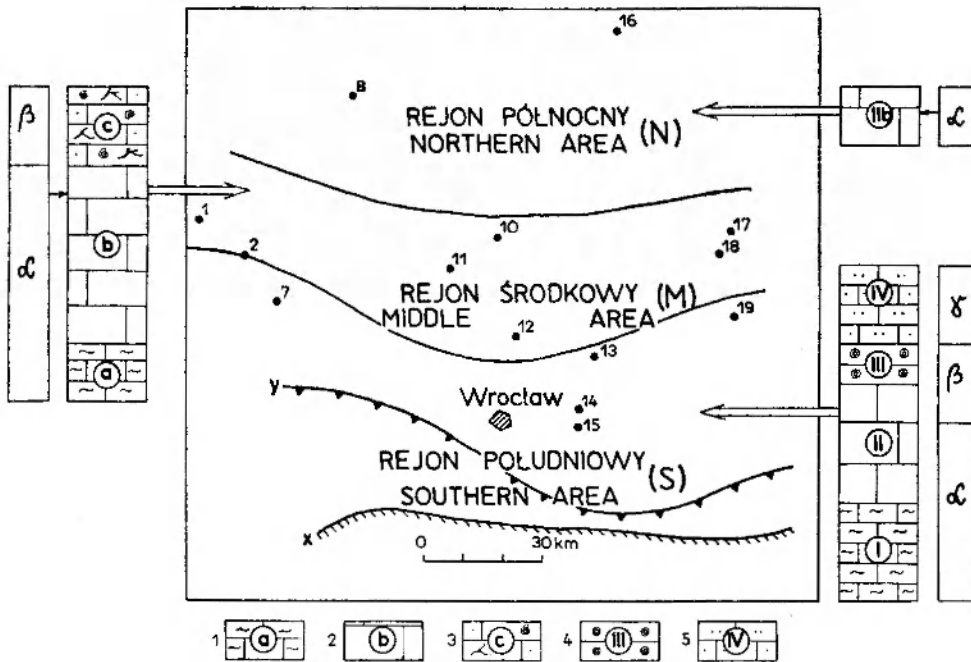


Fig. 2

Zróżnicowanie regionalne serii węglanowej

- 1 - wapień ciemnoszare, wykazujące niewyraźne ulawienie i płytkową oddzielność; 2 - wapień szary, niewyraźne lub wyraźnie ulawiczone; 3 - wapień szary, często z beżowym odcieniem, zawierające liczne składniki szkieletowe; 4 - wapień ooidowe; 5 - wapień szary z beżowym odcieniem, często zapiaszczone;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  - petrograficzne poziomy wapieni cyklotemu Werra

Showing regional differentiation in carbonate member

- 1 - dark-grey limestone, platy, indistinctly bedded; 2 - grey limestone, partly distinctly bedded; 3 - grey limestone, frequently with beige tint, rich in skeleton elements; 4 - ooid limestone; 5 - grey limestone, with beige tint, frequently sandy; labelled  $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\gamma$  are petrographic horizons in the Werra limestones

Skały tego ogniwa mają lokalny zasięg i tylko poziom łupków dolomitycznych ciemnoszarych znany jest z większych obszarów.

Ogniwo górne składa się według Kłapećńskiego z dwóch poziomów:

- dolomitów wapnistych szarych, występujących w stropie serii,
- wapieni dolomitycznych ciemnoszarych.

Wapienie dolomityczne ciemnoszare stanowią skałę zwięzłą, cienko- i gruboławicową z częstymi szwami stylolitowymi, które występują zwykle na granicach ławic. Maksymalna miąższość tego poziomu nie przekracza 40 m. Dolomity wapniste szare wyróżniają się beżowym odcieniem, często wyraźną porowatością

wane, z licznymi strukturami ooidowym, o wielkości 0,3–1 mm (miąższość 10–12m);

— wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity szare lub żółtoszare, pelityczne, warstwowane przez warstewki ilaste, z częstymi stylolitami (miąższość 16–23 m);

— margle dolomityczne oraz wapienie margliste szare i ciemnoszare, niewarstwowane lub niewyraźnie warstwowane, o płytkowej oddzielności (miąższość 4–16 m).

Stosowanie tego podziału na obszarze całej południowej części monokliny przedsudeckiej jest jednak w świetle badań Beresia, Kieniga, Kijewskiego i Tomaszewskiego (1973) problematyczne.

Tabela 2

Następstwo osadów węglanowych Werra w rejonie południowym  
Succession of the Werra carbonate deposits in the southern region

Poziom Horizon	Cechy litologiczne Lithology	Miąższość w m Thickness in meters
IV	Wapienie* szare z beżowym odcieniem, często zapiaszczone Grey limestone* with beige tint, frequently sandy	10–20
III	Wapienie ooidowe. Ooidy wykazują zmienną wielkość (maksymalnie 5 mm), niewyraźną teksturę wewnętrzną i wyróżniają się z tła ciemniejszą barwą Ooid limestone. Ooids vary in dimension up to 5 mm across. They are darker than the surrounding matrix and distinguish themselves in having an indistinct internal texture	2–4
II	Wapienie szare, niewyraźnie lub wyraźnie uławiczone. Grubość ławic dochodzi do 0,5 m Grey limestone, partly distinctly bedded. Beds are up to 0,5 m in thickness	10–25
I	Wapienie ciemnoszare, niewyraźnie uławiczone, częściowo margliste, o płytkowej oddzielności Dark-grey platy limestone, indistinctly bedded, marly in part	5–20

\* Przy opisach makroskopowych pominięto zagadnienie dolomityczności skał węglanowych.  
In megascopic descriptions the degree of dolomitization of carbonate rocks was neglected.

i słabo widoczną laminacją. Szwy stylolitowe są znacznie rzadsze i gorzej wykształcone. Miąższość tego poziomu dochodzi również do 40 m.

Alexandrowicz i Preidl (1971), wskazując na możliwość korelacji litostratygraficznej wapieni dolnego cechsztynu w południowej części monokliny, wydzielili 4 „zespoły ławic”. Są to poczynając od stropu:

- dolomity i wapienie szare, żółtawoszare, drobnokrystaliczne i pelityczne, dość wyraźnie uławiczone (miąższość 14–19 m);
- wapienie i dolomity żółtawoszare i żółtawo-brunatne, silnie porowate, niewyraźnie warstwowo-

Obserwacje makroskopowe rdzeni wiertniczych wykazały, że we wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej wyróżnić należy trzy rejony, w których seria węglanowa cyklotemu Werra wykształcona jest odmiennie. Lokalizacja tych rejonów wykazuje wyraźną zależność od położenia brzegu basenu sedymentacyjnego. Rejony te określano jako: południowy, środkowy i północny (fig. 2).

Rejon południowy znajduje się blisko brzegu basenu sedymentacyjnego (fig. 2). Zaliczono do niego skały węglanowe nawiercone w otworach: Chrząstawa, Kątna, Dąbrowa

Oleśnicka, Parzynów i Lubin. Następstwo osadów węglanowych cyklotemu Werra w rejonie południowym zestawiono w tabeli 2 i jest ono zbliżone do podziału Alexandrowicza i Preidl (1971).

Rejon środkowy jest oddalony od brzegu basenu sedymentacyjnego i zlokalizowano go na N od rejonu południowego (fig. 2). Zaliczono do niego skały węglanowe nawiercone w okolicach Trzebnicy, Radziadza, Żmigrodu i Polkowic. W rejonie środkowym wyróżniono trzy poziomy litologiczne, których następstwo i charakter przedstawia tabela 3.

Rejon północy jest jeszcze bardziej oddalony od brzegu basenu sedymentacyjnego i przy-

różnica między wykształceniem serii węglanowej w obszarze położonym blisko brzegu basenu sedymentacyjnego a wykształceniem tej serii w obszarze oddalonym od brzegu. Różnicę taką obserwować można również w innych częściach środkowoeuropejskiego basenu cech-szyńskiego.

Do obszarów położonych blisko brzegu basenu zaliczyć można niekę bolesławiecką (Dolny Śląsk), synklinę gałęzicko-bolechowską (Góry Świętokrzyskie), wschodnią część syneklizy perybałtyckiej i rejon Turynii. Krasoń (1967) w północnej części synkliny bolesławieckiej wyróżnił w utworach dolnego cechsztynu:

— wapienie dolomityczne przeławiczone w części

Tabela 3

Następstwo osadów węglanowych Werra w rejonie środkowym  
Succession of the Werra carbonate deposits in the middle region

Poziom Horizon	Cechy litologiczne Lithology	Miaższość w m Thickness in meters
c	Wapienie szare, często z beżowym odcieniem, zawierające liczne szczątki organiczne Grey limestone, frequently with beige tint, rich in organic fragments	5—17
b	Wapienie szare, zbite, niewyraźnie i wyraźnie uławiczone Grey limestone, compact, partly distinctly bedded	20—46
a	Wapienie ciemnoszare, niewyraźnie uławiczone, częściowo margliste, o płytkowej oddzielności Dark-grey platy limestone, indistinctly bedded, partly marly	2—5

lega od N do rejonu środkowego (fig. 2). W rejonie północnym seria węglanowa ma niewielką miąższość (kilka metrów) i wykształcona jest jako wapień szary, zbity o niewyraźnym uławiczeniu. Zaliczono do niego skały węglanowe nawiercone w otworach Żakowo i Jarocin.

Przedstawiona charakterystyka makroskopowa wskazuje, że możliwość korelacji litologicznej skał węglanowych z poszczególnych rejonów jest znikoma. Jedynie poziom wapieni szarych oznaczony symbolami *II* i *b* występuje na całym badanym obszarze. Ponadto w obrębie rejonu południowego i środkowego korelować można spągowy poziom wapieni ciemnoszarych oznaczony symbolami *I* i *a* (fig. 2).

Zróżnicowanie litologiczne serii węglanowej jest szczególnie widoczne przy analizowaniu sekwencji osadów. Zaznacza się wtedy wyraźna

górną wapieniami oolitowymi, gdzie oolity mają najczęściej kształt kulisty i wielkość od 0,2—3 mm;

— wapienie margliste;

— margle kaczawskie (w sągu serii).

W synklinie gałęzicko-bolechowskiej Kosteczka (1966) wydzieliła i zaliczyła do cyklotemu Werra następujące poziomy litologiczne:

— osady mułowcowe, wapienie i dolomity smugowane (występują tylko w basenie gałęzickim);

— wapienie detrytyczne bulaste lub gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z oolitami;

— płytowe, nieco bitumiczne wapienie z wkładkami mułowców;

— wapienie i dolomity zawierające materiał detrytyczny i stanowiące spąg serii.

Stolarczyk i Tyski (1972) stwierdzili obecność wapieni onkoidowych w wapieniach dolnego

cechsztynu ze wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. W brzeźnym rejonie basenu turyngskiego Jordan (1969) wyróżnił ponad łupkami miedzionośnymi: warstwy produktusowe, wapień cechsztyński, dolomit Werra i strefę oolitową, która w stropie przechodzi w „dolne ily” częściowo należące już do cyklotemu Stassfurt.

W oddalonym od brzegu basenu obszarze niecki Sangerhäuser i Mansfeldu Eisenhut i Kautsch (1954) wydzielili 3 poziomy, które zgodnie z tradycją górnictwem określili jako „Dachklotz”, „Faule” i „Zechstein”. Natomiast Janowski i Jung (1962) podzielili wapień z tego obszaru na 5 poziomów:  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ . Poziomy te różnią się charakterem tekstur i struktur oraz składem chemicznym. Tzschorn (1963), kierując się także zmiennością struktur i tekstur, wyznaczył w węglanowej serii dolnego cechsztynu struktury Mulkwitz (Górne Łużyce) 12 poziomów znacząc je symbolami od *a* do *m*. Helmuth (1968) wydzielił w rejonie NE Mecklenburgii 4 poziomy wapieni znacząc je literami greckimi  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ , do czego nawiązują wyżej cytowani Alexandrowicz i Preidl (1971).

#### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNO-MINERALOGICZNA

##### KLASYFIKACJA PETROGRAFICZNA

Wyształcenie petrograficzne serii węglanowej Werra monokliny przedsudeckiej przedstawione było fragmentarycznie przy okazji omawiania innych zagadnień<sup>1</sup>. Dotyczy to przede wszystkim prac Rydzewskiego (1964); Harańczyka (1967); Beresia, Kijewskiego (1971); Beresia, Kieniga, Kijewskiego i Tomaszewskiego (1973) oraz Podemskiego (1973).

Jako podstawę opisu mikroskopowego i klasyfikacji petrograficznej przyjęto schemat klasyfikacyjny zaproponowany przez Folka (1959), z częściowym uwzględnieniem modyfikacji Wolfa (1960; 1961). W czasie badań mikroskopowych wyróżniono:

a) węglanowe składniki ortochemiczne: mikryt, poniżej 4 mikronów, sparyt, kryształy o większych rozmiarach;

<sup>1</sup> Zagadnienia, które dotychczas rozpatrywano dotyczyły głównie podziału litologicznego, warunków sedymentacji, geochemii i przejawów mineralizacji skał węglanowych z niektórych części monokliny przedsudeckiej.

b) składniki allochemiczne:

intraklasty, ziarna z otoczką (ooidy), do których zaliczono wszystkie rodzaje oolitów, onkolity i problematyczne formy, które mogą być sferycznymi strukturami algowymi, pellety, grudki (lumps), do których zaliczono zlepki pelletów lub ooidów, oraz problematyczne formy, które mogą być zlepkami algowymi, szkielety;

c) inne, niewęglanowe składniki ortochemiczne,

d) składniki terygeniczne.

Badania mikroskopowe pozwoliły wyróżnić w serii węglanowej dolnego cechsztynu 3 zasadnicze poziomy petrograficzne (por. fig. 2):

poziom  $\gamma$  — częściowo zanieczyszczone wapień allochemiczne (odpowiadają poziomowi IV podziału makroskopowego),

poziom  $\beta$  — wapień allochemiczne (odpowiadają poziomom III i częściowo II oraz poziomowi c podziału makroskopowego),

poziom  $\alpha$  — wapień mikrokrystaliczne (zanieczyszczone wapień ortochemiczne, które odpowiadają poziomom I i częściowo II oraz poziomom a i b podziału makroskopowego).

Poziom  $\alpha$  — wapień mikrokrystaliczne — stanowi poziom spagowy i obserwowany był we wszystkich analizowanych otworach wiertniczych. Miąższość tego poziomu jest zmienna i waha się w szerokich granicach (od 4 do 50 m). Skałę budują węglany o strukturze mikrytu względnie rzadziej drobnokrystalicznego sparytu, przy czym maksymalne wielkości kryształów nie przekraczają 0,065 mm. Pod mikroskopem daje się zaobserwować ogólna prawidłowość polegająca na tym, że wielkość kryształów wzrasta ku stropowi poziomemu. Większe kryształy sparytu wykazują niekiedy tendencje do tworzenia subhedralnych lub nawet euhedralnych form. Niewielka część drobnokrystalicznych węglanów skupiona jest w nielicznych i drobnych intraklastach. Poważny udział w składzie mineralnym mają nieprzezroczyste minerały kruszcowe, których ilość dochodzi niekiedy nawet do 10% objętości skały. Tworzą one, najczęściej wespół z substancją ilitową (głównie illit i montmorylonit), smugi o grubości do 0,02 mm, które podkreślają charakterystyczną dla tego poziomu mikrolaminację, przy czym laminy nie przekraczają



0,5 mm grubości. Powszechną formą ich występowania są też strzępy, które zawierają również minerały ilaste i osiągają długość do 0,1 mm. Strzępy ułożone są zwykle kierunkowo i podkreślają także wspomnianą mikrolaminację. Oprócz smug i strzępów licznie spotykane są skupienia o nieforemnych, często palczastych zarysach oraz grudki tych minerałów. Wielkość tych ostatnich dochodzi nieraz do 0,5 mm. Sporadycznie natomiast występują pojedyncze żyłki wypełnione minerałami rudnymi. Są one pozbawione substancji ilastej, a miąższość ich nie przekracza 0,1 mm. Obserwacje ich przebiegu (przecinają laminy) wskazują, że mają one charakter posedymentacyjny. Minerały kruszcowe to najczęściej uwodnione tlenki żelaza wykazujące strukturę getytu, ale poważny jest też udział siarczków, a głównie pirytu. Jak wykazał Rydzewski (1964), o charakterze tych minerałów (siarczkowym lub tlenkowym) decydował przestrzenny rozkład stref redukcji i utleniania, a granica między tymi strefami nie była związana z określonym poziomem stratygraficznym. Często spotykanym minerałem jest także kwarc detrytyczny, tworzący zwykle dobrze obtoczone ziarna o wielkości poniżej 0,01 mm (pl. I, 1, 2).

Poziom  $\beta$  – wapienie allochemiczne – reprezentowany jest we wszystkich otworach wiertniczych z rejonu południowego i środkowego. Pod pojęciem wapieni allochemicznych, zgodnie z sugestiami Folka (1959), należy rozumieć skały węglanowe, w budowie których powszechnie uczestniczą składniki allochemiczne (powyżej 10% objętości). Ze względu na charakter allochemów oraz ich procentową zawartość można wydzielić w tym poziomie 4 typy wapieni, przy czym zróżnicowanie jest poziome i zmienia się wraz ze zmianą odległości od brzegu basenu sedymentacyjnego. Strefy występowania poszczególnych typów mają przebieg mniej więcej równoleżnikowy, wyraźnie nawiązując do ówczesnej linii brzegowej (por. fig. 3).

#### *Strefa $\beta_1$ ; wapienie sparytowo-intraklastowo-oidowe*

Jak zostało w nazwie podkreślone wapienie strefy  $\beta_1$ , zbudowane są głównie ze sparytu. Wielkość poszczególnych kryształów waha się w granicach 0,01–0,1 mm.

Kryształy sparytu mają przeważnie formy anhedralne, a tylko sporadycznie obserwować można formy subhedralne. Sparyt wraz z rza-

dziej występującym mikrytem stanowią spoiwo allochemów.

Łączna zawartość allochemów zamyka się w granicach 10–50%. Przeciętnie najpospoliciej z nich występują intraklasty, które zbudowane są zwykle z drobnokrystalicznego, a czasami kryptokrystalicznego węglanu wapnia, mają bardzo różne kształty i wykazują ślady deformacji. Wielkość ich waha się od 0,1–0,5 mm (wyjątkowo 1 mm). Czasami spotyka się intraklasty o wyraźnej strukturze ziarnistej, które przypominają tzw. bahamity (Beales 1958). Licznie występują także pellety, które są wykształcone jako owalne lub okrągłe skupienia kryptokrystaliczne węglanu, odznaczające się rozmiarami od 0,06–0,1 mm (sporadycznie 0,3 mm) i wyraźnie wyróżniające się z tła ciemniejszym zabarwieniem. Obecne są także, lecz w mniejszych ilościach, tzw. grudki i ziarna z otoczką. Grudki reprezentowane są przez owalne, ale nie zawsze regularne formy, o wielkości do 0,5 mm, będące zlepkami pelletów lub trudnymi do rozpoznania skupieniami algowymi tzw. worki algowe („Algenbeuteln” Füchtbauer 1964). Ziarna z otoczką stanowią przede wszystkim tzw. oolity powierzchniowe, które charakteryzują stosunkowo duże drobnokrystaliczne jądra otoczone nielicznymi (najczęściej 1–3) pierścieniami koncentrycznymi. Tworzą one owalne formy o wielkości do 0,3 mm i występują zwykle rzadziej niż intraklasty i pellety. Mogą to być również nierozpoznane formy algowe. Do poziomu  $\beta$  zaliczono także wyodrębnione w podziale makroskopowym wapienie ooidowe, w których dominują ziarna z otoczkami, a wielkość ich dochodzi do 2 cm (wyjątkowo do 5 cm). Teksturą wewnętrzną, która jednak jest silnie zartata przez procesy diagenetyczne, przypominają one oolity właściwe (pl. I, 3, 4).

Oprócz wymienionych składników stwierdzono obecność minimalnych ilości bardzo drobnych i dobrze obtoczonych ziarenek kwarcu oraz skupień i strzępów ilasto-żelazistych. W obrazie mikroskopowym widoczne są także liczne, zarówno przebiegające poziomo jak i pionowo, szwy stylolitowe, które wypełnione są zwykle kryptokrystaliczną, ciemniejszą substancją, o miąższości do 0,3 mm.

Strefa  $\beta_1$  ma ograniczony zasięg poziomy i stwierdzono ją w otworach Kątna, Chrząstawa, Dąbrowa Oleśnicka oraz w rejonie kopalni

Lubin. Linia ograniczająca od północy jej zasięg przebiega przez Polkowice, na S od Trzebnicy i na S od Parzynowa (fig. 3). Miąższość wapieni zaliczonych do strefy  $\beta_1$  zmienia się w wąskich granicach 10–12 m.

**Strefa  $\beta_2$ ; wapienie mikrytowo-pelletowo-szkieletowe**

Cechą charakterystyczną wapieni z tej strefy jest obecność licznych szczątków organicznych, które zajmują 10–15% objętości skały. Są to głównie szkielety otwornic spiralnych (pl. II, 1), a rzadziej fragmenty mszywiolów, małży i ramienionogów. Występują także nieliczne sferyczne algi. Inne allochemy, jak: pellety

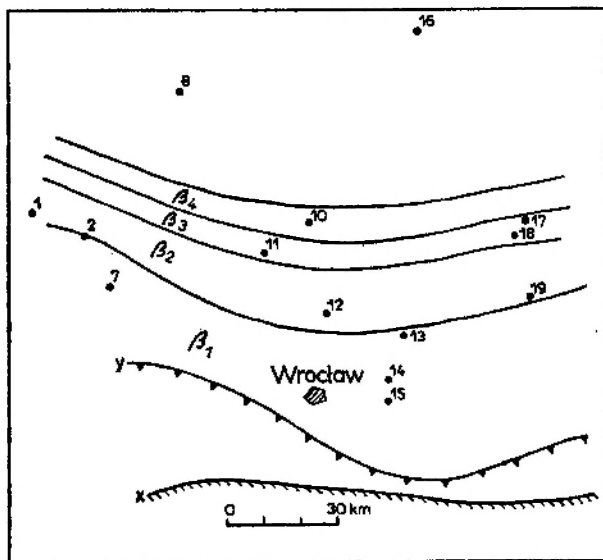


Fig. 3

Strefowe wykształcenie poziomu  $\beta$  (rafopodobnego)  
Zonal differentiation in the  $\beta$ -horizon (reef-like limestone)

i intraklasty, spotykane są w ilościach znacznie mniejszych niż w strefie  $\beta_1$ .

Masę cementującą stanowi mozaika mikrytowo-sparytowa, z wyraźną przewagą mikrytu. Skała jest bezkierunkowa, a niewielkie ilości substancji ilasto-żelazistej tworzą strzępy względnie nieregularne smugi.

Strefa  $\beta_2$  ograniczona jest do obszaru położonego bliżej środka basenu, a jej północny zasięg wyznacza najprawdopodobniej linia przebiegająca na N od Polkowic, na S od Żmigrodu i na N od Ostrzeszowa (fig. 3). Miąższość wapieni tej strefy waha się od 5–10 m.

**Strefa  $\beta_3$ ; wapienie szkieletowo-sparytowe**

Podstawę do wydzielenia trzeciej strefy

w poziomie  $\beta$  stanowi wyjątkowo liczny udział szkieletów organicznych, które zajmują prawie 50% objętości skały. Są to przede wszystkim liczne i dobrze zachowane szkielety mszywiolów, głównie z rodziny *Fenestellidae* oraz liczne algi, które tworzą w tej strefie zarówno formy sferyczne, jak i większe kolonie (pl. II, 2). Te ostatnie możliwe są do dostrzeżenia gołym okiem, a zupełnie wyraźnie widać je pod lupą. Identyfikację alg przeprowadzono przez porównanie z pracami Füchtbauera (1964) i Questera (1964). Szczególnie przydatna okazała się praca Questera, który jest autorem obszernego studium porównawczego form algopodobnych z cechsztynu północnoniemieckiego z algami trzeciorzędowych wapieni litotamniowych. Wykazał on, że większość z ciał do tej pory określanych jako formy „geboidowe” (pseudoolitowe, ooidowe itp.) stanowią algi, które mogą być w różny sposób wykształcone i mogą posiadać zróżnicowane rozmiary. Autor wyraża także przypuszczenie, że były to sinice, które gromadziły w swoich komórkach szlam wapienny. Sferyczne formy algowe ze strefy  $\beta_3$  mają różne wymiary, zwykle jednak w przekroju osiągają 0,2–1 mm. Sporadycznie spotykano także większe osobniki dochodzące do 3 mm.

Szczególnie interesująca jest obecność struktur o charakterze stromatolitów. Przez porównanie z formami opisanymi przez Wray'a (1972) można sądzić, że utworzyły je kolonie alg z rodzaju *Sphaerocodium* i *Renalcis*. Są to subtelne laminy o grubości do 0,3 mm, ułożone jedna na drugiej i powiązane poprzecznie. Ponadto zespoły lamin są niekiedy powyginane i przez to powstają „próżnie” o wielkości do 1 cm, w których znajduje się detrytyczny materiał węglanowy oraz rozetki gipsowe o wielkości do 3 mm. Skała jest silnie porowata.

Z innych allochemów wymienić trzeba przede wszystkim pellety, które mogą być efektami działalności życiowej alg. Wyróżniono także pojedyncze grudki, ale najprawdopodobniej są to algi o zatartej budowie wewnętrznej. Uwagę zwraca także stosunkowo duża (do 10%) zawartość siarczanów wapnia, które często wypełniają szkielety organiczne.

Cementująca masa węglanowa ma strukturę sparytu (o wielkości ziarn do 0,1 mm) lub znacznie rzadziej mikrytu.

Skały wyżej opisane występują w stropowej

części wapienia dolnego cechsztynu w rejonie Żmigrodu, a miąższość ich wynosi około 18 m, przy czym trzeba zaznaczyć, że struktury podobne do stromatolitów występują w górnej części tego poziomu. Najprawdopodobniej jednak wapienie szkieletowo-sparytowe tworzą również strefę o przebiegu równoleżnikowym, którą wyznaczają punkty: Bełz Wielki, Żmigród, Bogdaj i Antonin (fig. 3). Obserwacje, które mogą wskazywać na taki przebieg strefy  $\beta_3$ , zostaną przedstawione w dalszej części opracowania.

#### *Strefa $\beta_4$ ; wapienie szkieletowo-intraklastowo-sparytowe*

Wapienie strefy  $\beta_4$  charakteryzują się także znaczną zawartością szkieletów (do 50%), w których dominują fragmenty mszywiolów i sferyczne algi (pl. III, 1, 2). Występują także fragmenty małży i ramienionogów (pl. III, 3). Brak natomiast stromatolitów. Szczątki szkieletowe tworzą różnorodne formy o wielkości często do kilku mm i są bezładnie rozrzucone w cementującej masie sparytowej lub sparytowo-mikrytowej. Zaobserwowano również intraklasty i nieliczne pellety.

Siarczany wapienia, w postaci anhydrytu i gipsu, występują obficie (do 15%), wypełniając szkielety lub tworząc spoiwo (pl. III, 4).

Wapienie o przedstawionym charakterze petrograficznym stanowią górną część serii węglanowej w rejonie Radziadza. Mają one tutaj miąższość około 10 m i najprawdopodobniej tworzą wąską, równoleżnikową strefę przylegającą do N strefy  $\beta_3$  (fig. 3).

Poziom  $\gamma$  — częściowo zanieczyszczony wapienie allochemiczne — występuje w rejonach brzeżnych basenu sedymentacyjnego (otwory: Chrzastawa, Kątna, Dąbrowa). W stropowej części serii węglanowej stwierdzono obecność wapieni mikrytowych lub rzadziej mikrytowo-sparytowych z dużą domieszką materiału terygenicznego (pl. IV, 1).

Tło skalne składa się zwykle z drobno-kryształicznego agregatu węglanowego, w którym tkwią składniki terygeniczne (pl. IV, 2). Są to przede wszystkim:

— kwarc, który tworzy ziarna o zmiennej wielkości, maksymalnie do 0,6 mm, wykazujące bardzo różne obtoczenie;

— skalenie, zarówno skalenie potasowe jak i plagioklasy, o wielkości maksymalnie do 0,4 mm i również o zmiennym obtoczeniu;

— kwarcyty, dające ziarna o owalnych zarysach i wielkości do 0,3 mm na ogół znacznie lepiej obtoczone.

Ponadto sporadycznie występują minerały ilaste, muskowitz, chloryt, cyrkon i inne minerały akcesoryczne. Wyraźnie zaznacza się tendencja do zmniejszania rozmiarów ziarn, głównie kwarcu, ze wzrostem odległości od brzegu basenu (np. Chrzastawa — wielkość ziarn kwarcu do 0,6 mm, Kątna — do 0,25 mm, Dąbrowa — do 0,1 mm). Składniki terygeniczne są słabo sortowane i obok ziarn większych występują również drobne.

Podobnie obok ziarn lepiej obtoczonych występują ziarna o wyraźnie niższym stopniu obtoczenia. Niekiedy ziarna kwarcu, szczególnie drobniejsze, wykazują ślady krzemionkowych obwódek regeneracyjnych.

Procentowa zawartość składników terygeniczných w obszarze przybrzeżnym waha się w granicach od 10 do 40%. W częściach basenu bardziej oddalonych od brzegu, np.: otwór Lubin i Parzynów, zawartość ta znacznie maleje i nie przekracza kilku procent. Jednakże skały te zostały zaliczone do wspólnego poziomu, ponieważ zawierają podobną ilość allochemów (ponad 10%), z których przede wszystkim reprezentowane są intraklasty. Natomiast zmienna zawartość składników terygeniczných jest konsekwencją wzrostu odległości od brzegu basenu sedymentacyjnego.

Wapienie poziomu  $\gamma$  w rejonie Lubina i Parzynowa zawierają, szczególnie w stropowych partiach, siarczany wapnia, których ilość dochodzi nawet do 20%. Świadczy to o stopniowym rozwoju sedymentacji siarczanowej, która w tych rejonach zastępowała sedymentację węglanową, nie tylko w przekroju pionowym, ale także horyzontalnie (tzw. francjonalna sedymentacja ewaporatów).

Do składników ortochemicznych występujących w poziomie  $\gamma$  zaliczyć trzeba także, oprócz węglanów i siarczanów, sporadycznie obserwowane, chalcedon i glaukonit.

Wapienie poziomu  $\gamma$  ograniczone są do rejonów położonych stosunkowo blisko brzegów zbiornika i północny ich zasięg wyznacza linia przebiegająca przez Polkowice, na S od Trzebnicy i przez Ostrzeszów, która pokrywa się z zasięgiem rejonu południowego (fig. 2). Miąższość wapieni tego poziomu zmienia się w granicach od 6–10 m.

## WYSTĘPOWANIE ANHYDRYTU I GIPSU

Przy opisach makroskopowych i mikroskopowych poszczególnych odmian wapieni dolnego cechsztynu w zasadzie nie uwzględniono udziału anhydrytu i gipsu w budowie tych skał, chociaż występują one dość powszechnie i ich procentowa zawartość może dochodzić nawet do 20%. Anhydryt i gips tworzą zarówno makroskopowo widoczne żyłki o miąższości do 1 cm, soczewki i gniazda o wielkości dochodzącej do 5 cm, jak i formy wielkości mikroskopowej.

W profilu pionowym nie widać związków ilościowych ani jakościowych między występowaniem siarczanów a charakterem litologiczno-petrograficznym skały węglanowej. Dostrzegalne jest jedynie ogólne zwiększenie zawartości siarczanów w stropowych partiach wapieni, co jest zgodne z kolejnością krystalizacji minerałów z roztworu wody morskiej.

Siarczany mogły powstać w dwojaki sposób. Pewną część stanowią niewątpliwie siarczany synsedymantacyjne, które — jak się wydaje — tworzą przede wszystkim wyklinowujące się wkładki, soczewki i wtrącenia w wapieniach. Być może także syngenetyczny charakter ma część żyłek, które są zgodne z uławiceniem skały i w takim przypadku winny być traktowane jako wkładki. Właściwe określenie tych form na ograniczonej powierzchni rdzenia wiertniczego często napotyka na trudności. Natomiast zdecydowanie późniejszy charakter mają liczne pionowo i skośnie przecinające kierunkowe tekstury wapieni żyłki siarczanowe, które niekiedy występują wspólnie z kalcytem. Do tego typu należą również siarczanowe wypełnienia struktur organicznych lub por w skale węglanowej.

Obserwacje mikroskopowe wykazały, że znacznie częściej spośród siarczanów występuje anhydryt, ale udział gipsu jest również istotny. Nie udało się natomiast znaleźć żadnych prawidłowości w stosunkach między anhydrytem i gipsem. Wynika to z łatwości, z jaką minerały te mogą ulegać wzajemnym przemianom.

W tym miejscu również wspomnieć należy o charakterze przejścia serii węglanowej w wyżej leżącą serię siarczanową. Przejście to jest stopniowe i objawia się zwiększeniem zawartości siarczanów wapnia w stropie wapieni. Niemniej jednak proces zastępowania węglanów przez siarczany następuje dość szybko i w zasadzie strefa przejściowa ogranicza się do kilku lub

kilkudziesięciu centymetrów (wyjątkowo do 2 m) i może sprawiać wrażenie granicy stosunkowo ostrej. Czasami na granicy między seriami występuje utwór składający się z kawałków węglanów spojonych siarczanami.

## DOLOMITYCZNOŚĆ SERII WĘGLANOWEJ

W dotychczasowych opracowaniach (por. np: Alexandrowicz, Preidl 1971; Bereś, Kijewski 1971; Kłapeński 1971) zwraca się uwagę, że dolomityczność serii jest zróżnicowana.

Zagadnienie dolomityczności rozpatrzono na podstawie 30 analiz chemicznych oraz 30 analiz rentgenograficznych i spektralnych w podczerwieni, które wykonane zostały z prób po-

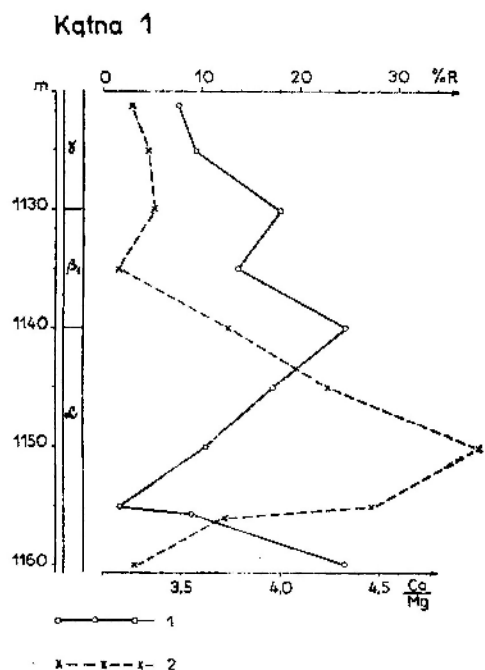


Fig. 4

Wykres wartości stosunku Ca/Mg (1) i zawartości części nierozpuszczalnych w HCl (R) (2)  
Showing ratio of Ca/Mg (1) and content of residuum (2) insoluble in HCl (R)

chodzących z wierceń Kątna, Trzebnica, Żmięgród, a więc z różnych rejonów monokliny przedsudeckiej. Ponieważ analiza chemiczna może informować tylko o średniej zawartości wagowej danego pierwiastka w skale, przeto aby zidentyfikować strukturę mineralną, w skład której wchodzi dany pierwiastek, wykonano z tych samych prób albo rentgenowską analizę fazową, albo spektrometryczną analizę fazową w podczer-

wieni. W efekcie więc każda z prób posiadała charakterystykę chemiczną i fazową (mineralną). Określoną analizami chemicznymi wagową

Tabela 4

Analiza widma w podczerwieni próby nr 129 z serii węglanowej otworu Trzebnica  
Analysis of infra-red spectrum of sample no. 129 from carbonate rocks of the Trzebnica drilling

cm <sup>-1</sup>	Minerał Mineral	Uwagi Notes
600, 618	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
682	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
733	dolomit	
890	dolomit	
1165	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
1450	dolomit (+kalcyt?)	koicydencja?

Trzebnica 1

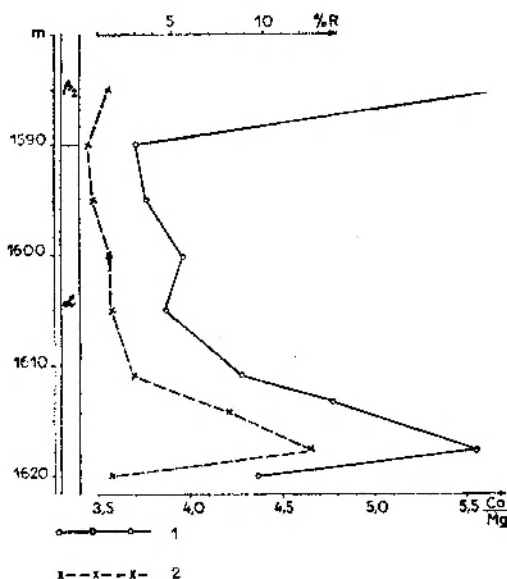


Fig. 5

Objaśnienia jak do fig. 4  
Explanation as in fig. 4

Żmigród 1

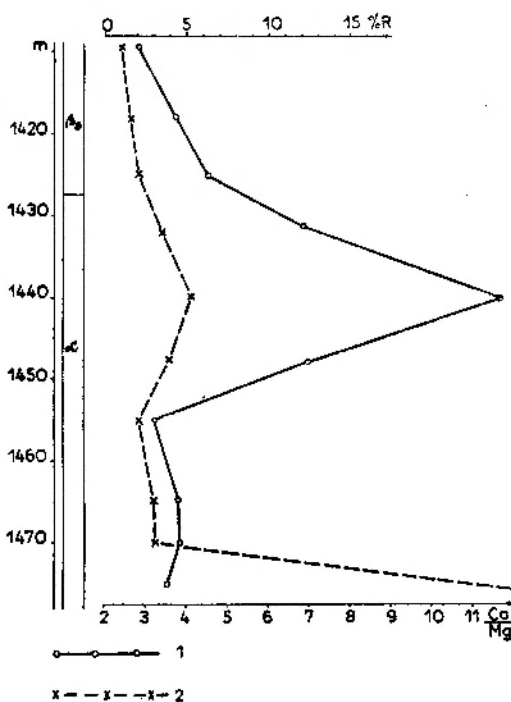


Fig. 6

Objaśnienia jak do fig. 4  
Explanation as in fig. 4

zawartość CaO i MgO przeliczono następnie na stosunki atomowe Ca/Mg. Uzyskane wyniki wskazują, że seria jest silnie dolomityczna i nie wykazuje pod tym względem tak dużego zróżnicowania jak sugerowali np. Beres i Kijewski (*op. cit.*) oraz Alexandrowicz i Preidl (*op. cit.*). W każdym razie nie jest ono tak duże, aby można mówić o wapieniach i przeciwstawiać je dolomitom. Zdecydowana większość z uzyskanych wartości Ca/Mg zawarta jest w granicach między 3,5 a 5, trzy wyniki nieznacznie przekraczają wartość 5, a trzy mają wartość poniżej 3,5 (fig. 4–6).

Porównując uzyskane wyniki z klasyfikacją wapieni i dolomitów, opracowaną na bazie stosunku Ca/Mg przez Chilingara (1956; 1957), okazuje się, że 90% analizowanych prób należy określić jako wapienie silnie dolomityczne (zakres Ca/Mg 3,5–16), a 10% należy do dolomitów wapiennych (zakres Ca/Mg 2–3,5). Najniższą wartość (2,83) wykazuje próba z otworu Żmigród, w której stwierdzono obecność stromatolitów.

Tabela 5

Analiza widma w podczerwieni próby nr 132 z serii węglanowej otworu Trzebnica  
Analysis of infra-red spectrum of sample no. 132 from carbonate rocks of the Trzebnica drilling

cm <sup>-1</sup>	Minerał Mineral	Uwagi Notes
600, 620	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
680	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
720	kalcyt	koicydencja
735	dolomit	koicydencja
860	kalcyt	
885	dolomit	
1125, 1165	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
1420–1490	dolomit + kalcyt	koicydencja

Przeprowadzone badania fazowe wykazały, iż tak wysoką zawartość magnezu w serii węglanowej powoduje obecność minerału o strukturze dolomitu, który razem z kalcytem stanowi zasadniczy składnik mineralny tych skał. Wyniki niektórych analiz rentgenograficznych i spektralnych w podczerwieni szczegółowo przed-

łączy się je w jedną grupę będącą przeciwstawieniem dolomitu późnodiagenetycznego. Dodatkowym uzasadnieniem przemawiającym za łączeniem dolomitu pierwotnego z wczesnodiagenetycznym są wyniki badań współczesnych morskich osadów węglanowych. Stehli i Hower (1961) oznaczyli w płytkowodnych mułkach mor-

Tabela 6

Analiza widma w podczerwieni próby nr 134 z serii węglanowej otworu Trzebnica (por. fig. 7)  
Analysis of infra-red spectrum of sample no. 134 from carbonate rocks of the Trzebnica drilling (comp. fig. 7)

Symbol Symbol	cm <sup>-1</sup>	Minerał Mineral	Uwagi Notes
A (+G)	613	anhydryt (+gips?)	koicydencja?
A	680	anhydryt	
K	720	kalcyt	koicydencja
D	733	dolomit	koicydencja
g	808	getyt	
K	860	kalcyt	
D	885	dolomit	
g	915	getyt	
m	1025 – 1040	montmorylonit	koicydencja
A (+G)	1125 – 1160	anhydryt + gips	koicydencja
D + K	1460	dolomit + kalcyt	koicydencja
	1640	H <sub>2</sub> O	
m	3400 – 3650	montmorylonit	

Tabela 7

Analiza widma w podczerwieni próby nr 136 z serii węglanowej otworu Trzebnica (por. fig. 8)  
Analysis of infra-red spectrum of sample no. 136 from carbonate rocks of the Trzebnica drilling (comp. fig. 8)

Symbol Symbol	cm <sup>-1</sup>	Minerał Mineral	Uwagi Notes
A	515	anhydryt	
A	600, 615	anhydryt	
D	732	dolomit	
K	860	kalcyt	koicydencja
D	885	dolomit	koicydencja
A	1130, 1170	anhydryt	
D	1450	dolomit	

stawiają tabele 4–9 i ilustrujące niektóre z nich figury 7–9.

Teoretycznie można traktować dolomit jako minerał pierwotny, wczesnodiagenetyczny lub późnodiagenetyczny. W praktyce geologicznej i petrograficznej trudno jednak odróżnić dolomit pierwotny od wczesnodiagenetycznego i dlatego

skich aragonit i magnezowy kalcyt, który wykazywał około 12% domieszki MgCO<sub>3</sub>. Schroeder (1972) w węglanowym cementie współczesnych raf z Bermud wyróżnił aragonit i magnezowy kalcyt o zawartości 15% MgCO<sub>3</sub>. Alexandersson (1972) we współczesnych osadach morza Karaibskiego i Śródziemnego zidentyfikował aragonit

Tabela 8  
Analiza dyfraktogramu próby nr 48 z serii węglanowej otworu Kątna  
Analysis of diffractogram of sample no. 48 from carbonate rocks of the Kątna drilling

Numer refleksu Reflex number	<i>I</i>	<i>d<sub>hkl</sub></i>	Minerał Mineral
1	2	4,27	gips ?
2	7	3,50	anhydryt
3	5	3,34	kwarc
4	1	3,03	kalcyt
5	10	2,88	dolomit
6	1	2,66	dolomit
7	1	2,53	dolomit
8	1	2,39	dolomit
9	3	2,20	dolomit
10	4	2,15	kwarc
11	1	2,06	dolomit
12	1	2,03	?
13	2	2,01	dolomit
14	1	1,987	anhydryt
15	3	1,862	kalcyt
16	4	1,789	dolomit

Tabela 9  
Analiza dyfraktogramu próby nr 49 z serii węglanowej otworu Kątna (por. fig. 9)  
Analysis of diffractogram of sample no. 49 from carbonate rocks of the Kątna drilling (comp. fig. 9)

Numer refleksu Reflex number	<i>I</i>	<i>d<sub>hkl</sub></i>	Minerał Mineral
1	3	4,30	gips
2	2	3,58	chloryt
3	6	3,50	anhydryt
4	7	3,34	kwarc
5	10	2,88	dolomit
6	1	2,66	dolomit
7	2	2,57	montmorylonit
8	2	2,54	dolomit
9	1	2,45	dolomit
10	2	2,43	getyt
11	2	2,39	dolomit
12	1	2,28	kalcyt
13	8	2,23	illit
14	5	2,18	dolomit
15	1	2,09	kalcyt
16	2	2,01	dolomit
17	1	1,856	kalcyt ?
18	4	1,802	kwarc
19	5	1,782	dolomit
20	1	1,744	anhydryt
21	2	1,545	dolomit

i magnezowy kalcyt zawierający 15–17% MgCO<sub>3</sub>. Przeliczając to na stosunek Ca/Mg uzyskuje się wynik w granicach 8,5.

Brak dolomitu w osadach współczesnych częściowo wyjaśnić mogą badania eksperymen-

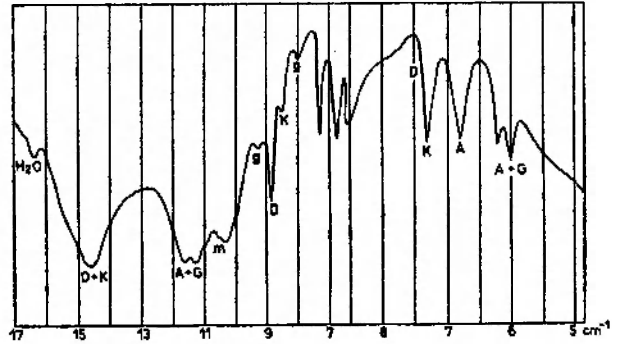


Fig. 7

Widmo absorpcyjne w podczerwieni próby nr 134 (por. tab. 6)

Infra-red spectrum of sample no. 134 (comp. tab. 6)

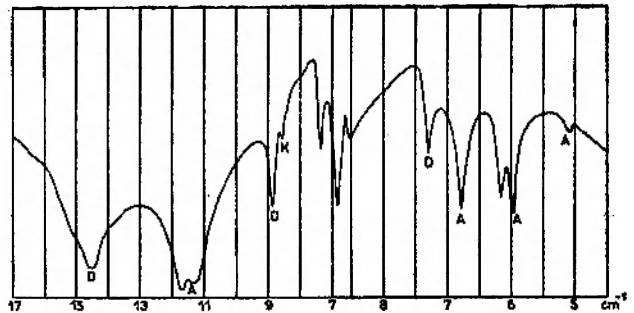


Fig. 8

Widmo absorpcyjne w podczerwieni próby nr 136 (por. tab. 7)

Infra-red spectrum of sample no. 136 (comp. tab. 7)

talne, które wykazały, że minerał o strukturze dolomitu powstaje tylko w określonych warunkach fizykochemicznych. Chilingar (1956) otrzymał doświadczalnie dolomit z wody morskiej wzbogaconej w MgCO<sub>3</sub> i CaCO<sub>3</sub> przy ciśnieniu 4 atm CO<sub>2</sub>. Baron (*vide* Füchtbauer 1964) uzyskał dolomit z roztworu CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub> i Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> przy ciśnieniu 2–5 atm CO<sub>2</sub> i temperaturze 22–150°C. Zauważył przy tym, że w niższych temperaturach tworzył się nieuporządkowany „prodolomit”, który stopniowo przechodził w pełnuporządkowany dolomit. Zeller (*vide* Füchtbauer 1964) otrzymał dolomit przy normalnym ciśnieniu i stosunkowo niskiej temperaturze z 1,5 molowego roztworu Ca(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>,

$MgSO_4$ ,  $Na_2CO_3$ , przy czym stwierdził, że bardzo ważną rolę odegrała w tej reakcji obecność jonu siarczanowego.

Fairbrige (1957) zaproponował, aby dolomity dzielić na wczesnodiagenetyczne i późnodiagenetyczne. Stanowisko takie akceptuje m. in. Usdowski (1968). Natomiast Bogacz, Dzużyński, Harańczak i Sobczyński (1972), łącząc

— zróżnicowanie zawartości Mg jest regionalne, np. w facji morza głębokiego wapienie występują niżej, a dolomity wyżej,  
— dolomity wczesnodiagenetyczne charakteryzują się zwykle drobnokrystaliczną strukturą,  
— skały dolomityzowane we wczesnym etapie diagenety są zwykle zbite i mają znikomą porowatość. Potwierdza to Usdowski (1968) stwier-

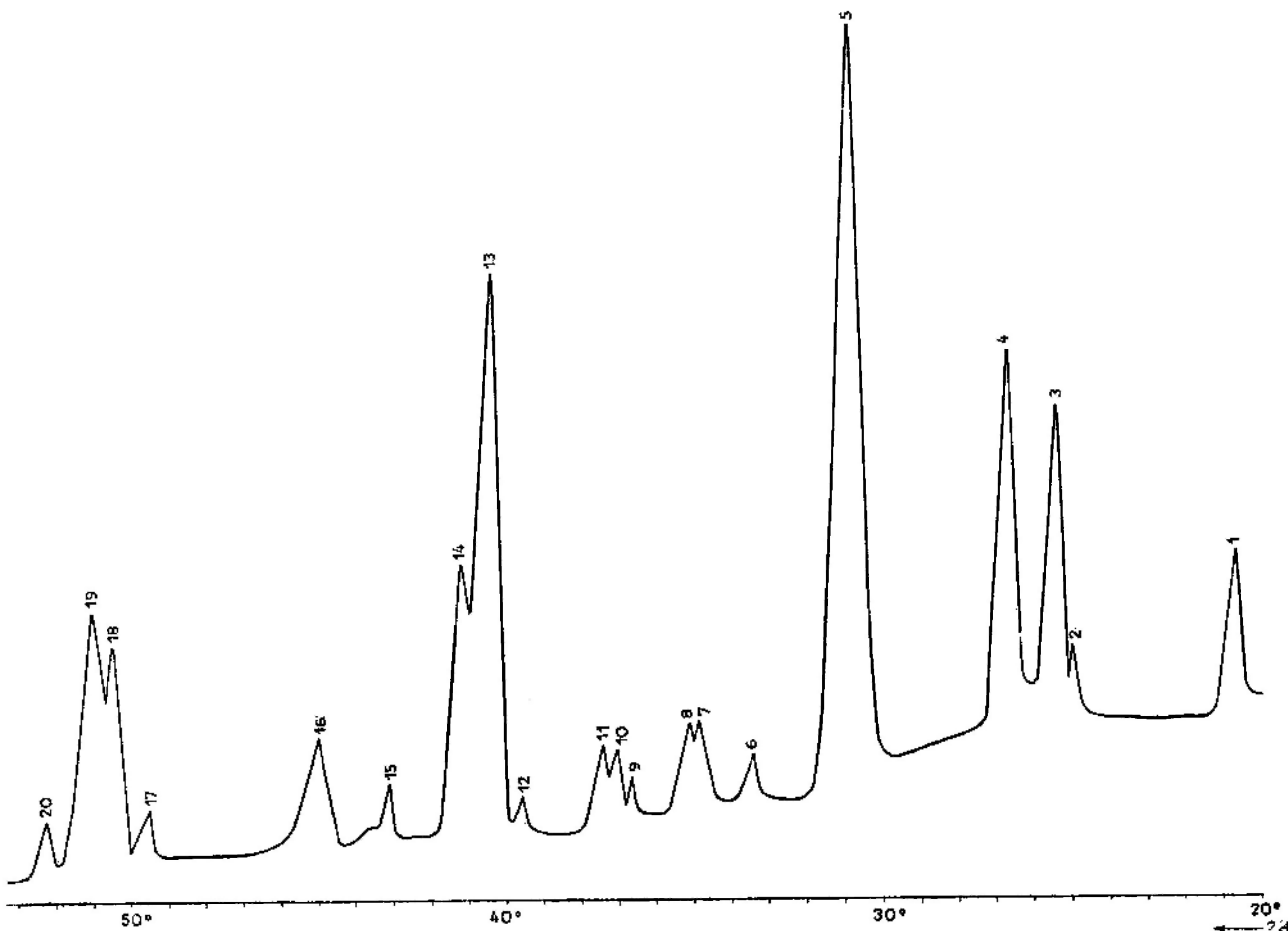


Fig. 9

Dyfraktogram rentgenowski (wyidealizowany) próby nr 49 (por. tab. 9)

X-ray diffractogram (idealized) of sample no. 49 (comp. tab. 9)

również dolomity powstające przez wytrącanie z wody morskiej z dolomitami powstałymi we wczesnym okresie diagenety, określają je terminem „syngenetyczne” lub „pierwotne”.

Füchtbauer (1964) wymienia kilka cech, które mogą wskazywać na dolomityzację we wczesnym stadium diagenety, a mianowicie:  
— zróżnicowanie zawartości Mg jest często związane z warstwowaniem osadu,

dzając, iż dolomityzacja późnodiagenetyczna powoduje często wtórną porowatość.

W świetle wymienionych cech należy przypuszczać, że badane skały węglanowe dolomityzowane były w stadium wczesnodiagenetycznym. Tezę taką uzasadniać mogą następujące obserwacje:

— wykresy stosunku Ca/Mg i zawartości części nierozpuszczalnych w HCl mają zbliżony prze-



bieg, co wskazuje na związek dolomityzacji ze stratyfikacją osadu<sup>2</sup> (fig. 4—6),

— w badanym kompleksie skalnym dominują drobnokrystaliczne struktury składników węglanowych,

— seria węglanowa cyklotemu Werra wykazuje ogólnie znikomą porowatość (Karnkowski 1971).

Mechanizm dolomityzacji wczesnodiagenetycznej przedstawili Bissel i Chilingar (1958) oraz Usdowski (1968). Polega ona na reakcji metastabilnej fazy  $\text{CaCO}_3$  z roztworami diagenetycznymi obfitującymi w jony  $\text{Mg}^{2+}$ , przy czym wymiana jonów odbywa się na drodze dyfuzji.

Jest prawdopodobne, iż w tak miąższym i rozległym kompleksie skał węglanowych mogła zaznaczyć się również dolomityzacja późnodiagenetyczna. Jednym z jej przykładów mogłyby być dolomity wapienne ze stropu wiercenia Żmigród, w których stwierdzono stromatolity (por. fig. 2, 3, 6). Dolomityzacji późnodiagenetycznej sprzyjała zapewne znaczna porowatość, którą powodowały struktury algowe. Ponadto dochodzić mogło tutaj do wtórnego wzbogacenia w dolomit, poprzez wymywanie łatwiej rozpuszczalnego kalcytu wodami krążącymi w porach i zluźnieniach.

#### INNE PROCESY POSEDYMENTACYJNE

Na pierwszym miejscu wymienić tu trzeba rekrytalizację. Powodowała ona przejście części składników o strukturze mikrytowej w struktury mikrytowo-spartowe. Rekrytalizacja zbiegła się czasowo najprawdopodobniej z wczesnodiagenetyczną dolomityzacją i dzięki temu doszło do powstania wspomnianych przy opisach mikroskopowych form euhedralnych lub subhedralnych. Jednym z kolejnych procesów była sylikacja, która prowadziła do powstania nielicznych i drobnych kryształów autogenicznego kwarcu. Kwarce tworzy ziarna o idioblastycznym pokroju i krępej postaci o długości do 0,25 mm. Bereś i Kijewski (1971) przypuszczają, że sylikacja tych skał wywołana została przez roztwory lub ługi solne, przenikające descensyjnie kompleks skalny.

<sup>2</sup> W opinii S. Kwiatkowskiego (informacja ustna) taka interpretacja jest prawdopodobna szczególnie wtedy, gdy części nierozpuszczalne stanowi głównie frakcja piaszczysta.

Dostarczają one potrzebnej ilości elektrolitu, przy udziale którego może dojść do wykrytalizowania krzemionki zawartej w wodach diagenetycznych. Rozproszony w skale detrytyczny pelit kwarcowy mógł spełniać rolę zarodków krystalizacyjnych. Ponieważ kryształki autogenicznego kwarcu często zawierają romboedry węglanowe, wymienieni autorzy sądzą, że sylikacja była procesem późnodiagenetycznym. Również późnodiagenetycznym procesem jest kalcytyzacja, dzięki której w szczelinach i zluźnieniach doszło do wykrytalizowania kalcytu o grubokrystalicznej strukturze (wielkość kryształów często powyżej 1 mm). Z kalcytyzacją wiąże się też najprawdopodobniej powstanie sporadycznie występujących drobnych kryształków fluorytu, które opisali także Bereś i Kijewski (*op. cit.*). W szczelinach obserwowana jest bowiem parageneza kalcytu, anhydrytu lub gips, fluoryt i uwodnione tlenki żelaza. Kalcytyzacja i anhydrytyzacja stanowią przypuszczalnie jeden z ostatnich procesów petrogenetycznych wapieni dolnego cechsztynu z monokliny przedsudeckiej.

#### PRZYCZYNY ZRÓŻNICOWANIA SERII WĘGLANOWEJ

Przyczyn petrograficznego zróżnicowania serii węglanowej szukać należy w różnych warunkach sedymentacji poszczególnych poziomów i regionów. Środowisko sedymentacyjne było zależne przede wszystkim od odległości od brzegów i głębokości basenu.

Poziom spagowy (poziom *a*) reprezentują wapienie drobnokrystaliczne, które zgodnie z propozycjami Folka (1959) i Chilingara (1957) określić można jako silnie dolomityczne mikrytowe wapienie ortochemiczne. Wykształcone są one na całym obszarze wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Stanowią 38—100% ogólnej miąższości wapieni w poszczególnych otworach wiertniczych (tab. 10). Miąższość tego poziomu wyrażona w metrach waha się w granicach 4—50. Przyczyny tego dużego zróżnicowania miąższości tkwią, jak podkreślił Kłapiński (1964), w urozmaiceniu morfologii dna basenu. W partiach elewowanych obserwuje się bowiem wzrost miąższości tych skał. Niewielka miąższość wapieni poziomu *a* w rejonie północnym (Żakowo, Jarocin) jest natomiast wynikiem większej głębokości

morza i odległości od brzegu, dzięki czemu sedymentacja węglanowa została prędzej zakończona i zastąpiona przez sedymentację siarczanową.

Z punktu widzenia geologicznego, jak również i praktycznego (poszukiwanie bituminów), znacznie bardziej interesujący jest poziom  $\beta$ , w którym wyróżniono 4 strefy (por. fig. 3). Poziom  $\beta$  wykształcony jest w rejonie południowym i środkowym wykazując miąższość od 10–18 m, co stanowi 15–36% ogólnej miąższości wapieni w poszczególnych wierce-

krańcach Masywu Reńskiego (Haack, Fulda *vide* Fuchtbauer 1964), w południowej Holandii i północnej Belgii (Dorsman *vide* Fuchtbauer 1964), w zachodniej i wschodniej części Grenlandii (Mayne 1942), na Madagaskarze (*vide* Kerkmann 1969), w środkowych stanach USA (Trechmann 1932). Algi zachowały do dzisiaj duże znaczenie rafotwórcze i spotykane są we współczesnych obszarach rafowych (Mädgefrau 1956; Glynn, Stewart, McCocker 1972), natomiast mszywioly są wprawdzie obecnie także dość pospolite, ale nigdy nie tworzą

Tabela 10

Miąższość poziomów węglanowych w badanych otworach wiertniczych  
Thickness of carbonate horizons in drillings investigated

Otwór Drilling	Poziom (strefa) Horizon (zone)		$\alpha$		$\beta_1$		$\beta_2$		$\beta_3$		$\beta_4$		$\gamma$		Ogólna miąższość w m General thickness in meters
	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%	m	%	
Chrzastawa	10	38	10	38									6	24	26
Kątna	20	50	10	25									10	25	40
Dąbrowa	24	52	12	27									10	21	47
Lubin (chodnik B-3)	50	73	10	15									8	12	68
Polkowice H-70	49	72	11	16									8	12	68
Parzynów	48	79			12	18							6	9	66
Trzebnica	30	75			10	25									40
Polkowice H-17	23	82			7	18									28
Żmigród	50	73					18	27							68
Radziądz	17	64							10	36					27
Żakowo	4	100													4

niach. Na podstawie porównania z pracami Caroziego (1961), Kerkmanna (1963; 1967; 1969), Krebsa (1968), Wray'a (1972) oraz na podstawie obserwacji nad wykształceniem utworów węglanowych cyklotemu Werra w basenie turyngskim można przypuszczać, że jest to poziom o wykształceniu rafopodobnym, a poszczególne strefy odpowiadają facjom: brzegowej, zarafowej, rafowej i przedrafowej poziomu rafowego.

Obszar rafowy reprezentuje strefa  $\beta_3$ , która, jak to już wspomniano, obfituje w składniki szkieletowe. Są to przede wszystkim mszywioly i algi, a te ostatnie tworzą tutaj również struktury typu stromatolitowego. Rify mszywiolowo-algowe górnego permu znane są z wielu obszarów na obydwu półkulach. Z obszaru Turynгии znane są one już z ubiegłego stulecia (Geinitz 1861). Obecność takich raf stwierdzono także na Litwie (Suwejdiz 1963), przy wschodnich

konstrukcji rafowych. Jak stwierdził Cuffey (1972) prowadzą one epiplanktoniczny tryb życia i tylko przez „inkrustowanie” podmorskich części struktur koralowych oraz wypełnienie wolnych przestrzeni w strukturze rafowej uczestniczą w budowie raf.

Strefa  $\beta_4$  jest również bogata w składniki szkieletowe, ale wapienie mają wyraźnie detrytyczny charakter i odpowiadają facji przedrafowej wykształconej jako tzw. blokowisko rafowe.

Zarówno skały strefy  $\beta_3$  jak i  $\beta_4$  zostały zidentyfikowane w pojedynczych otworach wiertniczych (strefa  $\beta_3$  – w stropie serii węglanowej otworu Żmigród, strefa  $\beta_4$  – w stropie tej serii w otworze Radziądz). Opisując wykształcenia tych skał podkreślano, że tworzą one najprawdopodobniej pasy o przebiegu równoleżnikowym.

Koniecznym warunkiem powstania raf,

a tym bardziej stromatolitów, musiały być odpowiednie elewacje dna morskiego, które, jak wykazuje Monty (1972) oraz Philcox (1972), mogły być nawet okresowo wynurzone. Obszar, w którym stwierdzono obecność struktur o charakterze stromatolitów, pokrywa się z fragmentem nakreślonej przez Sokołowskiego (1966 a, b) tzw. grzędy waryscyjskiej (fig. 24). Należy przypuszczać, że sedymentacja wapieni poziomu  $\alpha$  w obrębie grzędy była intensywniejsza niż w innych częściach basenu, a to zwiększyło jeszcze różnice w morfologii dna. Ponadto obszar tektoniczny, jakim w ujęciu Sokołowskiego jest wspomniana grzęda, jako bardziej usztywniony inaczej zachowywał się podczas subsydencji dna basenu. Spowodowało to utworzenie w rejonie Żmigrodu wyraźnej wyniosłości podmorskiej, która mogła także okresowo wystawać ponad lustro wody i dzięki temu powstały sprzyjające warunki do rozwoju facji rafowej. Być może ze względu na wzrastające zasolenie wody morskiej rafa ta nie osiągnęła pełnego rozwoju. Wzrost organizmów zahamowany został bowiem przez sydymentację siarczanowo-solną. Nie jest wykluczone, że mamy tutaj przykład tzw. rafy embrionalnej. Wskazywać na to mogą wielkości struktur algowych, które odpowiadają niższym poziomom rafowym z basenu Turyngii (Mägdefrau 1956).

Innym obszarem, w którym najprawdopodobniej doszło do wykształcenia rafy, jest leżąca na wschód od Żmigrodu struktura Bogdaj—Uciechów. Również w tym rejonie Sokołowski stwierdził elewację podłoża cechsztynu, a wyjątkowo wysoka porowatość wapienia z tego rejonu wskazuje na jego organogeniczny charakter (Karnkowski 1971). Ponadto w położonym jeszcze dalej na wschód, ale również w obrębie grzędy waryscyjskiej, wierceni Antonin, w stropowej partii występuje wapień bardzo podobny do utworów międzyrafowych bocznych występujących w rejonie między Salfeld a Neustadt w Turyngii. Na sedymentację rafową w rejonie Bogdaj—Uciechów wskazuje również obecność zarafowej strefy  $\beta_2$  w położonym na południe Parzynowie. Należy więc przypuszczać, iż pas obszaru rafowego rozciągał się na wschód od Żmigrodu, obejmując rejon Bogdaj—Uciechów i Antonin. Natomiast w kierunku zachodnim od Żmigrodu obszar rafowy musiał być wykształcony na północ od zachodniej części kopalni Polkowitz,

gdzie stwierdzono obecność wapieni charakterystycznych dla facji zarafowej. Można sądzić, że optymalne warunki do tworzenia się rafy istniały także na wyniesieniu podłoża cechsztynu, które stwierdził Sokołowski między Rudną a Górą.

W ten sposób, jak można przypuszczać, obszar rafowy ciągnie się pasem o kierunku równoleżnikowym, który wyznaczają miejscowości: Bełcz Wielki, Żmigród, Bogdaj i Antonin (fig. 3). Na całej długości tego pasa nie doszło do wykształcenia typowych raf. Grzęda waryscyjska była bowiem porozcinana i składała się najprawdopodobniej z izolowanych wzniesień układających się w wyżej wskazany pas. Przerwy między wzniesieniami ułatwiały przepływ świeżych wód w kierunku południowym, co było niezbędne dla wykształcenia miąższego poziomu węglanowego, a następnie siarczanowego.

Jeżeli więc przyjmiemy, że facja rafowa tworzy pas równoleżnikowy, to facja przedrafowa, tzw. blokowisko rafowe, winna tworzyć pas o takiej samej rozciągłości (por. strefa  $\beta_4$ , fig. 3). Obecność facji przedrafowej stwierdzono w otworze Radziądź, położonym kilka kilometrów na NE od Żmigrodu.

Strefa  $\beta_2$  przedstawia typ litologiczny charakterystyczny dla facji zarafowej, a szczególnym jej wskaźnikiem według Carozziego (1961), Kerkmanna (1969) i Krebsa (1968) jest obecność otwornic spiralnych.

Strefa  $\beta_1$ , zawierająca liczne formy ooidowe, w tym głównie oolity, jest według cytowanych autorów typowa dla obszaru brzegowego sedymentacji rafowej.

Jak wynika z powyższych rozważań, poziom wapieni allochemicznych (poziom  $\beta$ ) należy traktować jako jedną jednostkę stratygraficzną zróżnicowaną facjalnie. Idąc od południa na północ obserwuje się kolejno następujące facje (fig. 3):

- brzegową, reprezentowaną przez wapień z ooidami (strefa  $\beta_1$ ),
- zarafową, reprezentowaną przez wapień z otwornicami spiralnymi (strefa  $\beta_2$ ),
- rafową, reprezentowaną przez wapień z mszywiolami i stromatolitami (strefa  $\beta_3$ ),
- przedrafową, reprezentowaną przez detrytyczne wapień ze szkieletami (strefa  $\beta_4$ ).

Poziom  $\gamma$ , jak już podkreślano, wykształcony jest tylko w rejonie południowym. Odnacza

się on dość stałą miąższością (6–10 m) i jest przybrzeżnym ekwiwalentem sedymentacji siarczanowej, która rozpoczęła się w rejonie środkowym i północnym. W niedalekiej odległości od brzegu wapienie poziomu  $\gamma$  są silnie zanieczyszczone materiałem terygenicznym, co świadczyć może o dalszym zróżnicowaniu wysokości

względnych między obszarem morskim i lądem. W kierunku północnym wyraźnie maleje udział składników terygeniczných w budowie wapieni poziomu  $\gamma$ , a wzrasta zawartość siarczanów. Wskazuje to na stopniowe, horyzontalne zastępowanie sedymentacji węglanowej przez sedymentację siarczanową (fig. 24).

## SERIA SIARCZANOWA CYKLOTEMU WERRA

### CHARAKTERYSTYKA MAKROSKOPOWA

Utwory facji siarczanowej cyklotemu Werra wschodniej i środkowej części monokliny przed-sudeckiej wykształcone są jako seria anhydrytowa wykazująca zmienną miąższość, od około 30 do około 100 m. Ogólnie miąższość serii wzrasta w kierunku NE.

Megaskopowo anhydryty przedstawiają dość znacznie zróżnicowany kompleks skalny. Zróżnicowanie to wyraża się przede wszystkim zmiennym wykształceniem tekstur i struktur, które są widoczne na powierzchniach rdzeni wiertniczych lub na zglądach. Pewną zmienność wykazuje także zabarwienie skały.

Szczegółowy podział makroskopowy anhydrytów Werra z monokliny przed-sudeckiej opracował Kłapciński (1966; 1971) wyróżniając w profilu pionowym następujące poziomy:

- anhydryty o niewyraźnej strukturze perełkowej o miąższości 0–23 m,
- anhydryty grubooczkowe o miąższości 2–8 m,
- anhydryty drobnooczkowe o miąższości 6–8 m,
- anhydryty perełkowe o miąższości 6–21 m,
- anhydryty pseudoperełkowe o miąższości 4–16 m,
- brekcja anhydrytu i iłu o miąższości 2–10 m,
- anhydryty afanitowe o miąższości 0–55 m,
- anhydryty faliste o miąższości 0–50 m,
- anhydryty gruzelkowe występujące w spągu, o miąższości 3–14 m.

### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNO-MINERALOGICZNA

#### KLASYFIKACJA PETROGRAFICZNA

Petrografia anhydrytów Werra z monokliny przed-sudeckiej nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań. Pierwsza próba kla-

syfikacji petrograficznej na niewielkim obszarze między Lubinem a Sieroszowicami polegała na wydzieleniu anhydrytów pakietowych, średnio- lub grubokrystalicznych oraz afanitowych (Lorenc 1971).

Obecne badania petrograficzno-mineralogiczne omawianych skał dały podstawę do wydzielenia dwóch głównych typów anhydrytów, które zgodnie z propozycjami Ognibena (1957a) i Carozziego (1960) określono jako pierwotne i epigenetyczne.

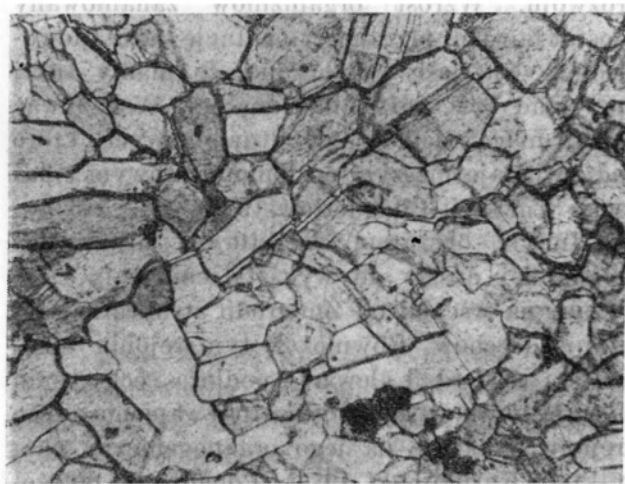


Fig. 10

Obraz mikroskopowy anhydrytu pierwotnego grubokrystalicznego z teksturą „sterty cegieł”. Próba nr 127, nikol pojedynczy, pow. 150 ×

Photomicrograph of primary coarse-crystalline anhydrite. Note “pile-of-brick” texture. Sample no. 127, one nicol only, magn. 150 ×

Anhydryty pierwotne wykazują następujące cechy mikroskopowe:

- poszczególne kryształy mają przekrój prostokątny, bardziej lub mniej zbliżony do izometrycznego,
- kryształy mają wyraźne i ostre krawędzie, brak natomiast ząbkowatych zazębnień z sąsiadującymi kryształami,

- kryształy pozbawione są zwykle wrostków,
- w cienkim szlifie są bezbarwne i wykazują wysokie barwy interferencyjne,
- prosto wygaszają światło,
- dobrze widoczna jest dwukierunkowa łupliwość,
- tworzą charakterystyczną teksturę „sterty cegieł” (pile-of-brick).

Anhydryty pierwotne występują głównie w rejonie między Antoninem, Trzebnicą i Radziądzem oraz w rejonie Lubina i Sieroszowic. Można wśród nich wyróżnić struktury średnio- i grubokrystaliczne oraz drobnokrystaliczne (czasami afanitowe). Anhydryty pierwotne o *strukturze średnio- i grubokrystalicznej* składają się z kryształów o wielkości 0,03–0,6 m. Stosunek osi krótszej do dłuższej w poszczególnych kryształach nie przekracza z reguły 1 : 2 (fig. 10; pl. V, 1).

Czasami widoczne jest niewyraźne warstwowanie o grubości warstewek około 3 mm, podkreślone zwykle smugami węglanowo-ilasto-żelazistymi. Sporadycznie widoczne jest również niewyraźne warstwowanie frakcyjne odwrotne, które jest na ogół wyraźniejsze w gipsach niż w anhydrytach. Zostało ono szczegółowo opisane przez Ognibena (1955; 1957b) z utworów siarczanowych miocenu Sycylii. W omawianych anhydrytach polega ono na przejściu od smugi węglanowo-ilastej przez kryształy anhydrytu o wielkości 0,06 mm do anhydrytu o wielkości kryształów do 0,15 mm. Przekonywające wyjaśnienie mechanizmu powstawania takiego warstwowania w skałach chemicznych przedstawił Kwiatkowski (1972). Opiera się ono na założeniu, że wielkość kryształów wytraconych z roztworu zależy od szybkości tworzenia się za rodków krystalizacyjnych i od szybkości krystalizacji na tych zarodkach. Autor ten stwierdził obecność warstwowania frakcyjnego odwrotne w gipsach laminowanych miocenu Polski południowej.

Anhydryty z monokliny przedsudeckiej najczęściej jednak nie wykazują warstwowania. Kryształy różnej wielkości całkowicie wypełniają przestrzeń dając w efekcie wspomnianą wyżej teksturę „sterty cegieł” (Brown *vide* Goldman 1952).

Znacznie rzadziej niż średnio- i grubokrystaliczne występują anhydryty pierwotne o *strukturze drobnokrystalicznej*, czasami *afanitowej*. Kryształy osiągają maksymalnie 0,05 mm.

Tekstura skały jest w zasadzie bezkierunkowa, ale znacznie częściej niż w odmianach grubo- i średniokrystalicznych widoczne jest niewyraźne warstwowanie podkreślone smugami węglanowo-ilasto-żelazistymi. Pod dużymi powiększeniami widoczna jest też tekstura „sterty cegieł” (pl. V, 2).

Anhydryty epigenetyczne odznaczają się następującymi cechami mikroskopowymi:

- kryształy są an- lub subhedralne i wykazują zwykle wyraźną tendencję do wydłużenia, przy czym pokrój kryształów może być listewkowy, igłowy, wrzecionowaty, romboidalny i niekiedy grubotablicowy;

- granice między kryształami nie są wyraźne, kryształy wzajemnie „przenikają się”;
- często występują „zanieczyszczenia” wewnątrz kryształów;
- łupliwość dwukierunkowa jest mało wyraźna;
- wygaszanie światła jest czasami skośne względem kierunków łupliwości;
- bardzo często kryształy układają się w wiązki.

Bardziej szczegółowy wykaz cech anhydrytów epigenetycznych przedstawił Goldmann (1952), który określał je terminem „regeneracyjne”. Obecną nazwę wprowadził Ogniben (1955; 1957b). O przynależności do typu pierwotnego względnie epigenetycznego nie decyduje oczywiście jedna z wymienionych cech, ale zespół składający się przynajmniej z kilku spośród nich. Wśród anhydrytów epigenetycznych wyróżnić można także dwa wyraźnie

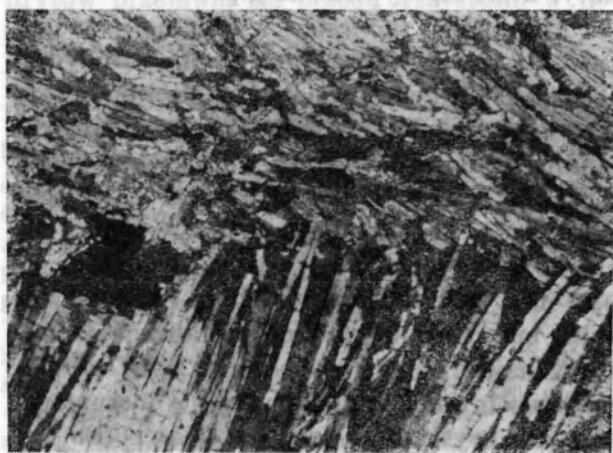


Fig. 11

Obraz mikroskopowy anhydrytu epigenetycznego pręcikowego. Próba nr 178, nikole skrzyżowane, pow. 150 ×  
Photomicrograph of bacillar epigenetic anhydrite.  
Sample no. 178, crossed nicols, magn. 150 ×

różne typy strukturalne, dla których można użyć określenia: anhydryty pręcikowe (rodlike) i anhydryty filcowate (felty).

*Anhydryty pręcikowe* występują powszechnie na terenie monokliny przedsudeckiej, a szczególnie pospolite są w rejonach oddalonych od brzegu basenu (otwory Jarocin, Żakowo). Ponadto obserwuje się je na całym obszarze monokliny w stropowych partiach serii anhydrytowych. Charakteryzują się zwykle ksenotopieczną strukturą (Friedmann 1965). Poszczególne kryształy mają najczęściej pokrój pręcikowy o długości 0,2–1 mm, przy czym wydłużenie zgodne jest najczęściej z [010], a stosunek osi krótszej do dłuższej zwykle przekracza 1:4 (fig. 11; pl. VI, 1). Rzadziej są to igły lub formy wrzecionowate. Forma wrzecionowata jest prawdopodobnie efektem defektu sieciowego kryształu. Czasami w otoczeniu tego rodzaju kryształów występują formy o pokroju grubotabliczkowym i o wyraźnym wydłużeniu (wielkość 2,5–1 mm), zamykające wewnątrz „wrostki” gipsu lub anhydrytu. Skala ma wtedy strukturę porfirowo-poikilotopieczną (Friedmann *op. cit.*). Tekstura skały jest zwykle bezładna i zbity, ale często spotyka się również przypadki kierunkowego ułożenia pręcików, co wywołuje wrażenie warstwowania. Niekiedy warstewki takie są powyginane i nieco przypominają formy trzewiowcowate. Do rzadkości należą natomiast formy rozetowe, gdzie pręciki anhydrytowe ułożone są promieniście. Wyjątkowo spotykana jest tekstura intersertalna, a tworzą ją pręciki anhydrytowe ułożone w trójkąty, które są wypełnione gipsem.

*Anhydryty filcowate* występują rzadziej i tworzą przede wszystkim wkładki w anhydrytach pręcikowych lub pierwotnych. Zbudowane one są z zespołów drobnych i nieregularnych lamin o grubości do 0,3 mm, w których wyróżnić można pod dużym powiększeniem najczęściej pręcikowate lub igielkowate, a czasami wrzecionowate kryształy anhydrytu o długości do 0,15 mm, zwykle około 0,06 mm. Skała zwykle zbity ma strukturę drobnokrystaliczną, a niekiedy nawet afanitową (pl. VI, 2). W obrębie poszczególnych lamin zaznacza się kierunkowe ułożenie kryształów, lecz w całości tekstura kierunkowa jest słabo widoczna, czasami podkreślona tylko smugami ilasto-żelazistymi. Lamin są powyginane oraz gęsto ułożone i przypominają obrazem mikroskopowym teksturę fileu.

Zarówno poziomy anhydrytów pierwotnych jak i epigenetycznych zawierają partie wyraźnie zrekrystalizowane. Pod mikroskopem rekryształizacja ujawnia się przez:

- występowanie stref o wyraźnie wydłużonych kryształach, które ułożone są zgodnie dłuższymi osiami i ostro kontrastują z „otoczeniem”,
- obecność często występujących obwódek regeneracyjnych, które wyróżniają się nieco innymi barwami interferencyjnymi,
- wzajemne zazębienia sąsiadujących ze sobą kryształów,
- często występujące „zanieczyszczenia” wewnątrz kryształów anhydrytu głównie z materiału bardzo drobnokrystalicznego,
- ślady obłamania i rozkruszenia większych kryształów.

Tak scharakteryzowane partie anhydrytów występują między innymi w wierceniach S-71, S-215, Antonin i Trzebnica. Nie mają one większego rozprzestrzenienia i ograniczają się do lokalnych stref.

#### SKŁAD MINERALNY

Dominujący udział w składzie mineralnym skały ma anhydryt, którego cechy mikroskopowe zostały wyżej podane, a uzupełniają je

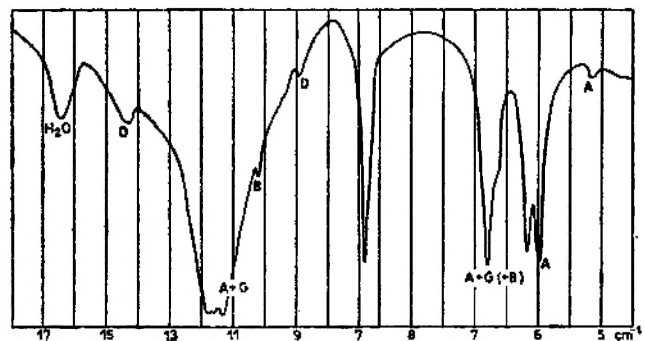


Fig. 12

Widmo adsorpcyjne w podczerwieni próby nr S-121/4 (por. tab. 12)

Adsorption infra-red spectrum of sample no. S-121/4 (comp. tab. 12)

badania rentgenograficzne i spektrofotometryczne w podczerwieni (fig. 12–15; tab. 11–15). Z wykonanych analiz planimetrycznych wynika, że anhydryt stanowi często ponad 90% skały.

Poważny udział w składzie mineralnym ma również gips, którego zawartość niekiedy do-

chodzi do 20%. Ogólnie można stwierdzić, że ilość gipsu rośnie wraz ze zbliżaniem się do spagu i stropu serii anhydrytowej. Kryształy

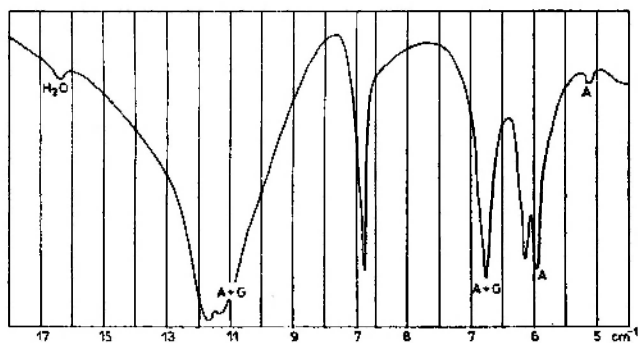


Fig. 13

Widmo adsorpcyjne w podczerwieni próby nr S-121//10 (por. tab. 13)

Adsorption infra-red spectrum of sample no. S-121/10 (comp. tab. 13)

Tabela 11

Analiza widma w podczerwieni próby nr 1 z serii siarczanowej otworu S-121

Analysis of infra-red spectrum of sample no. 1 from sulphate rocks of the S-121 drilling

cm <sup>-1</sup>	Mineral Mineral	Uwagi Notes
603	anhydryt	koincydencja
608	gips	
680	anhydryt	koincydencja
718	kalcyt	
735	dolomit	koincydencja
890	dolomit	
1140-1170	anhydryt + gips	
1465	dolomit	
1645	H <sub>2</sub> O	

gipsu są zwykle silnie wydłużone (listewki, tabliczki) i często zbliżone według [100]. Pospolite są też formy igielkowate. W partiach spagowych przeważają na ogół igły, wyżej tabliczki, a w stropie listewki (przeciętna długość igieł 0,2 mm, wielkość tabliczek 0,3 mm, długość listewek 0,4 mm). Gips cechują niskie współczynniki załamania światła i postrzępione zarysy kryształów. Widoczne są też przejścia w anhydryt, co ujawniają wyższe barwy interferencyjne i niewyraźna dwukierunkowa łupliwość. O łatwości przechodzenia gipsu w anhydryt świadczyć mogą doświadczenia Braitsha (1962), który stwierdził, że przy ciśnieniu 80 atm przejście to jest możliwe już przy wzroście temperatury o 1°C.

Na podstawie szczegółowych obserwacji mikroskopowych wyróżnić można dwie generacje kryształów gipsu. Starszą, która daje formy grubotabliczkowe, występujące zwykle w środkowej części profilu pionowego anhydrytów, oraz młodszą wykształconą w postaci listewek i igieł występujących powszechnie w partiach spagowych i stropowych. Często listewki gipsu wspólnie z anhydrytem tworzą formy trzewiowcowe (pakietowe). Należy przypuszczać, że te ostatnie są wynikiem najmłodszych procesów hydratyzacyjnych serii anhydrytowej. Procesy przechodzenia anhydrytów w gips były przedmiotem wielu badań (por. np. Holliday 1970). O uwodnieniu anhydrytów z monokliny przedsudeckiej pisał również Rydzewski (1967). Najmłodsza gipsyfikacja omawianych anhydrytów przejawia się przede wszystkim w postaci:

Tabela 12

Analiza widma w podczerwieni próby nr 4 z serii siarczanowej otworu S-121 (por. fig. 12)

Analysis of infra-red spectrum of sample no. 4 from sulphate rocks of the S-121 drilling (comp. fig. 12)

Symbol Symbol	cm <sup>-1</sup>	Mineral Mineral	Uwagi Notes
A	515	anhydryt	koincydencja
A	600, 620	anhydryt	
G(+B)	668	gips (+bassanit?)	koincydencja
A	680	anhydryt	
D	890	dolomit	koincydencja
B	1018	bassanit	
A+G	1113	anhydryt + gips	
	1160-1180		
D	1440	dolomit	
	1645	H <sub>2</sub> O	

— rozdrobnienia większych kryształów anhydrytu poprzez gipsyfikację wzdłuż kierunków łupliwości, pęknięć i krawędzi (tzw. gipsyfikacja dyfuzyjna),

i być może z tych starszych etapów pochodzą formy grubotabliczkowe, ponieważ często zawierają fragmenty anhydrytu. Jest bowiem mało prawdopodobne, aby gips przetrwał od

Tabela 13

Analiza widma w podczerwieni próby nr 10 z serii siarczanowej otworu S-121 (por. fig. 13)

Analysis of infra-red spectrum of sample no. 10 from sulphate rocks of the S-121 drilling (comp. fig. 13)

Symbol Symbol	cm <sup>-1</sup>	Minerał Mineral	Uwagi Notes
A	515	anhydryt	
A	600, 618	anhydryt	
G	670	gips	koincydencja
A	680	anhydryt	koincydencja
A + G	1135, 1145, 1175	anhydryt + gips	koincydencja
H <sub>2</sub> O	1640	H <sub>2</sub> O	

Tabela 14

Analiza dyfraktogramu próby nr 4 z serii siarczanowej otworu S-121 (por. fig. 14)

Analysis of diffractogram of sample no. 4 from sulphate rocks of the S-121 drilling (comp. fig. 14)

Numer refleksu Reflex number	I	d <sub>hkl</sub>	Minerał Mineral
1	10	3,47	anhydryt]
2	3	2,87	dolomit
3	4	2,86	gips
4	5	2,84	anhydryt
5	1	2,81	bassanit
6	3	2,46	anhydryt
7	3	2,33	anhydryt
8	3	2,23	gips ?
9	4	2,20	anhydryt
10	3	2,16	dolomit
11	3	2,08	anhydryt
12	2	1,985	anhydryt
13	3	1,979	anhydryt
14	4	1,871	anhydryt
15	2	1,854	bassanit
16	2	1,843	dolomit
17	8	1,744	anhydryt
18	4	1,646	anhydryt

— przepojenia skały (zwykle zmylonityzowanej) drobnokrystalicznym alabastrem,

— drobnych żyłek gipsowych widocznych zwykle dopiero pod mikroskopem.

Jest bardzo możliwe, że w historii serii anhydrytowej było więcej etapów hydratyacji,

cechsztynu do dzisiaj w warunkach geologicznych, jakie panują na monoklinie przedsudeckiej (por. Langbein 1968). Ale dodać również trzeba, że znane są wystąpienia skał gipsowo-anhydrytowych, w których sedimentacja gipsu i anhydrytu odbywała się równocześnie (Ogniben



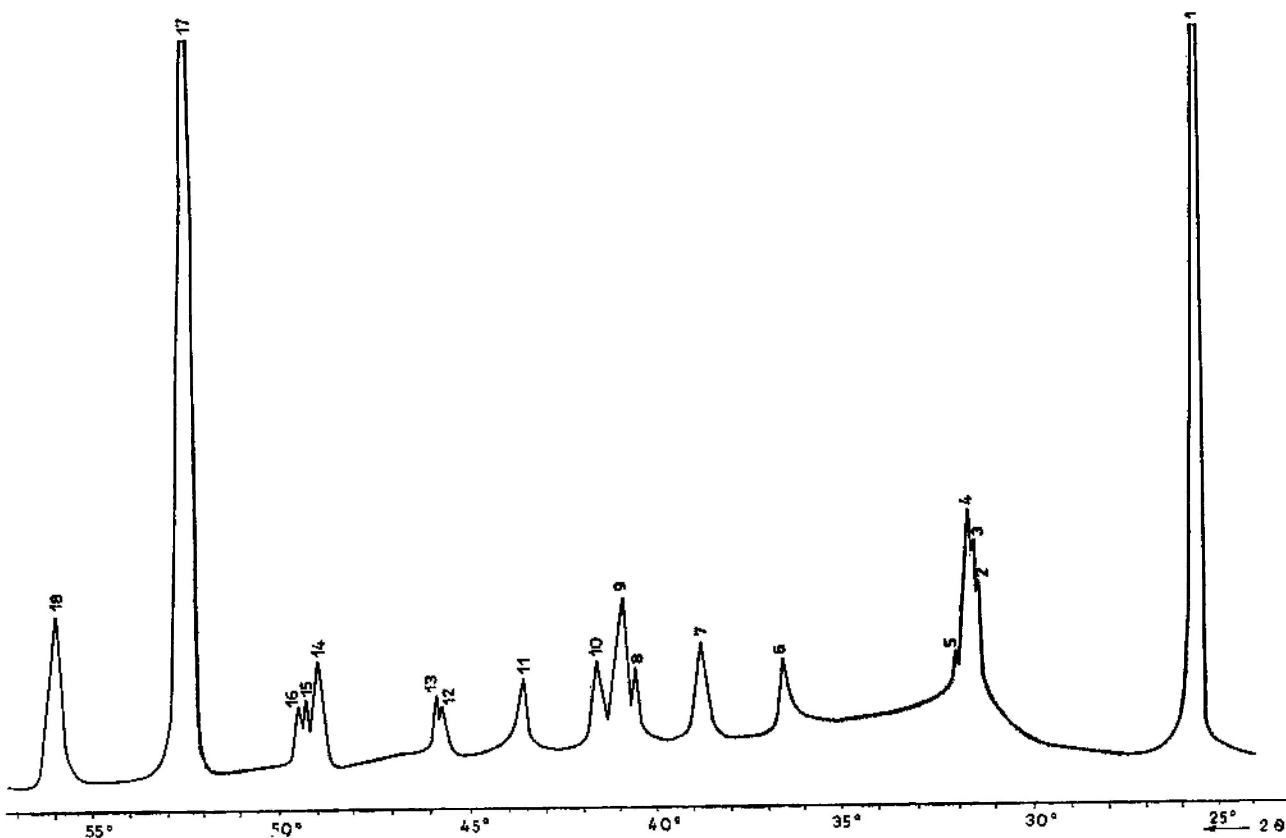


Fig. 14

Dyfraktogram rentgenowski (wyidealizowany) próby nr S-121/4 (por. tab. 14)  
 X-ray diffractogram (idealized) of sample no. S-121/4 (comp. tab. 14)

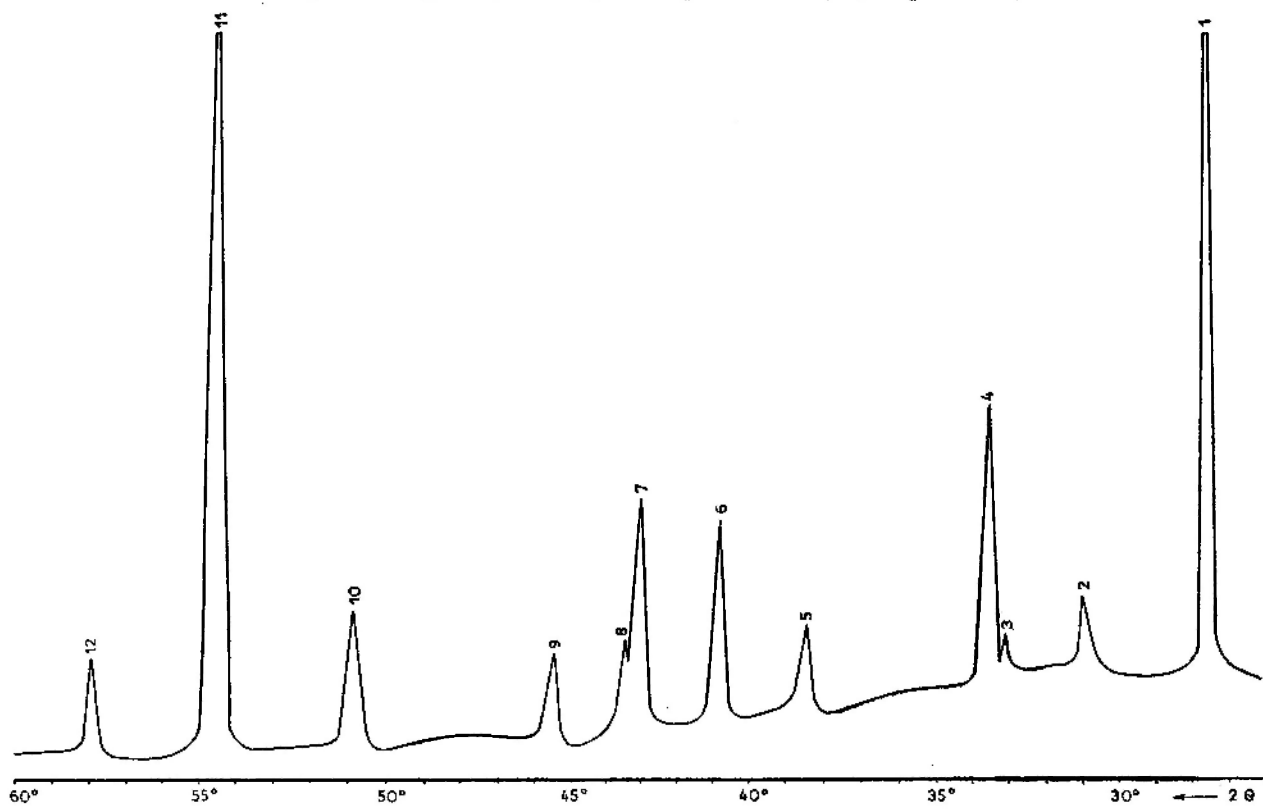


Fig. 15

Dyfraktogram rentgenowski (wyidealizowany) próby nr S-121/10 (por. tab. 15)  
 X-ray diffractogram (idealized) of sample no. 121/10 (comp. tab. 15)

1955). Obecność gipsu w skałach anhydrytowych z monokliny przedsudeckiej potwierdziły badania rentgenograficzne i spektrofotometryczne w podczerwieni (fig. 12–15; tab. 11–15).

Wspomniane wyżej badania szczegółowe ujawniły obecność trzeciej naturalnej fazy siarczanu wapnia – bassanitu (półhydrat –  $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$ ). Ze względu na jego niewielką

jest zmienna i przeciętnie waha się w granicach od 1 do 10 %, z tym że najczęściej nie przekracza 6 %. Węglany występują w formie:

- smug i warstewek, które są często podkreślone przez substancję ilasto-żelazistą,
- skupień kryształów,
- pojedynczych kryształów rozrzuconych bezładnie w masie anhydrytowej.

Tabela 15

Analiza dyfraktogramu próby nr 10 z serii siarczanowej otworu S-121 (por. fig. 15)  
Analysis of diffractogram of sample no. 10 from sulphate rocks of the S-121 drilling  
(comp. fig. 15)

Numer refleksu Reflex number	<i>I</i>	<i>d<sub>hkl</sub></i>	Minerał Mineral
1	10	3,50	anhydryt
2	3	3,07	gips
3	1	2,88	dolomit
4	5	2,84	anhydryt
5	2	2,40	dolomit
6	3	2,22	gips
7	4	2,10	anhydryt
8	2	2,08	gips
9	2	1,996	anhydryt
10	3	1,795	gips
11	8	1,679	anhydryt
12	2	1,593	anhydryt

ilość (nie więcej niż 1 %) oraz duże podobieństwo cech optycznych do gipsu nie udało się zidentyfikować bassanitu metodami mikroskopowymi. Według informacji zawartych w zestawieniach Struntza (1970) obecność naturalnego bassanitu stwierdzono dotychczas w 3 przypadkach (oprócz utworów współczesnych).

Zidentyfikowany półhydrat występuje w środkowych poziomach anhydrytów. Brak bassanitu w partiach spągowych i stropowych może świadczyć o intensywniejszej gipsyfikacji tych partii anhydrytów, bassanit bowiem łatwiej przyjmuje wodę niż anhydryt. Trudno określić czy bassanit jest pierwotny, czy też powstał w czasie niepełnej dehydratacji gipsu lub hydratacji anhydrytu. Wydaje się jednak, że łatwiej może powstać na drodze częściowej dehydratacji gipsu. Podobną opinię wyrażają również Allen i Kramer (1953).

Węglany zajmują drugie miejsce po siarczanach w budowie skały. Zawartość węglanów

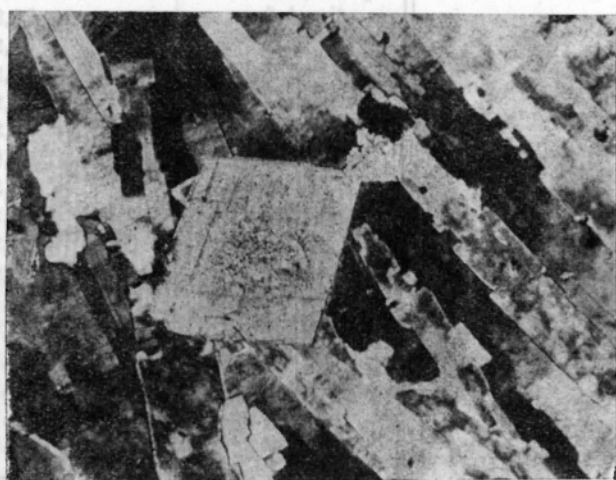


Fig. 16

Obraz mikroskopowy romboedru dolomitu w anhydrycie epigenetycznym. Próba nr 64, nikole skrzyżowane, pow. 380 ×

Photomicrograph of dolomite rhombohedron in epigenetic anhydrite. Sample no. 64, crossed nicols, magn. 380 ×

Badania fazowe wykazały, że jest to zasadniczo dolomit, a w zupełnie podrzędnych ilościach występuje kalcyt. Nie stwierdzono natomiast obecności innych minerałów węglanowych, jak magnezyt czy stronejanit, które były opisywane z analogicznych utworów NRD i Anglii (Langbein 1968; Stewart 1949).

Postacie i wielkości kryształów dolomitu są różne, zasadniczo dominują formy euhedralne, o wielkości dochodzącej do 0,25 mm. Z punktu widzenia genetycznego wyróżnić można dwie generacje węglanów: syngenetyczne i epigenetyczne. Syngenetyczne kryształy dolomitu tworzą inkluzje w anhydrycie lub gipsie albo grupują się w laminach węglanowilastych. Natomiast romboedry dolomitu nie mające charakteru inkluzji mogą być uznane za epigenetyczne (fig. 16). W obrazie mikroskopowym widoczne są czasami ślady korodowania kryształów anhydrytu przez romboedry tej generacji.

Kwarc pojawia się sporadycznie w anhydrytach z otworu Chrząstawa, gdzie tworzy wyklonującą się cienką lamine, która składa się z dobrze obtoczonych i prawie równej wielkości ziarn (pl. V, 3). Najprawdopodobniej kwarc ten został nawiany z sąsiednich obszarów lądowych przez wiatr. Poza tym niekiedy spotykano drobne bipiramidalne kryształki kwarcu, które mogą być autogeniczne.

Minerały ilaste występują w ilościach nie przekraczających w zasadzie 1% i są zwykle umiejscowione w laminach, smugach i strzępkach wspólnie z węglanami. Badania termiczne wykazują, że są to minerały typu illit-montmorillonit (efekt endotermiczny w temperaturze 560–580°C).

Uwodnione tlenki żelaza występują również w bardzo małych ilościach i najczęściej wchodzi w skład wspomnianych smug węglanowilastych, nadając im brunatnordzawe zabarwienie. W analizie termicznej dają one wyraźny efekt egzotermiczny przy 385°C.

#### SKŁAD CHEMICZNY

Zagadnienie to zostanie omówione na podstawie 28 analiz chemicznych prób anhydrytów z wierceń S-121, Trzebnica-1 i Antonin-1 oraz na podstawie literatury (Ważny 1967; 1970).

Anhydryty dolnego cechsztynu wykazują ogólnie małą zmienność chemiczną. Główne składniki chemiczne serii anhydrytów Werra

przedstawia tabela 16, która wskazuje na zasadniczy udział siarczanu wapnia, a następnie węglanu wapnia i magnezu. Obecność  $K_2O$  i  $Na_2O$  należy prawdopodobnie wiązać z jonem  $Cl^-$ , bowiem ich ilość zwiększa się w otworach, gdzie występuje sól Werra. Zjawisko migracji soli i niektórych pierwiastków z kłodawskiego wysadu opisali Prochazka i Biernat (1966). Wyniki zawarte w tabeli 16 są bardzo zbliżone

Tabela 16

Skład chemiczny serii anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Chemical composition of the Werra anhydrite rocks in the Fore-Sudetic Monocline (in per cent by weight)

Składnik Component	Zawartość w % wagowych Content
CaO	37,57 – 42,10
SO <sub>2</sub>	53,64 – 60,20 (wyjątkowo 19,10*) exceptionally
MgO	0,10 – 0,86 (wyjątkowo 12,70*) exceptionally
CO <sub>2</sub>	0,10 – 1,76 (wyjątkowo 24,84*) exceptionally
Cl <sup>-</sup>	0,00 – 0,28
Na <sub>2</sub> O	0,00 – 0,30
K <sub>2</sub> O	0,00 – 0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05 – 0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,03 – 0,62 (wyjątkowo 5,00*) exceptionally
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> cz. nierozp. w HCl	0,00 – 0,93
insoluble in HCl	0,20 – 7,00

\* W próbach skal przejściowych do serii węglanowej.  
In samples transitional to carbonate rocks.

do wyników analiz chemicznych anhydrytów Werra z SE przedpola Harzu (Jung, Knitzschke 1960), a widoczne różnice występują tylko w ilości węglanów.

Szczególną uwagę zwrócono na zawartość strontu i baru. Pierwiastki te nie tworzą minerałów własnych (nie stwierdzono ich stosowanymi badaniami), a wyłącznie zajmują miejsca jonów Ca<sup>++</sup> w sieciach krystalicznych minerałów wapniowych. Największe koncentracje rozpuszczonego strontu znane są z minerałów siarczanowych, a głównie anhydrytu, który wykazuje izostrukturalność z celestynem. Aby

doszło do wydzielenia celestynu konieczna jest odpowiednio duża koncentracja jonów  $Sr^{++}$  w roztworze. Ta „krytyczna” koncentracja została empirycznie wyznaczona m. in. przez Gottesmanna (1964) i według niego wynosi 0,26 % Sr.

Zawartość strontu w anhydrytach Werra z wiercenia S-121 przedstawia tabela 17. Wykazuje ona pionową zmienność udziału tego pierwiastka. Wartość najniższą (0,001 %) tłumaczy fakt, że dotyczy ona skały przejściowej między serią węglanową i siarczanową, która zawiera tylko 4,3 % anhydrytu. Chociaż mniej wyraźnie, ale również niższą zawartość strontu wykazała próba ze stropowej partii anhydrytów (0,11 %), co jest niewątpliwie związane ze zwiększeniem

badania zawartość strontu m. in. w anhydrytach cechsztynu, z otworów Lenartowice (0,51 % Sr) i Łososiowice (0,61 % Sr).

Koncentracje baru w badanych próbkach są znacznie mniejsze i wynoszą od 0,005 do 0,02%, a ich pionowe zróżnicowanie wskazuje na znaną zależność odwrotną ze strontem.

Ważny (1967; 1970) prowadziła również badania koncentracji innych pierwiastków śladowych (Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co, V, Cr, Al, Mn, Ti) występujących w anhydrytach z monokliny przedsudeckiej.

#### BREKCJA ANHYDRYTOWA

Mimo że poziom brekcji anhydrytowej stanowi integralną część serii siarczanowej, z uwa-

Tabela 17

Zawartość baru i strontu w anhydrytach z otworu S-121  
Content of barium and strontium in anhydrite rocks from the S-121 drilling

Numer próby Sample	Zawartość w % wagowych Content in per cent by weight			$\frac{Sr}{Ca} \times 1000$	Zawartość anhydrytu Content of anhydrite
	Ba	Sr	Ca		
1	0,01	0,11	27,70	1,6	79,6
2	0,01	0,14	29,05	2,2	86,4
3	0,005	0,15	29,20	2,3	88,2
4	0,005	0,18	29,50	2,7	90,1
5	0,005	0,15	29,20	2,3	89,9
6	0,005	0,29	28,80	4,5	95,2
7	0,02	0,001	26,90	0,2	4,3

ilości gipsu w stropie anhydrytów. Wiadomo zaś, że gipsyfikacja anhydrytów powoduje zmniejszenie ilości strontu. Uderzająca natomiast jest wyraźna koncentracja tego pierwiastka w poziomie anhydrytów pierwotnych o strukturze drobnokrystalicznej (por. tab. 17, próba 6). Wydaje się to wskazywać, że skała ta ma najwięcej cech utworu pierwotnego.

Porównanie stosunku Sr/Ca z procentowym udziałem anhydrytu w składzie mineralnym badanych próbek potwierdza znaną zależność, że wraz ze wzrostem ilości anhydrytu rośnie wartość tego stosunku.

Przedstawione w tabeli 17 wyniki są bardzo zbliżone do rezultatów podobnych badań przeprowadzonych przez Antonowicz i Fijała (1969), Gottesmanna (1964) oraz Junga i Knitzschkego (1960). Są one natomiast wyraźnie niższe od wyników podanych przez Ważny (1970), która

gi na jego wtórną genezę zostanie omówiony odrębnie. Poziom brekcji anhydrytowej spotykany jest na całym obszarze wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. W rejonach brzeżnych brekcja występuje w dolnej części serii anhydrytowej, natomiast w rejonach oddalonych od brzegu występuje w części środkowej lub górnej, leżąc bezpośrednio na soli kamiennej (fig. 24). Warstwa brekcji ma miąższość nie przekraczającą 10 m.

Brekcja anhydrytowa cyklotemu Werra z monokliny przedsudeckiej opisywana była dotychczas wyłącznie przez Kłapcińskiego (1966; 1971), który określił ją jako brekcję anhydrytu z ilem. W podobnych utworach cechsztynu północnoniemieckiego stwierdzili brekcję Richter-Bernburg (1956), Franz i Rusitzka (1963) oraz Gottesmann (1964), a w cechsztynie Anglii Stewart (1949). Kwiatkowski (1970; 1972) opisał

brekcję gipsową z utworów miocenu południowej Polski. Przy tej okazji przedstawił on poglądy na zagadnienie powstawania brekcji w skałach pochodzenia chemicznego. Głównymi przyczynami, które według ogólnie przyjętych poglądów, powodują powstawanie takich brekcji są:

- procesy hydratyacji anhydrytów lub dehydratyacji gipsu,
- zjawiska tektoniczne,
- osuwiska podmorskie,
- osadzanie,
- rozpuszczanie.

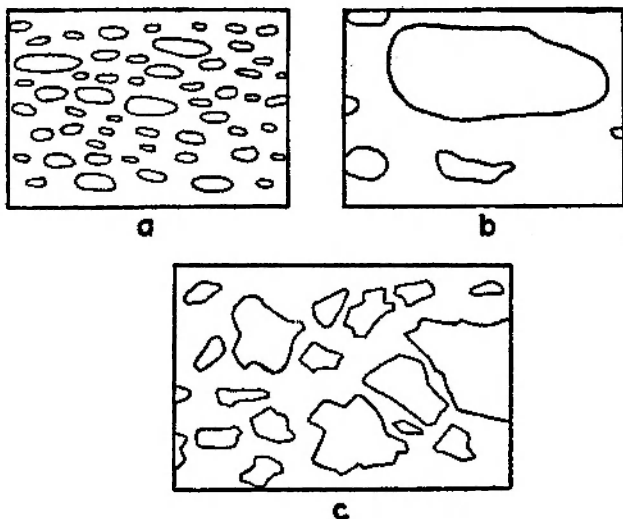


Fig. 17

#### Typy brekcji anhydrytowej

a – breccia z otworu S-97 wykazująca dobre wysortowanie i subhoryzontalne ułożenie oraz dobre „obtoczenie” składników; b – breccia z otworu S-7 wykazująca brak wysortowania i słabe „obtoczenie” składników; c – breccia z otworu Rawicz-1, wykazująca brak „obtoczenia” i wysortowania składników

#### Typical examples of anhydrite breccia

a – breccia from S-97 drilling showing good sorting and subhorizontal arrangement of “well rounded” components; b – breccia from S-7 drilling displaying the lack of sorting and poor “roundness” of components; c – breccia from Rawicz-1 drilling showing the lack of “roundness” and sorting of components

Breccia anhydrytowa z monokliny przed-sudeckiej składa się z drobnych fragmentów skały anhydrytowej spojonej substancją węglanowo-siarczanowo-ilasto-żelazistą (pl. VI, 3). Wielkość poszczególnych fragmentów jest bardzo różna, od kilku milimetrów do około 5 centymetrów. Fragmenty te mają urozmaicone kształty i są w różny sposób ułożone. Biorąc za kryterium kształty fragmentów oraz sposoby ich ułożenia można wydzielić 3 typy brekcji, między którymi istnieją ciągle przejścia:

a) breccia z owalnymi fragmentami („dobrze obtoczonymi”) ułożonymi selektywnie i kierunkowo (fig. 17a),

b) breccia z fragmentami mniej owalnymi ułożonymi kierunkowo, lecz bez selekcji (fig. 17b),

c) breccia z fragmentami kanciastymi ułożonymi bez selekcji i bez ukierkowania (fig. 17c).

Jak już wyżej wspomniano, rolę spoiwa w opisywanej brekcji spełnia drobnokrystaliczna substancja składająca się głównie z węglanów i siarczanów wapnia, z niewielką zawartością (do 10 %) minerałów ilastych i uwodnionych tlenków żelaza, co wynika z obserwacji mikroskopowych i analiz termicznych. Te ostatnie wykonano również wyłącznie dla spoiwa po uprzednim wypreparowaniu składników brekcji. W analizie termicznej uzyskano efekty, które wskazują, że węglany reprezentowane są przez dolomit, a minerały ilaste przez montmorylonit i illit. Badania mikroskopowe wykazały zaś, że dominującą fazą siarczanu wapnia jest anhydryt. Ponadto Kłapciński i Kornaś (1967) opisali z brekcji w otworze S-73 kryształy kwarcu, które uznali za autogeniczne.

Obserwacje mikroskopowe fragmentów wykazały, że charakterem strukturalnym wyraźnie nawiązują one do skał anhydrytowych z danego rejonu, nie można jednak doszukiwać się wyraźnego podobieństwa ze skałą bezpośrednio niżej leżącą. Związane jest to z warunkami, w których breccia ta powstała. Należy sądzić, że nie ma ona charakteru utworu terygenicznego. Wydaje się natomiast, że jest to breccia powstała przez częściowe rozpuszczenie wykształconego poprzednio poziomego anhydrytowego. Partie tego poziomu, które były silniej zdiagenezowane, nie uległy całkowitemu rozpuszczeniu i utworzyły breccję. Przyczyną rozpuszczania było najprawdopodobniej nagłe zmniejszenie stężenia roztworu, co spowodować mógł większy dopływ świeżych wód oceanicznych. Dzięki temu uległa częściowo rozpuszczeniu kilkumetrowa warstwa anhydrytów oraz warstwa niżej leżącej soli kamiennej, której grubość trudno dokładnie określić. W brzeżnych rejonach zbiornika wylugowaniu ulec mogła warstwa soli o niewielkiej miąższości i dlatego obecnie na ogół jej tam nie stwierdzamy (np. otwór Trzebnica-1). Taka interpretacja tłumaczy również fakt występowania

brekcji bezpośrednio na warstwie soli. Wyługowanie soli mogło wywołać pokruszenie wyżej leżących anhydrytów, co ułatwiło ich rozpuszczanie. Lepsze „obtoczenie” fragmentów anhydrytowych oraz ich selektywne i kierunkowe ułożenie, które obserwuje się w rejonach przy-

Przedstawiony proces powstawania brekcji zachodził prawdopodobnie prawie jednocześnie w całym basenie i dzięki temu brekcja stanowi może dobry poziom korelacyjny. W takim przekonaniu utwierdzać mogą także spostrzeżenia Junga (1959), który stwierdził, że sól kamienna

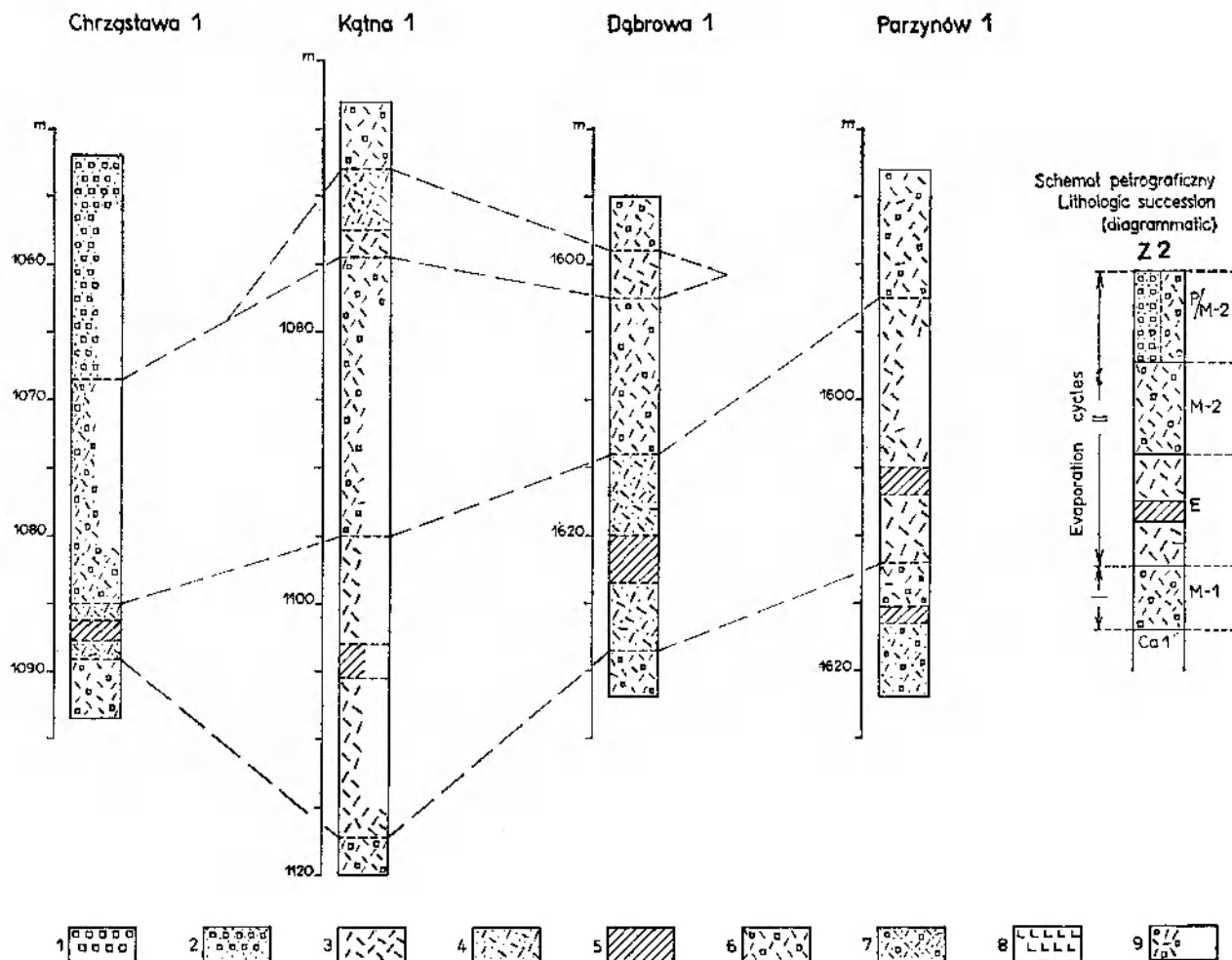


Fig. 18

#### Wyzstalcenie petrograficzne anhydrytów w rejonie południowym

1 – anhydryty pierwotne średnio- i grubokrystaliczne; 2 – anhydryty pierwotne drobnokrystaliczne; 3 – anhydryty epigenetyczne pręcikowe; 4 – anhydryty epigenetyczne filcowate; 5 – brekcja anhydrytowa; 6 – anhydryty mieszane pierwotne i epigenetyczne pręcikowe; 7 – anhydryty mieszane pierwotne i epigenetyczne filcowate; 8 – sól kamienna; 9 – oznaczone na podstawie prób okruszonych

#### Petrographic characteristics of anhydrite rocks in the southern region

1 – primary medium- and coarse crystalline anhydrite; 2 – primary fine-crystalline anhydrite; 3 – epigenetic bacillar anhydrite; 4 – epigenetic felt-like anhydrite; 5 – anhydrite breccia; 6 – mixed primary- and epigenetic bacillar anhydrite; 7 – mixed primary- and felt-like epigenetic anhydrite; 8 – rock salt; 9 – based on riddle samples

brzeźnych, jest prawdopodobnie wynikiem tego, że znalazły się one powyżej podstawy falowania. Wpłynąć na to mógł nagły dopływ wód oceanicznych. W następnym etapie fragmenty anhydrytowe zostały spojone krystalizującymi węglanami i siarczanami.

występuje zawsze w jednakowym poziomie. Przeczy to poprzednio wypowiedzianym poglądom Richter-Bernburga (1955) oraz Eisenhutha i Kautzcha (1954), którzy sugerowali, iż pokład soli występuje w różnych poziomach anhydrytowych.

ZRÓŻNICOWANIE REGIONALNE ANHYDRYTÓW

Profile pionowe przewierconych skał anhydrytowych (fig. 18 – 21) pozwalają stwierdzić, że w czasie sedymentacji anhydrytów dolnych i soli kamiennej oraz w czasie sedymentacji anhydrytów górnych występowało odmienne zróżnicowanie regionalne.

*W okresie sedymentacji anhydrytów dolnych*

jonu południowego przedstawiają następujący schemat wykształcenia petrograficznego:

- anhydryty epigenetyczne z poziomem brekeji,
- anhydryty mieszane.

Rejon środkowy, do którego zaliczono anhydryty z wierceń: Radziądz, Trzebnica, Antonin, charakteryzuje duża ilość anhydrytów pierwotnych, które przeławicają się z mie-

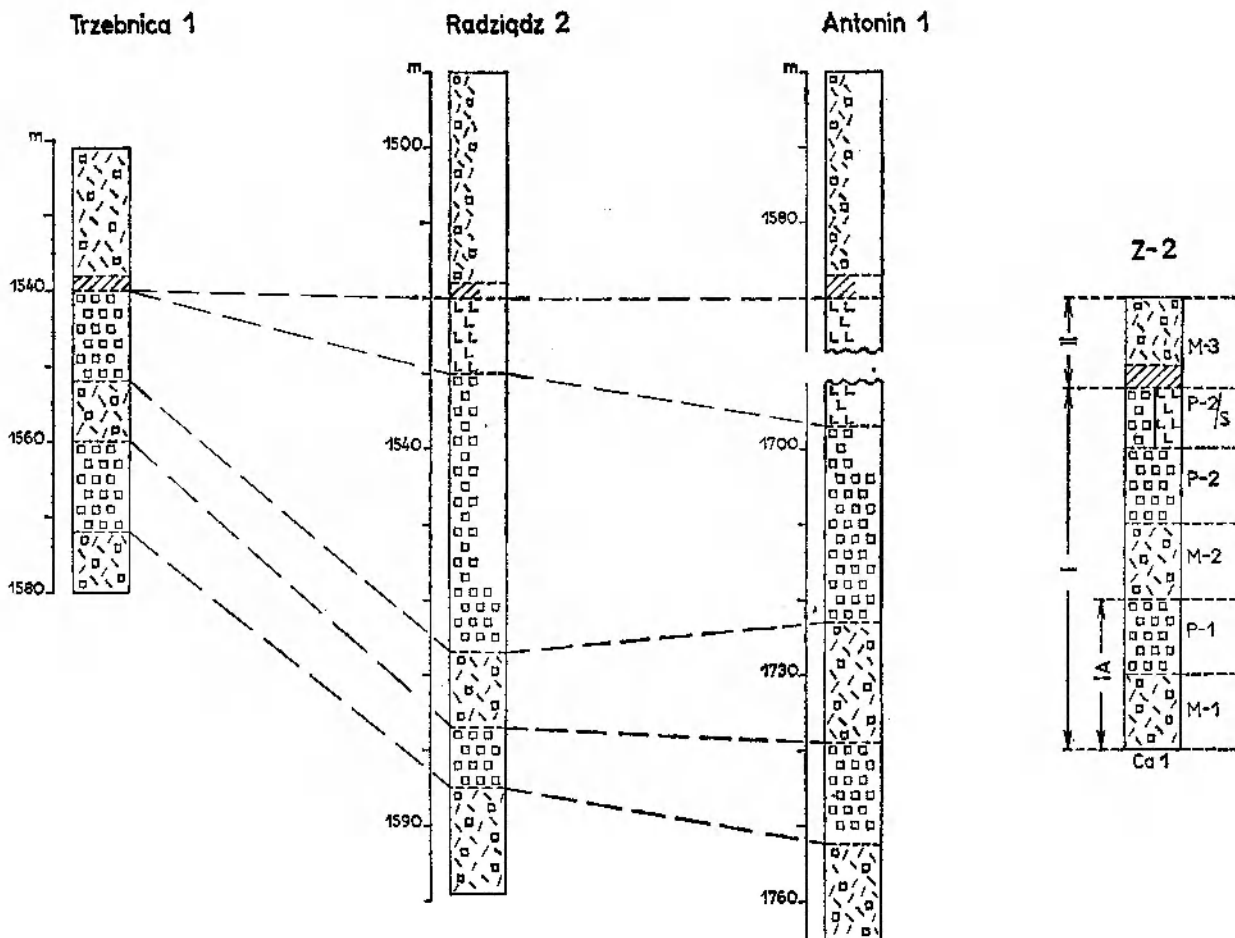


Fig. 19

Wykształcenie petrograficzne anhydrytów w rejonie środkowym. Objasnienia jak do fig. 18  
 Petrographic characteristics of anhydrite rocks in the middle region. Explanation as in fig. 18

*i soli* można wyróżnić 3 rejony o odrębnym wykształceniu anhydrytów, które określono jako: południowy, środkowy i północny (fig. 22).

Rejon południowy zlokalizowany jest blisko brzegów basenu i zaliczono do niego anhydryty z wierceń: Kątna, Chrzastawa, Dąbrowa Oleśnicka i Parzynów. W rejonie tym przeważają typy epigenetyczne, które w wielu przypadkach zawierają domieszkę pierwotnych (= anhydryty mieszane). Dolne anhydryty z re-

szanymi. Schemat wykształcenia anhydrytów dolnych w tym rejonie jest następujący:

- sól kamienna lub anhydryty pierwotne,
- anhydryty pierwotne,
- anhydryty mieszane,
- anhydryty pierwotne,
- anhydryty mieszane.

Rejon północny jest najbardziej oddalony od brzegów basenu i zaliczono do niego anhydryty z wierceń: Żakowo i Jarocin. W re-

jonie tym dominują anhydryty epigenetyczne i mieszane, a pierwotne stanowią wkładkę poprzedzającą sedimentację soli. Obserwuje się tutaj następujący schemat wykształcenia anhydrytów dolnych:

- sól kamienna,
- anhydryty pierwotne,

- anhydryty pierwotne,
- anhydryty epigenetyczne lub mieszane,
- anhydryty mieszane.

W okresie sedimentacji anhydrytów górnych zróżnicowanie regionalne jest mniejsze i można wyróżnić tylko 2 rejony: południowy oraz środkowy i północny (fig. 23).

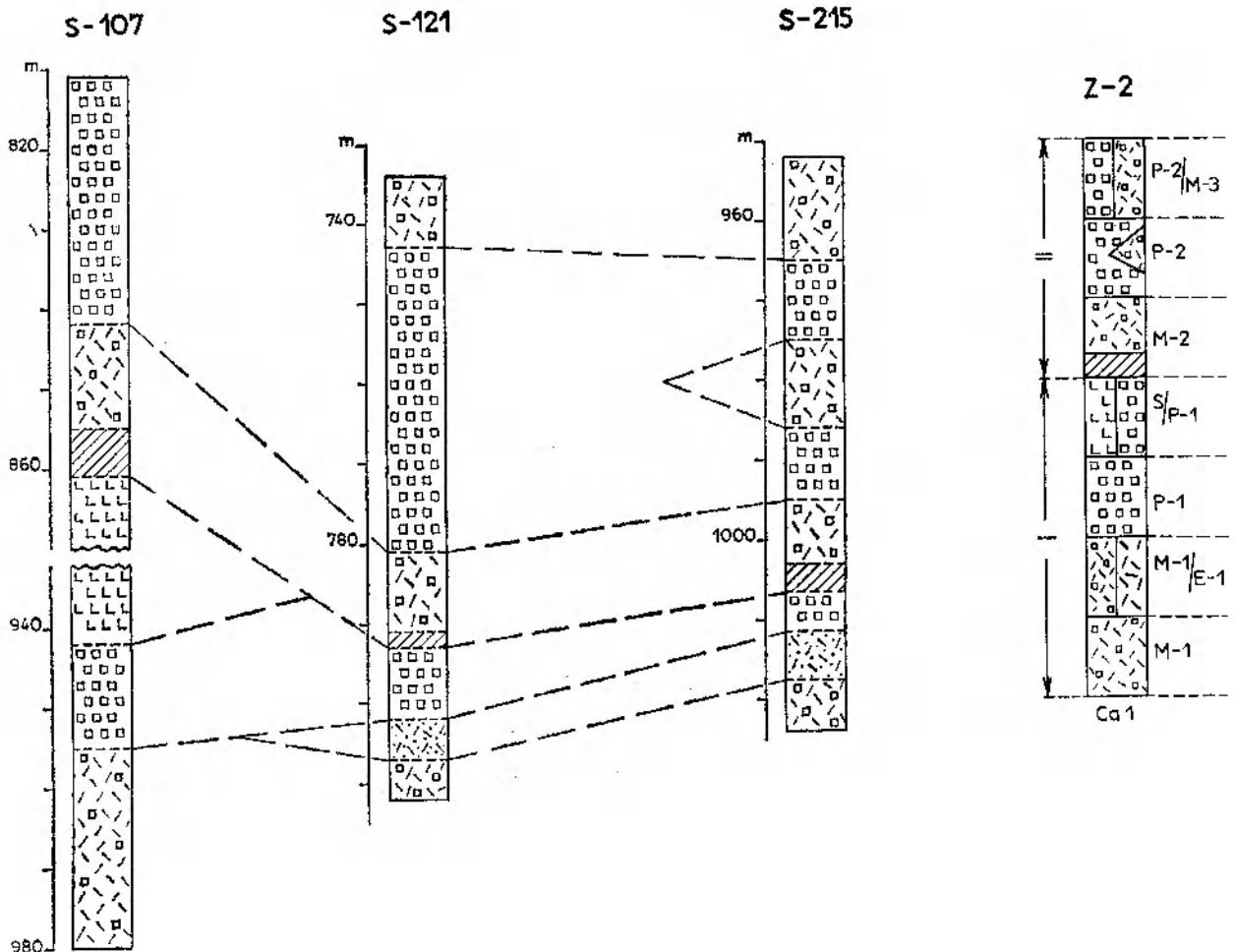


Fig. 20

Wykształcenie anhydrytów w strefie pośredniej. Objasnienia jak do fig. 18

Petrographic characteristics of anhydrite rocks in the transitional zone. Explanation as in fig. 18

- anhydryty epigenetyczne,
- anhydryty mieszane.

Między rejonami południowym i środkowym występuje strefa pośrednia (wiercenia: S-107, S-121, S-215). Obejmuje ona serię anhydrytów dolnych, która częścią spagową nawiązuje do rejonu południowego, a wyższe partie są podobne do rejonu środkowego. Schemat wykształcenia petrograficznego jest następujący:

- sól kamienna względnie anhydryty pierwotne,

Rejon południowy ograniczony jest do obszaru położonego bardzo blisko brzegów basenu i zaliczono do niego anhydryty górne z wierzeń Chrzastawa i S-107. W rejonie tym widoczny jest następujący schemat wykształcenia petrograficznego:

- anhydryty pierwotne,
- anhydryty mieszane,
- anhydryty epigenetyczne z brekcją anhydrytową.

Charakterystyczne jest zakończenie sedymen-



tacji siarczanowej poziomem anhydrytów pierwotnych.

Rejon środkowy i północny, który obejmuje duży obszar i w którym anhydryty wykształcone są według następującego schematu:

- anhydryty mieszane lub epigenetyczne,
- anhydryty mieszane,
- brekcja anhydrytowa.

UWAGI O GENEZIE SERII SIARCZANOWEJ

Rozważania o genezie trzeba poprzedzić krótkim wprowadzeniem dotyczącym fizykochemicznych warunków krystalizacji faz siarczanu wapnia (por. Kwiatkowski 1972).

Za najistotniejsze czynniki decydujące o tym, która z faz siarczanu wapnia (gips, bassanit, anhydryt) wytrąca się z roztworu wodnego,

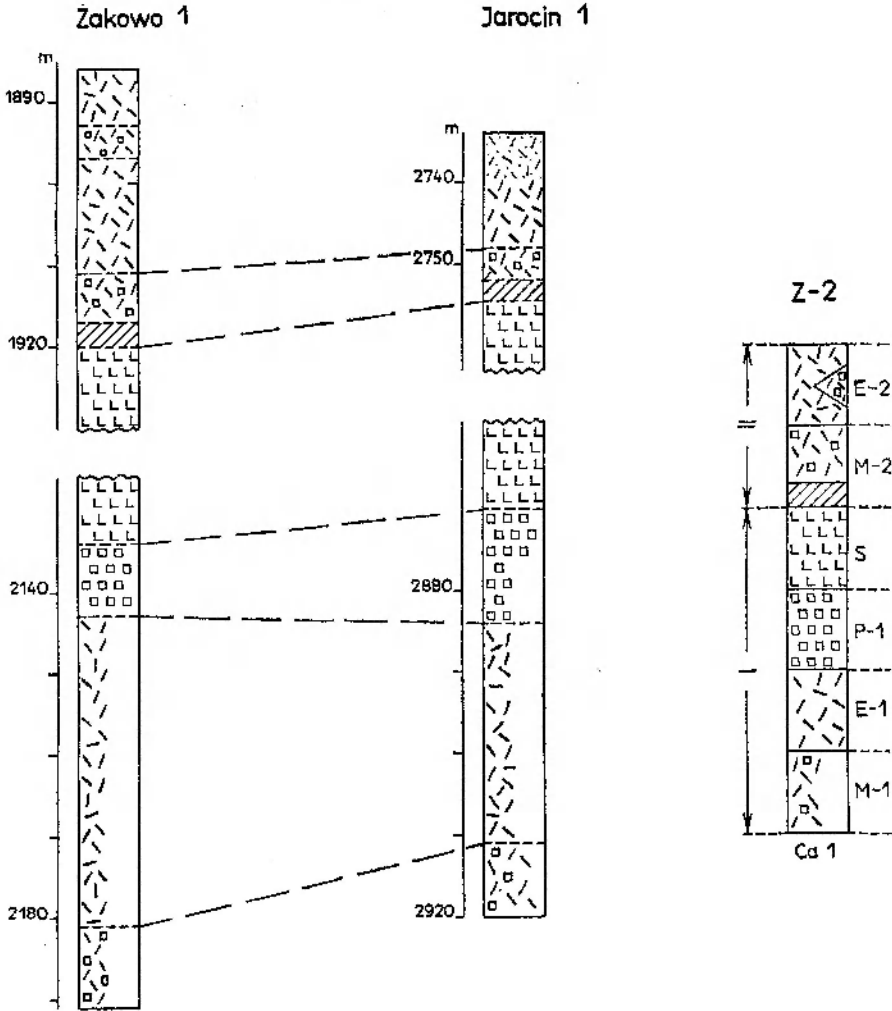


Fig. 21

Wykształcenie petrograficzne anhydrytów w rejonie północnym. Objasnienia jak do fig. 18  
 Petrographic characteristics of anhydrite rocks in the northern region. Explanation as in fig. 18

W okresie sedimentacji górnych anhydrytów nie występuje już strefa pośrednia, a granica między rejonami oddziela otwór S-107 od blisko leżących otworów S-215 i S-121. Obserwujemy zatem przesunięcie granicy rejonu południowego w jego wschodniej i środkowej części ku S, natomiast w zachodniej części ku N, dzięki czemu ma ona teraz kierunek NW – SE.

powszechnie uważa się: stężenie roztworu, temperaturę i chemizm roztworu oraz działalność bakterii. Rozważania teoretyczne wskazują, że przy niższych stężeniach wytrąca się gips, a przy wyższych anhydryt. Do takich wniosków doszedł m. in. D'Ans (1955), który twierdzi, że przy wyjątkowo wysokich stężeniach NaCl anhydryt jest pierwotną fazą siarczanu wapnia.

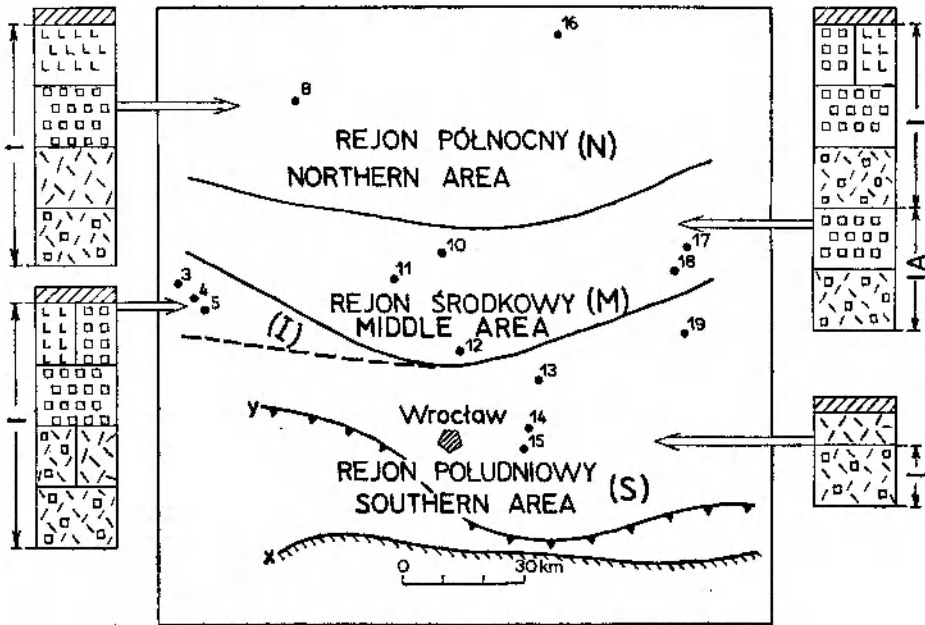


Fig. 22

Regionalne zróżnicowanie anhydrytów dolnych. Symbole (N), (M), (S) odnoszą się do wydzielonych regionów. Symbol (I) oznacza strefę pośrednią. Pozostałe objaśnienia jak do fig. 18

Regional differentiation in lower anhydrite. Letters N, M and S refer to the northern-, middle- and southern regions. The transitional zone is labelled I. Another explanations as in fig. 18

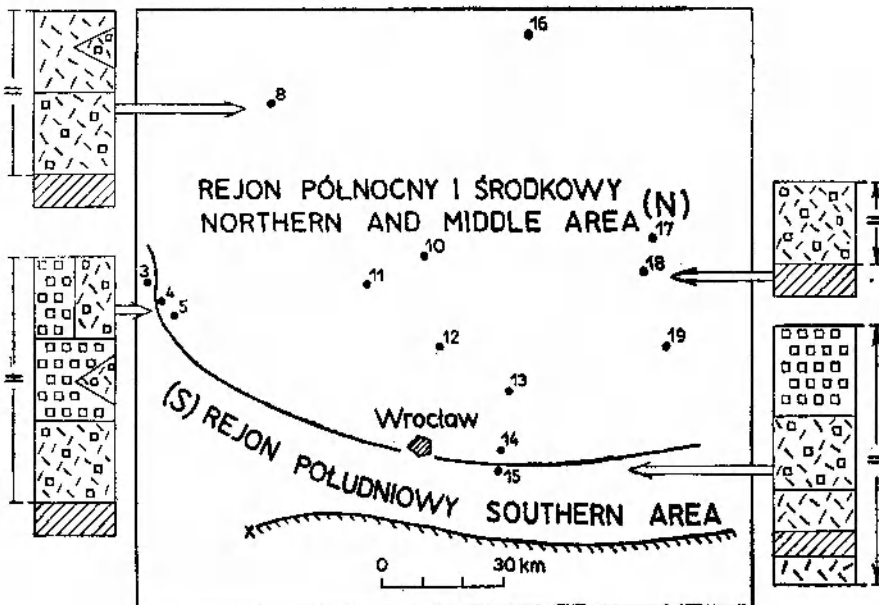


Fig. 23

Regionalne zróżnicowanie anhydrytów górnych. Symbole (N) i (S) odnoszą się do wydzielonych regionów. Pozostałe objaśnienia jak do fig. 18

Regional differentiation in upper anhydrite N and S refer to the northern- and southern regions. Another explanations as in fig. 18

Kawa Kątna

Dąbrowa

Trzebnica

Żmigrod

Radziądz

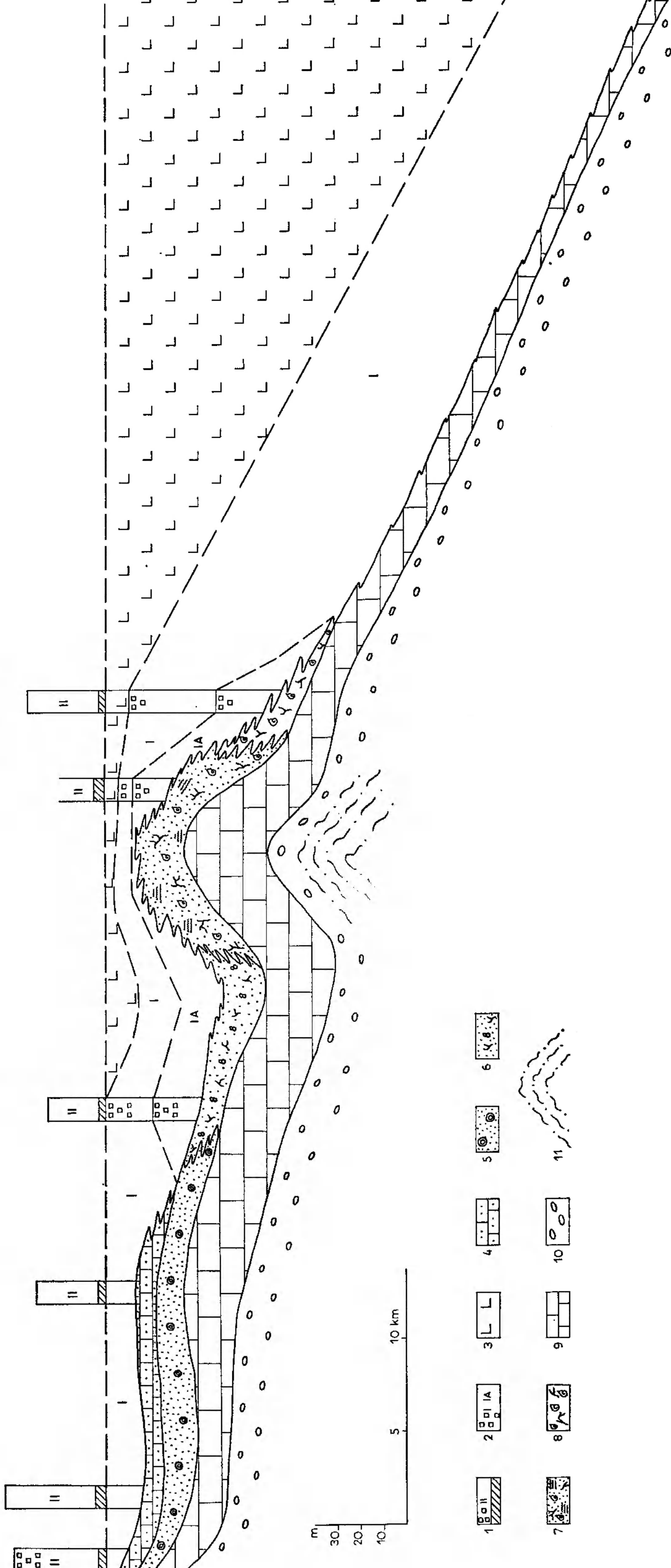


Fig. 24

Przekrój przez osady cyklotemu Werra wzdłuż południka Trzebnicy

I - anhydryt górny i rekola (cykl II); 2 - miłydryty do neocykli I i podcykli IA); 3 - sól kamienna; 4 - wapienie strefy  $\beta_1$ ; 5 - wapienie strefy  $\beta_2$ ; 6 - wapienie strefy  $\beta_3$ ; 7 - wapienie strefy  $\beta_4$ ; 8 - wapienie strefy  $\beta_5$ ; 9 - wapienie strefy  $\beta_6$ ; 10 - wapienie strefy  $\beta_7$ ; 11 - grzyda wartyjska

Cross-section through the Werra cycle along the meridian of Trzebnica

I - upper anhydrite and anhydrite breccia (cycle II); 2 - lower anhydrite (cycle I and subcycle IA); 3 - rock salt; 4 - limestone of  $\beta_1$ -belt; 5 - limestone of  $\beta_2$ -belt; 6 - limestone of  $\beta_3$ -belt; 7 - limestone of  $\beta_4$ -belt; 8 - limestone of  $\beta_5$ -belt; 9 - limestone of  $\beta_6$ -belt; 10 - limestone of  $\beta_7$ -belt; 11 - variscan ridge

Nie można jednak tego rozpatrywać w oderwaniu od pozostałych czynników fizykochemicznych, ponieważ wszystkie działają w roztworze jednocześnie. Jest to układ wieloskładnikowy, w którym zmiana jednego składnika pociąga za sobą zmianę wpływu pozostałych czynników na krystalizację faz siarczanu wapnia. Najwyraźniej zaobserwować to można analizując wpływ temperatury. Znaczenie tego czynnika było do niedawna jeszcze wyraźnie przeceniane i na podstawie prac eksperymentalnych sądzono, że poniżej temperatury 19°C krystalizuje gips a powyżej anhydryt. Według najnowszych poglądów i badań, np. Conley'a i Bundy'ego (1958), przy przeciętnym składzie chemicznym wody morskiej gips jest minerałem trwałym do temperatury 42°C, ale zwiększona zawartość niektórych jonów, zwłaszcza metali alkalicznych, powoduje, że może on pozostać również w roztworze o wyższym stężeniu i wyższej temperaturze (maksymalnie do 98°C). Hardie (1967) uzyskał podobny wynik, z tym że według niego w wodzie morskiej gips jest minerałem trwałym do temperatury 37°C, ponieważ uwzględnia należy jeszcze obecność zarodków krystalizacyjnych innych faz i aktywność wody. Wallhäusser i Puchelt (1966) zwracają uwagę na działalność bakterii, np.: utleniających  $H_2S$  lub redukujących siarczany, które oprócz działania chemicznego podnoszą temperaturę wody lub osadu.

Przeważająca część badaczy przyjmuje obecnie wyrażoną m. in. przez Murzajewa (1947), Conley'a i Bundy'ego (1958) oraz Borcherta (1959) tezę, że w naturalnych warunkach słonego morza zawsze gips stanowi pierwotną fazę siarczanu wapnia. Podobny pogląd wyraża Hemman (1968), pisząc o genezie anhydrytów cyklotemu Leine subhercyńskiego basenu, oraz Kubica (1972), który stwierdził, że miocenne anhydryty z zapadliska przedkarpackiego powstały w wyniku posedymentacyjnych przeobrażeń osadu gipsowego. Obserwacje osadów współczesnych, w których powszechnie występuje gips, potwierdzają powyższą tezę. Znane są jedynie sporadyczne przypadki wytrącania się anhydrytu lub bassanitu w warunkach naturalnych. Zjawisko takie zachodzi wyłącznie na kontynentach (Kwiatkowski 1972).

Przyjmując zatem, iż pierwotnym minerałem był gips, należy postawić pytanie, kiedy nastąpiła przemiana gipsu w anhydryt. D'Ans i Kühn

(1960) oraz Braitsch (1962) uważają, że są to przemiany wczesnodiagenetyczne, natomiast Borchert i Baier (1953) odwołując się do odwodnienia permskich gipsów wiążą je ze zjawiskami halokinezy, jakie miały miejsce w mezozoiku. Odpowiedź na to pytanie jest trudna, podobnie jak niełatwe jest odróżnienie w skałach solnych procesów diagenetycznych od metamorficznych. Braitsch (1962) uważa, że procesy metamorficzne w tych skałach mogą przebiegać w niezmienionej temperaturze i powodować je mogą późniejsze „obce” roztwory. Za diagenezę uważa natomiast przemiany w stałej paragenezie mineralnej, spowodowane przez przekrystalizowanie, któremu może towarzyszyć częściowe odprowadzenie materiału. Borchert (1959) przez diagenezę skał solnych rozumie utwardzanie materiału osadowego towarzyszące przekrystalizowaniu. Wszystkie zmiany mineralne oraz dalsze przebudowy struktur określa jako metamorfozę.

Należy sądzić, że proces odwodnienia pierwotnego osadu gipsowego nie przebiegał w całym kompleksie jednocześnie i dlatego anhydryty z monokliny przedsudeckiej wykazują zmienny charakter petrograficzny. Stosowany w niniejszym opracowaniu termin „anhydryty pierwotne” należy rozumieć jako anhydryty wczesnodiagenetyczne i przeciwstawiać go określeniu „anhydryty epigenetyczne” rozumianemu jako anhydryty późnodiagenetyczne czy metamorficzne. Przyjęcie takiej interpretacji jest tym bardziej możliwe, że pierwotny osad gipsowy ma zwykle charakter półpłynnego żelu (Riley, Byrne 1961), a rzadziej luźnego osadu krystalicznego. W okresie wczesnodiagenetycznym żel gipsowy mógł przejść w anhydryt, który krystalizując w stanie półpłynnym miał pełne możliwości do tworzenia własnych form krystalicznych oraz charakterystycznych tekstur. Należy przypuszczać, że zasadniczą przyczyną krystalizacji anhydrytu z żelu gipsowego było duże stężenie roztworu i pojawienie się anhydrytowych zarodków krystalizacyjnych. Anhydryty epigenetyczne natomiast mogły powstać wskutek przemian, jakie nastąpiły w zdiagnozowanej już serii gipsowej, przy czym zasadnicze znaczenie miały w tym przypadku ciśnienie i temperatura. Dlatego też ich postacie są wyraźnie zbliżone do kryształów gipsu.

W badanej części monokliny przedsudeckiej, jak to już zaznaczono, seria anhydrytowa wykazuje zmienność regionalną, co uwidacz-

nia się przede wszystkim w zróżnicowaniu proporcji między poszczególnymi typami anhydrotowymi (pierwotne, mieszane, epigenetyczne) oraz w obecności lub braku pokładu soli kamiennej. Przy przyjęciu zasady, że poziomy anhydrotów pierwotnych, a tym bardziej soli kamiennej, powstają w warunkach największego stężenia roztworu wody morskiej można uznać te poziomy, tzn. anhydryty pierwotne i sól, za końcowy etap cyklu względnie podcyklu ewaporacyjnego. Na badanym obszarze wyróżnić można 2 cykle ewaporacyjne.

Cykl I — zaczynający się anhydrytami mieszanymi i kończący anhydrytami pierwotnymi lub solą kamienną. W przypadku rejonu południowego cykl ten ogranicza się tylko do anhydrotów mieszanych. Natomiast w rejonie środkowym cykl ten w spągowej partii zawiera podcykl IA, który zaczyna się anhydrytami mieszanymi i kończy się anhydrytami pierwotnymi (fig. 22). Wydaje się, że przyczyną wykształcenia się tego podcyklu była wspomniana już przy omawianiu skał węglanowych grzęda waryscyjska, która stwarzała odmienne warunki fizykochemiczne w tej części basenu sedymentacyjnego. Podcykl IA może być ekwiwalentem sedymentacji węglanowej, która w tym czasie miała miejsce w centralnej części grzędy (fig. 24).

Cykl II — tzw. anhydryty górne — rozpoczyna się na całym obszarze poziomem brekcji anhydrotowej, a kończy anhydrytami pierwotnymi lub mieszanymi (fig. 23). Do wykształcenia cyklu II doszło dzięki dopływowi świeżych wód oceanicznych, co spowodowało obniżenie stężenia roztworu i było prawdopodobną przyczyną powstania brekcji anhydrotowej.

Cykliczność wykształcenia kompleksu anhy-

drytowo-solnego została dodatkowo podkreślona na przekroju (fig. 24). Rzeczą znaną jest, że cykl II — poza niewielkim obszarem rejonu południowego — nie ma typowego zakończenia i przechodzi w wyżej leżące utwory węglanowe cyklotemu Stassfurt.

W konkluzji należy podkreślić, że najprawdopodobniej zasadniczą przyczyną regionalnej zmienności wykształcenia petrograficznego serii anhydrotów Werra była zróżnicowana morfologia dna basenu, której głównym elementem była elewacja, określona przez Sokołowskiego (1967) jako grzęda waryscyjska. Dzięki niej w okresie sedymentacji dolnych anhydrotów i soli panowały różne warunki w rejonie południowym, środkowym oraz północnym. Mogła ona wywierać istotny wpływ przede wszystkim na ogólne stężenie wody morskiej, a przynajmniej na stężenie niektórych przydatnych jej warstw. Intensywna sedymentacja miąższego pokładu soli kamiennej, jak również w mniejszym stopniu anhydrotów dolnych, spowodowała wyrównanie morfologii dna basenu. Dzięki temu w okresie sedymentacji anhydrotów górnych obserwujemy mniejsze ich zróżnicowanie regionalne. Odmienne wykształcenie anhydrotów w rejonie południowym tłumaczyć można przede wszystkim niedużą odległością od brzegów basenu i najprawdopodobniej płytkowodnym, być może lagunowo-zalewowym, charakterem środowiska. O bliskości i wpływach ładu świadczyć może obecność laminy złożonej z drobnych ziaren kwarcu, która występuje w górnych anhydrytach w otworze Chrząstawa (pl. V, 3). Jej osadzenie się wśród ewaporatów było możliwe — jak można przypuszczać — na drodze eolicznej.

## WNIOSKI

Przedstawione wyniki badań pozwalają sformułować kilka zasadniczych wniosków dotyczących serii węglanowej i siarczanowej cyklotemu Werra wschodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej.

1. Seria węglanowa jest wyraźnie zróżnicowana regionalnie. Lokalizacja wydzielonych rejonów: południowego, środkowego i północnego, wykazuje zależność od położenia brzegu basenu sedymentacyjnego. Istnieją tylko zni-

kome możliwości korelacji litologicznej skał węglanowych z różnych rejonów. Ograniczają się one głównie do części spągowej tej serii.

2. Seria węglanowa zróżnicowana jest również w przekroju pionowym i można wyodrębnić w niej 3 petrograficznie różne poziomy: — wapienie allochemiczne częściowo zanieczyszczone (poziom  $\gamma$ ), — wapienie allochemiczne (poziom  $\beta$ ), — wapienie mikrokrystaliczne (poziom  $\alpha$ ).

Poziom  $\beta$  ma charakter rafopodobny i wyróżniono w nim 4 strefy: strefę brzegową ( $\beta_1$ ), strefę zarafową ( $\beta_2$ ), strefę rafową ( $\beta_3$ ) i strefę przedrafową ( $\beta_4$ ). Przyczynę wykształcenia poziomu rafopodobnego stanowić mogła wyznaczona przez Sokołowskiego (1966; 1967) grzęda waryscyjska mająca równoleżnikowy przebieg wzdłuż linii Żarków — Rawicz — Ostrzeszów.

3. Serię węglanową stanowią wapienie dolomityczne, które często przechodzą w dolomity wapienne. Dolomityzację kompleksu węglanowego wiązać należy najprawdopodobniej z procesami wczesnodiagenetycznymi.

4. Seria siarczanowa cyklotemu Werra wykształcona jest jako anhydryty, w których wyróżnia się tzw. anhydryty dolne, zalegające pod solą kamienną Werra, i anhydryty górne.

5. Anhydryty wykazują także zróżnicowanie regionalne. Anhydryty dolne wykształcone są odmiennie w 3 rejonach: południowym, środkowym i północnym. Natomiast anhydryty górne odmiennie wykształcone są w 2 rejonach: południowym oraz północnym i środkowym.

6. Można sądzić, że sedymntacja anhydrytów dolnych i soli kamiennej doprowadziła do

wyrównania morfologii dna basenu, a przede wszystkim do wyeliminowania wpływów waryscyjskiej grzędy na sedimentację wyższych części cyklotemu.

7. W skałach anhydrytowych wyróżnić można anhydryty pierwotne i anhydryty epigenetyczne. Obydwa typy powstały prawdopodobnie z pierwotnego osadu gipsowego, który uległ dehydratacji.

8. Anhydryty pierwotne wykazują teksturę „sterty cegieł” i traktować je należy jako utwór wczesnodiagenetyczny, który powstał przez odwodnienie żelu gipsowego pod wpływem silnego stężenia wody morskiej.

9. Anhydryty epigenetyczne powstały przez odwodnienie osadu gipsowego w okresie późnodiagenetycznym. Przyczynę odwodnienia stanowiły ciśnienie i temperatura, które rosły wraz ze wzrostem miąższości nadkładu.

10. Poziom brekeji anhydrytowej uznać można za utwór wtórny, który powstał z częściowo rozpuszczonych skał anhydrytowych. Było to konsekwencją nagłego obniżenia stężenia roztworu, co spowodować mógł dopływ świeżych wód oceanicznych.

Instytut Nauk Geologicznych  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
ul. Cybulskiego 30  
50-205 Wrocław  
Wrocław, marzec 1974

#### LITERATURA

- ADLER H., KERR P., 1963a: Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *Am. Miner.*, vol. 48, no. 1, 2.
- ADLER H., KERR P., 1963b: Infrared spectra, symmetry and structure relations of some carbonate minerals. *Ibidem*, vol. 48, no. 7, 8.
- ADLER H., KERR P., 1965: Variations in infrared spectra, molecular symmetry and site symmetry of sulfate minerals. *Ibidem*, vol. 50, no. 1, 2.
- ALEXANDERSSON T., 1972: Intragranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: Evidence of precipitation from supersaturated seawater. *J. Sed. Petrol.*, vol. 42, no. 2.
- ALEXANDROWICZ S. W., BARWICZ W., 1970: Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzna mikrofauny cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Stratigraphical and paleogeographical position of the Zechstein microfauna in the Fore-Sudetic Monocline. *Acta geol. pol.*, vol. 20, no. 2.
- ALEXANDROWICZ S. W., PREIDL M., 1971: Korelacja litostratygraficzna wapienia cechsztyńskiego w południowej części monokliny przedsudeckiej. Lithostratigraphical correlation of the Zechstein limestone in the southern part of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.*, nr 5.
- ALLEN R., KRAMER V., 1953: Occurrence of bassanite in two desert basins in southeastern California. *Am. Miner.*, vol. 38, no. 11, 12.
- ANTONOWICZ A., FIJAŁ J., 1969: Wstępne wyniki badań zawartości strontu w ewaporatach polskich metodą absorpcyjnej spektroskopii atomowej. Preliminary results of strontium contents in Polish evaporates using absorption atomic spectroscopy method. *Prz. geol.*, nr 11.
- BEALES F., 1958: Ancient sediment of Bahaman type. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 42, no. 8.
- BEREŚ B., KIENIG E., KIJEWski P., TOMASZEWSKI J., 1973: Rozpoziomowanie litostratygraficzne skał węglanowych cyklotemu  $P_2^1$  w cechsztynie monokliny przedsudeckiej. Lithostratigraphical zonation of carbonate rocks of  $P_2^1$  from the Zechstein of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.*, nr 1.
- BEREŚ B., KIJEWski P., 1971: Objawy syfifikacji w skałach węglanowych dolnego cechsztynu w rejonie Lubina i Polkowic. Silification phenomena

- in carbonate rocks of the Lower Zechstein in the region of Lubin and Polkowice. *Prz. geol.*, nr 4.
- BISSEL H., CHILINGAR G., 1958: Notes on diagenetic dolomitization. *J. Sed. Petrol.*, vol. 28, no. 4.
- BOGACZ K., DZUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C., SOBCZYŃSKI P., 1972: Contact relations of the ore-bearing dolomite in the triassic of the Cracow-Silesian region. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 42, z. 4.
- BORCHERT H., 1959: Ozeane Salzlagerstätten. Nikolassee, Berlin.
- BORCHERT H., BAIER E., 1953: Zur Metamorphose ozeaner Gipsablagerung. *N. Jb. Miner.*, Bd. 86, H. 1.
- BRAITSCH O., 1962: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. Springer-Verlag.
- BUNDY W., 1956: Petrology of gypsum-anhydrite deposits in southwestern Indiana. *J. Sed. Petrol.*, vol. 26, no. 3.
- CAROZZI A., 1960: Microscopic sedimentary petrography. New York.
- CAROZZI A., 1961: Reef petrography in the Beavenhill Lake Formation, Upper Devonian. Swan Hills area, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrol.*, vol. 31, no. 4.
- CHILINGAR G., 1956: Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 42, no. 4.
- CHILINGAR G., 1957: Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. *J. Sed. Petrol.*, vol. 27, no. 2.
- CONLEY R., BUNDY W., 1958: Mechanism of gypsification. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 15, no. 1/3.
- CUFFEY R., 1972: The roles of bryozoans in modern coral reefs. *Geol. Rdsch.*, Bd. 61 H. 2.
- D'ANS J., et al., 1955: Untersuchungen über die Calciumsulfate. *Kali u. Steinsalz*, H. 9.
- D'ANS J., KÜHN R., 1960: Bemerkungen zur Bildung und Umbildungen ozeaner Salzlagerstätten. *Ibidem*, H. 3.
- EISENHUT K. H., KAUTZCH E., 1954: Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Leipzig.
- FAIRBRIDGE R., 1957: The dolomite question. *Soc. Econ. Pal. Miner. Special. Publ.*, 5.
- FOLK R., 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 43, no. 1.
- FRANZ R., RUSITZKA D., 1963: Geologische Ergebnisse der Erkundungsarbeiten auf Kupferschiefer in Raum Spremberg-Weisswasser. *Z. angew. Geol.*, Bd. 9, H. 4.
- FRIEDMAN G., 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, no. 3.
- FÜCHTBAUER H., 1964: Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 114.
- GEINITZ H., 1861: Die Dyas, Bd. 1, Leipzig.
- GLYNN P., STEWART R., McCOCKER J., 1972: Pacific coral reefs of Panama: structure, distribution and predators. *Geol. Rdsch.*, Bd. 61, H. 2.
- GOLDMAN M., 1952: Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite cap rocks. Sulphar salt dome, Louisiana. *Geol. Soc. Am., Memoir* 50.
- GOTTESMANN W., 1964: Petrogenese und Fazies des Werraanhydrits aus einigen Bohrungen in Südbrandenburg. *Geologie*, Jg. 13, H. 10.
- GROCHOLSKI W., 1972: Młodopaleozoiczne struktury północnego obrzeżenia bloku przedsudeckiego w podłożu monokliny przedsudeckiej. Young Paleozoic structures of the northern margin of the Fore-Sudetic block in the basement of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.*, nr 7.
- HARAŃCZYK C., 1961: Investigations of copper-bearing Zechstein shales from the Wrocław Monocline (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. geol. geogr.*, vol. 12, no. 1.
- HARAŃCZYK C., 1967: Charakterystyka geochemiczna dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Geochemical characteristic of Lower Zechstein euxine deposits of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.*, nr 7.
- HARDIE L., 1967: The gypsum - anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Miner.*, vol. 52, no. 1, 2.
- HELMUTH H., 1968: Zur Gliederung des Zechsteinkalks in NE Mecklenburg. *Geologie*, Jg. 17, H. 2.
- HEMMAN M., 1968: Zur Ausbildung und Genese des Leinensteinsalzes und Hauptanhydrits (Z. 3) im ostteil des subherzynen Beckens. Arch. Sect. Geowiss. Bergakademie Freiberg (unpublished).
- HOLLIDAY D., 1970: The petrology of secondary gypsum rocks. *J. Sed. Petrol.* vol. 40, no. 2.
- JANKOWSKI G., JUNG W., 1962: Zum Zechsteinkalke (Ca 1) im Bereich der Sangerhauser und Mansfelder Mulde. *Geologie*, Jg. 11, H. 8.
- JANKOWSKI G., JUNG W., 1964: Erweiterung der Feinstratigraphie der Werra-anhydrite (Z 1) im südöstlichen Harzvorland. *Geologie*, Jg. 13, H. 9.
- JORDAN H., 1969: Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins in Germanischen Becken unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. *Freiberger Forschungsh.*, C. 245.
- JUNG W., 1959: Der Steinsalzäquivalent des Zechsteins 1 in der Sangerhauser und Mansfelder Mulde und daraus resultierende Bemerkungen zum Problem der „Jahresringe“. *Ber. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 4.
- JUNG W., KNITZSCHKE G., 1960: Kombiniert feinstratigraphiegeochemische Untersuchungen der Anhydrite des Zechstein im SE Harzvorland. *Geologie*, Jg. 9, H. 9.
- KARNKOWSKI P., 1971: Perspektywy odkrycia złóż ropy naftowej i gazu w południowo zachodniej Polsce. Perspectives in search for oil and gas shows in the south-western area of Poland. *Prz. geol.*, nr 4.
- KASPRZAK T., SOKOŁOWSKI J., 1964: Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geof. i geol. naftowa*, nr 3-5.
- KERKMANN K., 1963: Zur Kenntnis der Zechsteinriffe in Mitteldeutschland. Arch. Sect. Geowiss. Bergakademie Freiberg (unpublished).
- KERKMANN K., 1967: Zur Kenntnis der Riffbildungen in der Werraserie des Thüringischen Zechsteins. *Freiberger Forschungsh.*, C. 213.

- KERKMANN K., 1969: Riffe und Algenbanke im Zechstein von Thüringen. *Ibidem*, C. 252.
- KŁAPCZIŃSKI J., 1964a: Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy (monoklina przedsudecka). Stratigraphy of the Zechstein in the Areas of Lubin, Sieroszowice and Wschowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 1–2.
- KŁAPCZIŃSKI J., 1964b: Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Paleogeographical characteristics of the Zechstein of the Fore-Sudetic Monocline. *Ibidem*, t. 34, z. 4.
- KŁAPCZIŃSKI J., 1966: Stratygrafia anhydrytów Werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). Stratigraphy of the Werra-Anhydrites in the region of Lubin and Sieroszowice. *Ibidem*, t. 36, z. 1.
- KŁAPCZIŃSKI J., 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, fauna, stratigraphy and paleogeography of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. V.
- KŁAPCZIŃSKI J., KORNAŚ J., 1967: Występowanie autogenicznego kwarcu w brekcji anhydrytów Werra na monoklinie przedsudeckiej. Occurrence of autogenic quartz in the Werra anhydrite breccia within the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.*, t. 11, nr. 2.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1967: Okruszcowanie permu monokliny przedsudeckiej. Permian mineralization in the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. geol.*, nr 6.
- KOSTECKA A., 1966: Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny Gałęzicko-Bolechowieckiej (G. Świętokrzyskie). The lithology and sedimentation of the Zechstein strata of the Gałęzice–Bolechowiec syncline (Holy Cross Mts.). *Pr. geol., Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 38.
- KRASOŃ J., 1967: Perm synkliny bolesławieckiej (Dolny Śląsk). The Permian of the Bolesławiec syncline (Lower Silesia). *Pr. Wrocl. Tow. Nauk.*, seria B, nr 137.
- KREBS W., 1968: Fazies types in devonian beach-reef limestones in the Rhenisch Schiefergebirge. [In:] Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe. Springer-Verlag.
- KUBICA B., 1972: O procesach dehydratyzacji gipsów w zapadlisku przedkarpackim. On the dehydration process of gypsum in the Carpatian fore-deep. *Prz. geol.*, nr 4.
- KWIATKOWSKI S., 1970: Origin of alabaster, intraformational breccias, folds and stromatolites in miocene gypsum of southern Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol., géogr.*, vol. 18, no. 1.
- KWIATKOWSKI S., 1972: Sedymentacja gipsów mioceńskich Polski południowej. Sedimentation of gypsum in the Miocene of Southern Poland. *Pr. Muzeum Ziemi*, nr 19.
- LANGBEIN R., 1968: Zur Petrologie des Anhydrits. *Chemie der Erde*, Bd. 27, H. 1.
- LORENC S., 1971: Wstępna charakterystyka petrograficzna anhydrytów Werra z monokliny przedsudeckiej. Preliminary petrographic description of the Werra anhydrites from the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. geol.*, t. 15, nr 1.
- MAGDEFRAU K., 1956: Paleobiologie der Pflanzen. Wyd. III, Jena.
- MAYNE W., 1942: Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermische Ablagerung Ostgranlands. *Medd om Grønland*, 115, no. 5.
- [MICHIEJEW W.], 1957: МИХЕЕВ В., Рентгенометрический определитель минералов. Москва.
- [MICHIEJEW W., SALDAU Z.], 1965: МИХЕЕВ В., САЛДАУ З., Рентгенометрический определитель минералов. Ленинград.
- MILEWICZ J., PAWŁOWSKA K., 1961: Atlas geologiczny Polski, zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 7-Perm. Geological atlas of Poland, stratigraphie and facial problems, 7-Permian. Wyd. Geol., Warszawa.
- MOENKE H., 1962: Mineralspektren. Berlin.
- MONTY C. L., 1972: Recent algal stromatolitic deposits, Andres Island, Bahams. Preliminary raport. *Geol. Rdsch.*, Bd. 61, H. 2.
- [MURZAJEW P.], 1947: МУРЗАЕВ П., К вопросу о генетических сестношениях гипса у ангидрита *Зан. Все. Муз. Обс.*, m. 75.
- OGNIBEN L., 1955: Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. *J. Sed. Petrol.*, vol. 25, no. 4.
- OGNIBEN L., 1957a: Petrografia della serie solfifera Sicilina a considerazio no geologiche relative. *Mem. Deser. Carta Geol. Italia*, vol. 33.
- OGNIBEN L., 1957b: Secondary gypsum of the sulphur series Sicily and the so-called intergration. *J. Sed. Petrol.*, vol. 27, no. 1.
- PHILOCOX M., 1972: Burial of reefs by shallow-water carbonates, Silurian Gower-Formation. Jowa, USA. *Geol. Rdsch.*, Bd. 61, H. 2.
- PODEMSKI M., 1962: Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki–Sieroszowice. Komunikat. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 4.
- PODEMSKI M., 1973: Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. The Zechstein sedimentation in the western part of the Fore-Sudetic Monocline in the vicinity of Nowa Sól. *Inst. Geol., Pr. t. LXXI*.
- PROCHAZKA K., BIERNAT Z., 1966: Zagadnienie migracji soli i niektórych pierwiastków w nadległe utwory kłodawskiego wysadu solnego na przykładzie otworu K 83a. The problem of migration of salt and of same trace elements into the overlying formations of the bore-hole K. 83a of the Kłodawa dome. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 36, z. 1.
- QUESTER H., 1964: Petrographie des erdgashöffigen Hauptdolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 114.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955: Uber saline sedimentation. *Ibidem*, Bd. 105.
- RILEY CH., BYRNE J., 1961: Genesis of primary structures in anhydrite. *J. Sed. Petrol.*, vol. 31, no. 4.
- RYDZEWSKI A., 1964: Petrografia i mineralizacja osadów górnego permu na monoklinie przed-



- sudeckiej i peryklinie Żar. Petrography and mineralization of the Zechstein deposits in the areas of Fore-Sudetic Monocline and of pericline of Żary. *Prz. geol.*, nr 12.
- RYDZEWSKI A., 1967: Procesy gipsyfikacji w anhydrytach cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. Gypsification process in Zechstein anhydrites of the Fore-Sudetic Monocline. *Ibidem*, nr 7.
- SCHROEDER J. H., 1972: Fabrics and sequence of submarine carbonate cements in holocene Bermuda cup reef. *Geol. Rdsch.*, Bd., 61, H. 2.
- SERKIES J., 1972: Zarys geochemii przedsudeckiego złoża miedzi. The epitome of geochemistry of the Fore-Sudetic copper deposit. *Pr. nauk. Inst. Chem. Nieorg. i Metal. Pierw. Rzadkich Politech. Wrocl.*, nr 12.
- SOKOŁOWSKI J., 1966a: Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego. (Cz. I). Tectonics and deposit-structural characteristics of the Fore-Sudetic area. (part I). *Prz. geol.*, nr 5.
- SOKOŁOWSKI J., 1966b: Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego. (Cz. II). Tectonics and deposit-structural characteristics of the Fore-Sudetic area. (part II). *Ibidem*, nr 6.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, vol. III.
- STEHLI F., HOWER P., 1961: Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *J. Sed. Petrol.*, vol. 31, no. 3.
- STEWART F. H., 1949: The petrology of the evaporites of the Eskdale no 2 boring, east Yorkshire. (Part I). *Mineral. Mag.*, vol. 28, no. 206.
- STOLARCZYK F., TYSKI S., 1972: Geologiczne warunki występowania węglowodorów w poziomie wapienia cechsztyńskiego Werry we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Geological conditions of hydrocarbon accumulation in the horizon of basal Zechstein limestones in eastern part of the Peribaltic syneclize. *Prz. geol.*, nr 6.
- STRUNZ H., 1970: Mineralogische Tabellen. Wyd. 5, Leipzig.
- [SUWEJZDIS P. I.], 1963: СУВЕИЗДИС П. И., Вернопермские отложения Полско-лигевской синеклизы. *Воп. Геол. Литвы. Вильнюс*.
- TOKARSKI A., 1958: Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno 1. *Nafta*, nr 1.
- TOKARSKI A., 1959: Chojnicki profil cechsztynu. The profil of Zechstein at Chojnice. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 29, z. 2.
- TOMASZEWSKI J., 1962: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Metale nieżel.*, nr 12.
- TOMASZEWSKI J., 1966: Charakterystyka litofacialna utworów cechsztynu w brzeźnej części monokliny wrocławskiej. Lithofacial characteristics of the Zechstein series in the marginal part of the Wrocław monocline. [W:] *Z geologii Ziemi Zachodnich*, Wrocław.
- TRECHMANN C., 1932: The permian shell-limestone reef beneath Hartlepool. *Geol. Mag.*, 69, no. 4.
- TZSCHORN G., 1963: Zur Geologie und Petrographie des Zechsteinkalkes in Raum Spremberg-Weisswasser. *Z. angew. Geol.*, Bd. 9, H. 11.
- USDOWSKI H., 1968: The formation of dolomite in sediments. [In:] Recent develop. in carbonate sedim. in central Europe. Springer-Verlag.
- WALLHÄUSSER K., PUCHELT H., 1966: Sulfat-reduzierende Bakterien in Schwefel – und Grubenwasser Deutschlands und Osterreichs. *Beitr. zur Miner. u. Petrol.*, Bd. 13, H. 1.
- WAŻNY II., 1967: Pierwiastki śladowe w cechszynie Polski Zachodniej. Trace elements in the Zechstein of Western Poland. *Inst. Geol., Biul.* 213.
- WAŻNY H., 1970: Charakterystyka geochemiczna utworów cechsztynu północno-zachodniej Polski. Geochemical description of the Zechstein formations in north-western Poland. *Inst. Geol., Biul.* 238, Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce, t. 6.
- WOLF K. H., 1960: Simplified limestone classification. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 44, no. 8.
- WOLF K. H., 1961: An introduction to the classification of limestone. *N. Jb. Geol. Palaont.*, no. 6.
- WRAY J., 1972: Environmental distribution of calcareous algae in Upper Devonian reef complexes. *Geol. Rdsch.*, Bd. 61, H. 2.
- WYŻYKOWSKI J., 1961: Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. Remarks on the geological structure of north-western part of Fore-Sudetic Block. *Prz. geol.*, nr 4.
- WYŻYKOWSKI J., 1963: Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Koźuchowa. The recent results of geological investigations in the Koźuchów region. *Ibidem*, nr 4.
- ZWIERZYCKI J., 1947: Zagadnienie soli potasowych w Polsce. The problems of potassium salts in Poland. *Prz. gór.*, nr 12.
- ZWIERZYCKI J., 1951: Sole potasowe na północ od Wrocławia. The potassium salts of the north of Wrocław. [W:] *Księga Pamiątkowa ku Czei Prof. Bogdanowicza*. Warszawa.

Stanisław LORENC

## PETROGRAPHY AND FACIES DIFFERENTIATION IN THE WERRA LIMESTONES AND ANHYDRITE ROCKS, FORE-SUDETIC MONOCLINE, SW POLAND

**ABSTRACT:** This paper deals with the main results of my petrographic and mineralogical investigations into the carbonate-sulphate rock series of the Werra cyclothem in the Fore-Sudetic Monocline. The carbonate member of the series under consideration is divided into three petrographic horizons involving microcrystalline limestone, allochemical reef-like limestone, and impure allochemical limestone. Chemically these include both highly dolomitic

limestones and limy dolostones. The process of dolomitization of an original limestone is thought to have taken place in an early diagenetic stage. The anhydrite rock member is petrographically differentiated into primary and epigenic anhydrite. The primary anhydrite is thought to have originated as a gypsum-gel in an early diagenetic stage, whereas the epigenic one resulted from later dehydration of an original gypsum deposit.

### Summary

The object of this paper are carbonate- and sulphate rocks of the Werra cyclothem in an area between the Fore-Sudetic Block and the Prosna River i.e., in the middle- and eastern portion of the Fore-Sudetic Monocline (fig. 1). The rocks in question nowhere crop

out at the earth's surface and were sampled mainly from drill cores. Only locally they are accessible for direct observations in mine excavations in the Lubin – Głogów Copper Field.

### CARBONATE ROCKS

The carbonate member ranges in thickness from several up to 80 meters or more. On the basis of lithological differentiation three main regions are distinguished (fig. 2). In the southern region, situated near the border of the sedimentary basin, one can distinguish four lithological horizons including:

- grey limestone, with beige tint, frequently sandy, 10–12 m thick (horizon *IV* in fig. 2);
- oolite limestone, 2–4 m thick (horizon *III* in fig. 2);
- grey limestone, in part distinctly bedded, 10–15 m thick (horizon *II* in fig. 2);
- dark-grey limestone, poorly bedded, platy, 5–20 m thick (horizon *I* in fig. 2).

In the middle region, situated far from the basin's margin, three lithological horizons are distinguished;

- grey limestone, frequently with beige tint, rich in skeletal elements, 5–17 m thick (horizon *c* in fig. 2);
- grey limestone, in part distinctly bedded, 20–46 m thick (horizon *b* in fig. 2);
- dark-grey limestone, indistinctly bedded, platy, 2–5 m thick (horizon *a* in fig. 2).

In the northern region, which was very distant from the basin's margin, grey limestones prevail. These partly distinctly bedded rocks are only several meters thick (horizon *IIb* in fig. 2).

Petrographically, on the basis of classifications by Folk (1959) and Wolf (1960; 1961) the carbonate rocks considered are divided into three horizons labelled  $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\gamma$  (fig. 2).

The  $\alpha$ -horizon – or the horizon of microcrystalline limestone – occurs on the whole area studied ranging in thickness from 4 to 50 meters. This is composed of micrite, or rarely of fine-crystalline sparite. Microscopically observable are also aggregates of clay minerals and ferric oxide. These give to the rock a microlaminated structure (pl. I, 1).

The  $\beta$ -horizon – or the horizon of allochemical limestone – is restricted in occurrence to the middle- and northern regions. The horizon varies in thickness from 10 to 18 meters. Oolites, intraclasts, and skeleton elements dominate among the most common allochemicals. The proportion of the allochemicals changes progressively as the distance from the basin's margin increases.

This has enabled the present writer to subdivide the horizon in question into four belts (fig. 3). Of these the  $B_1$ -belt was situated close by a land bordering the basin from the south. Ooides so characteristic of this limestone are usually less than a millimeter across (pl. I, 3, 4). Common in the  $\beta_2$ -belt are intraclasts to which are associated numerous skeleton elements, especially spiral Forams (pl. II, 1). In the  $\beta_3$ -belt skeleton elements predominate decidedly including both the Bryozoa and Algae. The latter have been found to constitute both individual spherical forms as well as bigger colonies. Also present here are organic structures resembling stromatolite (pl. II, 2, pl. III 1, 2).

In the  $\beta_4$ -belt skeleton elements are still prevailing. They involve the Bryozoa, Brachiopoda, Molluscs, and Algae. The rock, however, looks very much like a detrital one (pl. III, 3). The carbonate rocks of the horizon in question display a facies distribution typical of reef areas. According to the present writer the  $\beta_1$ -belt is interpreted as the shore facies, the  $\beta_2$ -belt represents the back-reef facies, the  $\beta_3$ -belt corresponds to the reef facies, and the remaining  $\beta_4$ -belt is ascribed to the fore-reef facies. All the belts trend nearly west-east. This differentiation was possibly caused by an elevation in the Variscan bedrock known as the ridge of Żarków — Rawicz — Ostrzeszów. During the sedimentation of the  $\beta$ -limestones the elevation coincided in position with the area of the  $\beta_3$ -limestone (fig. 24).

The  $\gamma$ -horizon — or the horizon of impure allochemical limestone — is limited in occurrence to the northern area where it ranges in thickness from 6 to 10 meters. This micrite-sparite limestone distinguishes itself in having a considerable admixture of ordinary epiclastic material involving grains of quartz, feldspars, and fragments of quartzite. The content of allochems exceeds 10 per cent by volume with intraclasts acting as the most common ones (pl. IV, 2).

The Ca/Mg ratio in the limestones under consideration is variable and ranges from 2.8 to 11.6 (figs. 4–6). Thus, according to Chilingar (1957), they are classified among limy dolostones and highly dolomitic limestones, respectively. This is also confirmed by my mineralogical investigations (figs. 7–9; tab. 4–9).

It is worthy of mention that chemical analyses have disclosed a good correlation between the Mg-content and the amount of a residuum insoluble in muriatic acid (figs. 4–6). This indicates, it is surmised, that the dolomitization processes were controlled by stratification of an original sediment. Such a relation in turn may speak in advocacy of an early diagenetic dolomitization.

Higher in the stratigraphic column, the carbonate rocks pass into sulphate rocks. However, the transition is rather sharp and is limited to a layer a dozen or so centimeters thick.

#### SULPHATE ROCKS

The anhydrite rock member varies in thickness from 30 to 100 meters. Generally the thickness increases northwards. A horizon of rock salt splits the anhydrite member into two parts: the lower- and upper anhydrite (fig. 24).

The anhydrite rocks exhibit a quite good differentiation in both structure and texture. This enabled Kłapciński (1971) to subdivide them megascopically into a number of lithological horizons including: — “Anhydrites with an indistinct beaded texture (0–23 m); — anhydrites with coarse-eye structure (2–8 m); — anhydrites with fine-eye structure (6–8 m); — beaded anhydrites (96–21 m); — pseudobeaded anhydrites (4–16 m); — anhydrite and silt breccia (2–10 m); — rock salt (0–250 m); — aphanitic anhydrites (0–55 m); — undate anhydrites (0–50 m); — nodular anhydrites (3–14 m)” (Kłapciński, 1971, p. 81).

Under the microscope, on the other hand, one can distinguish two main microstructural varieties, namely primary- and epigenic anhydrites (see Ogiben 1957a; features characteristic of these varieties were listed in detail by Goldman 1952). The primary anhydrite is a *medium-to-coarse crystalline* rock, or may be even *fine-crystalline* (fig. 10). In both the cases “pile-of-brick” texture is well seen. The epigenic anhydrite may be further subdivided into two varieties

involving *bacillar* (or rodlike) *anhydrite* and *felty anhydrite* (fig. 11). The two varieties make up separate horizons, or occur together giving rise to the formation of mixed anhydrite. Also it is clear from my petrographic investigations that the anhydrite rocks display a well-defined regional differentiation (figs. 18–21).

In the lower anhydrite, three regions are distinguished each being dominated by another lithologic assemblage of sulphate rocks (fig. 22) The southern region is dominated by epigenic anhydrite. Here one can distinguish two horizons:

- epigenic anhydrite;
- mixed anhydrite.

In the middle region, the main rock type is primary anhydrite interbedded with mixed anhydrite. According to the present writer at least five horizons may be recognized here including:

- rock salt or primary anhydrite;
- primary anhydrite;
- mixed anhydrite;
- primary anhydrite;
- mixed anhydrite.

In the northern region, the lower anhydrite involves the following horizons:

- rock salt;
- primary anhydrite;
- epigenic anhydrite;
- mixed anhydrite.

Moreover, in the western portion of the area studied, a transitional zone is distinguished, in which

the lower anhydrite comprises the following horizons:

- rock salt or primary anhydrite;
- primary anhydrite;
- epigenic or mixed anhydrite;
- mixed anhydrite.

The extent of these three regions is similar to those already described in a section concerning carbonate rocks (comp. figs. 2 and 22).

The upper anhydrite occurs above rock salt and is regionally less differentiated (fig. 23). In the southern region, it includes:

- primary anhydrite;
- mixed anhydrite;
- epigenic anhydrite and anhydrite breccia.

In the middle- and northern regions, one can distinguish the following horizons:

- mixed or epigenic anhydrite;
- mixed anhydrite;
- anhydrite breccia.

The origin of anhydrite rocks is still not quite adequately explained. However, in agreement with the current (and prevailing) opinion based on experimental works and investigations of Recent sediments the original phase of calcium sulphate in marine environment is exclusively gypsum. While anhydrite rocks one should regard as a result of dehydration of an original gypsum deposit. Most likely the process of dehydration did not take place simultaneously in the whole area of anhydrite deposition and that is why the anhydrite rocks under consideration change in character both in the vertical and regionally. One may suppose, however, that the primary anhydrite originated in an early diagenetic stage through dehydration of an original gypsum gel. It may be also as-

sumed that the high concentration of sea water was the main cause in the process in question. Such an interpretation seems to be confirmed by the fact that the sedimentation of rock salt was always preceded by primary anhydrite. Epigenic anhydrite, on the other hand, originated in a consequence of later modifications that took place in an early lithified gypsum deposit. These modifications might have been connected with higher temperature and pressure resulted from an increasing depth of burial.

It is surmised that the regional differentiation in lithology of the anhydrite member was caused by a morphological differentiation in the basin-floor topography. The main positive feature in the basin floor was so-called Variscan ridge (fig. 24). Thanks to this elevation, during the time of sedimentation of the lower anhydrite and rock salt, the sedimentary basin was divided into three regions i.e., the southern-, middle-, and northern region. These regions varied from one another in both physical and chemical conditions. Later on, an intensive chemical sedimentation resulted in smoothing of relief and it is why the upper anhydrite is regionally less differentiated than the lower one.

The origin of anhydrite breccia is a separate problem. This is known from the whole area studied where it makes up a horizon several meters thick (figs. 17–21, 24). It is surmised that the breccia resulted from partial dissolution of an already lithified anhydrite rock. The process might have been caused by a sudden dilution of sea water owing to an influx of fresh oceanic waters. The process of brecciation was taking part almost simultaneously on the whole area studied. Consequently, the breccia in question may serve as a good correlation horizon.

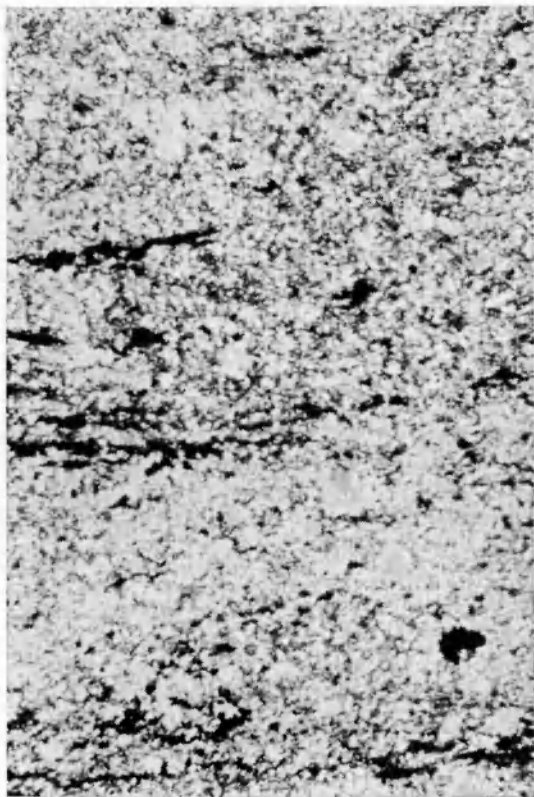
*Translated by A. K. Teisseyre*

## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

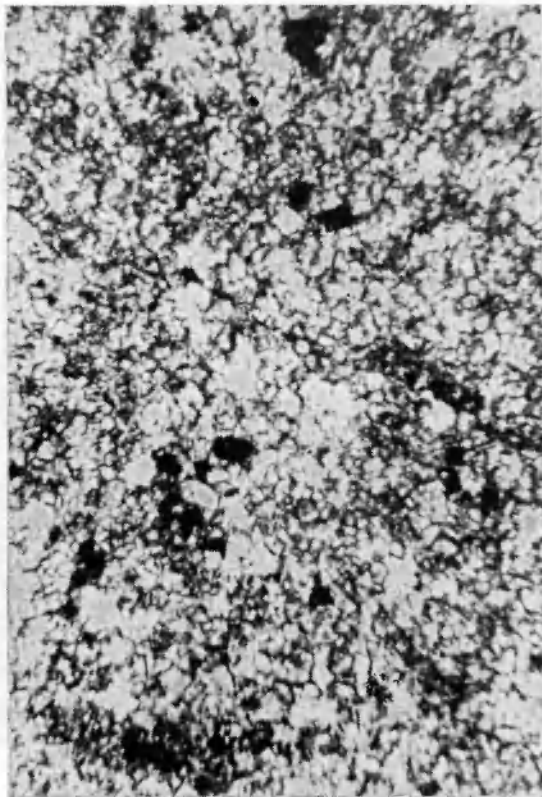
PLANSZA I

PLATE I

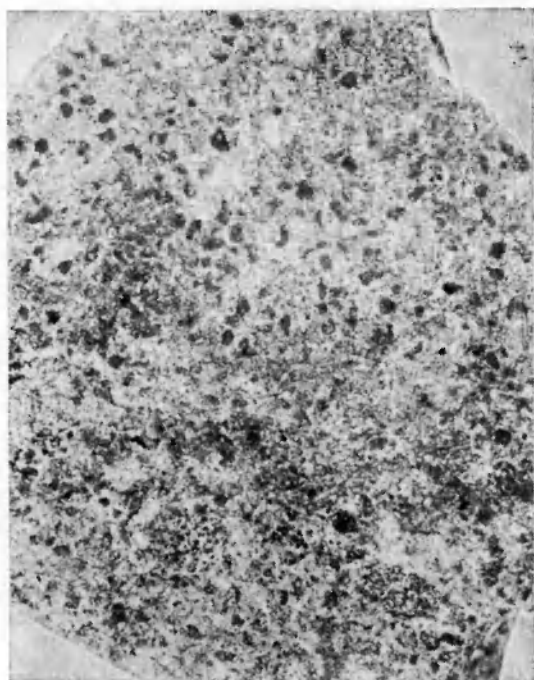
- 1, 2. Wapień mikrokrystaliczny z poziomu  $\alpha$  z widocznymi smugami i grudkami substancji ilasto-żelazistej. Próba nr 160, pojedynczy nikol, pow. 150 x  
Microcrystalline limestone, horizon  $\alpha$ . Note streaks and aggregates opaque Fe-bearing clay matter. Sample no. 160, one nicol only, magn. 150 x
3. Wapień ooidowy ze strefy  $\beta_1$  (ooidy wyróżniają się ciemniejszą barwą). Próba nr 46, pow. 1,5 x  
Ooide limestone from  $\beta_1$ -horizon. Ooides are somewhat darker than surrounding rock. Sample no. 46, magn. 1,5 x
4. Wapień ooidowy przepojony gipsem i anhydrytem ze strefy  $\beta_1$ . Próba nr 46, pojedynczy nikol, pow. 40 x  
Ooide limestone rich in gypsum and anhydrite from  $\beta_1$ -horizon. Sample no. 46, one nicol only, magn. 40 x



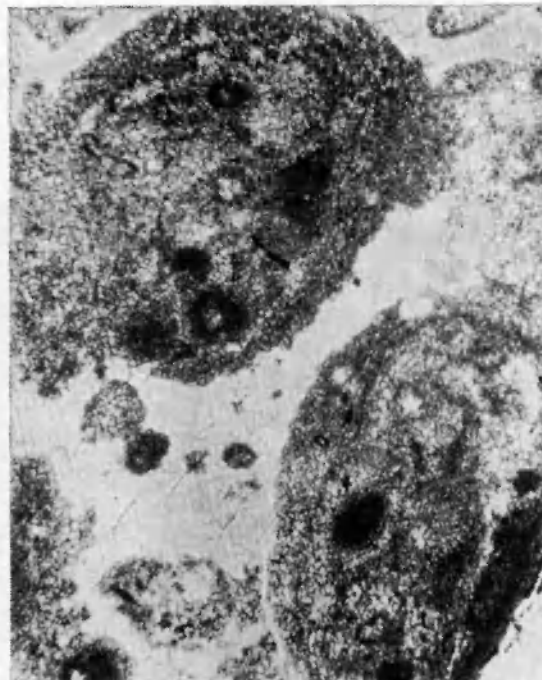
1



2



3



4

Stanisław LORENC – Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej  
Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

PLANSZA II

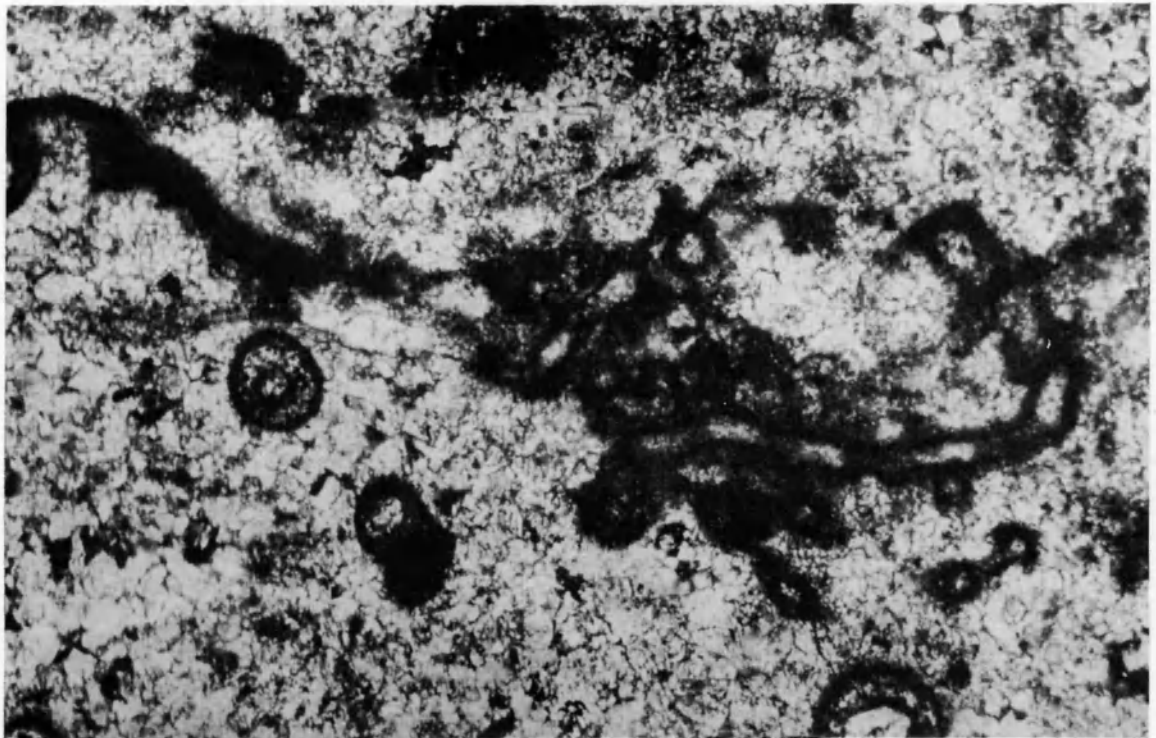
PLATE II

1. Wapień allochemiczny przepojony gipsem i anhydrytem ze strefy  $\beta_2$ . Widoczny fragment spiralnej otwornicy. Próba nr 136, nikole równoległe, pow. 150 ×  
Allochemical limestone rich in gypsum and anhydrite from  $\beta_2$ -horizon. Note fragment of test of a spiral Foram. Sample no. 136, one nicol only, magn. 150 ×
2. Wapień allochemiczny ze strefy  $\beta_3$  z widoczną kolonią algową. Próba nr 88, nikole skrzyżowane, pow. 150 ×  
Allochemical limestone from  $\beta_3$ -horizon. Note Algal colony. Sample no. 88, crossed nicols, magn. 150 ×





1



2

Stanisław LORENC – Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

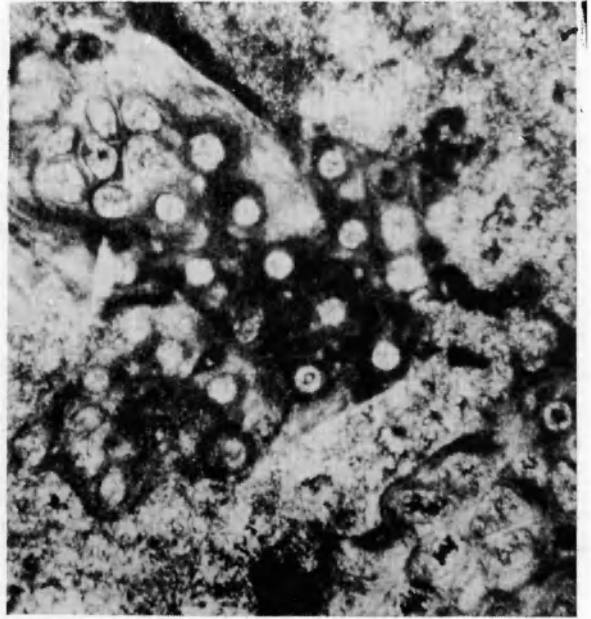
PLANSZA III

PLATE III

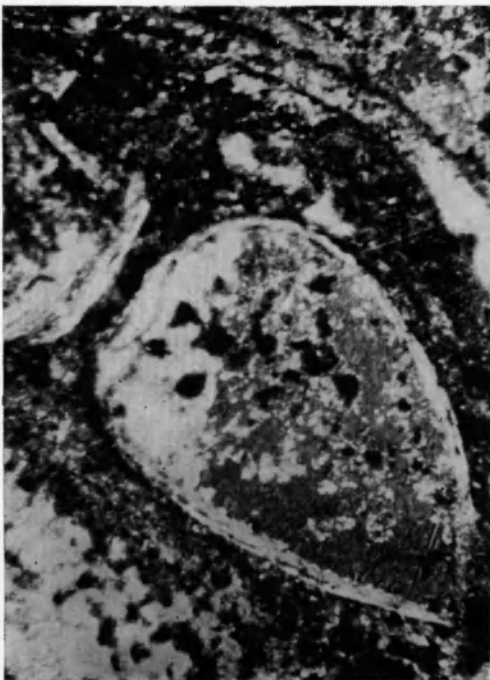
- 1, 2. Wapień allochemiczny ze strefy  $\beta_3$  z widocznym fragmentem mszywiola. Próba nr 88, pojedynczy nikol, pow. 40 ×  
Allochemical limestone from  $\beta_3$ -horizon. Note fragment of skeleton of Bryozoa. Sample no. 88, one nicol only, magn. 40 ×
3. Wapień allochemiczny ze strefy  $\beta_4$  z fragmentami skorupy ramienionoga wypełnionej gipsem i anhydrytem. Próba nr 65, nikole skrzyżowane, pow. 40 ×  
Allochemical limestone from  $\beta_4$ -horizon. Fragment of Brachiopod shell is filled up by gypsum and anhydrite. Sample no. 65, crossed nicols, magn. 40 ×
4. Wapień allochemiczny z poziomu  $\beta$  silnie zdolomityzowany. Widoczne romboedry dolomitu. Próba nr 88, nikole równoległe, pow. 150 ×  
Allochemical limestone from a highly dolomitized  $\beta$ -horizon. Note rhombohedrons of dolomite. Sample no. 88, one nicol only, magn. 150 ×



1



2



3



4

Stanisław LORENC — Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

PLANSZA IV

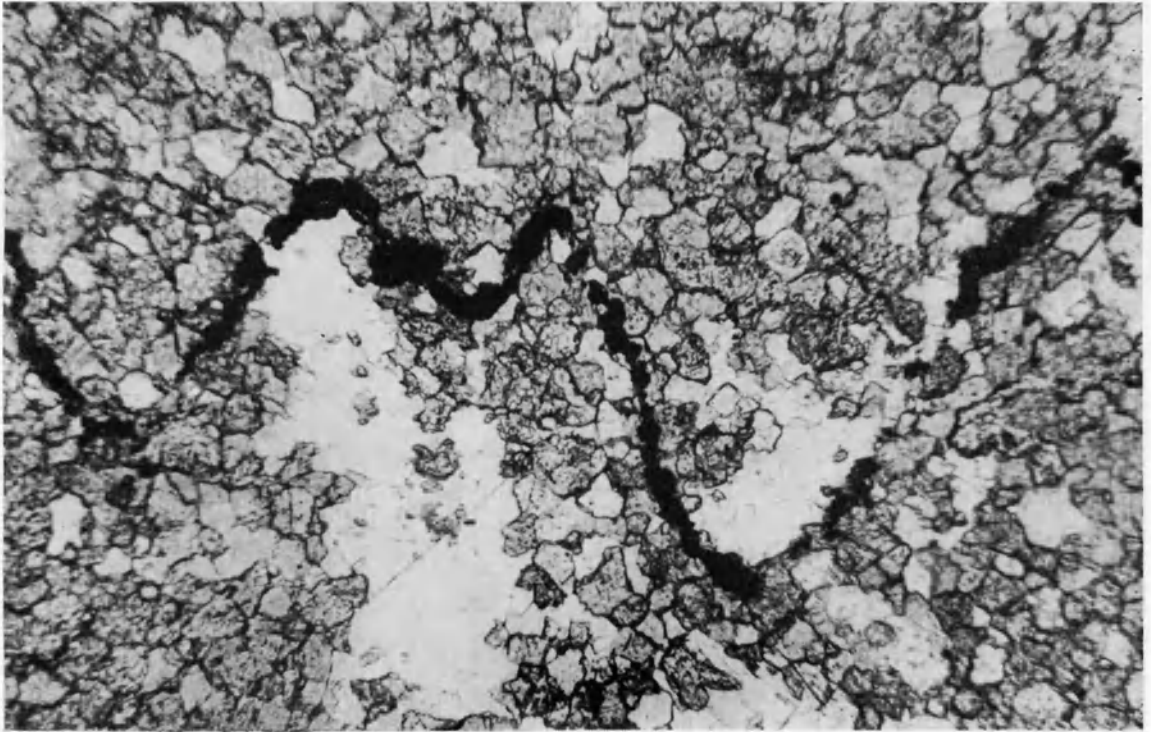
PLATE IV

1. Wapień sparytowy przepojony gipsem i anhydrytem z widocznym stylolitem wypełnionym substancją nieprzezroczystą. Próba nr 66, pojedynczy nikol, pow. 110 ×

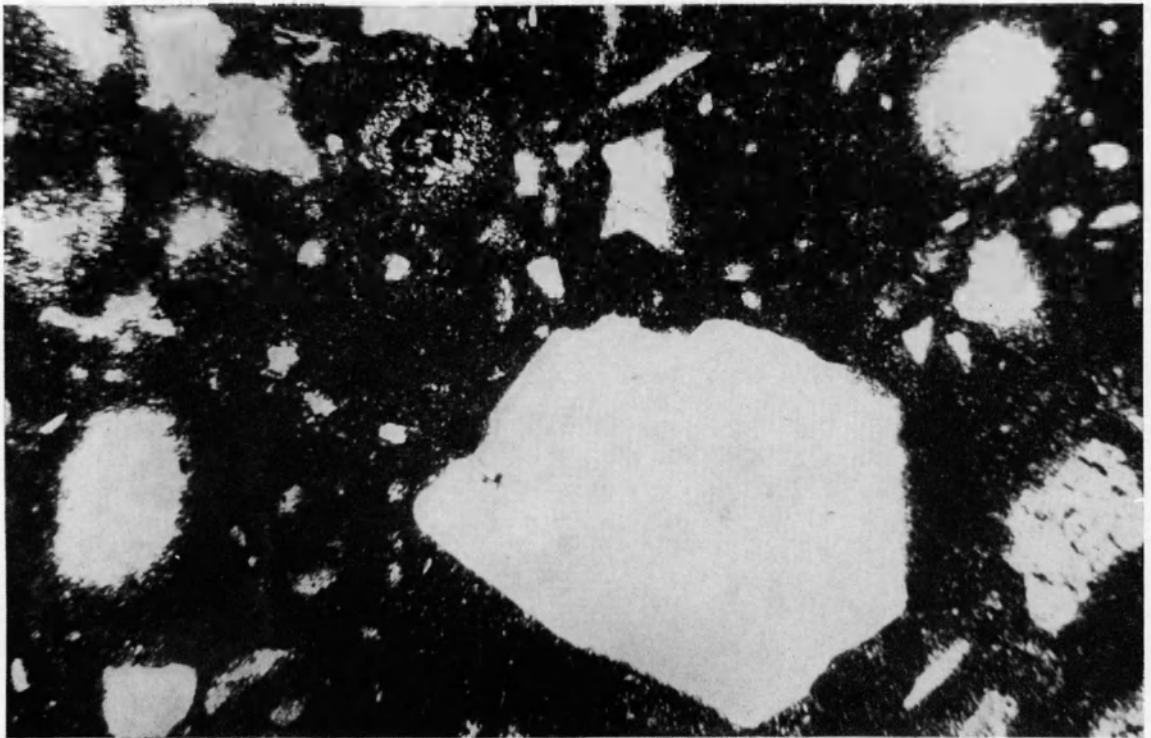
Sparite limestone rich in gypsum and anhydrite. Stylolite seam is visualized by opaque material. Sample no. 66, one nicol only, magn. 110 ×

2. Wapień allochemiczny zanieczyszczony z poziomu  $\gamma$ . Widoczne słabo obtoczone ziarna kwarcu. Próba nr 25, pojedynczy nikol, pow. 110 ×

Impure allochemical limestone from  $\gamma$ -horizon. Note poorly rounded quartz grains. Sample no. 25, one nicol only, magn. 110 ×



1



2

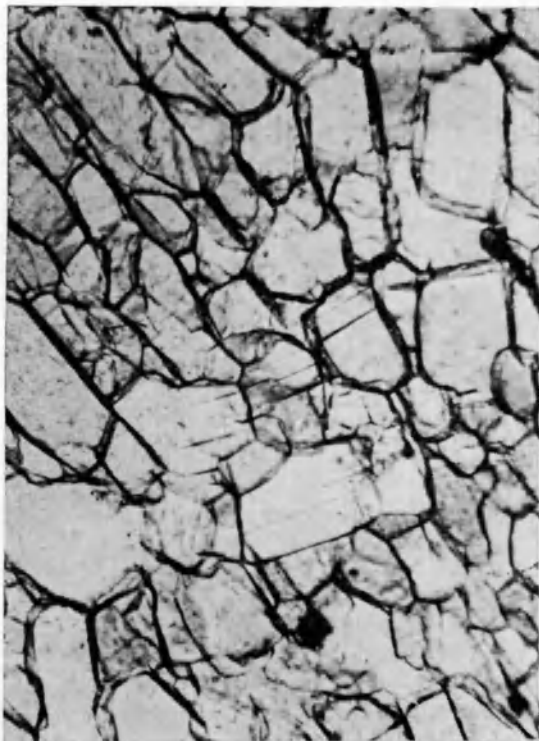
Stanisław LORENC – Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

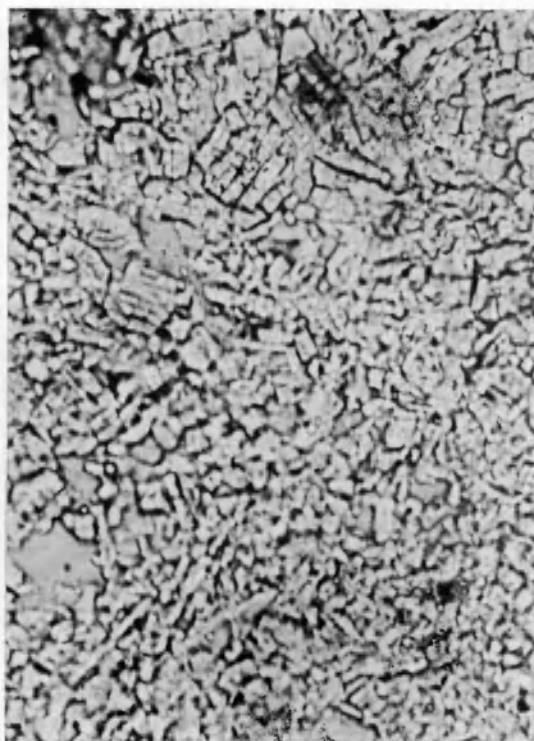
PLANSZA V

PLATE V

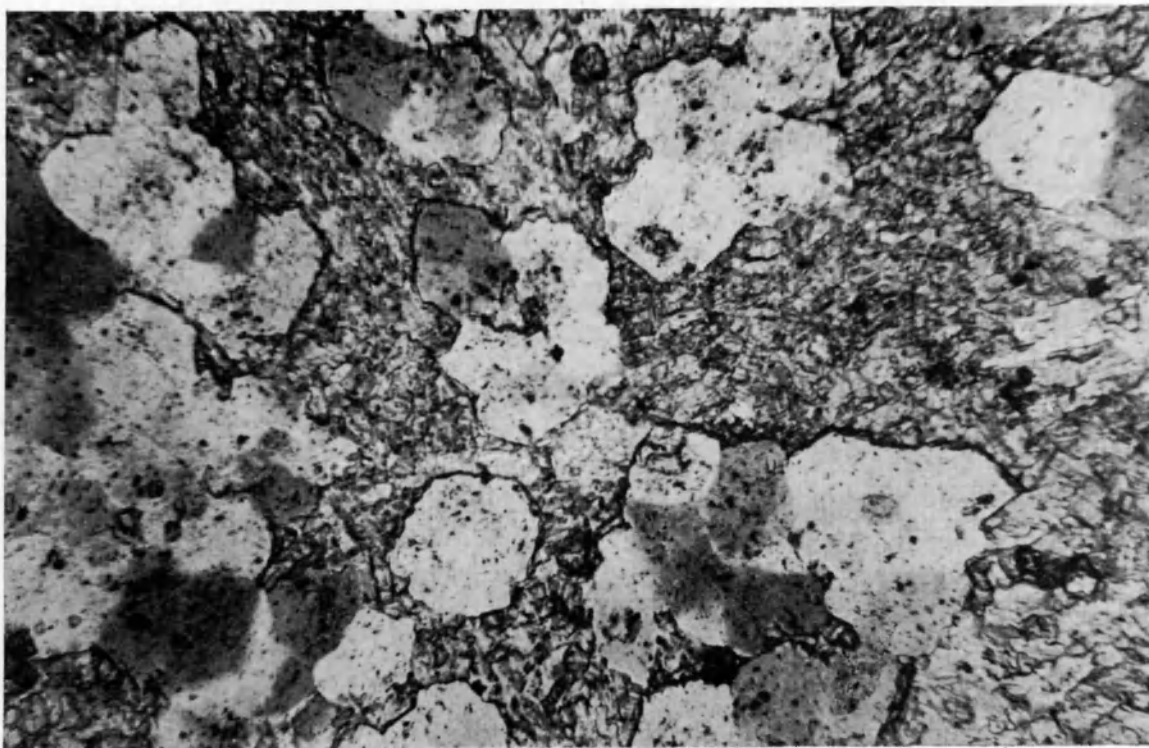
1. Anhydryt pierwotny, średnio- i grubokrystaliczny ze śladami rekrytalizacji. Próba nr 127, pojedynczy nikol, pow. 150 ×  
Primary medium and coarse-crystalline anhydrite, incipiently recrystallized. Sample no. 127, one nicol only, magn. 150 ×
2. Anhydryt pierwotny, drobnokrystaliczny. Próba nr 22, pojedynczy nikol, pow. 150 ×  
Primary fine-crystalline anhydrite. Sample no. 22, one nicol only, magn. 150 ×
3. Anhydryt pierwotny, drobnokrystaliczny z ziarnami eolicznego kwarcu. Próba nr 22, nikole skrzyżowane, pow. 150 ×  
Primary fine-crystalline anhydrite. Note grains of wind-worn quartz. Sample no. 22, crossed nicols, magn. 150 ×



1



2



3

Stanisław LORENC — Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland

PLANSZA VI

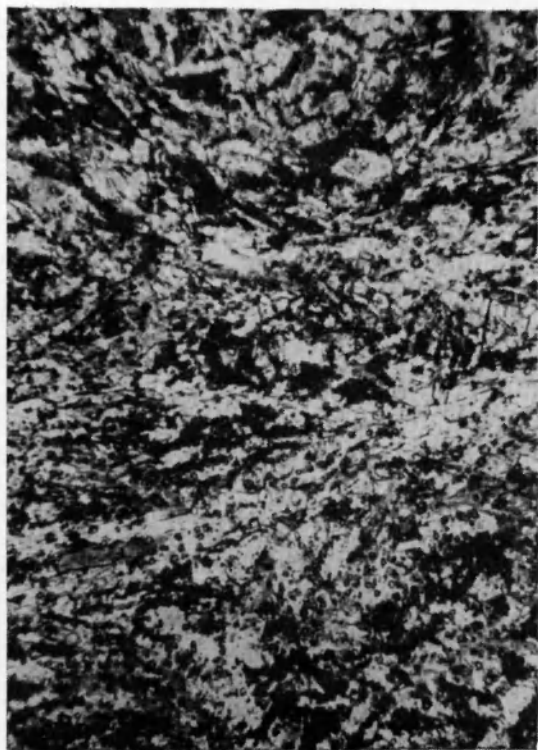
PLATE VI

1. Anhydryt epigenetyczny, pręcikowy. Próba nr 115, nikole skrzyżowane, pow. 150 ×  
Bacillar epigenic anhydrite. Sample no. 115, crossed nicols, magn. 150 ×
2. Anhydryt epigenetyczny, filcowaty. Próba nr 12, nikole skrzyżowane, pow. 150 ×  
Epigenic felt-like anhydrite. Sample no. 12, crossed nicols, magn. 150 ×
3. Brekcja anhydrytowa z wiercenia Rawicz-1. Widoczny fragment epigenetycznego anhydrytu (jasna barwa) i spoiwo węglanowe (ciemne barwa). Pojedynczy nikol, pow. 110 ×  
Anhydrite breccia from drilling Rawicz-1. Note fragment of epigenetic anhydrite (light colored) and carbonate cement (dark colored). One nicol only, magn. 110 ×

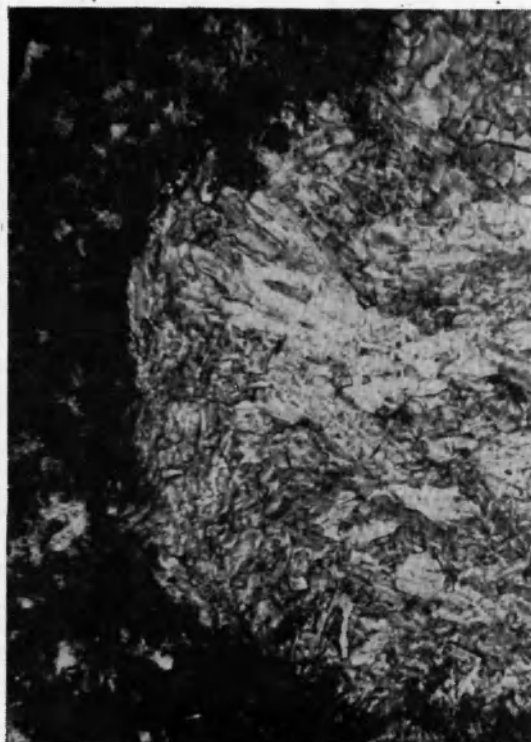




1



2



3

Stanisław LORENC – Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej

Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland