

Maciej PODEMSKI

Rzówj sedymentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki—Sieroszowice

Prace geologiczno-wiertnicze prowadzone od 1955 r. w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice przez Instytut Geologiczny i Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa dostarczyły bogatego materiału do znajomości cechsztynu. Dzięki szeregowi opracowań (J. Kłapciński, 1959; J. Krasoń, 1962; M. Podemski, 1962 *a, b*; A. Tokarski, 1958, 1959; J. Wyżykowski, 1958) zasadniczy schemat stratygrafii cechsztynu w tym rejonie, poza kontrowersyjnym do dziś problemem granic z czerwonym spągowcem i triasem, można uważać za ustalony. Pozwala to obecnie na podjęcie próby odtworzenia warunków i przebiegu sedymentacji poszczególnych utworów cechsztyńskich.

Niniejszy artykuł poświęcony jest przede wszystkim sedymentacji utworów chemicznych. Pominięty został natomiast problem genezy łupków miedzionośnych, będący zagadnieniem specjalnym, nie wchodzącym w zakres moich zainteresowań.

Kluczem do rozwiązania zagadnienia genezy utworów chemicznych jest hipoteza G. Richter-Bernburga (1955 *b*) dotycząca sedymentacji chemicznej w basenach ewaporacyjnych o charakterze głębokich szelfów (fig. 2 A). Zakłada ona, że w basenie takim skutki parowania dają się odczuć przede wszystkim w miejscach najpłytzych, tzn. przy brzegach oraz na podwodnych płycznach. Warstwa wody jest tam najcieńsza, a jednocześnie parowanie jest najszybsze. W efekcie woda ulega w tych miejscach najszybszemu nasyceniu i zawarte w niej sole najwcześniej zaczynają się wytrącać. Szybsze parowanie na płycznach powoduje obniżenie na nich poziomu wody w stosunku do centrum basenu. Ponadto wody pozbawione węglanów, silnie stężone, jako cięższe spływają grawitacyjnie po dnie basenu ku jego zagłębieniom. Wszystkie te czynniki powodują powstanie powierzchniowego prądu kompensacyjnego, skierowanego od wnętrza basenu ku jego brzegom. Wody przynieszone tym prądem zawierają jeszcze węglany.

Proces wytrącania węglanów na płycznach oraz dopływu tam świeżych wód trwa tak długo, aż stężenie wody w całym basenie osiągnie wartość, przy której wytrącają się węglany. Wówczas na całym obszarze

basenu wytrąca się pozostała ich część. Efektem takiej stopniowej sedymentacji jest utworzenie dużej miąższości węglanów przy brzegach i na płycznach oraz szybkie zmniejszenie się jej w kierunku zagłębień. Wydaje się, że maksymalna miąższość osiągana zostaje w pewnej odległości od brzegu basenu. Należy to prawdopodobnie wiązać ze stopniowym, w miarę odparowywania, kurczeniem się zasięgu basenu lub z wytrącaniem się soli jeszcze przed dotarciem wód powierzchniowych do brzegu.

Podobne zjawiska zachodzą także w następnym etapie sedymentacji chemicznej, tzn. przy wytrącaniu siarczanów. Seria siarczanowa osiąga maksymalne miąższości w strefach przybrzeżnych, nieco dalej jednak ku wnętrzu basenu niż seria węglanowa. Związane jest to ze zmniejszeniem zasięgu i głębokości basenu. Ługi zawierające chlorki i sole potasowo-magnezowe spływają do pozostałych zagłębień i tam kolejno wytrącają się z nich sole kamienne i na końcu sole potasowo-magnezowe. Na miejscu basenu ewaporacyjnego występują na powierzchni koncentrycznie ułożone pasy, zbudowane od zewnątrz ku centrum z coraz łatwiej rozpuszczalnych soli. W profilu pionowym sole łatwiej rozpuszczalne zalegają ponad solami trudniej rozpuszczalnymi, przy czym w strefach płytszych miąższość węglanów i siarczanów jest największa. Wydaje się, że węglany i siarczany reagują zmianami miąższości również na drugorzędne nierówności dna. Dlatego też analizując zmiany miąższości tych soli, można podjąć próbę odtworzenia pierwotnej konfiguracji dna.

W rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice ponad białym piaskowcem (spągowcem), zaliczanym przez jednych autorów do czerwonego spągowca, a przez innych już do cechsztynu, oraz cienką warstwą łupków ilasto-marglistych zalega seria węglanowa cyklotemu Z1 (Werra).

W dolnej części seria ta zbudowana jest z ciemnoszarych, skrytokrystalicznych wapieni (tabl. I, fig. 5) reprezentujących poziom wapienia cechsztynskiego. Zawierają one nieliczne szczątki małżów, otwornic, ślady działalności alg, a miejscami także szczątki organizmów rafotwórczych, prawdopodobnie mszywiolów (J. Tomaszewski, 1962 a).

W górnej części serii węglanowej Z1 występują dolomity szarobeżowe, skryto- i drobnokrystaliczne, zawierające pojedyncze, owalne skupienia gipsu i anhydrytu (tabl. I, fig. 6). Jest to odpowiednik brzeżnego dolomitu Werra, będący pierwszym produktem sedymentacji chemicznej cyklotemu Z1 (Werra).

Bardzo charakterystycznie zmienia się miąższość serii węglanowej Z1 (fig. 1 A). Maksymalne wartości (ponad 80 m) wykazuje ona w wąskim pasie położonym nieco na wschód od linii Polkowice — Sobin oraz na południe od Lubina Legnickiego. Pomiedzy tymi miejscami miąższość serii węglanowej Z1 utrzymuje się w granicach 50÷70 m. Na północny zachód od Polkowic następuje z kolei szybkie jej cienienie (70÷10 m), przy czym izolinie zakreślają kilka wyraźnych, południkowo przebiegających zatok.

Na serii węglanowej Z1 leży gruba seria anhydrytowo-solna Z1, zbudowana z anhydrytów zawierających w północno-zachodniej części rejonu 1÷2 warstwy soli kamiennej. Stratygraficznie są to odpowiedniki dolnego anhydrytu Werra, najstarszej soli kamiennej i górnego anhy-

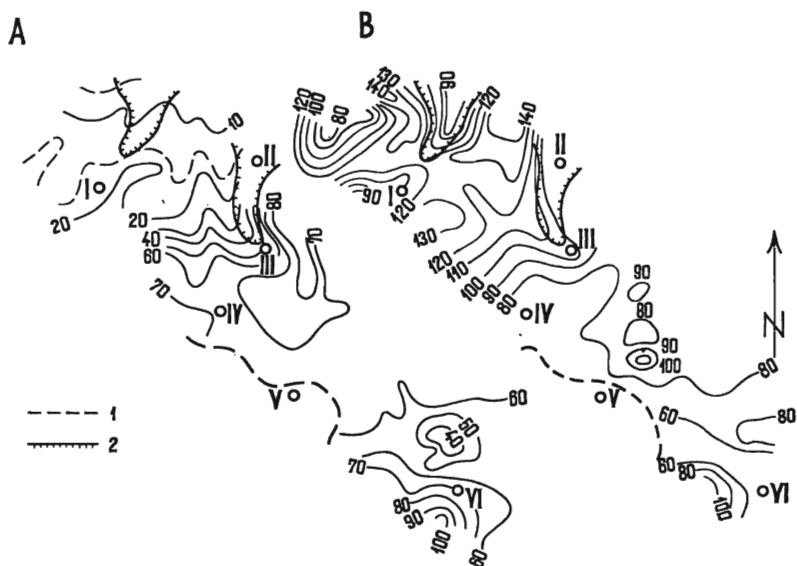


Fig. 1. Mapa miąższości serii węglanowej cyklotemu Werra (Z1) — A
 Mapa miąższości serii anhydrytowej cyklotemu Werra (Z1) — B
 Thickness map of carbonate series of the Werra (Z1) cyclothem — A
 Thickness map of anhydrite series of the Werra (Z1) cyclothem — B

1 — północna granica erozji przedtrzeciorzędowej; 2 — zasięg najstarszej soli kamiennej; I — Sieroszowice; II — Kazimierzów; III — Połkowice; IV — Sobin; V — Szklary; VI — Lubin Legnicki

1 — northern boundary of the pre-Tertiary erosion; 2 — extent of the oldest rock salt; I — Sieroszowice; II — Kazimierzów; III — Połkowice; IV — Sobin; V — Szklary; VI — Lubin Legnicki

drytu Werra. Bliższe omówienie budowy kompleksu anhydrytowego w niniejszym opracowaniu pomijam. Dokładniej natomiast zostanie zanalizowany rozkład ich miąższości. Najbardziej interesującą zmienność miąższości ma dolny anhydryt Werra. Poziom ten oddzielono od górnego anhydrytu Werra również na tych obszarach, gdzie nie występuje najstarsza sól kamienna. Dokonano tego w wyniku szczegółowego opracowania profili cechsztynu z kilkunastu wierzeń, rozrzuconych równomiernie na całym omawianym obszarze (M. Podemski, 1962 a). Jednocześnie stwierdzono, że górny anhydryt Werra ma jednolitą miąższość, w granicach 40÷50 m. Fakt ten stanowi punkt wyjścia przy interpretacji mapy miąższości serii anhydrytowej Z1 (fig. 1 B), skonstruowanej w oparciu o litologiczne profile cechsztynu z około 200 wierzeń, opracowane przez geologów Przedsiębiorstwa Geologicznego z Krakowa (A. Lubacha, A. Szaroń, J. Reutt, B. Mróz) oraz częściowo przeze mnie. Brak szczegółowego opracowania litologiczno-stratygraficznego profili cechsztynu z większości otworów wiertniczych uniemożliwił konstrukcję oddzielnych map miąższości dla dolnego i górnego anhydrytu Werra. Wykreślono natomiast mapę miąższości całej serii anhydrytowej Z1, bez uwzględnienia miąższości soli kamiennej Z1. W związku z tym, że miąższość gór-

nego anhydrytu Werra jest prawie niezmienna, ze wspomnianej mapy można odczytać zasadnicze cechy zmienności miąższości dolnego anhydrytu Werra. Miąższość górnego anhydrytu Werra, uwzględniona przy konstrukcji mapy, podwyższa wartości bezwzględne, nie wpływa jednak na obraz zmian miąższości dolnego anhydrytu Werra.

Na obszarze położonym między Lubinem Legnickim i Polkowicami seria anhydrytowa Z1 ma stosunkowo niewielką i mało zmienną miąższość 50÷80 m. Szybki wzrost miąższości (90÷130 m) z lokalnym, silnym zróżnicowaniem zaznacza się na północny zachód od Polkowic. Obszary o maksymalnej i minimalnej miąższości tworzą kilka pasów o przebiegu zbliżonym do południkowego. Pierwszy od wschodu pas dużych miąższości serii anhydrytowej Z1, leżący w rejonie Polkowice — Sobin, przylega od północnego zachodu do występującego tam pasa maksymalnej miąższości serii węglanowej Z1. Z drugiej strony obszary mniejszej miąższości serii anhydrytowej Z1 pokrywają się prawie z obszarami minimalnej miąższości serii węglanowej Z1. Na dwóch takich obszarach ponad dolnym anhydrytem Werra leży najstarsza sól kamienna Z1. Tworzy ona dwa południkowe „języki“, zbudowane z jednej lub dwu warstw soli kamiennej szarej, zanieczyszczonej miejscami anhydrytem. Miąższość języka zachodniego (rejon Zofiówki) wzrasta od 1 m na południu do około 16 m na północy, „języka“ wschodniego (rejon Kazimierzów — Polkowice) — od 1 m na południu do około 50 m na północy (S — 107).

Sól kamienna Z1 w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice stanowi produkt najwyższego etapu ewaporacji cyklotemu Z1 (Werra). Jednocześnie jest to jedno z najdalej na południe Polski wysuniętych wystąpień najstarszej soli kamiennej. Należy przypuszczać, że również bezpośrednio po osadzeniu miała ona zbliżony zasięg.

Z analizy omówionych wyżej map wynika, że istnieje:

- 1 — konsekwencja w regionalnych zmianach miąższości serii węglanowej Z1 i dolnego anhydrytu Werra;
- 2 — pewna regularność we wzajemnym ułożeniu tych dwu poziomów;
- 3 — genetyczna zależność między zmianami miąższości obu wspomnianych serii i pojawieniem się najstarszej soli kamiennej.

Zmiany miąższości poszczególnych poziomów litologicznych cyklotemu Z1 (Werra) w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice wskazują, że podczas ich sedymentacji basen miał charakter głębokiego szelfu. Jego brzeg przebiegał równoleżnikowo na południe od Lubina, w niewielkiej, choć trudnej do sprecyzowania odległości. Być może, dalej na zachód linia brzegowa zakreślała nieco na południe (J. Wyżykowski, 1963).

Dno basenu między Lubinem Legnickim i Polkowicami było płaskie, łagodnie pochylone ku północy lub północnemu zachodowi. Na zachód od Polkowic nachylenie dna silnie wzrastało. Jednocześnie zaznaczały się tam podłużne, południkowe wzniesienia i obniżenia, których genezy należy prawdopodobnie doszukiwać się w ruchach waryscyjskich.

Zasolenie wód basenu cechsztyńskiego w początkowym okresie sedymentacji serii węglanowej Z1 zbliżone było do normalno-morskiego. Umożliwiało to rozwój, zubożonego wprawdzie, życia organicznego. W płytszych miejscach żyły wówczas otwornice, małże, algi, na lokal-

nych wzniesieniach także rafotwórcze mszywioly. Skamieniałości tych organizmów znajdowane były na omawianym obszarze w utworach węglanowych.

Występowanie wapieni rafowych sygnalizuje J. Tomaszewski (1962 a, b), nie wskazując jednak bliższej ich lokalizacji. Istnienia raf mszywiolowych należy podejrzewać na obszarach maksymalnych miąższości serii węglanowej, tzn. na południe od Lubina Legnickiego oraz na wschód od Polkowic. Zwłaszcza ten ostatni obszar posiadał sprzyjające warunki dla rozwoju mszywiolów ze względu na istniejące na załamaniach dna morskiego prądy świeżych wód. W podobnej pozycji paleogeograficznej rozwijały się rafy mszywiolowe na południowo-zachodnim obrzeżeniu Harcu (A. Hermann, 1957).

Prawdopodobnie współcześnie z mszywiolami na obszarach przyrafowych żyły algi, których produkty działalności spotyka się w wierceniach z rejonu Lubina Legnickiego.

Dominującym utworem z tego okresu są ciemnoszare wapienie pelityczne.

W następnym okresie zasolenie wód silnie wzrosło i miejsce wapieni zajął pierwszy produkt sedymentacji czysto chemicznej — dolomity. Główne ich masy wytrąciły się w strefie płytszej, między Lubinem Legnickim i Polkowicami. Maksymalne miąższości osiągnęły one w strefach ewentualnego rozwoju raf mszywiolowych, a zatem w owym czasie najpłytszych. Na zachód od Polkowic, wraz z obniżaniem się dna basenu, następuje szybki spadek miąższości dolomitów. Lokalnym wzrostem miąższości zaznaczonych zostało jedynie kilka drugorzędnych, zanikających ku północy, wyniesień. Wyniesienia te tworzyły ramy trzech lokalnych obniżień.

Omówione wyżej nierównomierne rozłożenie miąższości węglanów dało prawdopodobnie w efekcie powiększenie pierwotnych deniwelacji dna.

Zgodnie z hipotezą G. Richter-Bernburga roztwory pozostałe po wytrąceniu węglanów spływały do zagłębień. W tym wypadku na północny zachód rejonu. Tam też występują największe miąższości, powstałego w następnym etapie ewaporacji, dolnego anhydrytu Werra (fig. 1B). Główny obszar maksimum jego miąższości przylega od północnego zachodu do pasa maksymalnej miąższości serii węglanowej Z1, zalegając jego stok zwrócony ku wnętrzu basenu. Dalej na zachód miąższość dolnego anhydrytu Werra ulega poważnemu zróżnicowaniu.

Na lokalnych wzniesieniach obszary podwyższonej miąższości serii węglanowej zostały pokryte lub otoczone strefami podwyższonej miąższości serii siarczanowej; w obniżeniach miąższość tej ostatniej jest znacznie mniejsza.

Basen na obszarze między Polkowicami i Lubinem Legnickim posiadał w dalszym ciągu płaskie i stosunkowo płytkie dno, na co wskazuje jednolita, niewielka miąższość serii anhydrytowej.

Po osadzeniu dolnego anhydrytu Werra pierwotne deniwelacje zostały w zasadzie wyrównane. Pozostały jedynie dwa obniżenia w północno-zachodniej części rejonu (rejon Zofiówki i Kazimierzów — Polkowice). Były to prawdopodobnie resztki najgłębszych pierwotnie partii

dna w omawianym rejonie. Do nich spływały roztwory z chlorkami i w następnej fazie ewaporacji w nich wytrącała się najstarsza sól kamienna.

Rozważania powyższe tłumaczą w sposób możliwie najprostszy językowy kształt wystąpień najstarszej soli kamiennej, obserwowany nie tylko w rejonie Sieroszowic, ale i dalej na północny zachód, w rejonie Kożuchowa (J. Wyżykowski, 1963). Wyjaśnienia powyższe są więc prawdopodobnie aktualne dla całego obszaru monokliny przedsudeckiej. Można przyjąć, że zasięg najstarszej soli kamiennej niewiele odbiega od pierwotnego. Językowy kształt wystąpień najstarszej soli kamiennej na obszarze monokliny przedsudeckiej spowodowany został rozbiem brzegu basenu cechsztyńskiego lokalnymi wzniesieniami na szereg obniżen.

Najstarszą solą kamienną kończy się pierwszy, a zarazem jedyny pełny cyklotem solny cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice.

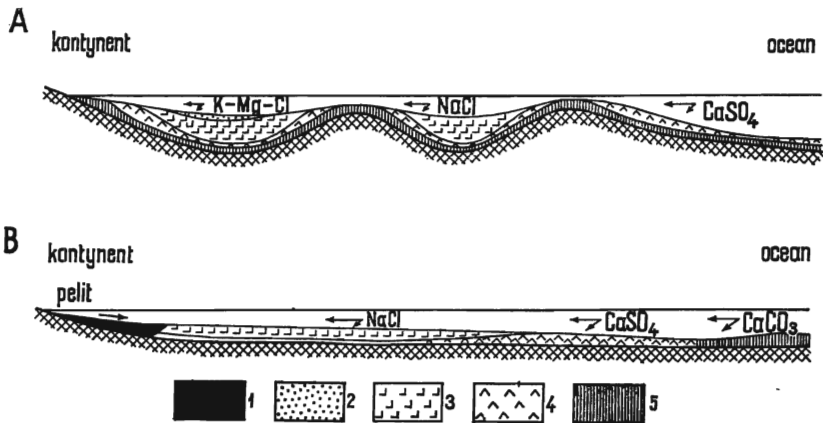


Fig. 2. Schemat sedymentacji chemicznej w głębokich szelfach (według G. Richter-Bernburga) — A

Schemat sedymentacji chemicznej w płytkich szelfach (według G. Richter-Bernburga) — B

Scheme of chemical sedimentation in deep shelves (after G. Richter-Bernburg) — A

Scheme of chemical sedimentation in shallow shelves (after G. Richter-Bernburg) — B

1 — materiał terygeniczny; 2 — sole potasowo-magnezowe; 3 — chlorki (sól kamienna); 4 — siarczany (anhydryt); 5 — węglany (dolomit, wapień)
 1 — terrigenous material; 2 — potassium-magnesium salts; 3 — chlorides (rock salt); 4 — sulphates (anhydrite); 5 — carbonates (dolomite, limestone)

Występująca wyżej seria anhydrytowa, nazywana anhydrytem kryjącym lub górnym anhydrytem Werra, stanowi produkt odrębnego cyklu sedymentacji chemicznej. Seria ta rozpoczyna się w północno-zachodniej części rejonu kilkumetrową warstwą anhydrytu marmurkowego, tj. zawierającego dużą ilość domieszki dolomitycznej w formie strzępów, nieregularnych wystąpień lub miejscami dolomitu. Na południowym wschodzie, w rejonie Lubina Legnickiego, u podstawy omawianej serii anhydrytowej spotyka się miejscami zlepienie anhydrytowe o spoiwie ilastym

(tabl. I, fig. 7). Substancja ilasta występuje również w spągu anhydrytu marmurkowego w rejonie Sieroszowic. Z faktów tych można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Po osadzeniu utworów dolnego anhydrytu Werra w południowo-wschodniej części rejonu nastąpiła przerwa w sedymentacji. Miało to prawdopodobnie miejsce podczas wytrącania się najstarszej soli kamiennej w centralnych partiach basenu. W okresie tym istniejące utwory uległy konsolidacji.

2. W jakiś czas po osadzeniu soli kamiennej dopłynęły z głębi basenu wody bogate w siarczany, auboższe w węglany. W tym samym okresie lub nieco wcześniej nastąpił wzmożony przypływ wód lądowych z południa. Przyniosły one materiał ilasty, erodując jednocześnie skonsolidowane już utwory chemiczne. Wynikiem działalności tych wód są zlepnie anhydrytowe w rejonie Lubina Legnickiego. Należy się spodziewać, że pewnemu zniszczeniu uległa również sól kamienna, przez co zmniejszyła się nieco jej zasięg.

Przy wytrącaniu pozostałej części górnego anhydrytu Werra wpływ wód lądowych jest niezauważalny. Jednolita miąższość i wykształcenie tej serii wskazują, że cały rejon Lubin Legnicki — Sieroszowice stanowił już wtedy basen o płaskim, pochylonym nieco ku północy dnie. Sól kamienna wypełniła widocznie ostatnie istniejące tam zagłębienia.

Utwory górnego anhydrytu Werra wytrącają się aż do zalewu stassfurckiego. W osady cyklotemu Z2 (Stassfurt) przechodzą one bez wyraźnej przerwy sedymentacyjnej.

Bardzo charakterystycznie wykształcone są utwory spagowe nowego cyklotemu (fig. 3 A). Zwracano na to uwagę również i we wcześniejszych publikacjach (M. Podemski, 1962 b, 1963; J. Stemulak, 1963; J. Tomaszewski, 1962 a, b). W rejonie Sieroszowic są to dolomity szarobeżowe (poziom dolomitu głównego) o miąższości do 10 m. Ku południowemu wschodowi wartość ta zmniejsza się do kilku metrów, przy czym następuje rozdzielenie dolomitu na 2÷3 zanikające stopniowo warstwy, przedzielone anhydrytem. W rejonie Lubina Legnickiego dolomit zostaje w całości zastąpiony anhydrytem marmurkowym o miąższości kilku metrów. W południowo-wschodnim krańcu rejonu w anhydrytach pojawia się również większa ilość substancji ilastej. Ten ostatni fakt wskazuje, że ląd znajduje się nadal na południe od Lubina Legnickiego. W związku z tym siarczany znajdują się w poziomie dolomitu głównego bliżej brzegu basenu niż węglany. Koliduje to z omówionymi poprzednio prawidłowościami sedymentacji chemicznej. Jako czynnik decydujący o „zakłóceniu“ G. Richter-Bernburg (1955 b) uważa i tym razem głębokość basenu ewaporacyjnego. Myśl swą rozwinał w hipotezie dotyczącej sedymentacji chemicznej w płytkich szelfach (fig. 2 B). Wody o zasoleniu normalnomorskim, wpływające do basenu ewaporacyjnego o charakterze płytkiego szelfu, poddane zostają wzmożonemu parowaniu. W stosunkowo cienkiej warstwie wody stężenie zawartych w niej soli wzrasta na tyle szybko, że jeszcze przed dotarciem do brzegów wytrącają się z nich węglany. Roztwory płynące dalej ku brzegom zawierają już tylko siarczany, chlorki i sole potasowo-magnezowe. Przy odpowiednio rozległym basenie mogą się przed dopłynięciem tych roztworów do brzegu wytrącić

siarczanów, a w wyjątkowych wypadkach nawet chlorki. Obszar sedymentacji siarczanów i chlorków, zawarty między strefą wytrącania węglanów i brzegiem basenu, nazwał G. Richter-Bernburg facją „*Zwischen-salinar*“. Z tą właśnie facją mamy prawdopodobnie do czynienia w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice, w poziomie dolomitu głównego. Węglany wytrąciły się na północ i północny zachód od tego obszaru — w pewnej odległości od brzegu. Tutaj dopłynęły roztwory, w których stężenie soli zaczynało przekraczać punkt krytyczny rozpuszczalności siarczanów. Węglany utworzyły jedynie domieszkę w anhydrytach.

Sedymentacja siarczanowa zapanowała na całym obszarze po przetrwaniu dopływu wód oceanicznych. Tym razem izolacja basenu cechsztyńskiego musiała być bardzo dobra. Wskazuje na to znikoma zawartość domieszki dolomitycznej w serii anhydrytowej Z2.

Jednolite warunki, płaskie, nieurozmaiczone dno spowodowały utworzenie na omawianym obszarze prawie identycznej co do budowy i miąższości serii anhydrytowej Z2 (fig. 3 B). Seria ta jest tutaj ostatnim ogniwem cyklotemu Z2 (Stassfurt).

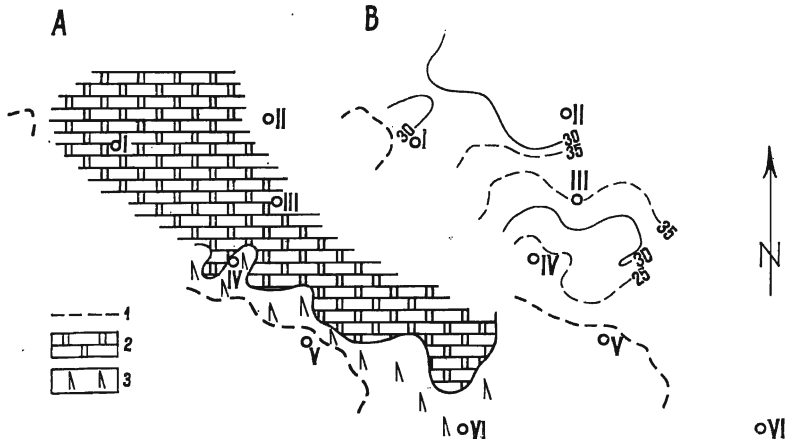


Fig. 3. Rozkład facji w poziomie dolomitu głównego cyklotemu Stassfurt (Z2) — A

Mapa miąższości serii anhydrytowej cyklotemu Stassfurt (Z2) — B
Facies distribution at the main dolomite of the Stassfurt (Z2) cyclothem — A

Thickness map of anhydrite series of the Stassfurt (Z2) cyclothem — B

1 — północna granica erozji przedtrzeciorzędowej; 2 — facja węglanowa;
3 — facja siarczanowa; I—VI — jak na fig. 1
1 — northern boundary of the pre-Tertiary erosion; 2 — carbonate facies;
3 — sulphate facies; I—VI as in Fig. 1

Chlorki i sole potasowo-magnezowe spłynęły do partii głębszych, tj. dalej na północ i północny zachód. Podczas ich wytrącania w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice miała miejsce przerwa sedymentacyjna.

Utwory chemiczne kolejnego cyklotemu cechsztyńskiego (Z3 — Leine) podścielone są tu kilkumetrową warstwą osadów terygeniczych, tworzącą poziom szarego iltu solnego. Są to szare iltu zawierające miejscami przewarstwienia iltu czerwonego i szarego mułowca (tabl. I, fig. 8).

Miąższość tego poziomu wykazuje charakterystyczną zmienność (fig. 4 A). Maksymalne miąższości (6÷10 m) zgrupowane są w kilku południkowych pasach, zanikających ku północy. Między nimi znajdują się obszary o mniejszych miąższościach szarego iłu solnego (2÷4 m). I w tym wypadku obserwuje się zwykle cieniowanie ku północy, włącznie z lokalnym zanikiem (rejon na północ od Sierszowic), choć zdarzają się wyjątki.

W stropie szarego iłu solnego występuje na ogół stopniowo zwiększające się zdolomityzowanie. Stanowi ono przejście do zalegającego wyżej ciemnoszarego dolomitu, będącego odpowiednikiem dolomitu płytowego. Miąższość jego wynosi 3÷5 m, przy czym nie tworzy on jednolitej pokrywy, lecz mniej lub bardziej regularne, wydłużone płyty (fig. 4 A). Zasluguje na uwagę fakt, że płyty te występują na obszarach mniejszej miąższości szarego iłu solnego.

Wracając do genezy szarego iłu solnego należy stwierdzić, że po chwilowej przerwie sedymentacyjnej w końcowym okresie powstawania cyklotemu Z2, nastąpił okres wzmożonej działalności wód lądowych. Można przyjąć, że w tym czasie nastąpił również nowy dopływ wód oceanicznych. Bliskość ładu i dość poważny przyływ wód lądowych sprawiły, że jeszcze przed rozpoczęciem sedymentacji chemicznej utwory terygeniczne osiągnęły na omawianym obszarze znaczną miąższość. Po chwilowej przerwie, podczas powstawania dolomitu płytowego, nastąpiło ponowne zwiększenie działalności wód lądowych. W miejscach najsilniejszego przepływu erodują one nawet warstwę dolomitu. Analiza mapy miąższości szarego iłu solnego i zasięgu dolomitu płytowego nasuwa wniosek, że w rejonie Lubin Legnicki — Sierszowice wody lądowe przepływały kilkoma ustalonymi trasami. Wskazuje na to fakt, że dolomit płytowy uległ erozji na obszarach maksymalnej miąższości szarego iłu solnego, a zachował się tam, gdzie ił ten jest najcieńszy. Można jednocześnie przyjąć, że zróżnicowanie miąższości szarego iłu solnego ma charakter pierwotny i spowodowane zostało niejednakowym nasileniem przepływu wód lądowych. W przeciwnym razie mniejszą miąższość szarego iłu solnego obserwowałoby się na obszarach, gdzie dolomit płytowy jest erodowany. Należy przypuszczać, że i na przyległym łądzie już w tym okresie istnieją wyraźnie zarysowane linie ciekowe.

Po erozji dolomitu płytowego następuje znaczne osłabienie przepływu wód lądowych. Wznowiona zostaje sedymentacja chemiczna, dając w efekcie kolejne ogniwo cyklu solnego, tj. serię anhydrytową Z3. Jest to seria monotonna, bez znaczniejszej ilości domieszki dolomitycznej, zawierająca za to stosunkowo dużo materiału ilastego. Posiada ona mało zróżnicowaną miąższość, wahającą się w granicach 30÷40 m. Wszystkie te cechy wskazują na warunki płytkowodne, brak dopływu świeżych wód oceanicznych, a jednocześnie na okresowy dopływ wód lądowych. Seria ta stanowi w omawianym rejonie ostatni element cyklotemu Z3 (Leine). Podobnie jak przy tworzeniu się utworów cyklotemu Z2, chlorki i sole potasowo-magnezowe odpłynęły ku głębszym partiom basenu. Prawdopodobnie podczas ich powstawania miała miejsce na obszarze Lubin Legnicki — Sierszowice przerwa w sedymentacji, która zakończyła długotrwały okres tworzenia się morskich osadów chemicznych.

W następnym, długim odcinku czasowym powstawały osady wybitnie

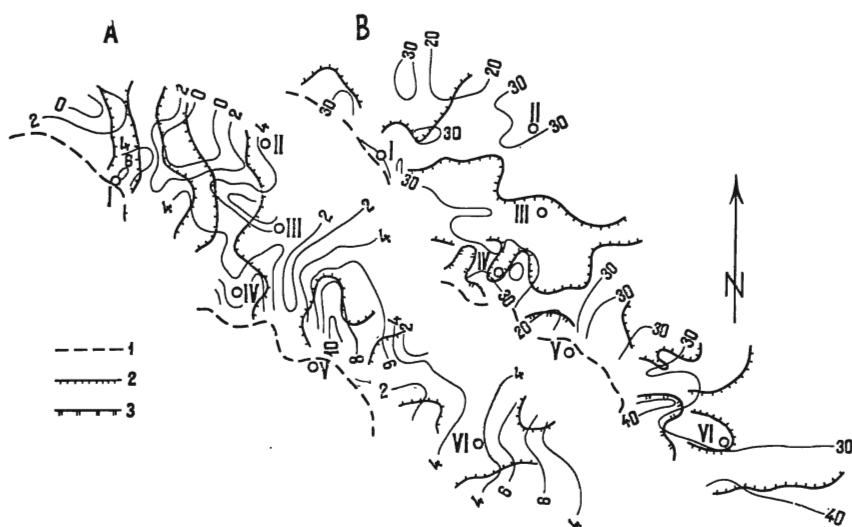


Fig. 4. Mapa miąższości szarego iltu solnego i zasięgu dolomitu płytowego cyklotemu Leine (Z3) — A

Mapa miąższości utworów cyklotemu Aller (Z4) — B

Thickness map of grey salt clay and of plate dolomite extent of the Leine (Z3) cyclothem — A

Thickness map of deposits of the Aller (Z4) cyclothem — B

1 — północna granica erozji przedtrzeciorzędowej; 2 — zasięg dolomitu płytowego (fig. 4A), zasięg warstwy gipso-anhydrytu (fig. 4B); 3 — zasięg warstwy wapienia; I—VI — jak na fig. 1

1 — northern boundary of the pre-Tertiary erosion; 2 — extent of plate dolomite (Fig. 4A), extent of gypsum-anhydrite bed (Fig. 4B); 3 — extent of limestone bed; I—VI as in Fig. 1

kontynentalne. Na początku tego okresu nastąpiła poważna zmiana warunków klimatycznych. O ile podczas sedimentacji trzech poprzednich cyklotemów panował klimat suchy, na co wskazuje brak większych ilości materiału terygenicznego, i to nawet w rejonach położonych stosunkowo blisko brzegu, to obecnie następuje wzrost opadów sygnalizowany coraz większą ilością materiału okruchowego. Poza dostarczaniem wspomnianego materiału wody lądowe rozmywały znajdujące się na powierzchni utwory chemiczne poprzednich cyklotemów. Prawdopodobnie okresy opadów przedzielane były okresami suszy. Wtedy to zawarte w wodzie sole wytrącały się ponownie na obszarach szczątkowego basenu kontynentalnego.

W rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice, na częściowo zerodowanej serii anhydrotowej Z3 leży kilkumetrowa warstwa czerwobrunatnego, miejscami zdolomityzowanego iltu. Można ją uważać za odpowiednik czerwonego iltu solnego. Wyżej w wielu miejscach występuje warstwa gipsu lub gipso-anhydrytu o miąższości 1÷2 m (fig. 4B), który w południowo-zachodniej części rejonu przechodzi w szarobezowy wapień dolomityczny, zawierający miejscami sporą domieszkę szarozielonego iltu. Pozycja stratygraficzna tego poziomu nie została jeszcze ostatecznie ustalona. J. Tomaszewski (1962 a, b) uważa go za odpowiednik anhydrytu

granicznego i traktuje jako ostatnią warstwę cechsztynu w tym rejonie. Wydaje się jednak, że problem jest jeszcze dyskusyjny. W południowej Brandenburgii (F. Kölbl, 1961) w analogicznym ułożeniu znajduje się odpowiednik anhydrytu pegmatytowego, podczas gdy poziom anhydrytu granicznego reprezentuje druga warstwa anhydrytu, leżąca kilka do kilkudziesięciu metrów nad warstwą pierwszą. W wierceniach Sperenberg 4 i 5 obydwie poziomy anhydrytów oddzielone są kilkumetrową warstwą czerwonych utworów ilastych. Niezależnie od tego nie można wykluczyć ewentualności, że kontrowersyjna warstwa siarczanowa jest po prostu odpowiednikiem facjalnym najmłodszej soli kamiennej. W wypadku przyjęcia któregośkolwiek z tych dwu wariantów granica cechsztynu z pstrym piaskowcem znajduje się znacznie wyżej od warstwy siarczanowej.

Ponad tą warstwą występuje w omawianym rejonie seria czerwono-brunatnych utworów ilasto-dolomitycznych o miąższości 25÷40 m. Składnikiem dominującym jest materiał ilasty. Zawartość dolomitu waha się od kilku do kilkudziesięciu procent. Obserwacje mikroskopowe wykazały, że tworzy on owalne kryształki o średnicy około 0,02 mm, charakterystyczne dla dolomitów pochodzenia chemicznego. Poważną domieszkę, około kilkunastu procent, stanowi aleuryt kwarcowy. Pojedynczo rozsiane są owalne skupienia gipsu (tabl. II, fig. 9, 10).

W niektórych otworach w obrębie omawianej serii stwierdzono występowanie jednej lub kilku warstw zlepieńców o miąższości 0,5÷15,0 m, zbudowanych z ostrokrawędzistych lub słabo otoczonych okruchów czerwono-brunatnego iłowca dolomitycznego (0,5÷15,0 cm). Sporadycznie występują okruchy jasnoszarego, bardzo drobnoziarnistego piaskowca. Spoiwem jest czerwono-brunatna ilasta masa. Warstwy zlepieńców przedzielone są warstewkami litego iłowca dolomitycznego. Ponad tą serią występują już piaskowce różowe i szare pstrego piaskowca. Kontakt tych utworów, o charakterze erozyjnym, zachował się tylko w nielicznych wierceniach. Bardzo dobrze jest zachowany w wiercieniu S-96 (tabl. II, fig. 11), gdzie widoczny jest strop czerwono-brunatnego iłowca dolomitycznego, ścięty nierówną, erozyjną powierzchnią. W samym stropie barwa czerwono-brunatna przechodzi w szarzieloną. Bezpośrednio na iłowcu leży kilkunastocentymetrowa warstwa zlepieńca, zbudowana ze słabo otoczonych okruchów czerwono-brunatnego iłowca i jasnoszarego piaskowca, podobnego do piaskowców spotykanych w omawianych wyżej zlepieńcach. Masę wypełniającą stanowi drobnoziarnisty, różowy piaskowiec, połączony ciągłym przejściem z piaskowcami występującymi wyżej.

Podsumowując przebieg sedymentacji utworów cyklotemu Z4 należy podkreślić, że przeplatające się okresy suszy i wzmożonych opadów zaznaczone zostały wyraźnie w budowie tych utworów. Erozje i związane z nią zlepieńce oraz partie bogatsze w materiał okruchowy wskazują na okresy wilgotne, siarczany oraz wzrost zawartości węglanów dokumentują okresy bardziej suche. Jako ciekawostkę można podkreślić, że kierunki przepływu wód lądowych, wyznaczone pasami z wyerodowaną warstwą gipsu (fig. 4 B), pokrywają się z kierunkami przepływu wód podczas akumulacji szarego iłu solnego oraz erozji dolomitu płytowego.

Podczas ostatniej większej przerwy sedymentacyjnej, jaka miała miej-

sce przed rozpoczęciem osadzania piaskowców, nastąpiła konsolidacja utworów ilasto-dolomitycznych. Masy piasku napływające po tym okresie do basenu wskazują na kolejny, być może, skokowy wzrost opadów. Część starszych osadów ulega wówczas erozji, na co wskazują spotykane w spągu piaskowców zlepieńce. Należy przypuszczać, że rejonny leżące na południe od Lubina Legnickiego były nieco dłużej poddawane erozji. Wskazują na to ostrokrawędziste okruchy czerwono-brunatnych iłowców spotykane w dolnych warstwach pstrego piaskowca (tabl. II, fig. 12).

Zawartość węglanów i siarczanów pochodzenia chemicznego, brak wyraźnych tekstur oraz okresowe przerwy w sedymentacji, podczas których materiał budujący warstwy zlepieńców ulegał konsolidacji, wskazują na istnienie basenu kontynentalnego, który mimo okresowych, większych dopływów wód lądowych nie utracił jeszcze charakteru ewaporacyjnego. Ostatnia, prawdopodobnie najdłuższa przerwa sedymentacyjna odpowiada, być może, końcowym fazom ewaporacji w centrum. Wydaje się więc, że za utwory cyklotemu Z4 (Aller) należy w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice uważać osady znajdujące się między serią siarczanową Z3 i piaskowcami pstrego piaskowca.

Zakład Ziół Soli i Surowców Chemicznych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 15 stycznia 1964 r.

PIŚMIENNICTWO

- HERMANN A. (1957) — Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. Geol. Jb., **72**, p. 1—65. Hannover.
- KŁAPCZIŃSKI J. (1958) — Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., **28**, p. 361—399. Kraków.
- KŁAPCZIŃSKI J. (1959) — Granica między cechsztynem a pstrym piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. Kwart. geol., **3**, p. 737—741, nr 4. Warszawa.
- KÖLBEL F. (1961) — Die Entwicklung des Zechsteins in Südbrandenburg. Z. angew. Geol., **7**, p. 58—65, nr 2. Berlin.
- KRASOŃ J. (1962) — Cykle sedymentacyjne w cechsztynie dolnośląskim. Prz. geol., **10**, p. 284—288, nr 6. Warszawa.
- POBORSKI J. (1960) — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach Polski. Pr. Inst. Geol., **30**, cz. II, p. 355—36. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1962a) — Utwory cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- PODEMSKI M. (1962b) — Próba podziału stratygraficznego cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Kwart. geol., **6**, p. 757—758, nr 4. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1963) — Zagadnienie sedymentacji cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Kwart. geol., **7**, p. 511—512, nr 3. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. (1955a) — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Z. deutsch. Geol. Ges., **4**, p. 843—854, nr 105. Hannover.

- RICHTER-BERNBURG G. (1955b) — Über saline Sedimentation. Z. deutsch. Geol. Ges., 4, p. 595—646, nr 105. Hannover.
- STEMULAK J. (1963) — Wpływ facji głównego dolomitu cechsztyńskiego na jego roponośność. Prz. geol., 11, p. 196—200, nr 4. Warszawa.
- TOKARSKI A. (1958) — Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno 1. Nafta, 14, p. 4—12. Katowice.
- TOKARSKI A. (1959) — Chojnicki profil cechsztynu. Roczn. Pol. Tow. Geol., p. 129—150, nr 2. Kraków.
- TOMASZEWSKI J. (1962a) — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. Rudy i Metale Nieżelazne, 7, p. 547—551, nr 12. Katowice.
- TOMASZEWSKI J. (1962b) — Utwory solne cechsztynu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. Prz. geol., 10, p. 668—671, nr 12. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J., JÓRCZAK W. (1957) — Dolnocechsztyńskie łupki miedzionośne. Prz. geol., 5, p. 238, nr 5. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1958) — Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Prz. geol., 6, p. 7—22, nr 1. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. (1963) — Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Kożuchowa. Prz. geol., 11, p. 182—187, nr 4. Warszawa.

Мацей ПОДЕМСКИ

РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТАЦИИ ЦЕХШТЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ЛЮБИН ЛЕГНИЦКИ - СЕРОШОВИЦЕ

Резюме

Автором анализируются литологический состав цехштейновых образований и пространственное соотношение отдельных литолого-стратиграфических горизонтов этих отложений в районе Любин Легницки — Серошовице. На основании этого автор пытается восстановить палеогеографию и условия осадконакопления вышеуказанных образований.

Отложения циклотемы Верра (Z1) отлагались в условиях глубокого шельфа. Карбонаты достигают самой большой мощности на неглубоких участках, сульфаты — на более глубоких участках склонов, а хлориды — в центральных участках остальных впадин (фиг. 1). Карбонаты, нижний ангидрит Верра и древняя каменная соль заполняют первичные впадины, которые как в этом, так и в других районах Предсудетской моноклинали образовали, по всей вероятности, меридионально простирающиеся заливы. Верхний ангидрит Верра, являющийся продуктом нового цикла химического осадконакопления, формировался уже в бассейне с плоским ровным дном.

Образования циклотемы Стассфурт (Z2) отлагались в бассейне, обладающим характером неглубокого шельфа. Основной доломит (Z2) осаждался прежде чем воды достигли берегов бассейна. В литоральной зоне в этом горизонте сформировались сильно доломитизированные ангидриты (фиг. 2). Последним звеном циклотемы Стассфурт (Z2) является ангидритовая свита (фиг. 3).

Расчленение толщи серой соляной глины (циклотема Лейне Z3) (фиг. 4А) указывает на привнос терригенного материала с юга.

Распространение, сохранившейся после межформационной эрозии толщи плитчатого доломита в сопоставлении с картой мощностей серой соляной глины указывает, что континентальные воды протекали с юга несколькими установленными путями.

Отложения циклотемы Аллер (Z4) сформировались в континентальном водоеме. Это доломитизированные алевролиты с прослоями межформационных конгломератов. Они содержат один слой гипсо-ангидрита, к югу переходящего в доломитизированный известняк (дедоломит — фиг. 4В). Это эквивалент пегматитового ангидрита или молодой каменной соли.

В значительной степени химический характер этих отложений и резкий контакт с триасовым песчаником (табл. II, фиг. 11) говорят в пользу отнесения их к цехштейну.

Maciej PODEMSKI

DEVELOPMENT OF SEDIMENTATION OF THE ZECHSTEIN DEPOSITS IN THE REGION LUBIN LEGNICKI — SIERSZOWICE

Summary

The author analyses the Zechstein lithology and the spacious relations of individual lithologic-stratigraphical horizons in the region Lubin Legnicki — Sierszowice. On this basis have been determined the palaeogeography and the sedimentary conditions of these deposits.

The deposits of the Werra (Z1) cyclothem were formed under the conditions of deep shelf. The greatest thickness of carbonates was in the shallow regions, that of sulphates in the deeper parts of slopes, and that of chlorites in the central portions of the remaining depressions (Fig. 1). The carbonates, the Lower Werra anhydrite and the oldest rock salt have filled up the primary cavings forming here, like as in the other parts of the Fore-Sudetic monocline, the meridionally stretching bays. The Upper Werra anhydrite was already laid down, as a product of new cycle of chemical sedimentation, in a basin of flat and even bottom.

The deposits of the Stassfurt (Z2) cyclothem were formed in a basin of shallow shelf character. The main dolomite (Z2) was precipitated before the inflow of waters to the basin shores. In the marginal zone, the strongly dolomitized anhydrites were deposited at this horizon (Fig. 2). The last member of the Stassfurt (Z2) cyclothem is represented here by an anhydrite series (Fig. 3).

A differentiation in thickness of grey salt clay (Leine-Z3 cyclothem) proves the inflow of terrigenous material from the southern area (Fig. 4 A).

The extent of the plate dolomite portion which remained here after the process of intraformational erosion, demonstrates, in comparison with the thickness map of grey salt clay that continental waters have flowed here from the south through several consolidated channels.

The deposits of the Aller (Z4) cyclothem were formed in the continental basin. These are dolomitic claystones with the beds of intraformational conglomerates. They contain one bed of gypsum-anhydrite passing toward the south into dolomite limestone (dedolomite, Fig. 4 B). This represents an equivalent of pegmatite anhydrite or that of the youngest rock salt. The prevailing chemical character of these deposits and their sharp contact with the Triassic sandstone (Tabl. II, Fig. 11) allow to refer them to the Zechstein.

4 57

TABLICA I

- Fig. 5. Wapień ciemnoszary, skrytokrystaliczny, o przełamie zbliżonym do muszlowego. Dolna część serii węglanowej Werra (Z1). Otwór wiertniczy S-121
Dark grey, cryptocrystalline limestone of shell-like fracture. Lower part of the carbonate Werra series (Z1). Bore hole S-121
- Fig. 6. Dolomit szarobeżowy, drobnokrystaliczny, z owalnym skupieniem anhydrytu otoczonym cienką obwódką gipsu. Górna część serii węglanowej Werra (Z1). Otwór wiertniczy S-121
Grey-beige, fine-crystalline dolomite with oval aggregate of anhydrite covered by a thin envelope of gypsum. Upper part of the carbonate Werra series (Z1). Bore hole S-121
- Fig. 7. Zlepieniec anhydrytowy o spoiwie ilastym. Spąg górnego anhydrytu Werra (Z1). Otwór wiertniczy L-VI
Anhydrite conglomerate of clayey cement. Bottom of the upper Werra anhydrite (Z1). Bore hole L-VI
- Fig. 8. Mułowiec z warstewkami szarzielonego iłu. Górna część szarego iłu solnego cyklotemu Leine (Z3). Otwór wiertniczy S-95
Siltstone with interbedding of grey green clay. Upper part of salt clay of the Leine (Z3) cyclothem. Bore hole S-95



Fig. 5



Fig. 7



Fig. 6



Fig. 8

TABLICA II

- Fig. 9. Iłowiec dolomityczny, czerwono-brunatny, ze skupieniami gipsu. Cyklotem Aller (Z4). Otwór wiertniczy S-47
Red brown dolomitic claystone with gypsum aggregate. Cyclothem Aller (Z4). Bore hole S-47
- Fig. 10. Iłowiec dolomityczny, cyklotem Aller. Masę kryształów dolomitu zaciemniają nieregularne smugi substancji ilasto-żelazistej. Wewnątrz tkwią ostrokrawędziste kryształy kwarcu. Pow. około 60, bez analizatora. Otwór wiertniczy L — VI
Dolomitic claystone, cyclothem Aller. The mass of dolomite crystals is obliterated by irregular bands of clayey-ferruginous substance. Inside are sharp-edged quartz crystals. Enl. about $\times 60$, without analyser. Bore hole L — VI
- Fig. 11. Kontakt utworów cechsztynu i pstrego piaskowca. Otwór wiertniczy S-96
Contact of the Zechstein and the Buntsandstein deposits. Bore hole S-96
- Fig. 12. Piaskowiec drobnoziarnisty, różowy z jasnoszarymi plamami, zawierający okruchy czerwono-brunatnego iłowca. Dolna część pstrego piaskowca. Otwór wiertniczy S-121
Fine-grained pink sandstone with light spots, containing fragments of red brown claystone. Lower part of the Buntsandstein. Bore hole S-121

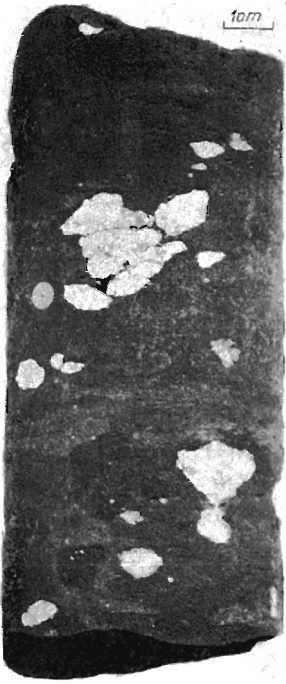


Fig. 9



Fig. 10

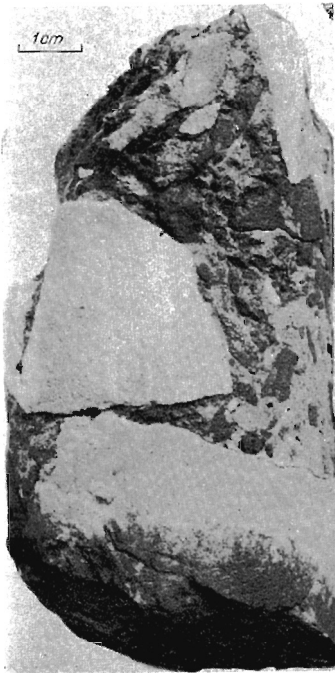


Fig. 11



Fig. 12