

---

Z Zakładu Mineralogii i Petrografii Wydz. Matem.-Przyroda. U. M. C. S.  
Kierownik: Prof. dr Maria Turnau-Morawska

Maria TURNAU - MORAWSKA

**Spostrzeżenia, dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu  
Wyżyny Lubelskiej**

**(Remarks concerning sedimentation and diagenesis of  
Sarmatian deposits on the Lublin — Upland)**

**I. Utwory sarmackie Lubelszczyzny w świetle badań dawniejszych**

Utwory sarmackie północnej części wyżyny Lubelskiej a mianowicie okolic Chełma, Rejowca i Lublina — należą do najbardziej interesujących dla petrografa skał tego terenu. Ich charakterystyczne powierzchnie wietrzeniowe, różnorodne formy konkrecyjne, impregnacje wtórne krzemionką i związkami żelaza oraz pięknie w krzemionce zachowana fauna — a nade wszystko niezwykle znamienne i pouczające obrazy mikroskopowe sprawiają, że już ze względów fizjograficznych utwory te wymagają opracowania. Ponadto pobieżny choćby przegląd obrazów mikroskopowych wykazuje, że interpretacja analiz różnych typów skalnych sarmatu tego terenu może dać cenne wskazówki dla wyjaśnienia zjawisk, zachodzących w czasie transgresji morza sarmackiego a także u schyłku trzeciorzędu, jak również w okresie preglacjalnym i późniejszym.

Danych petrograficznych dotyczących sarmatu wyżyny Lubelskiej, dostarczyła nam dotąd jedynie praca C. G a g e l a (1), który zajął się szczegółową analizą mikroskopową jednego z najbardziej interesujących typów litologicznych tego terenu, mianowicie oolitów krzemionkowych. Wyniki tych analiz podamy w dalszych częściach pracy, tutaj wspomnimy jedynie o jego obserwacjach terenowych. Dotyczy one okolic Chełma (Zawadówka, Spas, Janów), gdzie według jego opisów przeważają w odkrywkach twarde, zwarte piaskowce krzemionkowe lub też kwarcyty, w niektórych ławicach bardzo bogate w skamieniałości. Ściśle biorąc — pisze G a g e l — są to przeważnie odciski muszli niegdyś ma-

sowo występujących, dziś już przeważnie wypłukanych, tak że w istotne zmineralizowane szczątki organiczne skała jest raczej uboga. Wszystkie odkrywki są według G a g e l a bardzo źle zachowane i nie dają możliwości prześledzenia pełnego profilu skał. Większe bloki piaskowców, tkwiące w ławicach luźnego piasku, są wybierane z dorywczo wykonanych kamieniołomów, po zaniechaniu nieużytecznego już kamieniołomu poszukuje się większych bloków w piaskach sarmackich sąsiednich pagórków. Dokładniejsze obserwacje petrograficzne przeprowadzić można wśród przydrożnych usypisk kamieni, powybieranych z pól uprawnych. G a g e l podkreśla fakt, że wszystkie okazy skał sarmackich tego terenu są bezwapienne. Zwraca on szczególniejszą uwagę na typy o budowie oolitycznej, nie zauważone nigdzie w kamieniołomach, lecz tylko wśród okazów rozwleczonych. Są one z reguły bezwapienne, barwy jasno-żółtej lub szarej, czasem intensywnie brunatno zabarwione wodorotlenkami żelaza. Zawarte w tych skałach szczątki muszli są całkowicie skrzemionkowane.

Prócz tych danych, uzyskanych z pracy o charakterze petrograficznym, dotyczącej sarmatu wyżyny Lubelskiej — także i w pracach geologicznych ubiegłego i obecnego wieku znajdujemy wiele opisów makroskopowego wyglądu skał sarmackich Lubelszczyzny, opisów tym cenniejszych, że naturalne odsłonięcia szczątkowej, zachowanej po zlodowaceniu pokrywy, zbudowanej z tych utworów, są coraz gorzej zachowane. Na terenie tak ubogim w materiały budowlane jak Lubelszczyzna, zwięzłe odmiany tutejszego sarmatu są wciąż wybierane, nawet z zaniechanych już kamieniołomów tak, że coraz trudniej jest obecnie orientować się we wzajemnym stosunku miąższości poszczególnych odmian skalnych.

Pierwszy szczegółowy opis skał sarmackich, występujących na terenie północnej części Wyżyny Lubelskiej podaje G. P u s c h już w roku 1836 (2). Mimo, że jego podział trzeciorzędu nie jest zupełnie zgodny z obecnie ustalonym, szczegółowe wyróżnienia starszych i młodszych ogniów pozwalają na pewną orientację i zestawienie opisanych formacji z ogniwami wyróżnionymi później. Wśród utworów, określonych dzisiaj jako sarmat wyróżnia P u s c h na omawianym terenie następujące typy skał: 1) piaski czyste lub z muszlami, 2) piaskowiec krzemionkowy z muszlami. Ten ostatni składa się według P u s c h a z szarych i białych ziarn kwarcu wielkości gorczycy, mocno ze sobą spojonych krzemionką. Czasem przechodzi on w czysty kwarcyt lub też piaskowiec słabo scementowany. Wypadanie muszli powoduje porowatość piaskowca. Częste są okazy z wielkimi okrągłymi i walcowatymi dziurami, z których czasem cała ręka może się zmieścić. Według P u-

s c h a spotyka się tu wiele typów piaskowca, uderzająco podobnych do piaskowców trzeciorzędowych basenu paryskiego z Fontainebleau.

Z opisów typów skalnych w pracy P u s c h a wynika, że w utworach sarmackich północnej Lubelszczyzny występują tylko skały krzemionkowe, pozbawione węglań wapnia, w przeciwieństwie do piaskowców wapiennych i wapieni Roztocza.

Natomiast K. J u r k i e w i c z (3), stwierdza tu i ówdzie także obecność skał zawierających węglan wapnia. Wyróżnia on piaskowce kwarcowe, zlepy muszlowe krzemionkowe i krzemionkowo-wapienne. „Zlepy muszlowe krzemionkowo-wapienne składają się w całej swej masie tylko z jąder *Ervilia Podolica Eichw.*, złączonych spojem w części krzemionkowym, w części wapiennym. Jądra składają się także jedne z krzemionki, inne są znowu wapienne“. Poza tym opisy występujących na omawianym terenie skał są zgodne z opisami P u s c h a, jednak J u r k i e w i c z, zaprzecza stanowczo jakiegokolwiek analogii skał sarmackich Lubelszczyzny z typami „meulières poreuses“ okolic Fontainebleau, o których pisze J u r k i e w i c z, że są one zbudowane „z bezpostaciowego krzemienia komórkowego“. Piaskowiec kwarcowy tworzy według J u r k i e w i c z a w okolicach Horodyszcz i Paryps pokłady dochodzące do 60 cm grubości, często połamane i przewrócone. Gdzieindziej piaskowiec tworzy cienkie warstwy wśród zlepow muszlowych krzemionkowych i krzemionkowo-wapiennych, które jednak tworzą tylko pojedyncze płaskury o średnicy dochodzącej do 1/2 m a grubości do 5 cm. Pokłady złożone z takich płaskurów występują na pagórkach, idących łańcuchem, „który się poczyna kilka wiorst za Chelmem i ciągnie się przez Spas. Stołpie do Nowosiótek a także u stóp pagórków w Krupem, Żulinie i Rejowcu“. J u r k i e w i c z wyróżnia zatem wśród scementowanych skał sarmackich tego terenu piaskowce od zlepow muszlowych i stwierdza, że tylko pierwszego typu utwory tworzą gdzieniegdzie ciągłe ławice, podczas gdy skały obfitujące w skrzemieniałą faunę tworzą raczej nieznaczne formy o charakterze konkrecyjnym wśród luźnych piasków.

Wyniki badań J. T r e j d o s i e w i c z a (4) (1883) przynoszą niewiele nowych przyczynków dla znajomości petrografii utworów sarmackich Wyżyny Lubelskiej. Podobnie jak P u s c h nie wyróżnia on wśród scementowanych utworów sarmatu piaskowca od zlepu muszlowego. Pisze on o piaskowcu, który idąc za P u s c h e m nazywa „piaskowcem krzemionkowym“, że jest barwy białej lub żółto-brunatnej, przy czym odmiany białe są ubogie w skamieniałości, natomiast żółto-brunatne są zawsze przepelnione szczątkami organicznymi, które „przedstawiają przeważnie jądra kamienne i odciski zewnętrzne powierzchni skorup małżów, lecz zdarzają się także wśród nich i najpiękniejsze odlewy

z krzemionki całkowitych skorup“. Za najwybitniejszą cechę omawianych piaskowców uważa Trejdosiwicz ich bogactwo w szczątki organiczne tak, że „wydają się często zlepem muszlowym o spoiwie krzemionkowym“. Wskutek wypłukiwania skorup pierwotnie wapiennych powstaje piaskowiec dziurkowaty. Nie wspomina natomiast Trejdosiwicz o typach skał, zawierających jeszcze obecnie węglan wapnia. Podkreśla natomiast wybitną analogię petrograficzną utworów występujących pod Chełmem i Rejowcem. Miąższość tych utworów jest wszędzie nieznaczną i spoczywają one na marglu kredowym. Zaznacza też, że płaskury piaskowca stanowią oddzielne bloki, jednak często o ostrych krawędziach, tak że mogły one niegdyś tworzyć jedną ciągłą warstwę o nieznaczonej grubości. Wreszcie opisuje Trejdosiwicz odkrywki analogicznych utworów, występujących na południe od Lublina i podaje profil zbadany w dwu studniach w Chmielu koło Piotrkowa. Przekrój od góry ku dołowi jest następujący: 1) Piasek kwarcowy — 3 sążnie, 2) Piasek kwarcowy z płaskurami piaskowca 3 sążnie, 3) Margiel kredowy — 20 sążni.

W nowszych czasach słyszymy o piaskowcach i zlepiach muszlowych sarmackich w pracy Gagela i Korna z r. 1918 (5). Rozważając pochodzenie niektórych kwarcytowych głazów narzutowych wspominają autorowie tej pracy, że na zachód od Chełma, w Janowie i Zawadówce, na kulminacjach pagórków, zbudowanych z kredy, występują czyste, bezbarwne kwarcyty morskiego miocenu, miejscami ukazują się ławice, wybitnie bogate w skamieniałości.

W r. 1923 badania geologiczne na terenie północnej części Wyżyny Lubelskiej przeprowadził K. Kowalewski i wyniki swych badań przedstawił na posiedzeniu P. I. G. w dniu 26.II.1924 (6). Ze sprawozdania tego nie dowiadujemy się niczego nowego o charakterze petrograficznym utworów sarmackich badanego terenu. „Sarmat tutejszy wyrażony jest piaskowcami o lepszemu krzemionkowym lub też piaskami czysto kwarcowymi z bułami i płaskurami piaskowca zbitego“ — czytamy w streszczeniu referatu. Natomiast pierwszy wśród badaczy tego terenu, określa K. Kowalewski stosunek sarmatu do podłoża i stwierdza, że między sarmatem a kredą ocalały tu i ówdzie resztki oligocenu w postaci utworów ilasto-piaszczystych, np. w Janowie pod Chełmem, a także w okolicach Lublina, gdzie „sarmat spoczywa na piaskach gliniastych mocno żelazistych, leżących bezpośrednio na opoce. Być może utwór ten jest zmienioną warstwą glaukonitową“. Jeśli chodzi o stosunki morfologiczne terenu, to według Kowalewskiego „utwory sarmackie leżą płytowo, prawie poziomo na marglach kredowych, stanowiąc kulminacje terenu“. Na podstawie danych faunistycznych zalicza Kowalewski

utwory okolic Chełma, Rejowca i Lublina do wyższych warstw sarmatu dolnego, z wyjątkiem utworów w Czuczycach (na NE od Chełma), które uważa za przejściowe do sarmatu środkowego. „Ostatni typ sarmatu, znajdujący dotąd na Wołyniu w Czuczycach stanowi najbardziej na północ wysunięty punkt występowania. Z powyższych danych wynika, że przy porównaniu sarmatu świętokrzyskiego z lubelskim musimy uważać utwory pierwszego jako starsze“<sup>1)</sup>. – Czytamy dalej w streszczeniu referatu K o w a l e w s k i e g o, że w okolicach Chełma i Rejowca utwory sarmackie wypełniają płytką depresję Chełmsko-Rejowiecką, ciągnącą się z NE (Czuczycy) na SW w kierunku Rejowca (Krynica). Utwory występujące na S od Lublina nie stanowią jak się zdaje przedłużenia depresji Chełmsko-Rejowieckiej.

Ze streszczenia dyskusji, jaka się rozwinęła po referacie K. K o w a l e w s k i e g o wynika, że charakter petrograficzny utworów sarmackich musiał być w tej dyskusji więcej szczegółowo omawiany niż w samym referacie – a także rozpatrywano warunki diagenезy tych skał. M. L i m a n o w s k i podkreślił występowanie na tym terenie „krzem-oolitów“, analogicznych do utworów, występujących w innych okresach geologicznych na terenie Polski (np. triasowe kwarce piankowate w Tatrach). Zdaje się, że mówiąc o „krzem-oolitach“ ma on nietylko na myśli utwory o budowie makro- czy mikrooolitycznej, ale ogólnie skały wtórnie zsylikowane. Wśród procesów związanych z fazą lądową przeobrażenia skał J. S a m s o n o w i c z porusza w tej dyskusji analogię „krzem-oolitów“ sarmackich i utworów obserwowanych przez niego pod Rachowem. Płaty sarmatu opisywane przez K. K o w a l e w s k i e g o określa J. S a m s o n o w i c z jako „wzgórza stołowe“. Cz. K u ż n i a r jest zdania, że nagromadzenie rud żelazisto-manganowych w glinach wietrzeniowych gór Świętokrzyskich i sylikacja utworów sarmackich musiały być zjawiskami synchronicznymi, przypadającymi na rozdział geologii, poprzedzający wielkie zlodowacenie.

Utwory sarmackie Wyżyny Lubelskiej były przypuszczalnie dobrze znane J. L e w i ń s k i e m u jak wykazuje jego publikacja z r. 1929 (7). Pisze on w szczególności o utworach, występujących na S od Lublina: „Piaskowce sarmackie oraz wapienie są często na powierzchni tak skrzemieniałe, że używane są do budowy dróg, podczas gdy na depresjach terenu obecne są luźne piaski lub nie zsylikowane wapienie“. L e w i ń s k i przypuszcza, że wiek zjawisk sylikacji jest plioceński i że sylikacja

---

<sup>1)</sup> Według udzielonych mi ostatnio ustnych informacji dyr. J. C z a r n o c k i e g o utwory sarmackie całej północnej części wyżyny Lubelskiej zaliczyć należy niewątpliwie do sarmatu środkowego.

piaskowców cenomańskich, występujących na obrzeżeniu gór Świętokrzyskich oraz sylifikacja wapieni rauraku zachodziły w tym samym czasie. Skrzemieniałe odłamki przedstawiają, według J. Lewińskiego, resztkę pierwotnej powierzchni, która wietrzejąc odsłoniła świeże, nie skrzemieniałe skały.

W latach późniejszych badaniami geologicznymi na terenie sarmatu wyżyny Lubelskiej zajmował się M. Pruszyński. Wyniki tych prac nie zostały dotąd opublikowane.

## II. Nowsze obserwacje terenowe i opis najważniejszych typów skalnych

Obserwacje terenowe autora dotyczyły okolic Chełma (Dziewicza Córa w Horodyszczu, pola Janowskie, Zawadówka) i Rejowca (Grobowisko Ariańskie i inne wzgórza koło wsi Krupe i Graszów). Okazów z okolic Piotrkowa oraz miejscowości, wysuniętych dalej na S od Lublina (góra Boży Dar, Aleksandrówka) dostarczył mi doc. dr. A. Jahna, za co mu najuprzejmiej dziękuję<sup>2)</sup>). Jak wspomniano we wstępie odkrywki sarmatu są na badanym terenie dzięki czynnikom zarówno geologicznym jak i ludzkim bardzo źle zachowane, niemniej jednak charakterystyczne. Osady sarmackie Wyżyny Lubelskiej występują przeważnie na kulminacjach terenu. Najczęściej odsłonięcia naturalne lub też zaniechane kamieniołomy przedstawiają się dziś jako kilkumetrowe ławice piasków żółtych, obfitujących w tlenki żelaza i zwietrzały glaukonit, w których tkwią odłamki skał zwietrzałych, zwykle o wygładzonych, nieregularnych kształtach, często o charakterze konkrecyjnym — o wielkościach bardzo różnych, od płytek i bryłek kilkucentymowej średnicy do bloków o średnicy 1 metra. Na podstawie obserwacji terenowych jak i też badań laboratoryjnych — których wyniki będą przedstawione w następnych rozdziałach — jest prawdopodobne, że luźne utwory piaszczyste, pozbawione partycj scementowanych, stanowią tu spąg utworów sarmackich, podczas gdy skały o ogólnym typie piaskowców o spoiwie krzemionkowym stanowiły niegdyś — jeśli nie wszędzie

---

<sup>2)</sup> Okazy z okolic Aleksandrówki zebrane zostały w czasie opracowywania tych terenów przez doc. dr. Jahna z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Najuprzejmiej przeto dziękuję dyrektorowi tegoż Instytutu J. Czarnockiemu, że pozwolił mi wykorzystać te materiały dla celów porównawczych do moich badań petrograficznych. Mimo stwierdzonej przez dr. doc. Jahna i przeze mnie wybitnej analogii petrograficznej utworów z Aleksandrówki ze skałami sarmackimi okolic więcej na północ i wschód położonych, nie ma dotąd — zdaniem dyr. J. Czarnockiego — wystarczających dowodów na wiek identyczny tych utworów.



Ryc. 1. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Piaskowiec o budowie gąbczastej impregnowany żyłkami chalcedonu.

Fig. 1. Sarmatian porous sandstone, impregnated with chalcedony. Gruszów near Rejowiec.



Ryc. 2. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Piaskowiec porowaty z odciskami muszli.

Fig. 2. Sarmatian porous sandstone with shell impressions. Gruszów near Rejowiec.

ciągłą pokrywą, — to w każdym razie warstwę obfitującą w buły i płaskury skał piaskowcowych różnego typu. Zgodnie z obserwacjami K. Jurkiewicza stwierdzamy, że tendencję do tworzenia zwartych ławic o miąższości do 1 m wykazują piaskowce kwarcytowe jasne, ubogie w skamieniałości i że wybitna przewaga miąższości tych utworów w stosunku do drobnych konkretyjnych występowania skrzemieniałych zlepów muszlowych — zaznacza się w szczególności w okolicach Chełma (Dziewicza Góra). W obserwowanych przeze mnie odsłonięciach ławice te wydają się jednak wyruszone z ich pierwotnego położenia, obsunięte oraz przerywane a krawędzie poszczególnych bloków są ogładzone lub też wykazują formy nieregularne o charakterze dużych konkretyj<sup>3)</sup>.

Co do stosunku sarmatu do podłoża — stwierdzono w licznych odsłonięciach (Krupe, Dziewicza Góra), że rdzawe piaski sarmackie przechodzą ku dółowi w bardziej drobnoziarniste piaski glaukonitowe, scementowane tu i ówdzie ilastym spoiwem. Te piaski należą przypuszczalnie do oligocenu, co zgadza się z obserwacjami K. Kowalewskiego, że oligocen, na który transgredowało morze sarmackie, zachował się gdzieśgdzie w pierwotnej facji.

Na podstawie dotychczasowych spostrzeżeń, dokonanych w latach 1948 i 1949 na terenie Wyżyny Lubelskiej a szczególnie w wymienionych poprzednio odsłonięciach w okolicach Chełma i Rejowca — wyróżnić można w ogólnych zarysach następujące typy scementowanych skał sarmackich:

**1) Piaskowce o spoiwie kwarcowym** barwy żółtawo-białej, ubogie w skamieniałości, średnio zwięzłe, przy szlifowaniu łatwo kruszące się. Na powierzchni wykazują niemal z reguły rdzawą skorupę o grubości do 1 cm, mniej lub więcej ostro odcinającą się od reszty skały; powierzchnia ta jest często charakterystycznie wypukła, a także wygładzona i lśniąca. Piaskowce te mają budowę zwartą, nie porowatą, natomiast wykazują obecność rzadkich a znacznie rzadszych walcowatych otworów o średnicy kilku centymetrów i głębokich na długość dłoni. Niektóre okazy piaskowca mają barwę różową, a wówczas skorupa ma zabarwienie intensywniejsze, barwy fioletowo-czerwonej; te utwory wykazują jednak nieznaczne tylko wtrącenia w piaskowcach jasnych. Obecności bardziej skoncentrowanych skupień tlenków żelaza wśród piaskowców — nie stwierdzono.

---

<sup>3)</sup> Według udzielonych mi na posiedzeniu P. T. G. w Warszawie (19.III.1949) ustnych informacji dr. M. Pruszyńskiego zwarte ławice piaskowca kwarcytowego były przez niego obserwowane w kilku kamieniołomach, zwłaszcza na NE od Chełma.





Ryc. 3. Sarmat. Janów koło Chełma. Skrzemieniasty zlepek muszlowy.  
Sarmatian silicificated shell conglomerate. Janów near Chełm.



Ryc. 4. Sarmat. Janów k. Chełma. Skrzemieniasty zlepek muszlowy z otworem  
po wypadłej muszli.  
Fig. 4. Sarmatian silicificated shell conglomerate. Janów n. Chełm.

2) **Zlepy muszlowe.** Rozmaitość typów skał należących do tej grupy jest tak wielka, że trudno tu jest podać ścisły i wystarczający opis petrograficzny. Nie można też ostro odgraniczyć typu piaskowca od zlepu muszlowego, gdyż tu i ówdzie bloki piaskowca bez skamieniałości przechodzą w partie obfitujące w muszle. Na ogół jednak — jak podaliśmy — zlepy muszlowe tworzą mniejsze konkrecyjne utwory o formach nieregularnych, wykazując obecność licznych otworów i śladów wypadnięcia muszli. Ponadto — i tu należy podkreślić słuszność obserwacji *Trejdosiewicza* — w odróżnieniu od piaskowców ubogich w faunę — zlepy muszlowe mają barwę ciemniejszą, żółtawą, rdzawą lub ciemno-brunatną, a także obserwuje się krwisto-czerwone nagromadzenia tlenków żelaza. W niektórych okazach odlewy muszli są bardzo pięknie zachowane, inne okazy są wybitnie dziurkowane i wykazują wtórne impregnacje krzemionkowe (ryc. 1—7) <sup>4)</sup>.

3) **Utwory oolityczne.** Typy skalne, objęte powyższą nazwą, nie mogą być ściśle wyodrębnione wśród zlepiń muszlowych. Wszelkie typy, wykazujące budowę oolityczną zawsze obfitują w szczątki skrzemieniałej fauny. Natomiast nie wszystkie zlepy muszlowe wykazują budowę makro- czy mikrooolityczną; niektóre z nich obfitują w normalny kwarc klastyczny i stanowią przejścia do piaskowców kwarcowych o spoiwie kwarcowym, ubogich w faunę. Już dokładna makroskopowa obserwacja okazów, względnie bliższa analiza przy użyciu lupy ręcznej wykazuje, że rozróżniamy tu dwa typy utworów oolitycznych: oolity krzemionkowe i oolity żelaziste <sup>5)</sup>. Pierwsze z nich zdają się być więcej rozpowszechnione; w jednym i tym samym zresztą okazy widoczne są zarówno oolity krzemionkowe jak i żelaziste, barwy rdzawej lub brunatnej. Okaz skały z oolitami krzemionkowymi jest barwy żółtawej, a także często szaro-zielonkawej. Oolity dochodzą do 1,5 mm średnicy i składają się najczęściej z jądra szklistego i zawsze z obwódki matowej, żółtawo- lub zielonkawato-białej; czasem jądro jest również matowe i nie wyróżnia się wyraźnie od obwódki. Oolity są spojone jasną substancją matową lub szklistą. Wśród skupień oolitycznych porzrucane są obficie

<sup>4)</sup> Wszystkie zdjęcia, których odbitki znajdują się w tej pracy, wykonane były przez inż. St. Makowieckiego, przy czym mikrografie mikroskopem „Mef“ Reicherta w Zakładzie Fizjologii Roślin U. M. C. S. Miło mi jest podziękować kierownikowi tegoż Zakładu, prof. dr. A. Paszewskiemu za chętnie użyczenia mi zarówno miejsca w swym Zakładzie jak i oddania do dyspozycji mikroskopu; również najuprzejmiej dziękuję inż. Makowieckiemu za jego gorliwość i staranność przy wykonaniu żmudnych zdjęć, które są niewątpliwie ozdobą tej pracy.

<sup>5)</sup> Sądzę, że należałoby używać nazwy „oolity krzemionkowe“ zamiast przetłumaczonej dosłownie z języka niemieckiego (krzem-oolity).



Ryc. 5. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Piaskowiec porowaty, impregnowany chalcedonem i opalem.

Fig. 5. Sarmatian silicified porous sandstone Gruszów n. Rejowiec.



Ryc. 6. Sarmat. Dziewicza Góra k. Chełma. Piaskowiec jamiasty z odciskami muszli.

Fig. 6. Sarmatian sandstone with shell impressions and cavities. Chełm.

szczałki skrzemieniałej fauny. Czasem małe gniazdo oolitów tkwi wewnątrz skorupy (ryc. 8). Oolity żelaziste są jednostajnie brunatno-żółte lub czerwono-brunatne, czasem uwidacznia się wewnątrz jądro szkliste. Niektóre kształty okazów utworów oolitycznych są szczególnie interesujące. Są to formy konkrecyjne, spłaszczone, o przekroju kilku cm. W rdzeniu tego utworu ukazuje się skała krzemionkowa o strukturze oolitycznej. Na zewnętrznej powierzchni konkrecji widoczne są odciski muszli oraz liczne połyskujące, częściowo otoczone ziarna kwarcu, tkwiące w matowym, żółtawo-białym spoiwie. Opisane okazy znaleziono, podobnie jak wiele innych, bezładnie rozrzucone wśród piasków lub też rozwleczone na polach sąsiadujących z odsłonięciem sarmatu. Stosunek przeto konkrecji do reszty osadu jest niewyjaśniony.

**4) Naskorupienia, konkrecje i wkładki żelaziste.** Wśród ławic piasków sarmackich w odsłonięciach wszystkich wyżej wymienionych miejscowości spotyka się niezliczone ilości niewielkich, kilkucentymetrowej średnicy, odłamków barwy brunatnej lub czerwono-brunatnej o różnych kształtach. Często są to płytki o grubości 0,5 cm, o płaskich równoległych i wygładzonych powierzchniach i krawędziach również wygładzonych. Inne okazy mają kształt rurek i miseczek (ryc. 9), a także gałek i buł o mniej lub więcej regularnych kształtach. Powierzchnie są często dobrze wygładzone i błyszczące. Sugerując się opisami utworów pustynnych Walthera (8), sądzić można, że są to szczątki „skorup ochronnych“ na osadach sarmackich, że wygładzenie powierzchni jest „szlifem pustynnym“ i że mamy tu wyraźne świadectwa klimatu pustynnego, który panował na interesującym nas terenie po wycofaniu się morza sarmackiego. Podkreślić jednak należy, że także w obrębie okazów zlepów muszlowych i utworów oolitycznych, spotykamy często wkładki żelaziste, czasem przebiegające jako regularne warstewki, kiedy indziej tworzące skupienia różnorodnych kształtów. Interesującym jest zwłaszcza okaz z Krynicy koło Rejowca. Jest to zlep muszlowy z oolitami o strukturze gąbczastej i wtórnie impregnowany opalową krzemionką. Pewne warstwowanie jest tu zaznaczone smugami szczątków fauny. Jedna z warstewek grubości 0,5—1 cm, jest zabarwiona czerwono-brunatno. Wyróżnia się w tej warstewce te same szczątki fauny i podobne oolity jak w pozostałej części okazu (ryc. 10). Badania mikroskopowe wykazują obecność w tej wkładce syderytu i limonitu. Fakty te wskazują na syngenetyczne tworzenie się wkładki i wykazują, że geneza luźnych płytek może być podobna. J. Sioma (9) interpretuje wszelkie „skorupy ochronne“ jako konkrecje wyłonione na powierzchni podczas procesów wietrzenia. Nie we wszystkich jednak przypadkach takie twierdzenie daje się udowodnić.



Ryc. 7. Sarmat. Dziewicza Góra k. Chełma. Piaskowiec jamisty z odciskami fauny.  
Fig. 7. Sarmatian sandstone with shell impressions and cavities. Chełm.



Ryc. 8. Skrzeniały zlepek muszlowy z oolitami. Sarmat. Horodyszcze k. Chełma.  
Fig. 8. Silicified shell conglomerate with oolites. Sarmatian. Horodyszcze n. Chełm

5) **Naskorupienia, wkładki i konkretje krzemionkowe.** Podobne utwory jak opisane pod 4 zbudowane są z kwarcu i opalu. Barwa ich jest mleczno-biała a forma różnorodna. Niektóre z nich mają postać miniaturowych grzybów skalnych (ryc. 11). Nie ulega wątpliwości, że okazy te, a także okazy jak na ryc. 1, utwory gąbczaste, impregnowane krzemionką opalową lub chalcedonem, są nadzwyczaj podobne do niektórych fotografii, umieszczonych w książce J. Walthera (8). Mimo wszystko, wszelkie wnioski z tych faktów wysnute, mogłyby być jeszcze poddane dyskusji. Do zagadnienia tego wrócimy po przedstawieniu wyników szczegółowych analiz skał.

### III. Kierunek badań i zagadnienia petrologiczne na terenie sarmatu północnej części Wyżyny Lubelskiej

Szczegółowe opracowania litologii skał sarmackich na terenie całej Polski byłyby niewątpliwie bardzo pożądane dla wyjaśnienia zjawisk geologicznych, zachodzących u schyłku trzeciorzędu, a także w okresie preglacjalnym. Autor niniejszego artykułu zdaje sobie sprawę z tego, że takie fragmentaryczne opracowanie typów skalnych północnej części Wyżyny Lubelskiej, bez współpracy geologa i bez nawiązania do litologii terenów sąsiednich, może być tylko nikłym wstępem do sedimentologii utworów wyżej wymienionych okresów geologicznych i że wnioski oparte na tych badaniach mogą być w tej chwili jedynie bardzo słabo ugruntowane. Z drugiej jednak strony charakter petrograficzny skał sarmackich, terenu objętego pracą, jest tak specyficzny a materiał analityczny — zwłaszcza jeśli chodzi o obserwacje mikroskopowe — już w tej chwili tak bogaty, że zasługuje na to — moim zdaniem — by go opublikować, zwłaszcza w chwili, gdy nawał innych nasuwających się zagadnień nie pozwala na razie na dalsze śledzenie przebiegu transgresji i regresji ostatniego morza na dzisiejszym naszym lądzie. Sądzę, że jeśli niniejsza praca będzie istotnie wstępem do sedimentologii sarmatu polskiego, to cel jej zostanie osiągnięty.

Jak wykazuje tytuł pracy — obejmuje ona dwa zasadnicze zagadnienia: wyjaśnienia zjawisk zachodzących w czasie sedimentacji utworów sarmackich oraz zjawisk późniejszych, objętych ogólną nazwą diagenety. Wśród zjawisk diagenetycznych jednak będzie należało wyróżnić kilka stadiów, od diagenety określanej przez L. Cayeux (10) jako syngenetycznej, poprzez zjawiska zachodzące w czasie wynurzenia się osadu z ustępującego morza — aż do okresów późniejszych, lądowych, w której mieliśmy do czynienia z różnymi stadiami diagenety wietrzeniowej. Rozgraniczenia wszystkich zjawisk jest bardzo trudne



Ryc. 9. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Przypuszczalnie szczątki naskorupień krzemionkowo-żelazistych na utworach łatwiej podlegających wyługowaniu.

Fig. 9. Sarmatian formation. Gruszów n. Rejowiec. Channelled iron-siliceous rock-fragments.



Ryc. 10. Sarmat. Horodyszczce k. Chelma. Zlep muszlowy oolityczny, warstwowany z wkładkami żelazystymi.

Fig. 10. Sarmatian silicified shell conglomerate with oolites and parallel intercalations, rich in iron oxides Horodyszczce n. Chelm.

w wielu wypadkach i mogło być ono w tej pracy wykonane jedynie prowizorycznie. Niemniej jednak w interpretacji wyników badań petrograficznych, na to właśnie rozgraniczenie zjawisk i przedstawienie ich kolejności staraliśmy się położyć jak największy nacisk.

Wszelkie wnioski oparte były głównie na interpretacji analiz i obserwacji mikroskopowych. Wybitne niedociągnięcia tej pracy wynikają z zbyt szczupłej ilości analiz chemicznych oraz z niektórych ich braków. W roku ubiegłym ani bieżącym nie dało się tych braków uzupełnić. Niemniej jednak przedstawione tu ilościowe analizy chemiczne dają cenne uzupełnienia obserwacyj mikroskopowych.

#### IV. Wyniki analiz mikroskopowych i chemicznych oraz ich interpretacja

Badaniom laboratoryjnym poddane zostały zarówno piaski sarmackie jak i utwory scementowane. Wszystkie te utwory omówimy w takiej kolejności w jakiej były brane pod uwagę przy makroskopowym ich opisie.

##### P i a s k i <sup>6)</sup>

Szczegółowej analizie mikroskopowej poddano żółtawo-biały piasek sarmacki z Gruszowa koło Rejowca oraz zalegający w jego spągu i dość ostro od pierwszego odgraniczony, oliwkowo-szary piasek glaukonitowy, przypuszczalnie oligoceński. Oznaczono dla tych piasków: a) skład mineralny, b) procent ziarn ostrokrawędzistych w stosunku do otoczonych i częściowo otoczonych, c) średnią wielkość ziarna, d) wielkość  $\sigma$ , będąca miarą zmienności ziarn odnośnie ich wielkości<sup>7)</sup>; małe  $\sigma$  wskazuje na dobre wysortowanie ziarn, e) wzajemne stosunki ilościowe różnych ga-

**Tab. I.**  
Skład mineralny: (w% obj.)

Typ skały i miejscowość	Kwarc	Okruchy rogowców i kwarcytów	Glaukonit i tlenki żelaza	Skalenie	Średnia wielkość ziarna w mm	% ziarn ostrokrawędzistych	$\sigma$
Piasek sarmacki, Gruszów koło Rejowca	72	17	11	śląd	0.31	53	1.44
Piasek ze spągu sarmatu (oligocen)? miejscowość j. w.	70	—	30	—	0.16	70	0.89

<sup>6)</sup> Charakterystykę piasku sarmackiego z Gruszowa podano w pracy A. Jahn'a i autora pt. „Preglacja i najstarsze utwory czwartorzędowe wyżyny Lubelskiej“. W druku.

<sup>7)</sup> Patrz — W. C. Krumbein i F. J. Pettijohn; Manual of sedimentary Petrography. London 1938.



tunków minerałów rzadkich. Cztery z powyższych danych charakterystycznych zestawione są w tabeli I.

Stwierdzamy zatem, że piasek sarmacki różni się od spągowego piasku, przypuszczalnie oligoceńskiego, większym i gorzej wysortowanym ziarnem, wykazującym natomiast lepszą obróbkę. W składzie mineralnym wykazuje mniejszą ilość glaukonitu i tlenków żelaza. Podkreślamy przy tym, że świeży glaukonit występuje w analizowanym piasku sarmackim tylko w postaci bardzo drobnego pyłu, pozostałe ziarna są zielonawo-czarne i nie wykazują charakterystycznej dla glaukonitu reakcji na światło spolaryzowane.

Stosunek ilościowy minerałów rzadkich (po odrzuceniu glaukonitu i tlenków żelaza i przeliczeniu na sumę 100) dla obu typów piasku przedstawiony jest w tabeli II.

**Tab. II.**  
(liczby podają % obj.)

Typ skały	Turma- lin	Cjanit	Stauro- lit	Piro- ksen	Rutyl	Cyrkon	Amfibol	Biotyt	Granat
Piasek sarmacki	—	28	21	15	12	9	1	2	2
Piasek oligoceński	9	9	11	1	14	56	—	—	—

W różnicy składu ilościowego i jakościowego zespołu minerałów ciężkich obu typów piasków zwrócić należy przede wszystkim uwagę na fakt, że w piaskach sarmackich pojawiają się minerały mało odporne na wietrzenie jak amfibol, biotyt, piroksen, prawie nieobecne w piaskach przypuszczalnie oligoceńskich. Można zatem wnosić, że przy transgresji sarmatu na utworach oligocenu, domieszany został materiał klastyczny odmiennej natury, pochodzący z erozji skał magmowych lub metamorficznych. Przypuszczenie to potwierdza obserwacja skaleni i okruchów skał w piaskach. W piaskach sarmackich spotyka się obok rzadkiego mikroklinu również rzadkie i przeważnie zwietrzałe plagioklasy, poprzerastane substancją chlorytową, należące przypuszczalnie do oligoklazu lub andezynu. Wśród okruchów skał spotyka się obok rogowców także zespoły ziarn o charakterze odłamków kwarcytów metamorficznych. W glaukonitowych piaskach ze spągu sarmatu występuje jedynie rzadki mikroklin

<sup>8)</sup> Brakująca do sumy 100 liczba przypada na minerały, dla których wynik oznaczenia mikroskopowego jest niepewny (minerały nieoznaczalne).

a obecności okruchów skał metamorficznych nie stwierdzono. Odnosnie bliższego określenia minerałów rzadkich badanych piasków podajemy następujące uwagi: wielkość ziarn tych minerałów waha się od 0,06—0,6 mm, przy czym najmniejsze są ziarna cyrkonu i granatu, które też wykazują najlepszą obróbkę. Piroksen występuje w ziarnach spękanych i nieregularnych, jest bezbarwny, czasem lekko różowy lub brunatny. Jest to najczęściej piroksen rombowy, rzadziej diopsyd lub augit. Amfibol jest barwy brunatnej ( $c: \gamma = 15^\circ$ ), biotyt barwy czerwono-brunatnej.



Ryc. 11. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Przypuszczalnie szczątek naskorupienia o szczególnej formie wietrzenia. Skała zbudowana z kwarcu i opalu barwy mleczno-białej.

Fig. 11. Sarmatian formation. Gruszów n. Rejowiec. Queer weathering form of siliceous rock.

Turmaliny występują w ziarnach różnej wielkości, kształtu i barwach: brunatnej, fioletowej, zielonej i błękitnej. Ziarna staurolitu są stosunkowo duże, nieregularne lub częściowo otoczone, wypełnione wrostkami kwarcu. Granat jest różowy i anomalii optycznych nie wykazuje. Cjanit bezbarwny, rzadko niebieskawy, wykazuje charakterystyczną łupliwość w dwu kierunkach i ostrokrawędziste formy, Zawiera wrostki pyłu grafitowego.

## Piaskowce

Wszystkie typy piaskowców żółtawo-białych z brunatno-żółtą skorupą, pozbawionych fauny i otworów po wypadniętych muszlach — wykazują pod mikroskopem obecność spoiwa kwarcowego, tworzącego szerokie obwódki regeneracyjne dokoła ziarn kwarcu — oraz nieznaczne ilości tlenków żelaza w tymże spoiwie (fot. 12). Jedyne typy stanowiące przejście do zlepow muszlowych wykazują także obecność chalcedonu w spoiwie. Piaskowce o spoiwie opalowym większych ławic ani płaskurów nie tworzą — a tylko płytki, drobne konkracje i naskorupienia, o których będzie mowa później. Przeważają piaskowce drobno- i równoziarniste, pojawiają się również typy zlepieńcowate. Skład mineralny kilku typów piaskowców oraz charakterystyka ziarn kwarcu podane są w tabeli III.

Tab. III.

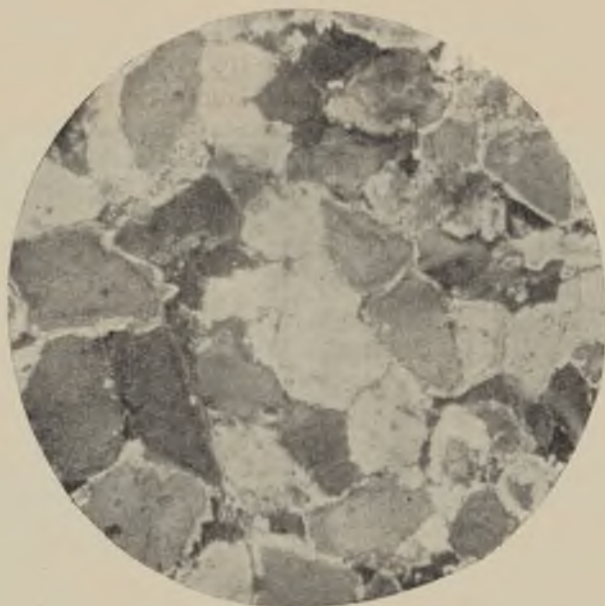
Skład mineralny w % obj.

Miejscowość	Kwarc	Rogowce kwarcy	Substancja nieprzeźr.	Skalenie	Chalcedon	Charakterystyka ziarn kwarcu		σ
						średn. wielk. ziarn w mm	% ziarn ostro kraw.	
Dziewicza Góra (k. Chełma) Część jasna piaskowca	88	7	3	2	—	0.22	54	1.92
Miejscowość j.w. skorupa brunatno-żółta	88	7	4	1	—	0.18	46	1.22
Janów k. Chełma	90.3	5	4.7	—	—	0.24	40	3.46
Góra Boży Dar (na S od Piotrkowa)	93.4	—	2.4	1.9	2.3	0.23	53	2.45

Substancja nieprzeźroczysta składa się przeważnie z brunatno - czarnych i czerwono-brunatnych tlenków żelaza, czasem jest to bliżej nieokreślona substancja kłaczkowata. Skaleń występuje w postaci mikroklinu i plagioklazów. Wśród tych ostatnich stwierdzono obecność świeżego albitu oraz zwietrzałych, trudniejszych do dokładniejszego oznaczenia typów bardziej zasadowych. Większość spotykanych w utworach sarmackich skaleń jest zupełnie nieoznaczalna i poprzrastana zielonawą izotropową substancją.

Z porównania odpowiednich cyfr w tabeli III wynika, że skład mineralny jasnej części piaskowca nie różni się zasadniczo od składu brunatno-żółtej skorupy. Różnica w barwie wynika nie z ilości, ale natury substancji żelazistej a zwłaszcza z jej sposobu rozproszenia w skale.

W piaskowcu jasnym substancja ta jest rozproszona i przerasta zarówno pierwotne ziarna kwarcu jak i obwódki autogeniczne; natomiast w skorupie substancja kwarcowa jest na ogół czysta a substancja żelazista tworzy skupienia kanciaste, zamknięte pomiędzy obwódkami regeneracyjnymi poszczególnych ziarn kwarcu. Wodorotlenki żelaza wykazują w skorupie niższy stopień uwodnienia w stosunku do reszty skały, co się



Ryc. 12. Piaskowiec sarmacki. Chełm—Horodyszcze. Światło spolaryzowane.  
Powiększenie około 25 x

Fig. 12. Sarmatian sandstone. Horodyszcze n. Chełm. Crossed nicols.

ujawnia w rdzawej barwie w świetle odbitym -- zamiast ciemno-brunatnej.

Jak widać z cyfr tabeli III ziarna kwarcu w skorupie są mniejsze, lepiej wysortowane i wykazują lepszą obróbkę w stosunku do reszty skały. Tak bywa zazwyczaj na powierzchni ławicy piasku, poddanej czynnikom eolicznym. Fakt ten potwierdza przypuszczenie, że skorupa piaskowców tworzyła się na powierzchni warstwy a nie jako wkładka wśród ławicy.

Krzemionka występuje w omawianych skałach prawie wyłącznie w postaci kwarcu. Nieznaczna ilość chalcedonu pojawia się w spoiwie piaskowca okolic Piotrkowa. Piaskowiec ten jednak wykazuje nieliczne otwory po wypadniętych muszlach. W obserwacji mikroskopowej okazuje się, że chalcedon pojawia się w tych częściach szlifu, gdzie jest

więcej substancji nieprzeźroczystej, w której przeważa być może substancja organiczna, wpływająca niewątpliwie na przebieg krystalizacji krzemionki.

Interesujące wskazówki odnośnie składu substancji nieprzeźroczystej spoiwa piaskowców uzyskujemy na podstawie wyników analizy chemicznej<sup>9)</sup>.

Skład chemiczny piaskowca z Dziewiczej Góry  
w % wag.

SiO <sub>2</sub>	.	97.22
TiO <sub>2</sub>	.	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	0.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	0.94
CaO	.	0.11
MgO	.	0.65
MnO	.	śląd
K <sub>2</sub> O	.	0.39
strata na żarzeniu		0.14
		100.42

W składzie chemicznym piaskowca uderza obecność pokaźnej ilości tlenku magnezu, zastanawiającej wobec nieobecności węglanu, nie wykrytych ani chemicznie ani mikroskopowo. Do sprawy tej wrócimy później, po interpretacji analiz chemicznych innych typów skał. Tlenek glinu związany jest przypuszczalnie głównie w skaleniach oraz nieznacznej ilości minerałów ilowych.

Przejdźcie do następnego typu skał, tj. do zlepów muszlowych, stanowią piaskowce żelaziste z nieliczną fauną o spoiwie zbudowanym nie z kwarcu, ale całkowicie z chalcedonu. Piaskowce te są zwięzłe, mają na przełomie barwę różową a skorupę rdzawą. Odciski fauny widoczne są na powierzchni skały, natomiast na przełomie nie widać śladów po wypadnięciu muszli. Obraz mikroskopowy niektórych partii przedstawia ryc. 13. Większość ziarn kwarcu otoczona jest cienką powłoką brunatno-czarnego tlenku żelaza, rdzawego w świetle odbitym, po czym następuje obwódka drobnowłóknistego chalcedonu, przechodzącego w agregatowy chalcedon spoiwa. Niektóre ziarna kwarcu, pozbawione obwódek żelazistych wykazują regeneracyjne obwódki kwarcowe, częściowo zni-

<sup>9)</sup> Analizy chemiczne skał omawianych w tej pracy zostały wykonane w Zakładzie Gleboznawstwa w P. I. N. G. W. w Puławach przez p. Z. Gawędę. Kierownikową tegoż zakładu, dr. M. Strzemskiemu najuprzejmiej dziękuję za oddanie nam do dyspozycji swego laboratorium oraz odczynników chemicznych

szczone, postrzępione i jakby skorrodowane, otoczone następnie obwódką chalcedonową. Ziarna te posiadały już obwódkę regeneracyjną, zanim dostały się do osadu lub też (więcej prawdopodobnie) są one wynikiem jakiegoś dawniejszego procesu sylikacji, po którym krzemionka, uruchomiona w skale, względnie napływająca z zewnątrz, zakrzepła w postaci chalcedonu.

Analiza mikroskopowa piaskowca tego typu z Horodyszczka k. Chełma wykazała następujący skład mineralny: (w % obj.). — kwarc 72,7, chalcedon 21,2, tlenki żelaza 5,2, okruchy kwarcytów 0,9. Analizowany okaz piaskowca posiada ziarno drobne (średnio 0,15 mm) i dobrze wysortowane ( $\sigma = 0,23$ ).

Opisany typ piaskowca nie jest szczególniej pospolity na badanym terenie i nie pojawia się w większych blokach jak piaskowiec jasny, jedynie w kilkucentymetrowej grubości płaskurach.

### Z l e p y m u s z l o w e

Przy badaniu mikroskopowym tych skał okazuje się, że nazwa „zlepy muszlowe“ nie jest dla nich właściwa. Należałoby je raczej nazwać piaskowcami krzemionkowo-żelazistymi z fauną. Szczątki skorup małżów ukazują się w szlifach rzadko i są na ogół źle zachowane, często jakby „rozpuszczone“ w krzemionce, wędrującej niegdyś w skale w różnych stadiach jej diagenety. Lepiej i często pięknie utrwalone są w krzemionce skorupki otwornic. Często liczne są w szlifach ślady po wypadniętych muszlach. Jeśli zachowujemy w rozróżnianiu skał nazwę „zlepy muszlowe“, to z jednej strony stosując się do nazw badaczy dawniejszych, których opisy skał właśnie odpowiadają typom tutaj rozważanym, z drugiej zaś strony z powodu licznych odcisków muszli — zwłaszcza na powierzchni warstw. Okaz skały wydaje się często na pierwszy rzut oka zbudowany z samych skrzemieniałych skorupek małżów, podczas gdy na przełamie szczątki skorup są raczej nieliczne, przeważa kwarc detrytyczny w szklistym najczęściej spoiwie krzemionkowym oraz rzadka rozrzucone oolity. Impregnacja tych utworów brunatnymi i rdzawymi tlenkami żelaza jest pospolita. Czasem związki te są równomiernie rozproszone, kiedyindziej tworzą powierzchniowe nacieki lub też gniazda i mniej lub więcej regularne warstewki.

Obrazy mikroskopowe tych skał są tak różnorodne, że trudno jest podać ich ogólną charakterystykę. Dla ułatwienia orientacji podajemy przybliżony skład mineralny kilku skał, określonych makroskopowo jako zlepy muszlowe. Cyfry uzyskane na podstawie planimetrycznej analizy mikroskopowej są następujące: (w % obj.).



Ryc. 13. Sarmat. Janów k. Chełma. Piaskowiec o spoiwie chalcedonowym.  
Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane Powiększenie około 60 x.  
Fig. 13. Sarmatian sandstone with cement of chalcedony. Crossed nicols.



Ryc. 14. Sarmat. Horodyszczce k. Chełma. Zlep muszlowy piaszczysty z żyłką syderytowo-chalcedonową. Światło spolaryzowane. Nikole skrzyżowane. Powiększenie około 60 x.  
Fig. 14. Sarmatian shell conglomerate with siderite-chalcedony veinlet. Crossed nicols.

Tab. IV.

Minerał	Dziewicza Góra	Horo- dyszcze	Pola Janowkie	Krynica k. Rejowca	Aleksan- drówka
Kwarc . . . . .	58.8	54.0	68.8	26.1	78.9
Chalcedon . . . . .	26.8	23.0	28.3	31.6	4.4
Substancja nieprzeźroczysta .	14.4	21.4	1.5	9.8	9.5
Syderyt . . . . .	—	1.6	—	6.0	—
Wodorotlenki żelaza . . . . .	—	—	—	26.5	—
Okruchy kwarcytów i rogowców	—	—	1.4	—	4.2
Glaukonit (?) . . . . .	—	—	—	—	3.0
średnia wielk. ziarn. w mm .	0.42	0.24	0.24	nie ozn.	0.23
σ	3.5	2.4	2.5	—	2.07

Dalszych informacji dostarcza analiza chemiczna zlepu z Dziewiczej Góry:

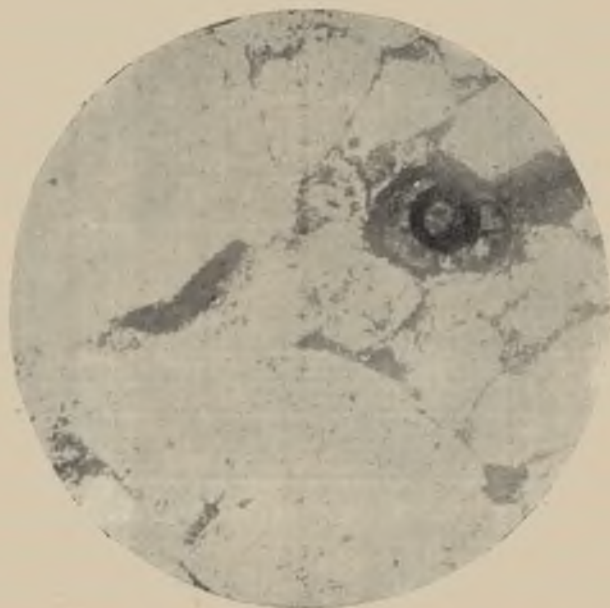
	% wag.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	96.69
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.48
CaO . . . . .	0.04
MgO . . . . .	0.71
MnO . . . . .	śląd
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.41
Strata na żarzeniu .	0.29

Pomimo zatem różnic makroskopowych i mikroskopowych, występujących w piaskowcach i zlepu muszlowych Dziewiczej Góry — ich skład chemiczny jest bardzo podobny. Nieznaczna różnica występuje jedynie w ilości glinki i żelaza, którego procent wzrasta w zlepu na niekorzyść glinki; tej różnicy można się spodziewać na podstawie barwy i obrazu mikroskopowego skały.

Odnośnie składu mineralnego omawianych skał, dodać należy następujące uwagi: Pod nazwą „chalcedon“ — wciągnięta została zarówno wyraźnie włóknista substancja jak i też wszelkie agregatowo polaryzujące masy krzemionkowe, stanowiące z jednej strony przejścia do drobnoziarnistego autogenicznego kwarcu jak i też prawie nie reagującej na światło spolaryzowane substancji zbliżonej do opalu. Jednak zupełnie izotropowej krzemionki w skałach tego typu nie zauważono. Substancja określona jako: „nieprzeźroczysta“ — jest barwy żółtawo-szarej lub



brunatno-szarej. Występuje ona w spoiwie, w szkieletach organizmów i w obwódkach rzadko rozproszonych wśród ziarn kwarcu oolitów. Jest przypuszczalnie skupieniem kryptokrystalicznej krzemionki, substancji organicznej i związków żelaza. W wielu przypadkach obserwacja obrazów mikroskopowych nasuwała podejrzenie obecności kaolinu lub jakiejś innej substancji ilastej. Nieznaczna jednak ilość glinki w analizie chemicznej skały, wybranej jako charakterystycznej dla omawianego typu skał, zaprzecza temu przypuszczeniu.



Ryc. 15. Sarmat. Aleksandrówka. Zlep muszlowy ze szczątkami otwornicy, wypełnionej prawdopodobnie glaukonitem. Światło zwyczajne.

Fig. 15. Sarmatian shell conglomerate with tests of Foraminifera, filled up with glauconite.

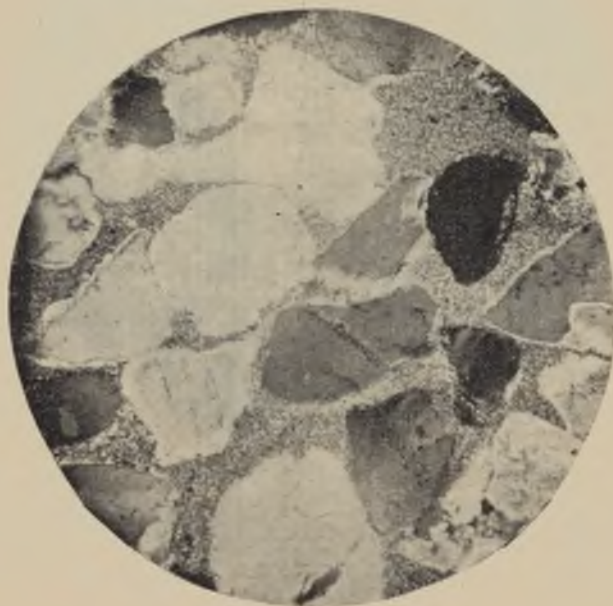
Syderyt występuje w niektórych spośród omawianych skał tego typu w drobnoziarnistych skupieniach ziarn żółtawych, lekko pleochroicznych, silnie dwójłomnych, czasem o odcieniu czerwonym wskutek zapoczątkowanych procesów utlenienia. Charakterystycznym dla jego występowania jest tworzenie soczewek i drobnych żyłek, w których z reguły syderyt otoczony jest obwódką chalcedonu (ryc. 14). Poza tym syderyt impregnuje szkielety organizmów i przerasta ziarna kwarcu. Wodorotlenki żelaza są barwy brunatnej lub czerwono-brunatnej, często rdzawe w świetle odbitym, tworzą obwódki dokoła ziarn kwarcu, mniej lub więcej regularne gruzelki wśród spoiwa, a także występują w oolitach, których bardziej

szczególony opis podamy przy omawianiu skał o wyraźniej budowie oolitycznej. Co do okruchów kwarcytów podkreślić należy, że mają czasem wyraźny charakter skał zmetamorfizowanych. Fakt ten tłumaczy też w pewnej mierze obecność we wszystkich rozpatrywanych w tej pracy typach skał minerałów rzadkich takich jak: staurolit, turmalin, cjanit. Wymienione rzadkie minerały występują zarówno w postaci wrostków wewnątrz kwarcu jak też i w oddzielnych ziarnach, dorównujących czasem wielkością ziarnom kwarcu.

Glaukonit, którego ilości i charakter mikroskopowy były omawiane przy opisie piasków sarmackich, jest w skałach scementowanych na ogół nieobecny. Zauważono go jedynie w jednym okazie zlepu muszlowego z Aleksandrówki (najbardziej na SW wysunięte występowanie bezwapniennego sarmatu), gdzie jak widać na ryc. 15, wypełnia on skorupkę otwornicy, a poza tym tworzy nieliczne ziarna, wykazujące w szlifie regularne przekroje owalne. Znak zapytania umieszczony jest przy nazwie: glaukonit — z tej przyczyny, że ziarna nie są zupełnie świeże (barwa oliwkowa) i albo izotropowe albo słabo reagują na światło spolaryzowane — nie mamy przeto pewności, czy jest to istotnie glaukonit, czy też jakaś substancja chlorytowa osadowego pochodzenia. Okaz z Aleksandrówki jest jeszcze z tego względu interesujący, że zauważono w nim kilka ziarn plagioklazów zbliżonych na tyle świeżych, że można je w przybliżeniu określić jako należące do typu oligoklazu lub kwaśnego andezynu. W większości skał sarmackich Wyżyny Lubelskiej skalenie są nieobecne lub w ogóle nie dają się oznaczyć. Skała z Aleksandrówki stanowi typ pośredni między piaskowcem a zlepem muszlowym. Zawiera stosunkowo nieznaczny procent chalcedonu, ze względu jednak na dość obfite szczatki fauny została zaliczona do zlepow muszlowych.

Odnosnie głównych składników mineralnych omawianych skał nasuwały się jeszcze następujące ważne spostrzeżenia: Ziarna kwarcu wykazują nierzadko kwarcowe obwódki regeneracyjne, podobne jak w poprzednio omawianych piaskowcach, jednak obwódki te są zazwyczaj — a zwłaszcza w typach o spoiwie agregatowo-polaryzującym, z tendencją do izotropowości — częściowo zniszczone, jakby ponadgryzane (ryc. 16). Fakt ten skłania do przyjęcia co najmniej dwóch stadiów sylikacji, o ile nie przypuścimy, że część ziarn osadu posiadała już przed scementowaniem obwódki regeneracyjne; przypuszczenie to niezgodne jest z faktem minimalnego procentu ziarn zregenerowanych w piaskach sarmackich. Drugie spostrzeżenie odnosi się do innego typu obwódek krzemionkowych, które w świetle zwyczajnym wykazują budowę włóknistą, przy czym włókna ułożone są równoległe do powierzchni ziarn; włóknista budowa podkreślona jest często, choć nie z reguły, czerwonym pigmentem

wodorotlenków żelaza (ryc. 17). Przy skrzyżowanych nikolach wykazuje krzemionka włóknista charakter kwarcu, częściej chalcedonu, o włóknach prostopadłych do widzianego w świetle zwyczajnym kierunku włóknistości. Trzecie interesujące zjawisko odnosi się do ziarn kwarcu, które noszą na ogół charakter ziarn klastycznych o cechach kwarców granitów, gnejsów, względnie kwarców żyłowych. Niektóre z nich jednak przy wygaszaniu światła rozpadają się jakby na drobnoziarnisty agregat kwarcu lub chalcedonu, podczas gdy przy całkowitym rozjaśnieniu za-



Ryc. 16. Sarmat. Okolice Chełma. Zlep muszlowy piaszczysty, o spoiwie zbudowanym z agregatowo-polaryzującej krzemionki. Obwódki kwarcowe, częściowo zniszczone. Światło spolaryzowane, nikole skrzyżowane. Powiększenie około 25 x.

Fig. 16. Sarmatian sandstone with shell remains. Quartz grains in chalcedony-opal cement. Secondary quartz outgrowth partially corroded.

chowują się jak ziarno jednolite. Ziarno takie może być ziarnem klastycznym skorrodowanym wśród procesów diagenезy lub też ziarnem autogenicznym. Charakter wzrostów tych ziarn, które są jedynie pyłkami nieprzeźroczystymi bliżej nieokreślonej natury, zezwala na przyjęcie zarówno pierwszej jak i drugiej alternatywy. Wreszcie zwrócić należy uwagę na barwę spoiwa krzemionkowego. Drobnoziarnista, agregatowo polaryzująca substancja krzemionkowa ma zabarwienie brudno-żółte czy sem także zielonawo-szare; skupienia wyraźnie włóknistego chalcedonu

są bezbarwne lub czerwono-żółte. Szczególnie klarowne i czyste okazują się obwódki chalcedonowe dokoła gruzełków wodorotlenków żelaza oraz soczewek syderytu.



Ryc. 17. Sarmat. Gruszów k. Rejowca. Zlep muszlowy z żelazistymi i krzemioakowymi obwódkami dokoła ziarn kwarcu. Charakterystyczna włóknista budowa spoiwa, ujawniająca się w świetle zwyczajnym. Powiększenie ogoło 60 x.

Fig. 17. Sarmatian shell conglomerate. Gruszów n. Rejowiec. Fibrous character of the cement seen in ordinary light.

### U t w o r y o o l i t y c z n e

Pod względem makroskopowym przejście od zlepow muszlowych do oolitów zaznacza się — prócz zagęszczania ziarn o budowie koncentrycznej — pojawianiem się drobniejszych skorup małży (poniżej 1 cm średnicy), częstszym i wyraźniejszym uwarstwieniem skał, często zaznaczonym warstwowym układaniem się muszli (ryc. 8), w obrazie mikroskopowym większym zagęszczeniem oolitów aż do zupełnej nieobecności ziarn kwarcu, nie będących rdzeniem oolitów — oraz większym bogactwem w szczątki fauny, zwłaszcza otwornicowej. Na ogół jednak przeważają na badanym terenie utwory oolityczne silnie piaszczyste i już powierzchowny przegląd licznych cienkich płytek nasuwa myśl o zmiennych warunkach sedymentacji i ciągłym mieszaniu się osadów chemicznych

z materiałem klastycznym przynoszonym z ładu, względnie osadzonym uprzednio na dnie płytkiego morza.

Jak wspomiano poprzednio—petrografią oolitycznych utworów okolic Chełma zajął się C. G a g e l (5). Jego notatka dołała do moich rąk dopiero po ukończeniu analizy mikroskopowej sarmatu lubelskiego a nawet po opracowaniu głównych części rękopisu. Stwierdzenie zgodności moich obserwacji z opisami G a g e l a sprawia, że podaję najpierw dość szczegółowo opisy oolitów okolic Chełma z wymienionej pracy, a następnie uzupełniam je własnymi spostrzeżeniami.

Obraz mikroskopowy skały oolitycznej przedstawia się według G a g e l a następująco:

Każdy oolit składa się z przezroczystego, klarownego (wasserklar) rdzenia i mętnej, koncentrycznie uwarstwionej powłoki, w której miejscami warstwy rozdzielone są substancją żelazistą, może tlenkami żelaza; a może inną substancją, tymi związkami zabarwioną. Rdzeń składa się zazwyczaj z ziarna kwarcu o kształcie okrągławym, nieregularnym lub wydłużonym. Ziarna te często falisto wygaszają światło i zawierają smugi pęcherzyków, wypełnionych cieczą lub gazem. Wokoło tych ziarn układają się warstwy skrytokrystalicznej — do prawie izotropowej krzemionki, nadające utworowi kształt kulisty lub elipsoidalny. Uwarstwienie zaznacza się częste w bardzo subtelny sposób. Substancja krzemionkowa obwódki jest zaledwie przeświecająca lub też zupełnie nieprzezroczysta. Niektóre ziarna kwarcu mają szczególnie nieregularne kształty i substancja obwódki wgrzyza się w nie zatokowato, względnie jednorodne ziarno kwarcu przechodzi w skrytokrystaliczny agregat (zjawisko opisane przez nas poprzednio). Uwarstwienie oolitu zaznacza się smugami nieprzezroczystej, ciemnej substancji a czasem również różną grubością ziarn w zespołach skrytokrystalicznej lub wyraźnie krystalicznej krzemionki. Brak uwarstwienia charakteryzuje oolity bardzo mętne o obwódce szerokiej i prawie pozbawionej rdzenia, tzn., że ziarno kwarcu, stanowiące rdzeń jest bardzo niewielkich wymiarów; niektóre spośród tego typu oolitów są zupełnie pozbawione rdzenia. Zamiast kwarcu może w rdzeniu oolitu występować agregat drobnokrystalicznej krzemionki albo też nieprzezroczysta, bliżej nie dająca się określić substancja. Zewnętrzna powłoka oolitu składa się często z wyraźniej, wykrystalizowanej krzemionki o charakterze kwarcu. Są to zespoły ziarn o różnej orientacji optycznej, każde pojedyncze ziarno nie różni się jednak niczym od kwarcu znajdującego się w jądrze oolitu. (Z tej obserwacji G a g e l a zdaje się wynikać, że uważa on przynajmniej część ziarn kwarcu rdzenia oolitów za autogeniczne). W opisach obrazów mikroskopowych oolitów krzemionkowych podkreśla G a g e l, że nigdzie nie zauważył on chalcedonu a tylko kryp-

tokrystaliczny kwarc, stanowiący także spoiwo oolitów, często wraz z tlenkami żelaza lub też substancją tymi związkami zabarwioną. Odnośnie szczątków organicznych stwierdza G a g e l, że są nieliczne, najczęściej zaznaczają się jako puste miejsca widoczne w szlifach, a jeśli są obecnie, to całkowicie inkrustowane drobnokrystaliczną krzemionką



Ryc. 18. Sarmat. Góra Boży Dar k. Piotrkowa Lubel. Oolit krzemionkowo-żelazisty. Światło zwyczajne. Powiększenie około 25 x.

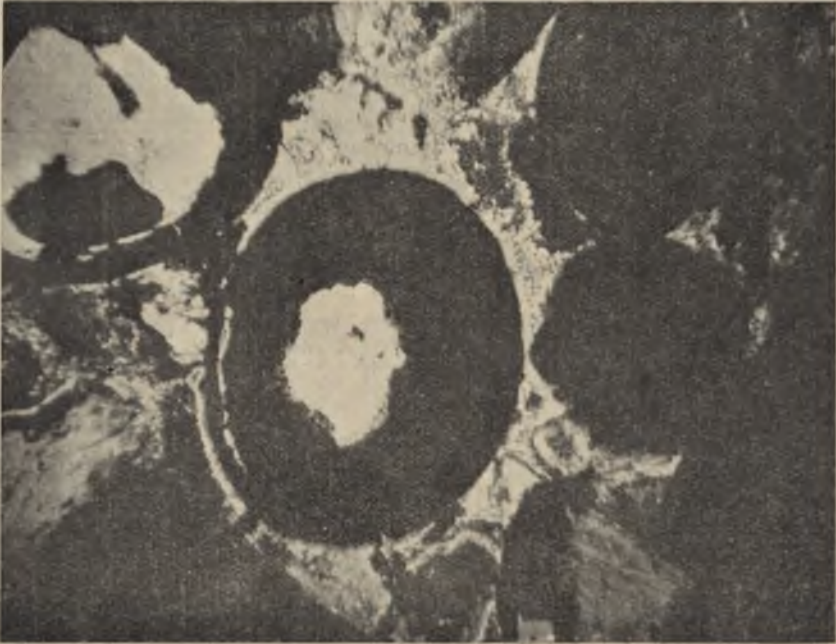
Fig. 18 Sarmatian siliceous ooliths with iron oxide ooliths. Ordinary lights.

i dają obraz mikroskopowy podobny do niewarstwowanych oolitów. Zwykle zachowana w krzemionce jest tylko zewnętrzna warstwa muszli; warstw wewnętrznych albo brak zupełnie, albo wypełnione są one ciemną, nieprzeźroczystą substancją, niewiadomej natury.

Odnośnie genezy opisanych oolitów krzemionkowych wyraża G a g e l przypuszczenie, że są to wtórnie wśród procesów metasomatozy skrzemieniałe oolity wapienne. Jako uzasadnienie tego przypuszczenia uważa on fakt, że skrzemieniałe skorupy muszli mają wygląd podobny do niektórych oolitów i że zarówno w muszlach jak i oolitach znajdują się czarne pyłki nieokreślonej bliżej substancji. Jako fakt godny uwagi podkreśla G a g e l szczególnie nieregularny przebieg sylikacji utworów miocenijskich okolic Chełma, widoczny dziś w nieciągłości warstw

skał scementowanych, które w postaci płyt, płaskurów, kongrecji różnych kształtów oraz bloków nieregularnych o naciekowej powierzchni występują wśród luźnych piasków.

Szczegółowe opisy obrazów mikroskopowych oolitów krzemionkowych uzupełnia G a g e l kilkunastu udanymi mikrofotografiami.



Ryc. 19. Sarmat okolicy Piotrkowa Lubel. Oolit krzemionkowo-żelazisty  
Światło zwyczajne. Powiększenie około 25 x.

Fig. 19. Sarmatian siliceous and iron ooliths. Ordinary lights.

Na podstawie własnych analiz petrograficznych licznych typów skał sarmatu lubelskiego, uzupełniamy opisy G a g e l a następującymi spostrzeżeniami:

Skały o budowie oolitycznej z gęsto ułożonymi oolitami, rozdzielonymi jedynie spoiwem krzemionkowym, należą do stosunkowo rzadkich typów wśród skał badanego terenu. Natomiast skały o budowie oolitycznej, silnie piaszczyste, wykazujące w obrazach mikroskopowych mniej lub więcej gęsto porzrucane oolity wśród ziarn kwarcu, obfitego spoiwa krzemionkowego, żelazistego, oraz szczątków skrzemieniałych muszli — są bardzo pospolite wśród typów skał krzemionkowych ze szczątkami muszli; skały te są najczęściej brunatno-żółto, szaro- lub zielonawo-szaro zabarwione, rzadziej kredowo-białe, zawierające w szczelinach wtórny

pelit kwarcowy. Prócz prawdziwych oolitów występują w owych typach piaszczystych także i oolity fałszywe, zbudowane z otoczonych ziarn kwarcu, w cienkiej osłonie barwy żółtawo lub zielonawo-szarej, okazującej w świetle spolaryzowanym właściwości mikrokrystalicznej lub prawie izotropowej krzemionki. Kształt oolitów bywa od okrągłych do silnie spłaszczonych i wydłużonych, a także wybitnie zdeformowanych (ryc. 18). Jeśli chodzi o substancję mineralną, wypełniającą oolity, to według naszych spostrzeżeń wyróżniamy dwa zasadnicze typy oolitów w analizowanych skałach: Oolity krzemionkowe, odpowiadające w ogólnych zarysach w swej budowie opisom G a g e l a oraz oolity żelaziste, zbudowane albo całkowicie ze związków (wodorotlenków?) żelaza albo też jądro jest zbudowane z kwarcu, względnie skrytokrystalicznej krzemionki a obwódka ze związków żelaza lub substancji intensywnie tymi związkami impregnowanej. Drugiego typu oolity są znacznie rzadsze. Spoiwem wiążącym poszczególne oolity zarówno pierwszego jak i drugiego typu jest chalcedon, wyraźnie włóknisty lub też substancja krzemionkowa, słabo reagująca na światło spolaryzowane. G a g e l stwierdza, że w oolitych krzemionkowych badanych okazów spod Chełma nigdzie nie zauważył chalcedonu, jednak z jego opisów wynika, że poszukując chalcedonu spodziewał się on minerału o budowie włóknisto-sferulitycznej i o wyraźnie zarysowanym krzyżu osiowym; wszelką inną skrytokrystaliczną czy włóknistą substancję uważa on za drobnoziarnisty kwarc. Na podstawie naszych obserwacji stwierdzamy, że chalcedon znacznie przeważa wśród agregatów autogenicznej krzemionki i to zarówno w rdzeniu niektórych oolitów jak w ich koncentrycznych obwódkach o zmiennej grubości ziarna a także w spoiwie. Oolity wybitnie spłaszczone są z reguły wypełnione agregatem drobnokrystalicznej krzemionki, przy czym agregat ten jest często przerośnięty tlenkami żelaza a także syderytem. W rdzeniu oolitów krzemionkowych często występują skrzemieniałe otwornice o szkieletach czasem jeszcze dobrze zachowanych i wypełnionych szarą lub brunatną substancją nieprzeźroczystą, kiedyindziej obraz szkieletu wyraźny w świetle zwyczajnym, zaciera się zupełnie w świetle spolaryzowanym, ukazując tylko agregat drobnokrystalicznej krzemionki. W niektórych płytkach cienkich zauważyć można oolity złożone, których rdzeń składa się z kilku różnych substancji mineralnych (ziarno kwarcu, skrzemieniała otwornica, agregat drobnokrystalicznej krzemionki, skupienie drobnokrystalicznego syderytu), albo też kilka normalnie zbudowanych oolitów znajduje się we wspólnej powłoce z drobnokrystaliczną krzemionką lub też szaro-zielonej substancji, słabo reagującej na światło spolaryzowane. Należy wybitnie podkreślić fakt pojawiania się tego szaro-zielonego barwnika w subtelnie warstwowanych obwódkach oolitów, barwnika, który



również często występuje w agregatach krzemionkowych spoiwa utworów oolitycznych i podobnych skał badanego terenu, a także w agregatach, występujących we wnętrzu niektórych oolitów. W płycie cienkiej z oolitu krzemionkowego, znalezionej wśród innych utworów sarmackich na Górze Boży Dar na S od Lublina, zauważono obecność małego oolitu (0,1 mm średnicy) czy pseudo-oolitu, wypełnionego substancją oliwkowo-zieloną, prawie izotropową, pozbawioną rdzenia. Substancja ta podobna jest do zielonej substancji, wypełniającej szkielet otwornicy w zlepie muszlowym z Aleksandrówki. Jeśli substancja ta miałaby być glaukonitem, to jedynie na złożu wtórnym, gdyż jak wiadomo warunki tworzenia się oolitów nie sprzyjają powstawaniu glaukonitu. Elipsoidalne ziarno zielone, umieszczone pośród typowych oolitów — na otoczek nie wygląda. Obecności resztek szamozytu, czy innego chlorytu w skale, które niegdyś może obfitowała w oolity szamozytowe, wykluczyć nie można.

Odnosnie składu mineralnego oolitów żelazistych analiza mikroskopowa szlifów daje następujące wskazówki: Jądra żelaziste niektórych oolitów tego typu wykazują wszelkie cechy wodorotlenków żelaza: są zupełnie nieprzeźroczyste, czerwobrunatne — ceglaste w świetle odbitym. Dokoła takiego okrągłego lub elipsoidalnego jądra widoczne są subtelne warstwy substancji czerwobrunatnej, przeświecającej i wykazującej w świetle spolaryzowanym cechy drobnokrystalicznej krzemionki, impregnowanej wodorotlenkiem żelaza. Częściej w rdzeniu tak zbudowanych oolitów występuje kwarc (ryc. 19). W spoiwie oolitów żelazistych przeważa również wyraźnie włóknisty chalcedon, najczęściej jednak barwy czerwono-żółtej, wskutek impregnacji związkami żelaza. Syderyt pojawia się w tego typu utworach w postaci soczewek i przerostów w ziarnach kwarców, niektóre przerosty mają tego rodzaju charakter, jakgdyby syderyt tworzył pseudomorfozę po ziarnach kwarcu. Szkielety organizmów w skałach z oolitami żelazistymi są inkrustowane wodorotlenkami żelaza i syderytem.

Wielkość ziarn oolitów we wszystkich omawianych typach waha się od 0,4–1 mm, dochodząc wyjątkowo do 2 mm. Skład mineralny niektórych skał, zaliczanych do typów oolitycznych a zawierających w swym składzie 3–50% ziarn oolitów oraz ich skład chemiczny przedstawia tabela V.

Porównując wyniki analiz chemicznych z wynikami analiz mikroskopowych, w których suma dającej się stwierdzić mikroskopowo krzemionki nie przekracza 75% dochodzimy do wniosku, że w substancji nieprzeźroczystej inne składniki poza krzemionką stanowią nieznaczny procent. Podobnie jak w poprzednio podanych analizach zwraca w szcze-

Tab. V.

% objętościowe	1 Janów	2 Pola Janowskie	3 Gruszów	4 Piotrków
Kwarc . . . . .	55.1	17	60.2	15
Chalcedon . . . . .	13.0	13	14.6	35
Substancja nieprzeźroczysta .	21.6	70	25.2	50
Substancja włóknista żółto- zielona .	9.7	—	—	—
Skalenie . . . . .	0.6	—	—	—

## Wyniki analizy chemicznej

% wagowe	1 Janów	4 Piotrków
SiO <sub>2</sub> . . . . .	95.95	92.56
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.05	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.02	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.52	0.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.26	5.25
CaO . . . . .	0.07	0.11
MgO . . . . .	1.10	0.74
MnO . . . . .	śląd	śląd
Strata na żarzeniu .	0.79	0.75

gólności uwagę niewielki, ale konsekwentnie występujący procent tlenu magnezu. Można oczywiście przypuścić, że jest to pozostałość po rozpuszczeniu niegdyś obecnej w skale substancji wapnistej, słabo dolomitycznej, pozostałość niezwiązana chemicznie a tylko mechanicznie zaadsorbowana. Wobec jednak występowania w wielu typach skał oolitycznych zagadkowej, szaro-zielonawej substancji, przenikającej obwódki oolitów, można przypuścić, że stwierdzony analitycznymi % MgO mieści się w szczątkach niegdyś obecnego w większej ilości chlorytu. Przeliczenie podanych wyżej analiz chemicznych na składniki mineralne nie doprowadziłoby do uzyskania żadnych wniosków o istotnym znaczeniu, gdyż skały zostały niewątpliwie wybitnie zmienione po sedymentacji a nie wiadomo w jakich stosunkach pierwotne składniki zostały usunięte. Przyjmując, że donniemanym chlorytem, wchodzącym w skład oolitów był szamozyt i przyjmując za podstawę obliczenia MgO, dochodzimy do wniosku, że chloryt ten mógł być niegdyś w niektórych typach oolitów obecny w ilości przeważającej; obliczając na podstawie ilości żelaza, obecnej

w oolicie z Piotrkowa, dochodzimy do uzyskania kilkunastu procent pierwotnego chlorytu; biorąc glinę za podstawę do obliczeń — otrzymujemy zaledwie kilka procent chlorytu. W tym ostatnim wypadku składniki wykazane w analizie chemicznej wystarczyłyby na związanie około 3% szamozytu nienaruszonego. Poruszamy się tu jednak w sferze hipotez, tym bardziej, że wyniki obliczenia byłyby inne, gdyby substancją chlorytową miał być grenalit. (Opieramy się na wynikach analiz chlorytów, podanych w pracach I. i n d g i e n a (11), T w e n h o f e l a (12), T a y l o r a (13)). Do grenalitu podobna jest substancja zielona, występująca w niektórych elipsoidalnych skupieniach, natomiast w typie oolitów subtelnie warstwowanych, zachowanych w krzemionce w naszych skałach, winienby występować raczej szamozyt lub turyngit. Utrudnienie w przeliczeniu analiz chemicznych wynika też z niewydzielenia żelaza dwuwartościowego, które co prawda wobec silnego, widocznego mikroskopowo utlenienia skał, występuje tu przypuszczalnie w minimalnej ilości. Dla uzupełnienia opisu utworów oolitycznych wyżyny Lubelskiej wspomnieć należy o bardzo interesujących i charakterystycznych zjawiskach niszczenia struktury oolitycznej zauważonych zwłaszcza wśród oolitów krzemionkowych okolic Chełma. Zarys oolitów tkwiących w brudnoszarej lub żółtawej, agregatowo polaryzującej masie krzemionkowej wyraźnie widoczny jest jedynie w świetle zwyczajnym, dzięki substancji nieprzeźroczystej, wypełniającej wewnątrz oolitu i ułożonej w koncentryczne warstwy, zabarwione na różne odcienie szarego i żółtego. Wewnątrz tkwi najczęściej ziarno kwarcu o brzegach poszarpanych i jakby szczątkowe. Tu i ówdzie na tle szarej masy spoiwa widoczny jest zarys szkieletu otwornicy albo też niewyraźna, jaśniejsza od spoiwa plama, z obwódką lub bez. Przy skrzyżowanych niokolach obraz zamazuje się. Oolity i zarysy muszli prawie znikają i zaledwie można je rozpoznać, dzięki odmiennej grubości ziarn kwarcu czy chalcedonu w oolitach, i w szkieletach organizmów. W innych miejscach niewyraźne plamy o grubszym ziarnie, zaznaczają ślad miejsca, w którym „rozpłynął” się oolit czy też szczątek fauny. Widzimy zatem, że proces sylikacji w niektórych częściach utworów oolitycznych badanego terenu ograniczył się do wyparcia pierwotnej substancji, wypełniającej oolity, w innych doprowadził do zniszczenia budowy oolitycznej.

Oolity impregnowane substancją żelazistą mają na ogół lepiej zachowaną budowę oolityczną niż oolity krzemionkowe

#### Naskorupienia, konkretje i wkładki żelaziste

Analiza mikroskopowa tych utworów wykazuje, że głównymi ich składnikami są: kwarc detrytyczny, wodorotlenki żelaza — w podrzędnej

zaś ilości syderyt oraz chalcedon. Ziarna kwarcu o kształtach nieregularnych i często zagubionych wśród spoiwa konturach, tkwią w masie czarno-brunatnej lub czerwono-brunatnej, nieprzeźroczystej, miejscami czerwono- przeświecającej. Ziarna kwarcu poprzerastane są żółto-żółtą lub czerwono-żółtą, silnie dwójłomną i silnie łamiącą światło substancją, należąca prawdopodobnie do częściowo utlenionego syderytu. W spoiwie nieprzeźroczystym przebiegają wąskie, nieregularne smugi chalcedonu, który jakgdyby zniknął wśród mas wtórnie infiltrowanych tlenków żelaza; w niektórych cienkich płytkach widoczne są ślady zarysów zniszczonych oolitów żelazistych.

#### Naskorupienia, konkracje i wkładki krzemionkowe

Cienkie szlify wykonane z mleczno-białych płytek ukazują pod mikroskopem ostrokrawędziste i raczej dobrze wysortowane ziarna kwarcu w spoiwie opalowym, zupełnie izotropowym (ryc. 20). W świetle zwyczaj-



Ryc. 20. Obraz mikroskopowy płytki krzemionkowej mleczno-białej. Kwarc w spoiwie opalowym. Światło spolaryzowane. Gruszów k. Rejowca. Powiększenie około 40 x.  
Fig. 20. Microscopic aspect of white siliceous intercalation in Sarmatian deposits. Gruszów n. Rejowiec. Quartz in opal cement. Ordinary light.

nym opał rzadko jest zupełnie bezbarwny i przezroczysty, zazwyczaj jest mętny, żółtawy lub nawet brunatno-żółty. Ziarna kwarcu o średniej wielkości 0,18 mm bywają bardzo czyste, klarowne i zupełnie pozbawione wrostków albo też zawierają wrostki minerałów rzadkich, takich jak turmalin, staurolit, często też zawierają przerosty ciemne, nieprzezroczyste, o charakterze dendrytów. W jednym ze szlifów zauważono dobrze zachowaną igłę gąbki o szkielecie kwarcowym i z kanalikiem wypełnionym drobnoziarnistym skupieniem kwarcu autogenicznego. Niektóre ziarna kwarcu wykazują ślady dawnych obwódek regeneracyjnych, które przy sylikacji opalowej zostały częściowo skorodowane.

## V. Zagadnienie warunków sedymentacji

Przy wyjaśnieniu pochodzenia materiału klastycznego, budującego utwory sarmackie Wyżyny Lubelskiej, nie napotykamy na żadne zasadnicze trudności. Morze sarmackie transgredowało na piaszczystych utworach oligocenu, które w górnych swych warstwach były przypuszczalnie w okresie transgresji silnie zwietrzałe, dostarczając wodorotlenków żelaza, powstałych z przeobrażonego glaukonitu — stąd obfitość tych związków w piaskach i scementowanych utworach sarmatu. Większa ilość ziarn zaokrąglonych w sarmacie w stosunku do oligocenu tłumaczy się obróbką eoliczną górnych warstw oligocenu przed transgresją. Średnia wielkość ziarn sarmatu w stosunku do oligocenu jest większa i są one gorzej wysortowane, gdyż do piasków oligoceńskich dołącza się rozdrobniona „fasolka oligoceńska“, nieobecna już w niescementowanym sarmacie; o ile można sądzić z pobieżnych dotąd analiz petrograficznych tejsze „fasolki“ (14), z materiału tego pochodzą okruchy rogowców i kwarcytów w skałach sarmackich, okruchy, których dzieje należy śledzić od najstarszych osadów najbliższych terenów. W niektórych okazach scementowanych skał sarmackich zauważyć można otoczaki, przypominające „fasolkę“. Z innych minerałów klastycznych, poza kwarcem, zwracają uwagę: plagioklaz, piroksen oraz — rzadki co prawda — amfibol. Są to minerały charakterystyczne a mało odporne zarówno na wietrzenie fizyczne jak i chemiczne, jest zatem mało prawdopodobne, aby w stanie względnie świeżym przetrwały kilka cykli sedymentacyjnych. Są to składniki skał typu diabazów i mogły się dostać do basenu morza sarmackiego zarówno ze wschodu jak i zachodu, choćby z terenu gór Świętokrzyskich.

Znacznie bardziej interesujące, ale także bardziej zawiłe jest zagadnienie chemicznych procesów, zachodzących w czasie sedymentacji

a zwłaszcza zagadnienie powstawania oolitów i odczytanie ich pierwotnej natury.

Nie ma przyczyny zasadniczej, dla której nie mielibyśmy się pogodzić z poglądem G a g e l a, że pierwotnym osadem były oolity wapienne, zmienione wśród procesów diagenезy na oolity krzemionkowe. W tym przypadku wszelkie żelaziste odmiany oolitów sarmatu lubelskiego należałoby uważać za produkty procesów diagenetycznych, w czasie których wodorotlenki żelaza były wtórnie infiltrowane. Można jednak przyjąć także i drugą ewentualność, że w oolitach przeważającą substancją pierwotną były związki żelaza (krzemiany<sup>10</sup>), syderyt, wodorotlenki) a węglan wapnia występował jedynie w szkieletach organizmów i spoiwie oolitów. Wśród procesów diagenetycznych, jakie nastąpiły w czasie i po wynurzeniu się osadów z morza sarmackiego, węglan wapnia został wypłukany i zastąpiony krzemionką. Źródłem krzemionki mogły być z jednej strony rozkładające się krzemiany, obecne w osadzie, z drugiej strony krzemionka wytracona ze skoncentrowanych a ubogich w elektrolity wód ustępującego morza sarmackiego, które na tym terenie musiało być szczególnie bogate w krzemionkę, dostarczoną przez wietrzejący w osadach oligoceńskich glaukonit.

Na korzyść przyjęcia drugiej hipotezy przemawiają następujące argumenty: 1) Obrazy mikroskopowe płytek cienkich wykonanych ze skał oolitycznych wykazują, że w rdzeniu licznych oolitów występują wodorotlenki żelaza, nie wyglądające na wtórne infiltracje i że również na takie wtórne infiltracje nie wyglądają warstewki wodorotlenków żelaza, występujące między pierścieniami oolitów; raczej wyglądają one na produkty przeobrażenia minerałów żelazistych. Również charakterystyczne jest żółto-zielone zabarwienie niektórych przekrojów oolitów a także substancji spoiwa, nasuwające myśl o obecności zmienionego krzemianu<sup>11</sup>). Wygląd innych oolitów odpowiada opisom T a y l o r a (13)

---

<sup>10</sup>) Uwagę moją na możliwość występowania krzemianów żelaza w oolitach sarmatu lubelskiego zwrócił po raz pierwszy prof. St. Małkowski na zebraniu P. T. G. w Warszawie w dniu 19.III.1949, na którym wygłosiłam referat pt. „Diagenезa sarmatu wyżyny Lubelskiej“.

<sup>11</sup>) Obserwacje interesujących obrazów mikroskopowych rudy szamozytowej, dostarczonych mi uprzejmie przez prof. dr. St. Jaskólskiego ze zbiorów prof. dr. K. Krajewskiego (Włodowice, kop. Andrzej i Jan) oraz przez dr. A. Halicką (Nucice, Czechy) — nie dorzuciły żadnych zasadniczych spostrzeżeń w związku z moją hipotezą co do pierwotnej natury oolitów sarmackich. Wszelkie procesy, zachodzące w dostarczonych mi okazach, były niewątpliwie związane z warunkami wybitnie beztlenowymi i żadne procesy utleniania nie były zapoczątkowane. Niemniej jednak w charakterze optycznym i formach skupień szamozytu odnajduję pewne analogie ze szczątkami domnianego szamozytu w sarmacie lubelskim.

przeobrażonych skał oolitycznych Northampton, „Produkty przeobrażenia szamozytu przedstawiają szereg substancyj włóknistych lub blaszkowatych barwy od blado-żółtej do brunatnej“. Co prawda, jak wykazały badania promieniami Rentgena, w tych produktach rozkładu oolitów Northampton występują wodorotlenki żelaza (getyt) oraz nierozpoznawalny mikroskopowo kaolin; nadmiar krzemionki w wynikach analiz chemicznych wskazuje na to, że część glinki uległa odprowadzeniu w postaci ałunów, co potwierdzają też obserwacje terenowe. W badanych analizach skał sarmackich ilość glinki jest nieznaczna. Pamiętać jednak należy, że dotąd wykonano tylko dwie analizy tych skał i że przeciętna ilość oolitów w tak zwanych skałach oolitycznych jest prawdopodobnie nieznaczna, partie z gęsto ułożonymi oolitami należą do rzadkości; jeśli ponadto uwzględnimy fakt, że część glinu może być w sieci przestrzennej kaolinu zastąpiona przez żelazo (Taylor l. c.) i że przy przeobrażeniu skał sarmackich mogły istnieć warunki bardziej sprzyjające wyługiwaniu związków glinowych (duża ilość kwasu siarkowego, powstającego przy rozkładzie substancyj organicznych) — to nic nie stoi na przeszkodzie do przyjęcia, że dzisiejszy skład mineralny oolitów sarmackich Lubelszczyzny jest wynikiem rozkładu szamozytu w warunkach silnie utleniających i oddziaływania wód powierzchniowych. W tych warunkach i znaczna część żelazowych produktów rozkładu mogła ulec wyługowaniu, stąd przewaga prawie czysto krzemionkowych utworów oolitycznych.

2) Warunki sedymentacji w morzu sarmackim (15, 16, 27) były tego rodzaju, że sprzyjały właśnie tworzeniu się oolitów krzemianowych. Wskazują na to wyniki badań nad utworami oolitycznymi, podane zarówno w literaturze dawniejszej jak i najnowszej (10, 11, 12, 13, 17—22). W sposób obrazowy przedstawia Lindgren warunki tworzenia się tego typu oolitów: „Wyobrażamy sobie płytką zatokę, w której rozwinęły się rafy koralowe lub naniesiony został detritus starszych, bogatych w skamieniałości skał wapiennych. Do tej zatoki napływał co pewien czas drobny detritus z sąsiedniego, tropikalnego lądu, niewątpliwie bogaty w pył hematytowy. Wody płynące z lądu były niewątpliwie bogate w dwuwęglan żelazny. W mule powstałym tą drogą zachodziły liczne i skomplikowane reakcje. Tworzyły się koloidalne krzemiany żelaza, które szybko utleniały się na hematyt lub też były zastępowane przez syderyt; wszystkie te procesy zachodziły niemal równocześnie. Warunki do pewnego stopnia podobne panują dzisiaj przy południowych wybrzeżach wysp Hawajskich, gdzie szlam hematytowy pokrywa płytkie rafy koralowe“.

Cayeux (10) w końcowych, syntetycznych rozdziałach swego wielkiego dzieła o żelazistych złożach oolitycznych, dochodzi do wniosku, że sedymentacja, w czasie której powstały te utwory, jest sedymentacją

basenów morskich w okresie regresji mórz. W podobny sposób jak Lindgren, warunki sedymentacji utworów oolitycznych żelazistych opisuje Hessland (17), podkreślając konieczność obfitego dopływu krzemionki z ładu do zamkniętej, płytkiej zatoki morskiej przy ubóstwie elektrolitów w wodzie, przyczyniającym się do subtelnie warstwowanej budowy oolitu szamozytowego. Hessland przypuszcza, że zielone osady, tworzące się współcześnie w niektórych zatokach mórz południowych, mogą być właśnie zbudowane z szamozytu.

3) Przypuszczenie, że analizowane skały sarmackie z oolitami były pierwotnie bogate w krzemiany żelaza, daje najprostsze wytłumaczenie tworzenia się konkrecyjnych i niewielkich rozmiarów utworów tych skał. Przed dokonaniem się i ukończeniem procesów diagenetycznych skał omawianych, mogły zalegać na terenie wyżyny Lubelskiej większe i ciągłe ławice skał wapiennych i wapienno-piaszczystych z soczewkami i wkładkami krzemianowych utworów oolitycznych. W płytkim morzu sarmackim a zwłaszcza w okresie jego regresji, gdy tworzyły się odcięte zatoki i poszczególne lepiej lub gorzej połączone ze sobą baseny — warunki sedymentacji musiały być bardzo zmienne i różniące się od miejsca do miejsca na niewielkich przestrzeniach; różny i zmienny był dopływ tlenu uwarunkowany ruchem fal, dopływem świeżej wody z ładu, nagromadzeniem rozkładających się szczątków organicznych; lokalne nagromadzenie się i wytrącanie krzemionki oraz związków żelaza; zmienne stężenie skąpych elektrolitów. Wszystkie te warunki powodowały, że tworzenie się warstw wapnistych, może także częściowo oolitycznych, oraz warstw bogatszych w związki żelaza i krzemionkę, następowało nietylko naprzemianlegle, ale zmienność rozciągała się zwłaszcza w kierunku poziomym i nagromadzenia krzemianów żelazowych tworzyły raczej soczewkowate skupienia i konkrekcje wśród osadów piaszczysto-wapiennych. Później, w okresie lądowym lub też może częściowo jeszcze w okresie regresji morza, przy obfitym dostępie tlenu i wydzielaniu się dwutlenku węgla z rozkładających się szczątków organicznych — następowało wypłukanie węglanu wapnia i pozostawienie tylko konkrecyj bogatych w krzemionkę, uwalniającą się przy rozkładzie krzemianów. Większe ławice piaskowców o spoiwie kwarcowym tworzyły się bliżej wybrzeża, w miejscach otwartych, skąd fale wypłukiwały zarówno detritus czysto wapienny jak i organiczny. Cementacja czysta, pozbawiona innych substancji koloidalnych krzemionką, krystalizującą łatwo w postaci kwarcu, następowała syngenetycznie lub wśród diagenetyki na lądzie. Odnośnie tych obrazów, wysnutych z wyżej przedstawionej koncepcji sedymentacji utworów sarmackich Lubelszczyzny, dodać należy następującą uwagę: nazwa „oolity“, „skały oolityczne“, którymi w powyższych



rozważaniach wciąż posługiwaliśmy się — nie jest ścisła. Charakter występowania oolitów w większości skał odpowiada definicji L. C a y e u x, odnośnie tzw. „Materiaux remaniés“ wśród utworów oolitycznych, czyli elementów osadów chemicznych, znajdujących się wraz z materiałem klastycznym na złożu wtórnym, w pewnej odległości od miejsca ich powstania. Podkreślaliśmy niejednokrotnie, że w szlifach skał rzadko obserwuje się ściśle ułożone oolity, zlepione lepiszczem również autogenicznym; najczęściej spotyka się oolity mniej lub więcej zdeformowane, rozrzucone wśród kwarcowego materiału detrycznego i okruców muszli. Fakt ten jest zrozumiały, jeśli weźmiemy pod uwagę niewątpliwą zmienność warunków sedymentacji w płytkim morzu sarmackim, ciągle przerywanie sedymentacji chemicznej, erozję dna i mieszanie oolitów z elementem klastycznym już osadzonym i wciąż napływającym z bliskiego lądu.

Na zakończenie tego rozdziału chciałabym jeszcze raz mocno podkreślić własne krytyczne ustosunkowanie się do całego wyżej przedstawionego obrazu sedymentacji, który jest prowizoryczny i niepewny pomimo starannej analizy mikroskopowej cienkich płytek (przeszło 100 szt.) i uważnego śledzenia całej dawniejszej i nowszej literatury, dotyczącej skał tego typu. Trzeba się bowiem liczyć z tym, że w tak źle zachowanych i tak ubogich pod względem miąższości odkrywkach sarmatu lubelskiego, pewne zjawiska mogły zostać przeoczone. Poza tym nie mam w tej chwili odpowiedniego materiału od nawiązań petrograficznych sarmatu północnej części Wyżyny Lubelskiej z innymi typami sarmatu polskiego, a według danych paleontologicznych niewątpliwie starszego. Szczegółowe prześledzenie stopniowej zmiany facjalnej byłoby niezmiernie ważne i sądzę, że będzie w najbliższej przyszłości dokonane.

### Zagadnienie diagenезy

Jednym z ważniejszych zagadnień, nasuwających się przy analizie petrograficznej skał lubelskiego sarmatu, jest zagadnienie wieku i kolejności zmian diagenetycznych, zauważonych w tych skałach oraz rozgraniczenie procesów diagenезy „syngenetycznej“ (C a y e u x 10) od zmian, zachodzących w czasie wynurzenia się osadu i na lądzie. Na podstawie uwag, spotykanych w literaturze dawniejszej (6, 7), jako niemal niepodlegający dyskusji ustalił się pogląd, że zjawiska sylikfikacji, obserwowane na tych skałach odnieść należy do okresu plioceńskiego, względnie preglacialnego. Autor niniejszej pracy skłonny jest przypuszczać, że część tych procesów, może nawet znaczna część, zachodziła istotnie w tym okresie — że jednak zapoczątkowanie zjawisk sylikfikacji a nawet ich

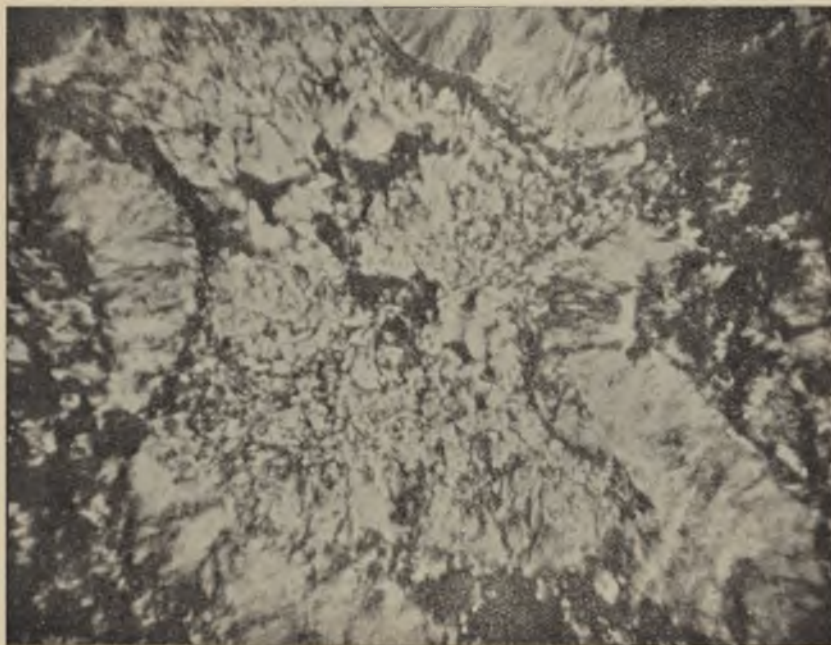
uwarunkowanie związane jest z końcową fazą sedymentacji oraz okresem wynurzenia się osadu z ustępującego i wysychającego morza.

Interesującą jest w związku z tym zagadnieniem praca G. Berga (20), w której rozważa on warunki powstawania oolitów, zbudowanych z tlenków i wodorotlenków żelaza. Stwierdza on, że nic nie stoi na przeszkodzie przyjęcia pierwotnego tworzenia się oolitów o takim składzie; uważa jednak również za możliwe, że w górnych warstwach osadu na dnie płytkiego morza oolity krzemianowe, dostające się przy ruchu fal w strefę oksydacji przeobrażały się w agregat tlenków żelaza i krzemionki. (Należy pamiętać o fackie, który podkreśla Hummel (18), że powierzchniowe warstwy wód morskich nawet i w morzach ciepłych zawierają dostateczną ilość tlenu i osiągają minimum zawartości tlenu dopiero w pewnych głębokościach). Berg nie bierze tu pod uwagę losu tworzących się ewentualnie związków glinowych, w wypadku, gdy pierwotnym krzemianem był chloryt, typu szamozytu; nie bierze on też pod uwagę trudności mikroskopowego stwierdzenia obecności kaolinu w oolitach krzemionkowo-żelazistych. Niewątpliwie jednak w procesach typu omawianego przez Berga możliwe były i takie warunki, w których kaolin ulegał rozkładowi. W związku z zagadnieniem wtórnych, syngenetycznych przemian oolitów krzemianowych, może należałoby również zwrócić uwagę na opisy mikroskopowe oolitów krzemionkowych prekambryjskich Lake Superior (12), zbudowanych z koncentrycznych warstw chalcedonu i tlenków żelaza. Skały te zawierają również grenalit i być może wyżej wspomniane utwory są związane z jego syngenetycznym rozkładem. Według T w e n h o f e l a i innych (23) często wysuwany jest pogląd, że ważnym źródłem krzemionki, tworzącej się w wodzie morskiej jest właśnie rozkład grenalitu. O ile słusznym jest pogląd W a l t h e r a, że w okresie prekambryjskim nie było mórz głębokich, to przypuścić można, że warunki tworzenia się osadów w tych morzach nie były tak zupełnie odmienne od warunków, panujących w morzu sarmackim.

W literaturze dotyczącej powstawania oolitów również i możliwość pierwotnego powstawania oolitów krzemionkowych jest brana pod uwagę. O ile mi wiadomo jednak ta możliwość nie została jeszcze w sposób wystarczający uzasadniona. W każdym razie nie nasuwa się jako ewentualność w naszych skałach sarmackich; liczne i skomplikowane zjawiska zastąpienia musiały tu zachodzić, chociażby zastąpienia węgla wapnia przez krzemionkę w szkieletach organizmów i spoiwie. Przemiany te mogły zachodzić częściowo syngenetycznie, częściowo później.

jako jeden z argumentów na przyjęcie syngenetycznych przemian oolitów jest zasada bardzo silnie podkreślana u L. C a y e u x (10), że oolity przeniesione w inne środowisko niż to, w którym powstały, nie są

skłonne do przeobrażeń w ich substancji mineralnej. Jeśliby nawet mogły zachodzić pewne odstępstwa od tej zasady, to w każdym razie zupełne i dokładne przeobrażenie elementów oolitycznych w skałach sarmackich aż do całkowitego wyparcia węglań wapnia w szkieletach otwornic, zamkniętych w rdzeniu oolitów, jest znacznie łatwiejszym do wyjaśnienia w morskim basenie sedymentacyjnym o chwiejnej równowadze chemicznej — niż w skałach zcementowanych, wietrzejących na lądzie.



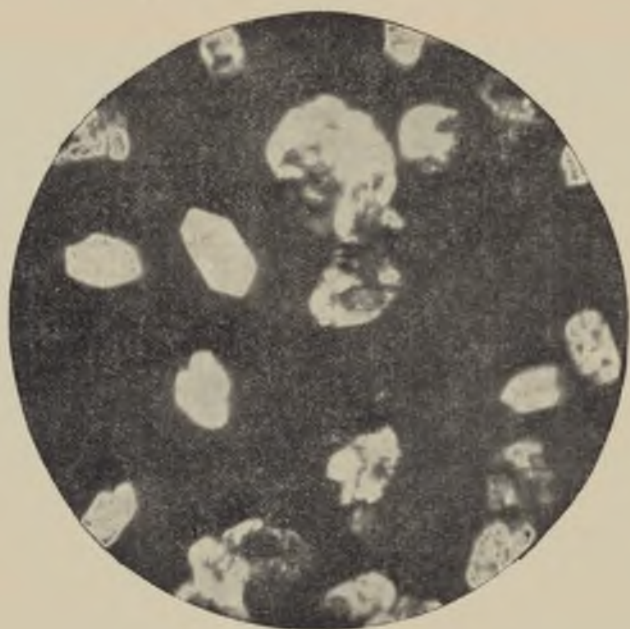
Ryc. 21. Chalcedon ze szczeliny kredowej w Krupem k. Rejowca. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 96 x.

Fig. 21. Chalcedony from a fissure in cretaceous marl. Krupne n. Rejowiec Crossed nicols.

Wreszcie potwierdzeniem naszego poglądu o zapoczątkowaniu sylikfikacji w stadium wcześniejszym, niż diagenезa na lądzie, wydaje nam się stwierdzenie analizą mikroskopową skał przebiegu sylikfikacji w kilku stadiach, ujawniających się tworzeniem obwódek regeneracyjnych kwarcu i różnych stopniach zniszczenia budowy oolitycznej wskutek sylikfikacji.

Przedstawionej tu koncepcji odnośnie wieku diagenезy skał przeczyć się zdają obserwacje T a y l o r a (13), który stwierdza, że w zwietrzałych, czerwono-brunatnych partiach skał oolitycznych Northampton szamozyt jest całkowicie zamieniony na agregat getytu i kaolinu, przy czym uwalnia się nieco krzeniaonki. Tę przemianę mineralną skały wiąże T a y l o r

ze zjawiskami wietrzenia, zachodzącymi w okresie preglacjalnym i współcześnie a częściowo także i dawniej. Nie wynika jednak, naszym zdaniem, jako wniosek z opisów tych skał, że jedyną przyczyną zmian tu zachodzących były zjawiska wietrzenia. Być może, że większość zmian była zapoczątkowana w okresie wynurzenia się pewnych warstw z morza, przy intensywniejszym dopływie tlenu. Późniejsze przemieszczanie



Ryc. 22. Kwarc autogeniczny ze szczeliny zlepów sarmackich ok. Chełma. Światło spolaryzowane. Nikole skrzyżowane. Powiększenie 25 x.

Fig 22. Autogenic quartz from fissure in Sarmatian deposits. Chełm. Crossed nicols.

związków żelazowych mogło nadać tym skałom charakterystyczny wygląd skał zwietrzałych. Taylor wyraźnie podkreśla, że taki zwietrzały charakter mają nie tylko skały na powierzchni, ale także i w większych głębokościach. Utwory żelaziste Northampton mają znacznie większą miąższość niż nasze drobne wkładki w piaskach sarmackich. Dlatego nawet w płytkiej zatoce morza jurajskiego, w której tworzyły się złoża Northampton, tylko w górnych warstwach osadu mogły zachodzić procesy utleniania i rozkład krzemianów żelazawych.

Po wynurzeniu się osadów z morza sarmackiego, a także w okresie przeobrażania się na lądzie konkrecyj oolitycznych i innych typów skał obserwowanych dziś na badanym terenie – ilość węgla wapnia w tych skałach mogła być jeszcze znaczna. Świadczą o tym niezliczone ślady

po wypadłych muszlach, głębokie jamy w skałach, okazy dziurkowane i czasem gąbczaste.

W okresie lądowej diagenезy skał zachodziły procesy wyługowania węglanu przez wody powierzchniowe, rozpuszczanie i powtórne wytrącanie związków żelaza a także dalsze stadia sylikacji, połączone z silniejszą cementacją skał, tworzeniem naskorupień, soczewek i licz-



Ryc. 23. Sarmat. Horodyszcze. Zlep muszlowy z wtórnymi infiltracjami tlenków żelaza.  
Fig. 23. Sarmatian shell conglomerate with secondary iron oxide infiltration.  
Horodyszcze n. Chełm.

nych inkrustacyj krzemionkowych, ujawniających się w mikroskopie jako chalcedon, opal lub kwarc w zależności przede wszystkim od obecności szczątków organicznych, oddziałujących w szczególny i dziś jeszcze raczej zagadkowy sposób na strukturę wewnętrzną i formy skupień tego minerału. Obserwacje na terenie sarmatu lubelskiego wykazują, że w czasie lądowej diagenезy tego utworu krzemionka krążyła intensywnie i nadmiar jej tworzył szczególnie nieregularne konkrecje zbudowane z chalcedonu (Ryc. 21), widoczne nieraz w szczelinach kredy, będącej podłożem sarmatu; konkrecje te w otoczkach znane są w utworach preglacialnych Wyżyny Lubelskiej (14). Natomiast w spękaniach skał sarmackich a zwłaszcza okolic Chełma znajduje się często biały, mączysty, lecz nieco ostry przy rozcieraniu pył, który przy badaniu mikroskopowym okazuje

się miazgą chalcedonową, względnie pięknie wykształconym autogenicznym kwarcem (Ryc. 22). Ługowanie i wtórne infiltracje związków żelazowych widoczne jest zarówno makroskopowo na okazach (Ryc. 23) jak i mikroskopowo w szlifach. Silnie żelaziste wkładki i konkretje mogły powstać tą drogą, choć przy okazach, zawierających regularne, równoległe wkładki żelaziste nasuwa się raczej przypuszczenie o ich syngenetycznym powstaniu. Nie jest w zupełności jasna rola syderytu w opisanych skałach. Soczewkowate i czasem jakby żyłowe występowanie tego minerału wskazuje na nieco późniejsze stadium jego tworzenia się w stosunku do właściwej sedymentacji. W każdym razie, znając warunki jego powstawania, należy raczej przypuścić jego syngenetyczną krystalizację, przy lokalnym pogarszaniu się warunków oksydacyjnych danej części osadu.

Zagadnieniem do dyskusji, którego tu jednak bliżej rozpatrywać nie będziemy, jest sprawa warunków klimatycznych w jakich zachodziła diagenеза sarmatu. Zjawiska przypominające opisane przez *Walthera* skorupy ochronne, poławy pustynne i szlif pustynny, są znane wszystkim, odwiedzającym wspomniane w tej pracy tereny. Zjawiska te wskazują na klimat suchy i wietrzny, nic nam nie mówią o temperaturze. Istnieją poglądy (25), że te same zjawiska co na pustyniach tropikalnych powstają w temperaturze niskiej i obserwowane są jakoby w sąsiedztwie lodowców. Istotne znaczenie ma tu kwestia zawartości pary wodnej w atmosferze a nie temperatura.

Nasuwa się pytanie czy pewne stadia sylikacji piaskowców albskich Rachowa nie zachodziły w tym samym czasie co lodowa sylikacja sarmatu. Niektóre okazy tego piaskowca są tak podobne do sarmackich piaskowców Lubelszczyzny, że były przez dawniejszych badaczy (3) za sarmackie uważane. Z fotografii okazów (26) wynika również to podobieństwo. Jednak podobne warunki jak w pliocenie i preglacjale mogły zaistnieć także i w starszym trzeciorzędzie.

Pozostawałaby do omówienia tak gorąca dyskutowana przez *Puschę* i *Jurkiewicza* sprawa podobieństwa piaskowców sarmackich do piaskowców trzeciorzędowych basenu paryskiego. *Jurkiewicz* na podstawie obserwacji niektórych okazów tych skał twierdzi, że francuskie „meulières poreuses“, zbudowane z bezpostaciowego krzemienia komórkowego, nie wykazują żadnego podobieństwa do skał sarmatu lubelskiego. Niewiadomo dokładnie jakie skały odpowiadają definicji *Jurkiewicza* „bezpostaciowy krzemień komórkowy“; stwierdzamy jednak z jednej strony, że w opisach *L. Cayeux* (10) nasuwa się właśnie to podnoszone przez *Puschę* podobieństwo — a z drugiej

strony niektóre typy skał naszego terenu, porowate oraz impregnowane, krzemionką słabo reagujące na światło spolaryzowane — odpowiadałyby właśnie określeniu dla „meulières poreuses“, podanemu przez Jurkiewicza. Odnośnie genezy skał basenu paryskiego, typu „meulières poreuses“, przypuszcza L. Cayeux, że są to osady jeziorne, wytracone w formach konkrecyjnych wśród wapieni i że genetycznie wykazują one pewne pokrewieństwo z krzemieniami w morskich utworach wapiennych.

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

## ( L I S T O F R E F F E R E N C E S )

1. C. Gagel — Über einen miozänen Kieseloolith. Jahrb. der preussischen Geol. Landesanstalt. Berlin 1919.
2. G. Pusch — Geognostische Beschreibung v. Polen. 1836.
3. K. Jurkiewicz — Mielowaja formacja w Lublinskiej gubernii. Geognostическая Изследованија. Warszawa, 1873.
4. J. Trejdosięwicz — O utworach trzeciorzędowych gubernij lubelskiej. Pam. Fizj. T. III. 1883.
5. C. Gagel u. J. Korn — Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. Zeitsch. d. deutschen Geol. Gesellschaft. 1918.
6. K. Kowalewski — „O utworach trzeciorzędowych północnej części wyżyny Lubelskiej“ (Sur le tertiaire dans la partie Nord du plateau de Lublin). Pos. P. I. G. Comptes Rend. d. Sean. Serv. Geol. Pol.) Warszawa 8. 1924.
7. J. Lewiński — Die Grenzsichten zwischen Tertiär u. Quartär in Mittelpolen. Zs. f. Geschiebeforschung 1929. Preglacjał i tzw. preglacjałna dolina Wisły pod Warszawą. — Przegląd Geograficzny. T. IX. 1929.
8. J. Walther — Das Gesetz der Wüstenbildung. 1912.
9. J. Sioma — Skorupa ochronna, lakier, opalenizna pustynna oraz pustynie kopalne. (Schutzrinde. Wüstenlack, Sonnenbrand der Wüsten u fossile Wüsten. Ein lithologisches Studium). Sprawozdanie Komisji Fizj. P. A. U., t. 71, 1938.
10. Cayeux — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. 1929. Les mineraux de fer oolithique de France. 1922.
11. W. Lindgren — Mineral Deposits. 1933.
12. W. H. Twenhöfel — Treatise of sedimentation. 1932. Principles of sedimentation. 1939.
13. J. H. Taylor — Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. Memoirs of the Geological Survey of Great Britains. London, 1949.
14. A. Jahn i M. Turnau-Morawska — Preglacjał i najstarsze utwory czwartorzędowe wyżyny Lubelskiej. (W druku w wydawnictwach P. I. G. Warszawa).

15. W. Friedberg — Przyczynek do znajomości miocenu Polski. Rocznik P. T. G. 1933. Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu. Tamże. 1930, 1931. Studia nad formacją mioceńską Polski. Kosmos. 1912, 1928, 1930.
16. J. Lewiński — Historia Ziemi. Wielka Przyroda Ilustrowana
17. I. Hessland — Lithogenesis and changes of level in the Sijan District during a period of the lower Ordovician. Upsala 1949.
18. K. Hummel -- Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse Geol. Rundschau. 1922.
19. J. Arend — Kolloidität u. Erdkrustengestaltung Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges. 1934.
20. G. Berg — Struktur und Entstehung der lothringischen Minetterze. Zs. d. deutsch. Geol. Ges. 1920.
21. St. Jaskólski — Złoże oolitycznych rud żelaznych obszaru częstochowskiego. Rocznik P. T. G. (Ann. Soc. Geol. Pol., 1927).
22. Cz. Kuźniar — Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. (Les minerais de fer oolithique à Parczów près d'Opoczno). Sprawozd. P. I. G. 1928. (Bull. Serv. Geol. Pol.).
23. C. R. Van Hise a. C. K. Leith — The Geology of the Lake Superior Region. Mon. United States Geol. Surv. 1911.
24. J. Walther — The origin and peopling of the deep sea Am. Journ. Sc. 1911.
25. G. Linck — Über Schutzzrinden. Chemie der Erde. 1930.
26. M. Turnau - Morawska -- Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą. (An albian sandstone of the environment of Rachów on the Vistula-river). Annales U. M. C. S. 1948.
27. J. Samsonowicz — Objaśnienie arkusza Opatów, ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 100.000. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa 1934.

---

## SUMMARY

### Remarks concerning sedimentation of Sarmatian deposits on the Lublin-upland

Sarmatian formations of the Lublin-upland are in their lithological aspect the most interesting rocks of this area. Previously mostly calcareous they are completely silicificated and their abundant fossils are preserved in excellent impressions and casts. The rocks present characteristic weathering effects and often appear in queer concretionary forms. The microscopic aspect of some of these rocks is most interesting and gives valuable hints, elucidating the sedimentation conditions during regression of the Sarmatian sea and the subsequent changes of the deposit related to the preglacial and present land surface.



The only petrographical study of the over-mentioned rocks is presented in the paper of C. Gagel (1) who performed a microscopic analysis of the most interesting formations of this area namely the siliceous oolites. Macroscopic descriptions of the rock types are given besides in the geological studies of G. Pusch (2), K. Jurkiewicz (3), J. Trejdosiwicz (4), Gagel a. Korn (5), K. Kowalewski (6) and J. Lewiński (7). We find out in most of these descriptions that the prevailing rock type is a white or yellow sandstone-quartzite, seldom appearing in continuous layers of about 2 m thickness; more frequently it forms isolated blocks in loose yellow sand. Blocks rich in fossil impressions and oolites are of smaller size and concretionary appearance and are mostly of darker yellow, brown, red-brown and grey colour. No specimen shows traces of calcite. The outcrops of Sarmatian rocks appear mostly on elevations and overlie cretaceous marls or Oligocene glauconite-sands. According to K. Kowalewski and J. Czarnocki the Sarmatian rocks of the Lublin-upland belong to the Middle-Sarmatian which is the youngest known on the territory of Poland.

The field investigations of the author, executed in 1948—1949 led to following discernment of rock types: 1) Sandstones cemented with quartz, of yellow-white colour, poor in fossil impressions, moderately compact; a darker brown-yellow film is always present on the surface and attains 1 cm thickness; the surface is often curved and varnished. Channels of some centimeters width and depth appear here and there but smaller hollows are absent.

2) The so-called shell-conglomerates of yellow, brown and reddish colour, often porous or with numerous hollows, formed through leaching of calcareous fossils, rich in fossil impressions and casts but mainly on the surface of the specimen which seems to be the surface of the layer. The rocks are mainly composed of quartz in a matrix of chalcedony and iron oxide. They appear in various concretionary forms of some centimeters in thickness only, disseminated among the loose yellow sands.

3) Oolitic types with silica and iron oolites, rich in fossils and more or less similar in appearance to rocks of type 2 but they show more or less densely disseminated oolites and many fossil impressions and casts, not only on the surface of the specimen but also on the transversal section. The oolitic types are yellow and brown but often grey or greenish-grey. The oolites attain 1,5 mm in diameter and are generally composed of a glassy core and dull yellow or greenish-white border, the core is sometimes dull also and not to be discerned macroscopically from the border; the groundmass is composed of quartz, chalcedony, iron oxides and sometimes of small amounts of siderite. Accumulations of oolites are some-

times enclosed in silicified shell impressions. The oolites are mostly siliceous but yellow - brown and redish - brown oolites with ore without a glassy core occur too.

4) Concretions, lenses and plates rich in iron ores. They are of small sizes (few centimeters in diameter) and of various shapes, often queer in appearance (fig. 9). Some may be interpreted as remains of crusts formed on surface of sand layers in desert conditions but some other origin may be accepted too.

5) Siliceous concretions and crusts. They are of a milky white colour and show sometimes interesting shapes (Fig. 11). Their origin in desert condition may not be excluded (Walther 8).

The investigations of all these rock-types concerned two principal problems: conditions of deposition of the sediments and conditions of subsequent changes defined as diagenesis. Among the diagenetic processes one must discern however several stages, beginning from a syngenetic diagenesis (L. Cayeux 10) throughout changes during emersion of the sediments to various weathering processes in continental conditions.

All the conclusions presented in this paper are based chiefly upon microscopical observations and quantitative analyses. The few chemical analyses give however some interesting supplements.

The petrographical analyses concerned as well the unconsolidated sands as all the types of consolidated rocks, the macroscopic aspect of which was given above.

The quantitative mineral composition and other characteristic data for a typical Sarmatian sand (Gruszów n. Rejowiec) are following:

Mineral composition (vol %)				Average grain s. in mm	% of angular grains	$\sigma$
Quartz	Fragments of quartzites and cherts	Glauconite and iron oxides	Felspars			
72	17	11	traces	0.31	53	1.44

$\sigma$  determines the logarithmic standard deviation. We state that the grains of sand are rather well sorted and rounded. The rare felspars appear as microcline or weathered undeterminable plagioclase. Fresh glauconite occurs only in fine dust, the larger grains are partially altered to iron oxides. The quantitative relations of the separated heavy minerals are following:

Kyanite	Staurolite	Pyroxene	Rutile	Zircon	Amphib	Biot.	Garnet
28	21	15	12	9	1	2	2

(The numbers determine volumen percents. The lacking 10% belong to undeterminable heavy minerals).

In this assemblage of heavy minerals only the appearance of a larger amount of pyroxene (enstatite and augite) is remarkable, because of the instability of this mineral. During transgression of the Sarmatian sea some basic rocks must have been eroded.

The microscopic aspect of a typical Sarmatian sandstone is presented on fig. 12. Quartz is the main component in the cement of these rocks and forms broad outgrowths of the clastic grains. Chalcedony is present only in the fossiliferous types, transitory to shell conglomerates. Iron oxides and organic matter occur here in small amounts. The mineral composition (vol. %) and other characteristic data for a typical Sarmatian sandstone, (environs of Chełm) are given below. The analyses of the light sandstone and of the darker surface crust are presented apartly:

Lithological character	Mineral composition				Average size in mm	Character of quartz grains	
	Quartz	Cherts and quartzites	Iron ox. a. organ. matter	Felsp		% of angular grains	$\sigma$
Sandstone . . .	88	7	3	2	0.22	54	1.92
Crust . . . .	88	7	4	1	0.18	46	1.22

As we see the differences in mineral composition of the sandstone and crust are quite insignificant. The difference in colour results from the degree of hydration and manner of concentration of the iron oxide. This mineral is brown and powdery in the sandstone, reddish and assembled in grains in the crust. A more remarkable difference concerns the grain size, shape and standard deviation. The grains of the core are smaller, better sorted and rounded than those of the light sandstone. This is easy to understand if we assume, that the crust was formed on the surface of the layer.

The results of chemical analysis are presented on page 155. This analysis with 97% SiO<sub>2</sub> does not show any interesting compound except 0,65% MgO by absence of carbonates.

A transition from these light, sandstone-quartzite, poor in fossil impressions, to the so-called shell-conglomerate present the reddish-coloured sandstones with some traces of fossils and a greater amount of iron oxides and organic matter. Chalcedony is here the main component of the cement. Fig. 13 shows its microscopic aspect. The mineral compositions of a sandstone of this type (Horodyszczce n. Chełm) is following:

Quartz 72,7 (vol. 1%) Chalcedony 21,2, Iron oxides 5,2, Cherts a. quartzites 0,9.

The term „shell conglomerate“ is not quite properly chosen for the next investigated rock type, because the clastic quartz grains prevail remarkably in comparison with silicified shell fragments. The term: sandstone with chalcedony-iron oxide cement and fossil debris would be more proper. The first term was introduced by P u s c h in 1830 and we keep it too. The mineral composition of a most characteristic rock of this type (env. of Chełm) is following:

Quartz (vol. %) 58,8, Chalcedony 26,8, iron oxide a. organic matter 14,4  
Average grain size in mm 0,42  $\sigma = 3,5$ .

The quartz grains are in general larger than in the light sandstones and poorly sorted.

The results of chemical analysis are presented on page 158. Except a somewhat larger percent of  $Fe_2O_3$  this analysis does not differ remarkably from that of the light sandstone.

Some specimens of this rock type contain small amounts of siderite, appearing in veinlets and lenses, always surrounded with chalcedony aggregates. (Fig. 14). Siderite impregnates besides fossil skeletons (foraminifera) and intersects with veinlets some quartz grains. Some iron and siliceous oolites are disseminated in these rocks; their aspect will be described in relation with the next type of rocks. The quartzite fragments have an expressive character of metamorphic rocks. This fact is in conformity with the occurrence of such minerals as: kyanite staurolite, tourmaline- in all types of rocks, as well in form of inclusions in quartz as in large grains, attaining the size of quartz. Glauconite is generally absent in the cemented rocks. A mineral resembling glauconite was observed in a shell conglomerate of the farthest to SW reaching outcrop of the silicified Sarmatian; it fills a skeleton of foraminifera (fig. 15) and appears also in rounded grains. This outcrop however is not surely of middle Sarmatian age (perhaps lower Sarmatian) and the mineral is not surely a glauconite (chlorite?).

The clastic quartz grains, important components of the shell conglomerates, show sometimes secondary quartz outgrowths but these outgrowths seem often partly corroded in contact with the cement, composed of fine-fibrous chalcedony, passing here and there in nearly isotropic opal (fig. 16). This fact suggests two phases of silicification if we do not assume that the clastic grains possessed their secondary outgrowths before cementation.

As we have mentioned before a microscopic analysis of the oolitic Sarmatian rocks was performed by C. G a g e l. We summarize first

his descriptions and supplement them further with own observations. Every oolite is composed of a clear (wasserklar) core and dull shell with concentric structure well developed as result of arrangement of iron oxides among a cryptocrystalline to isotropic siliceous matter. The core is usually composed of a roundish quartz grains sometimes elongated or irregular. This quartz grain shows often strain shadows and streaks of liquid and gaseous inclusions. Some quartz grains seem to be corroded and pass continually in the cryptocrystalline aggregate of the shell. The concentric structure of the shell is often marked by the different grain coarseness of the aggregate, passing here and there in a finecrystalline quartz. Some dull oolites with broad shells and nearly disappearing core do not show any concentric structure. Instead of quartz a finecrystalline quartz aggregate occur also or an opaque substance which cannot be strictly determined. G a g e l emphasizes the absence of chalcedony. He determines the cryptocrystalline silica as quartz or opal. As to the origin of the described siliceous oolites. G a g e l supposes that they are calcareous oolites silicified by metasomatic processes.

Basing upon own microscopic analyses we may add following observations: Specimens with densely packed oolites and scanty matrix are rather seldom among the rocks determined as an oolitic type. Rock composed mainly of detrital quartz and chalcedony, with sparsely scattered oolites are however very common among rocks with fossil debris, especially among those with smaller shells (0,5—1 mm i. d.) and showing a subtle stratification, marked by layers of silicified shells. Besides true oolites also false oolites are found, composed of a rounded quartz grain with a yellow or greenish isotropic shell. The true oolites are round or ellipsoidal, but remarkably flattened, distorted or sinuous forms are frequent too. (fig. 18). As to the mineral substance, included in the oolites, we observed two principal types: Siliceous oolites, corresponding in main outlines to those described by G a g e l, and iron oolites, built up by iron containing (iron hydroxides?) minerals and an iron oxide shell; the latter may be also a siliceous shell intensively coloured with iron compounds. Oolites of the second type are surely less common. The matrix is in both types of oolitic assemblages mainly composed of chalcedony which is distinctly fibrous or of a cryptocrystalline character. G a g e l stated no chalcedony in the investigated oolitic rocks, but his descriptions show a common appearance of this mineral. Looking after chalcedony he expected to find a spherulitic mineral with distinct axial cross. Every other cryptocrystalline siliceous matter was defined by him as quartz or opal. We state that chalcedony prevails among the aggregates of authigenic silica, found often in the core of oolites, in the concentric shells

and also in the cement. The flattened ooliths are always filled with autohigenic silica, mostly chalcedony, mixed up with finely disseminated iron oxides, or siderite. Silicified foraminifera with well conserved skeletons occur often in the core of siliceous ooliths. Some of these skeletons, distinctly seen in ordinary light, disappear between crossed nicols, showing only an aggregate of cryptocrystalline silica. Some thin sections show composed ooliths, in the core of which a quartz grain, a silicified foraminifera, an aggregate of cryptocrystalline silica appear together. In other parts several normally formed ooliths are enclosed in a common shell, built up by cryptocrystalline silica or a greenish-grey matter, with slight reaction to polarised light. We must emphasize this greenish grey colour of some cryptocrystalline or isotropic shells. This colour occurs also in some dull aggregates filling the core of ooliths and not seldom in some mineral assemblages in the cement. Remains of chamosite in these rocks, changed subsequently in oxidizing conditions, may not be excluded.

The iron ooliths, not described in the paper of Gageł, include often in their core an opaque matter, showing all the microscopic properties of an iron hydroxide. This rounded or ellipsoidal core is surrounded by subtle concentric layers of red, translucent matter which shows between crossed nicols all optic properties of a fine-crystalline silica, impregnated with iron hydroxide. In the core of some of these ooliths a quartz grain is embedded. (fig. 19). The matrix of the iron ooliths is composed mainly of fibrous chalcedony, mostly of a yellow-reddish tint resulting from impregnation with iron hydroxides. Siderite appears in lenses and forms replacements in quartz grains and skeletons of fossil debris.

The diameter of the ooliths in all the oolitic rocks vary from 0.4 mm to 1 mm and attains exceptionally 2 mm.

The mineral composition of a typical oolitic rock type with dominant siliceous ooliths (Janów n. Chełm) is following:

Quartz	Chalcedony	Opaque matter	Greenish-yellow aggregates	Felspars
55.1	13.0	21.6	9.7	0.6

The mineral composition of a different type with predominant iron ooliths is following: (Piotrków n. Lublin).

Quartz	Chalcedony	Opaque matter
15	35	50

Results of chemical analyses of both types are presented on page 168. Comparing the results of chemical analyses with those of microscopic investigations we conclude, that in the mineral aggregates, defined as opaque matter, silica must be the prevailing component. The chemical analysis of oolitic rocks shows as in the other types a slight but consequently appearing percent of MgO. It may be interpreted as a mechanically absorbed remainder after leaching of calcareous, slightly dolomitic matter. We may however suppose that the greenish yellow mineral aggregates, appearing in some shells of ooliths and also in the matrix of oolitic and other types, may be a remainder of sedimentary chlorites, mostly disintegrated but previously deposited in larger amounts.

Very interesting in the oolitic rocks of the Lublin-upland is the phenomenon of destroying of the oolitic structure as result of subsequent silicification. This phenomenon is observed microscopically in some rock types with siliceous ooliths. The outlines of ooliths, embedded in a grey or yellow siliceous matrix, showing only a slight reaction to polarised light may be clearly observed only in ordinary light; the concentric structure appears thanks to lighter and darker grey-greenish and yellow colours; outlines of clear quartz grains and skeletons of foraminifera may be distinguished too. Between crossed nicols the picture seems obliterated. Ooliths and fossil outlines partly disappear and they may be distinguished only here and there thanks to different dimensions of grains in the quartz and chalcedony assemblages. In some parts of the thin section a lighter blotch of quartz or chalcedony aggregate marks only the place where the oolith „melted“ in the fine-grained and dull siliceous matter.

Observing these processes we may conclude that the replacement of minerals with silica was performed in several stages. Silica replaced some mineral substance in the ooliths and the oolitic structure was generally preserved. Later silicification processes destroyed this structure here and there.

Ooliths with iron oxide cores and shells rich in iron impregnations show generally a better preserved oolitic structure.

The microscopic analyses of small, rich in iron compounds or purely siliceous rock specimens, with aspect of crusts, lenses, concretions of specific art — gave following results:

The crusts and concretions of dark brown or reddish colour are composed of detrital quartz and iron hydroxide. As subordinate components appear siderite and chalcedony. Quartz grains are embedded in an abundant opaque matrix of iron hydroxide; thin, irregular streaks of chalcedony intersect the iron oxide matrix: the oxide assemblages have

sometimes oolitic forms. Streaks of partly oxidized siderite intersect some quartz grains.

The milky white siliceous plates, concretions and crusts show under microscope angular quartz grains in an isotropic matrix of white, yellow or brownish opal. The quartz grains are clear and devoided of inclusions or they contain inclusions of tourmaline or staurolite; some of them show black infiltrations of dendritic shapes. In one of the thin sections a sponge spicula was observed, its squeueleton was filled with fine crystalline quartz. Some quartz grains show traces of secondary outgrowths, partly corroded during silicification processes.

#### P r o b l e m o f s e d i m e n t a t i o n c o n d i t i o n s

We do not meet any essential difficulties concerning the provenance of detrital material, building up the investigated sediments. The Sarmatian sea transgressed over the Oligocene sands, probably strongly weathered in their upper layers and affording iron hydroxides, formed by decomposition of most of glauconite. Among other detrital minerals only plagioclase, pyroxene and rare amphibole — as unstable minerals — may be worth of attention. Their provenance may be connected with erosion of basic rocks in Sarmatian time and we may look for these rocks even in the Święty Krzyż Mountains.

Far more interesting but also more complicated is the problem of chemical processes during sedimentation and especially the problem of formation and previous nature of the ooliths.

We have no essential reason to reject the opinion of G a g e l, that calcareous ooliths were deposited and subsequently changed to siliceous ooliths. According to that opinion we ought to see in the iron ooliths only results of later diagenetic or weathering processes and a secondary infiltration of iron hydroxides after the silicification of calcareous rocks.

We may however accept another view as to the origin and previous nature of ooliths: They were mainly composed of iron compounds (silicates, hydroxides, siderite) and calcium carbonate occurred only in the matrix and fossil shells. Diagenetic processes, occurring during and after regression of the Sarmatian sea, leached the calcium carbonates and replaced them with silica. As source of silica we may see a part of disintegrating iron silicates of the ooliths, on the other hand silica precipitating from the regressing Sarmatian sea, undoubtedly rich in silica gel, delivered by weathering processes of glauconite.

Following arguments incline the author to assume the second hypothesis:



1) Microscopic investigations of the oolitic rocks show that in the core of many ooliths appear iron hydroxides which do not seem to be of secondary origin and the innumerable tiny flakes and dusts of iron hydroxides in the shell seem to be rather desintegration products of iron compounds than any infiltrations from outside. The greenish tint in the shells of many ooliths and pseudooliths is also remarkable. The aspect of some of the ooliths resemble to that of the weathered specimen described by Taylor (13) in the Northampton sand iron stone formation. „Chamosite is readily converted by oxidation to a series of yellow, yellow-brown and red-brown birefringent alteration products. X-ray examination by Dr. F. A. Bannister suggests that the mineral breaks down to a finely divided mixture of kaolinite and goethite though the possibility that some silicate of ferric iron is also produced cannot be overlooked (p. 2). There is some removal of alumina in the process of weathering, possibly related to white deposits of allophane and hydrated aluminium sulphates on joint faces and in cavities in the ironstone“ (page 56). In the Sarmatian oolitic rocks the alumina percent is never remarkable. We must however remember that in the so-called oolitic rocks of this area the ratio of ooliths to the matrix rich in detrital elements is generally small and that the conditions of sedimentation and subsequent changes could be especially favourable for removing of alumina (considerable amounts of  $H_2SO_4$ , formed by decay of organic matter).

2) The sedimentation conditions in the Sarmatian sea (15, 16, 27) should be favourable to iron oolith formation. The results of studies concerning oolitic ironstones confirm this supposition. Lindgren presents in a picturesque manner the conditions in which these ooliths were deposited: „So we arrive at the conception of shallow bays in which coral reefs flourished or the detritus of older fossiliferous limestone was spread. Into the bays were swept, at intervals, masses of finely divided detritus from the deep mantle of decayed rock of adjacent tropical land areas, undoubtedly rich in hematite as such products always are. The water discharged from the land certainly contained ferrous bicarbonate. In this mud agitated by the waves progressed numerous and complicated reactions. Colloidal iron silicates were formed which quickly oxidized to hematite or by siderite but all these complex processes proceeded almost simultaneously. Somewhat similar conditions are found to day, for instance on the south side of Molokai, Hawaiian Islands, where such hematite mud is spread“ out over a large area of shallow coral reef“ (Lindgren. Mineral deposits). Cayeux (10) concludes in the last synthetic chapters of his treatise about iron oolith deposits that they were formed at time of regression of the sea. Similar conditions as those pre-

sented by Lindgren are described lately by Hesseland (17) who emphasizes the necessity of abundant silica supply from the continent to a closed shallow bay; the slight amount of electrolytes in the sea water may be suitable for the formation of fine concentric structures in the chamosite ooliths. Hesseland supposes that, „the green sediments which are to day precipitated in such areas of lower latitudes may be possibly chamosite“.

3) The supposition that the investigated oolitic rocks contained previously iron silicates gives a simple explanation of the concretionary forms of this rocks embedded in layers of sand. Before the diagenetic and various weathering and erosion processes which formed the scenery of to day, larger and continuous layers of Sarmatian rocks probably occurred on the investigated area; these rocks were composed mainly of quartz detritus and calcareous deposits whereas the oolitic iron silicate deposits occurred here in lenses and intercalations. Later in the continental conditions or perhaps partly during regression of the sea, in conditions of abundant oxygen and carbon dioxide supply, an intensive leaching of calcium carbonate proceeded and loose concretions remained over sand layers, concretions rich in silica, delivered during decomposition of sedimentary iron silicates. Larger and continuous sandstone layers formed near the coast but in opened areas, where the waves could leach as well the calcareous detritus as the fossil remains. The cementation of these sandstones with pure silica free from other colloids, crystallising easily in form of quartz — proceeded syngenetically or during continental diagenetic processes.

#### Problem of subsequent changes of the investigated rocks

One of the most important question concerning the investigated Sarmatian deposits is the question of age and succession of diagenetic changes, observed on these rocks and the delimitation of „syngenetic diagenetic processes“ (Cayeux 10) from subsequent changes proceeding during regression of the sea and later in continental conditions. Berg (20) considers the conditions in which iron oxide and iron hydroxide ooliths may be formed. He thinks there is no obstacle to suppose that these ooliths formed as primary minerals. He considers however as a more probable alternative that in the upper layers of the sediments, deposited on the bottom of a shallow sea, the iron silicate ooliths if present in this deposit may change in an aggregate of iron oxide and silica because of the continuous oxygen supply, brought by the moving waves.

Berg does not mention any kaolinite which should form in such processes if the iron silicate were of the type of chamosite — as if it were quite obvious that kaolinite must decompose, leaving silica gel. Undoubtedly in many cases it would be so. It is worth to note that the Precambrian siliceous oolites from the Lake Superior region (12) are built up of concentric layers of chalcedony and iron oxides. These rocks contain also greenalite and possibly the formation of the oolites is connected with its syngenetic decomposition. As a valuable argument for assuming the syngenetic changes in oolites is the suggestion emphasized by Cayeux (10) that oolites transported in to other conditions than those in which they originated are not disposed to change their mineral composition.

Considering all these and other arguments the author of this paper is inclined to suppose that while most of the diagenetic processes stated in the investigated rocks took place in continental conditions, important changes, connected with delivering of silica gel, proceeded however during last stages of sedimentation and regression of the Sarmatian sea. This conception seems to be contradicted by the observation of Taylor (13) who states, that in the weathered, red-brown parts of the oolitic rocks in the Northampton sand ironstone formation chamosite is changed in an assemblage of goethite and kaolinite, the latter being partly decomposed and free silica delivered. These mineral changes are considered by Taylor as weathering processes, occurring in Preglacial an present time and partly before this time. We think however that the observations of Taylor must not necessarily lead to conclusion that all the described processes are results of weathering. In the upper layers which first emerged from the sea some syngenetic processes, characteristic for shallow water conditions may have proceeded too. Later processes connected with migration of iron compounds may have given to the upper layers of the Northampton formation a character of weathered rocks.

After emersion of the investigated sediments from the Sarmatian sea the percent of calcium carbonate in these rocks must have been still remarkable. Innumerable traces of leached calcareous fossils, deep holes in the rocks, porous and sponge-like specimens-give evidence of this fact. During the continental phase of diagenesis percolating waters leached the carbonates especially  $\text{CaCO}_3$ . The iron hydroxides were dissolved and again redeposited, further stages of silification proceeded, connected with intenser cementation of rocks, with forming of crusts, films and numerous processes of incrustation with silica which shows to be mostly chalcedony, but also opal or quartz, depending of the amount of organic matter. The latter undoubtedly influences in a specific and not quite plain

manner the processes of coagulation and crystallisation of silica. The field and microscopic observation give enough evidence that during continental diagenetic processes silica circulated intensely and its amount was in excess. Irregular concretions of chalcedony (fig 21) are found on the area of Sarmatian rocks, especially in the fissures of Cretaceous marls, underlying the above sediments. In the fissures of some Sarmatian rocks in environs of Chełm a fine dust may be often observed and it shows to be chalcedony or fine-grained quartz in authigenic forms (fig. 22). The leaching and redeposing of iron hydroxides is seen macroscopically on rock specimens (fig. 23). The genetic position of siderite in the rocks is sometimes problematic. Its syngenetic origin and forming in local conditions less favourable to oxidation would be in general most probable.

The problem of climate conditions connected with the various changes proceeding in the investigated sediments after their emersion -- is not easy to solve. The phenomens observed on the surfaces of the rocks and showing often striking resemblance to those described and presented on photographs by W a l t h e r (8) are known to everyone who visited the terrains mentioned in this paper. These phenomens give evidence of a dry and windy climate but say nothing of the temperature. There are some suggestions (25) that the same processes which proceed in desert conditions of tropical areas may also take place in low temperature and they were observed in neighbourhood of glaciers. The amount of water vapour in the atmosphere is probably the dominant factor

*Institute of Mineralogy and Petrography  
University Maria Curie - Skłodowska, Lublin.*