

Jerzy ZNOSKO

Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców sydereytowych

Geneza złożeń w ogólnych zarysach została przedstawiona po raz pierwszy w dokumentacji geologicznej złożeń rudy żelaza obszaru między Mazowem a Sierpowem, potem dokładniej sprecyzowana w opracowaniu moim pt. „Górny wezulek jury łęczyckiej”, wreszcie omówiona na tle sedymentacji i paleogeografii w opracowaniu pt. „Perspektywy poszukiwań złóż rud żelaznych w łęczyckim wezulu” zamieszczonym w styczniowym numerze 1957 r. Przeglądu Geologicznego. Uważałem dotychczas, że sedymentacja sydereytowa uzależniona była od wpływu pobliskiej linii brzegowej morza wezulskiego, która znajdowała się na wschód od antykliny kłodawsko-łęczyckiej.

Ostatnio przybyły nowe obserwacje geologiczne, które zmuszają do zrewidowania poglądów na genezę złożeń muszlowców łęczyckich.

W r. 1956 wykonano głęboki otwór Głogowiec, oddalony o około 17 km na NE od wiercenia 5/II—Jarochówek. Usytuowano go na obszarze bliżej położonym brzegu morza wezulskiego i spodziewano się, że otwór ten przebiega osady wezulu głębiej, ale za to być może bardziej grube i bardziej zsydereytowane niż w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Przypuszczenia te wiązano z ogólnie znanym faktem zwiększania się ilości związków żelaza w stronę strefy brzegowej zbiornika sedymentacyjnego oraz tym, że optymalne warunki — tak pod względem zawartości żelaza jak i grubości pokładu rudy — występują najczęściej na pograniczu facji ilastej i piaszczystej. Otwór Głogowiec miał dostarczyć materiału, który pozwoliłby wyświetlić tę sprawę i odpowiedzieć na pytanie, czy strefa graniczna facji piaszczystej z ilastą nie przebiega pomiędzy wierceniem Głogowiec a zbadanym już geologicznie obszarem antykliny kłodawsko-łęczyckiej, a więc w partiach płytszych niż w Głogowcu. Gdyby tak było, można by podjąć prace poszukiwawcze w głębszych strefach wezulu górnego, do głębokości 500 m. W strefie tej muszlowce powinny być grubsze i zasobniejsze w żelazo.

Tymczasem po wykonaniu wiercenia Głogowiec i jego opracowaniu okazało się, że osady batonu i wezulu górnego mają tu większą miąższość niż utwory tego wieku w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej.

Utwory rudonośnego wezulu górnego w antyklinie kłodawsko-łęczyckiej mają około 5—6 m grubości a w Głogowcu osiągają blisko 20 m. Fakt powiększenia się miąższości osadów pelitycznych (iłów, łupków ilastych) w stronę niewątpliwego brzegu morskiego jest niezrozumiały, ponieważ miąższość osadów tego typu normalnie w stronę otwartego morza wzrasta, natomiast miąższość osadów piaszczystych na odwrót — w strefach brzegowych największa — stosunkowo szybko maleje w stronę otwartego morza.

W przypadku osadów ilastych Głogowca i antykliny kłodawsko-łęczyckiej obserwujemy odwrócony porządek rzeczy. Z drugiej strony nie może ulegać wątpliwości, że brzeg morza górnoweuzulskiego znajdował się na wschodzie i to jeszcze stosunkowo daleko od wiercenia Głogowiec. Wniosek taki trzeba wyciągnąć ze względu na rozwój facjii osadów serii rudonośnej w tym wierceniu.

Drugą sprawą, która wydaje się być niejasna w porównaniu z naszymi dotychczasowymi poglądami, jest stopień syderytyzacji muszłowców w poziomie *Parkinsonia ferruginea*. Na obszarze antykliny kłodawsko-łęczyckiej mamy rozwinięte 3 pokłady muszłowców o różnym stopniu syderytyzacji (pokłady „a”, „b” i „c”). Miąższość serii zawierającej muszłowce, licząc od spagu pokładu „a” do stropu pokładu „c”, nie przekracza 5 m, przy czym miąższość pokładu „a” nierzadko przekracza parę metrów.

W Głogowcu natomiast seria zawierająca wkładki muszłowców ma blisko 17 m miąższości. Wykształcona jest ona jako często przeławicające się warstewki muszłowców i łupków ilastych. Ilość wkładek muszłoweowych dochodzi do 14. Muszłowce te są prawie wyłącznie ilaste, nie zsyderytyzowane wcale lub bardzo nieznacznie.

Jeśli przyjąć, że ilość doprowadzanych związków żelaza, które cementują muszłowce, największa jest w strefie brzegowej i stopniowo maleje w stronę otwartego morza, to muszłowce w otworze Głogowiec powinny być bardziej zsyderytyzowane niż na obszarze antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Zjawiska tego jednak nie stwierdza się.

Przytoczone wyżej fakty zmuszają do rewizji dotychczasowych poglądów na genezę tworzenia się muszłowców górnego wezulu łęczyckiej jury. Zmuszają one także do wniosku, że brzeg ówczesnego morza znajdował się jeszcze dalej na wschód od Głogowca. W związku z tym nie można pewnych zjawisk sedymentacyjno-erozyjnych, zaobserwowanych w pokładzie „a” (jak np. brak pokładu lub zasięg facji zlepieńcowatej tego pokładu, zasięg facji oolitowo-szamozytowej pokładu „a” i „c”, wreszcie położenie i zasięg facji oolitej poziomu *Clydoniceras discus*), łączyć i tłumaczyć wpływem domniemanego i zdawałoby się blisko leżącego brzegu ówczesnego morza. Zjawiska te bowiem powinnyby ze szczególną siłą występować w tych samych odpowiednio osadach przewierconych w wierceniu Głogowiec, a to z tego względu, że osady te znajdowały się bliżej ówczesnej linii brzegowej, która powinna na ich tworzenie się mieć większy wpływ niż na obszarze antykliny kłodawsko-łęczyckiej, której osady powstawały w strefach dalszych od brzegu.

Fakty zaobserwowane w otworze Głogowiec, a także obserwacje z przekroju geologicznego w okolicach Jezowa koło Brzezin (wiercenia 1/J, 2/J,

3/J) znajdującego się na południowy wschód od Łęczycy, przeczą dotychczasowemu ujmowaniu i tłumaczeniu zjawiska powstawania łęczyckich muszlowców syderytowych.

W okolicy Jeżowa cały wezूल ma około 460 m (!) miąższości i wykształcony jest w facji ilasto-mułowcowo-podwapieniakowej¹), przy czym na wezूल górny przypada ponad 60 m osadów. Tak więc brzeg morza górno-wezूलskiego był znacznie dalej położony zarówno na wschód, jak i na południowy wschód od antykliny kłodawsko-łęczyckiej.

Jeżeli dotychczasowe obserwacje świadczą o tym, że brzeg ówczesnego morza musiał znajdować się dziesiątki kilometrów na wschód od otworu Głogowiec, a więc tym bardziej dalej od antykliny kłodawsko-łęczyckiej, to przyczyn pewnych zjawisk sedymentacyjnych, które wymienilem wyżej, należy szukać w obrębie samej antykliny.

Zdaje się być prawdopodobne, że wznoszenie się wysadu solnego i powolne, wielokrotne w konsekwencji wypiętrzanie osadów nadległych powodowało tego rodzaju konfigurację dna ówczesnego morza na obszarze antykliny Izbica-Kłodawa-Łęczycy, że skutki działalności ruchu wody morskiej, a mianowicie położenie podstawy falowania oraz przypływy i odpływy, mogły wywołać w wyniku tej sumarycznej i uzupełniającej się działalności pewne zjawiska sedymentacyjno-erozyjne, które z reguły obserwuje się w strefach znajdujących się blisko brzegu. Jest to zrozumiałe, jeśli się weźmie pod uwagę, że nawet w obszarze otwartego, ale nie głębokiego morza zaistnieje proces, w wyniku którego pewien obszar dna morskiego nie zostanie wynurzony, ale tylko wydzwignięty i umieszczony w obrębie działalności podstawy falowania. Zjawiska, jakie wówczas będą zachodzić, powinny być podobne do zjawisk, jakie obserwuje się wokół brzegów wyspy położonej na otwartym morzu.

Ponieważ nie doszło do całkowitego wynurzenia, nie obserwujemy łuk sedymentacyjnych, transgresywnych zlepieńców podstawowych oraz łuk stratygraficznych. Obserwujemy natomiast wyraźne ślady rozmywania i segregacji sedymentu w obrębie istniejących poziomów stratygraficznych, bez jakichkolwiek łuk stratygraficznych, ale przy niewątpliwym zjawisku redukcji miąższości niektórych poziomów.

Ta redukcja zaznacza się w stropowych częściach utworów poziomu *Parkinsonia schloenbachi*, tj. osadów podścielających serię rudonośną. W różnych miejscach zdarcie osadów poziomu *Parkinsonia schloenbachi*, jak to wynika z przekrojów porównawczych, jest różne. Czasem erozja sięgnęła bardzo głęboko, a czasem usunęła niewielką, stropową część osadów. Redukcja osadów odbywała się również i w czasie tworzenia się muszlowców poziomu *Parkinsonia ferruginea*. Doskonale jest to widoczne na załączonym przekroju poprzecznym. Zaznacza się przy tym stałość i długotrwałość tego zjawiska w pokładzie „a” i „c” obszaru między Łęczycą i Kłodawą, a zamieranie procesu rozmywania w odpowied-

¹ Termin „podwapieniak” użyty jest w sensie, w jakim wprowadzony został do literatury geologicznej przez S. Z. Różyckiego. W północnym i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miejscowa ludność podwapieniakami nazywa skały ogólnie piaszczyste, zawierające różną i zmienną ilość spoiwa wapiennego lub wapienno-dolomitycznego. W przypadku, gdy ilość tego spoiwa jest duża, skała podchodzi „pod wapień”. J.Z.

nich seriach wiercenia Głogowiec, gdzie zamiast rozmywania następuje sedymentacja wyrażona licznymi wkładkami łupków ilastych.

Proces zachodzący w Głogowcu jest konsekwentnym uzupełnianiem się obu zjawisk, tj. erozji i sedymentacji. Erozja nie działała tam tak silnie, ale zaznaczała się wyraźnie. Głównie natomiast wyrażona jest wzmożona sedymentacja ilasta. Materiał do niej był czerpany przede wszystkim z obszaru rozmywania sedymentu — a więc z obszaru między Kłodawą i Łęczycą — i to w momentach wzmożenia procesu erozyjnego w czasie tworzenia się pokładów „a” i „c”.

Fakt, że pokład muszlowca „c” ma prawie jednakową grubość we wszystkich trzech otworach wiertniczych omawianego przekroju, należy tłumaczyć tym, że zjawiska erozyjno-sedymentacyjne opisane wyżej nie rozgrywały się już na tym obszarze tak silnie jak w tym czasie, kiedy tworzył się pokład muszlowca „a”. Zjawiska te w czasie tworzenia się pokładu „a” były na omawianym obszarze bardziej gwałtownie i kontrastowo wyrażone. Obszar oddziaływania mas solnych w tym etapie był mniejszy. W czasie tworzenia się pokładu muszlowca „c” promień obszaru, na który miał wpływ ruch wznoszący mas solnych powiększył się znacznie. Dlatego też strefa najżywiej wyrażonych różnic morfologicznych dna ówczesnego morza przesunęła się bardziej na zewnątrz. Jest to zupełnie zrozumiałe, ponieważ wznoszący się wysad solny powodował umieszczanie coraz to większego obszaru w obrębie działalności podstawy falowania. Dlatego też w każdym następnym etapie wznoszenia się mas solnych strefa drastycznie wyrażonych różnic morfologicznych (pas graniczny obszaru powyżej i poniżej podstawy falowania), a co za tym idzie strefa zróżnicowanego wykształcenia pokładu muszlowca „c” musi się znajdować w bardziej zewnętrznych częściach antykliny (a więc na wschód od Głogowca). Fakt jednakowej prawie miąższości pokładu muszlowca „c” można tłumaczyć jeszcze inaczej, a mianowicie, że na całym obszarze różnice erozyjno-sedymentacyjne były o wiele słabiej wyrażone niż w czasie tworzenia się pokładu „a”.

Przekroje geologiczne serii rudonośnej wskazują, że zmniejszanie się miąższości tej serii bliżej osi antykliny a wzrost miąższości w miarę oddalania się od osi jest zjawiskiem powszechnym. Zjawisko to bardzo dobrze widać na przekroju poprzecznym pomiędzy otworami 4/II Drzykozy i Głogowcem. Wynika z tego, że najintensywniej wyrażone dźwiganie się mas solnych odbywało się w partiach osiowych antykliny i te części antykliny ulegały najsilniejszemu rozmywaniu.

Biorąc pod uwagę spąg serii rudonośnej, można obliczyć, że pomiędzy wierceniami 4/II Drzykozy a 5/II Jarochówek, oddalonymi od siebie o około 3,5 km, nachylenie dna wynosiło około 1 m na km, a pomiędzy otworem 5/II Jarochówek i Głogowcem, które są oddalone od siebie o około 17,5 km, już tylko około 60 cm na 1 km. A więc i odtworzenie ukształtowania dna morza górnowęzulskiego wskazuje, że nachylenie dna było największe w okolicy wysadu i było zapewne spowodowane głównie dźwiganie się tego ostatniego.

Zjawiska redukcji sedymentacyjnej na obszarze antykliny kłodawsko-łęczycyckiej należy rozpatrywać w powiązaniu z podobnymi zjawiskami zachodzącymi w morzu górnowęzulskim na obszarze wysadu Rogoźna

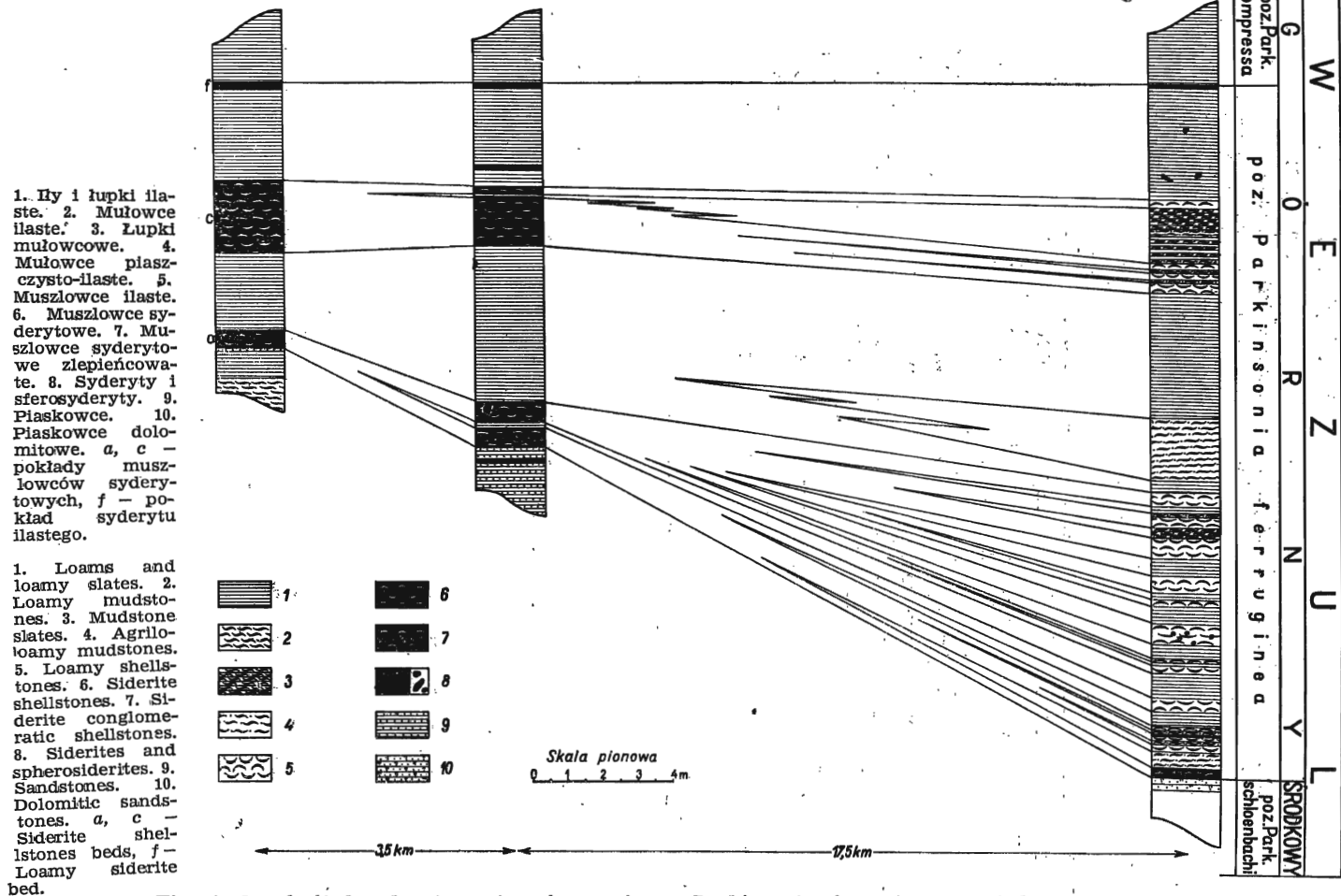


Fig. 1. Przekrój korelacyjny utworów poziomu *Parkinsonia ferruginea* pomiędzy Drzykozami a Głogowcem
Correlative section of layers of the *Parkinsonia ferruginea* zone between Drzykozy and Głogowiec

około Ozorkowa (na południowy wschód od Łęczycy). Na obszarze pomiędzy Łęczycą a Rogoźnem redukcja ta mogła być silna z powodu sumowania się tego zjawiska wywołanego dźwiganiem się obu wysadów. Obserwacje geologiczne zdają się to potwierdzać. Silna redukcja sedymentacyjna na obszarze pomiędzy obu wysadami była przyczyną, że nie mogło tam dojść do utworzenia pokładu „a”, który został całkowicie rozmyty; w leżące zaś pod nim osady poziomu *Parkinsonia schloenbachi* redukcja ta sięgnęła stosunkowo głęboko.

Należy wnioskować, że tworzenie się muszlowców syderytowych odbywało się jednakowo wokół całego wysadu kłodawskiego, a więc i po zachodniej jego stronie. Jednocześnie dotychczasowe obserwacje czynią prawdopodobnym przypuszczenie, że najsilniej wyrażona syderytyzacja odbywała się w zachodnich strefach najwyżej wyniesionej wysadu solnego.

Pozostaje jeszcze do wyjaśnienia sprawa źródła związków żelaza, które potem jako węglany cementowały muszlowce. Ze ta ilość żelaza w muszlowcach, jaką wykazują analizy chemiczne, nie pochodzi głównie z ładu, wskazuje wykształcenie muszlowców w poziomie *Parkinsonia ferruginea* wierceniia Głogowiec. Gdyby zaś tak było, to muszlowce Głogowca powinny być zsyderytызowane mocniej niż na obszarze antykliny kłodawsko-łęczyckiej.

Analizując to zagadnienie należy zwrócić uwagę, że w normalnych warunkach miąższość osadów ilastych poziomu *Parkinsonia ferruginea* na obszarze antykliny powinna być znacznie większa niż na obszarze Głogowca. O ile powinna być większa — nie wiadomo, ale można przyjąć, że około dwa razy, jeśli nie więcej. W czarnych łupkach ilastych rozproszony jest siarczek żelaza i węglan żelaza w ilości, która odpowiada $4 \div 6\%$ zawartości Fe. Można przypuścić, że w tym okresie czasu, w którym nastąpiło przebijanie się wysadu solnego ku górze, nastąpiło wypiętrzenie podwodne osadów przykrywających masy solne, w tym również osadów poziomu *Parkinsonia ferruginea*, które, jak to wiadomo z obserwacji, zawierają bardzo licznie nagromadzone skorupki obumarłej fauny, głównie małżów.

W okresie, gdy skutek podwodnego wydzwignięcia osady znalazły się powyżej podstawy falowania, zachodziło rozmywanie sedymentu ilastego, wyodrębnianie zawartych w nim skorupek fauny oraz przeprowadzanie w roztwór siarczków żelaza i węglanów żelaza również wypłukiwanych z czarnych łupków ilastych. Wyodrębniane skorupki fauny, jako cięższe zostawały na miejscu, lub były tylko nieznacznie przesuwane ulegając rozkruszeniu. Następowala przy tym akumulacja skorupek fauny cechującej różne facje płytkie i nieco głębsze, ponieważ wypłukiwanie następowało z pewnego odcinka pionowego, w którym w kierunku od dołu ku górze mogły się zaznaczać stopniowe zmiany w zespołach faunistycznych. Zmiany takie normalnie obserwuje się w odcinku pionowym pewnej partii osadu w związku z przesuwaniem się facji w ślad za linią brzegową zbiornika sedymentacyjnego. Należy przy tym przyjąć, że wokół podwodnego wypiętrzenia pojawiły się zespoły faunistyczne, które cechują płytkie strefy zbiornika sedymentacyjnego, między

innymi kolonie serpulowe i gruboskorupkowe małże. Mogły one nawet w tych warunkach bardzo się rozwinąć.

Siarczek żelaza przeprowadzony z powrotem w roztwór, i to w tych specyficznych warunkach prawdopodobnie dość intensywnie, nie mógł się długo w wodzie utrzymać, ulegając utlenieniu. Wobec jednak ograniczonych możliwości utleniających wody musiał on dość szybko przechodzić w węglan. Wody tego zbiornika prawdopodobnie utleniały się nie w wyniku swobodnej wymiany wody z otwartym oceanem, ale w ograniczonym stopniu — głównie tylko na powierzchni, na kontakcie z atmosferą. Niewielka ilość tlenu była zużywana przez współcześnie żyjące organizmy, a do wody oddawany był dwutlenek węgla. Procesy wegetacyjne powodowały powrotną redukcję trójwartościowych wodorotlenków żelaza do dwuwartościowego żelaza w kwaśnych dwuwęglanach. Przesycenie nimi wody morskiej spowodowało ich wytrącanie, jednocześnie z przeprowadzonymi poprzednio do roztworu węglanami żelaza z czarnych łupków ilastych, cementowanie nagromadzonych na dnie skorupek fauny.

Czarne łupki ilaste zawierają: żelaza 4÷6%, średnio 5%; siarki 1,31÷1,77%, średnio 1,5%. Żelazo w łupkach ilastych związane jest jako węglan żelaza i siarczek żelaza. Siarka więc zdolna jest wiązać żelazo w ilości około 2,6%. Pozostała ilość ze średniej 5%, a mianowicie 2,4%, związana jest jako węglan żelaza. Jest rzeczą znamionną, że w muszłowcach syderetowych ilość siarki średnio wynosi 0,2÷0,8%. Wynika z tego, że większa jej część ulegała utlenieniu, albowiem w przypadku koncentrowania się żelaza i siarki w pokładach muszłowców w takim procesie, jaki został wyżej przedstawiony, i ilość siarki musiałaby znacznie się zwiększyć. Jest bardzo możliwe, że cała siarka ulegała utlenieniu, a ta ilość, którą wykazują w muszłowcach analizy chemiczne, pochodzi z pokładu współczesnej tworzeniu się muszłowców fauny.

Z prostego obliczenia wynika, że — aby 1 m pokładu muszłowca uległ syderetyzacji do zawartości 20% Fe — musiałoby ulec rozmyciu 4÷5 m czarnych łupków ilastych zawierających średnio 5% Fe w postaci siarczku i węglanu, albo też około 8÷10 m czarnych łupków przy założeniu, że pokład muszłowca ulegał syderetyzacji tylko kosztem węglanu żelaza zawartego w czarnych łupkach ilastych, natomiast siarczek żelaza w syderetyzacji udziału nie brał.

Proces tworzenia się muszłowców syderetowych był długotrwały i powtarzał się trzykrotnie (pokłady „a”, „b” i „c”). (Pokłady „a” i „c” są stałe. Pokład „b” niestały i słabo wyrażony. W przekroju Drzykozy — Głogowiec pokładu „b” nie ma. Występuje natomiast w bardziej południowych częściach antykliny). Wskazywałoby to na dość powolne i etapowe dźwiganie się mas solnych. Podczas każdego z trzech etapów zaznaczał się moment kulminacyjnego podniesienia, po którym następowało uspokojenie i powrotne zanurzenie się omawianego obszaru poniżej podstawy falowania. W tym czasie dochodziło do osadzania się sedymentu ilastego, który w następnym etapie dźwigania się wysadu solnego ulegał rozmywaniu, przy czym powstawał nowy pokład muszłowca.

Dźwiganie się cechsztyńskich mas solnych zaczęło się prawdopodobnie znacznie przed wezułem. Jednym z zasadniczych pytań jest, czy było ono uzależnione od ogólnej tektoniki, czy też odbywało się niezależnie od niej.

S. Z. Różycki (1957) w swej nadzwyczaj ciekawej, jeszcze nie wydrukowanej pracy o dolnej jurze południowych Kujaw zwraca uwagę na to, że grube i dość liczne pokłady zlepieńców ilastych zawarte są w dolnej serii kłodawskiej, którą zalicza do retyku górnego. Genetycznie związane są one z dużą kulminacją terenu, odpowiadającą centralnemu wypiętrzeniu antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Dokładne studium sedimentacyjne dolnej serii kłodawskiej pozwoliło S. Z. Różyckiemu odtworzyć paleogeografię górnego retyku na obszarze południowych Kujaw.

W dolnym retyku według S. Z. Różyckiego po akumulacji kajprowej, w wyniku której pozostała wyrównana powierzchnia akumulacyjna, utworzyła się znaczna wyniosłość przypadająca na obszar obecnego maksymalnego wydzwignięcia centralnej części antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Powstanie tej kulminacji S. Z. Różycki wiąże z ruchem mas solnych, stanowiących jądro antykliny.

Zastanawiająca jest zupełna zgodność kształtu i przebiegu tej kulminacji czy też szeregu wzgórz z obecnym przebiegiem antykliny kłodawsko-łęczyckiej. S. Z. Różycki na podstawie analizy rozmieszczenia, wykształcenia i miąższości poszczególnych warstw zlepieńcowych dochodzi do wniosku, że erozja materiału kajprowego, a może jeszcze i nieco starszego, a następnie jego redepozycja u stóp tej kulminacji spowodowane były „wybuchaniem” mas solnych. Przypuszcza on także, że w retyku i dolnym liasie różnice morfologiczne w obrębie antykliny były bardziej zaakcentowane niż obecnie i że w okolicy Kłodawy miały one bardziej diapirowy charakter. Działalność wypiętrzająca miałyby być tak silna, że wysokość względna niszczonego garbu na północy miałyby mieć około 300 m a na południu około 180 m. W rzeczywistości, jak przypuszcza S. Z. Różycki, wysokości te musiały być jeszcze większe.

Ruch retycki, jak przypuszcza S. Z. Różycki, nie był zresztą pierwszym ruchem mas solnych. Masy te musiały się dźwigać znacznie wcześniej, już po triasie środkowym a przed kajprem, ponieważ nie można tłumaczyć braku starszych ogniw triasu na całej długości antykliny wyłącznie późniejszymi zjawiskami tektonicznymi. Dalej autor ten podkreśla, że ruchy mas solnych odbywały się w czasie starszego mezozoiku i to zapewne parokrotnie.

Przyjmując za S. Z. Różyckim, że retyckie zjawiska erozyjno-sedimentacyjne w południowej części Kujaw spowodowane zostały tylko przez ruch pionowy mas solnych — musielibyśmy przyjąć, że ruch ten odbywał się niezależnie od zjawisk tektoniki starokimeryjskiej, która jak najdokładniej odbywa się w tym samym czasie i której ofiarą padają również osady kajpru. W wyniku tego obserwujemy w retyku redepozycję materiału kajprowego.

J. Samsonowicz (1929) i A. Kileczkowski (1953) w sposób przekonujący wykazali działalność ruchów starokimeryjskich w Górach Świętokrzyskich. W wyniku tych ruchów zostały nieco sfałdowane osady triasu, ścięte i niezgodnie przykryte osadami retyku i liasu. Czas tych ruchów

sytuuje J. Samsonowicz pomiędzy kajprem górnym a retykiem górnym. Na podstawie zebranych przez siebie obserwacji (J. Znosko, 1953; 1955) wykazałem również działalność ruchów starokimeryjskich na obszarze śląsko-częstochowskim. I tutaj odbywałyby się one po kajprze górnym a przed retykiem górnym — a więc w retyku dolnym.

Podobnie jak na Kujawach i w Górach Świętokrzyskich odbywa się redepozycja materiału kajprowego, a może jeszcze i starszego, ze sfałdowanej w tym czasie antykliny ogrodzieniecko-woźnickiej.

Nie mamy żadnych podstaw przypuszczać, że na obszarze śląsko-częstochowskim i w Górach Świętokrzyskich działalność tektoniczna spowodowana została ruchem dźwigającym mas solnych. Najpewniej jednak była to normalna działalność orogeniczna, jednak stosunkowo nieznaczna, a więc i słabo wyrażona. Można natomiast przypuszczać, że ta działalność orogeniczna wyrazić się mogła silniej tam, gdzie zwykle występuje ona ze wzmożoną siłą — a więc w strefach bruzdowych, zapadliskowych, geosynklinalnych, które cechują się permanentnym obniżaniem dna i gromadzeniem dużych ilości osadów. Takie cechy ma bruzda kujawsko-pomorska. W niej bowiem znane są największe miąższości osadów permu, triasu, jury i kredy. Powstaje pytanie, czy masy solne w Kłodawie mogły w sposób diapirowy przebijać się do góry samoczynnie i niezależnie od ogólnej tektoniki w retyku.

J. Zwierzycki (1951) pisze, że masy solne zyskują utajoną plastyczność przy nadkładzie 1200 m (240 atm). Niewątpliwie takiej miąższości osady przykrywały cechsztyńskie masy solne już przed kajprem. Na przykład w Szubinie ret wraz z pstrym piaskowcem wynosi 1426 m. Podobne dane uzyskaliśmy obecnie z wierceń przeprowadzonych na Pomorzu. Na przykład w Swidwinie miąższość retu i pstrego piaskowca wynosi około 1500 m. Jednak dotychczas nie stwierdzono tam wysadów solnych, mimo istnienia sprzyjających warunków do ich tworzenia się — a mianowicie obecności dużych mas osadów pocechsztyńskich a przedkajprowych, które mogły wywrzeć dostateczne ciśnienie statyczne na masy solne i zmusić je do przedostawania się ku górze poprzez system spekań tektonicznych i uskolków. Na podstawie dotychczasowych obserwacji można przypuszczać, że część kujawska jest bardziej zaangażowana tektonicznie od pomorskiej.

Zjawiska erozyjno-sedymentacyjne na obszarze Kłodawy, opisane przez S. Z. Różyckiego, pięknie i doskonale pokrywają się w czasie z obecnością takich samych zjawisk na innych obszarach, jak już o tym wspominałem, i mają tam przyczyny orogeniczne. Bruzda kujawska i pomorska miały wszystkie dane po temu, aby dotknęła je również orogeneza starokimeryjska i to może w stopniu większym niż obszar Małopolski.

Czy nie można by tłumaczyć zjawisk opisanych przez S. Z. Różyckiego z obszaru południowych Kujaw również przede wszystkim orogenezą starokimeryjską? Jeśli wziąć pod uwagę, że już po kajprze na masy solne wywierany był dostatecznie duży nacisk statyczny i że w tym czasie działała na osady cechsztyńskie i triasowe ciśnienie tangencjalne orogenezy starokimeryjskiej, to można by przyjąć, że na Kujawach doszło do procesów fałdowych i wskutek tego masy solne w jądrach fałdów jako bardziej plastyczne, musiały przedzierać się tym mocniej

ku górze po wypadkowej działania obu sił (ciśnienia statycznego i tangencjalnego orogenezy). Stąd też i zgrupowanie wysadów po zachodniej stronie antyklinorium kujawskiego (Wapno, Zalesie (?), Inowrocław, Góra, Kłodawa, Rogoźno).

Mamy również pośrednie dane, aby sądzić, że diapirowe „wybuchanie” mas solnych nie odbywało się raczej przed kajprem. Gdyby tak było, należałoby się spodziewać braku starszych od kajpru ogniów triasu. Tymczasem w Zalesiu koło Barcina pod kajprem (lub liasem — *uwaga autora*) (zredukowanym) występuje wapień muszlowy (ponad 118 m nie przebity). W Szubinie na pstrym piaskowcu również leży wapień muszlowy, a jego miąższość wynosi około 112 m. W Świdwinie na Pomorzu prawdopodobnie miąższość wapienia muszlowego wynosi około 110 m, jeśli nie więcej, a więc ogólnie biorąc, miąższości te są prawie identyczne i bardzo zbliżone do tych, które znamy na pozostałym obszarze kraju.

Brak starszych od kajpru osadów w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej skłonny jestem przypisywać tektonicznemu wyciskaniu i wycieraniu już w tych okresach czasu, kiedy mechanika diapirowa była uruchomiona i masy solne stale i konsekwentnie przedzierały się ku górze wykorzystując po temu każdy moment.

Można co najwyżej przypuszczać, że już po pstrym piaskowcu zaczęło się nabrzmiewanie mas solnych pod wpływem ciśnienia statycznego. Może już wtedy w Kłodawie zapanowały podobne warunki, jak te, które obecnie obserwujemy w Szubinie i Świdwinie, gdzie — jak można sądzić — mamy do czynienia albo z niedojrzałymi wysadami, albo jedynie z niedużymi nabrzmieniami mas solnych bez oznak i skłonności do przebijania nadległych osadów.

Tak więc przypuszczam, że zasadniczą przyczyną procesów erozyjno-sedymentacyjnych w retyku na Kujawach była przede wszystkim orogeneza starokimeryjska, a w mniejszym stopniu — diapirowe dźwiganie się mas solnych, które jak mi się zdaje, przez tę orogenezę zostało wzmoczone i ułatwione. Ona głównie wyzwoliła ruchy mas solnych, które potem etapowo przedzierały się ku górze w miarę wzrostu ciśnienia statycznego gromadzonych osadów w następnych okresach czasu.

To etapowe dźwiganie zaznacza się lokalnie w różnych seriach osadów i w różnych miejscach, szczególnie po liasie, gdy ciśnienie statyczne osadów wzrosło znowu o 1000-metrowy kompleks liasowy. Dźwiganie to szczególnie wyraźne było w doggerze, w którym na przykład osady wezulu i batonu są znacznie cieńsze w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej niż poza nią.

Nie mamy tutaj prawa przypuszczać istnienia ruchów fałdowych i wynurzeń — a więc i erozji, albowiem wtedy musielibyśmy obserwować znaczne luki stratygraficzne w osadach. Stwierdzamy natomiast wyraźną redukcję osadów — i to w tych obszarach, gdzie powinny być one najgrubsze. Wynika to jasno z porównania osadów wezulu i batonu antykliny kłodawsko-łęczyckiej z profilami Głogowca i Jeżowa koło Rawy Maz. oraz profilów doggeru Aleksandrowa i Ciechocinka.

Stwierdzamy również w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej wyraźne ślady podwodnych rozmyć oraz wkładki zlepieńców typu intraformacyjnych — w różnych miejscach i w różnych poziomach stratygra-

ficznych. Są to zjawiska, które powinno się obserwować w partiach brzegowych, ale nie w strefie bardziej otwartego morza. Te zjawiska pięknie tłumaczą się stałym, stosunkowo powolnym wznoszeniem się mas solnych ku górze w predysponowanych już od retyku miejscach. To przedzieranie się mas solnych ku górze ma etapy swojego nasilenia i osłabienia.

Pierwszy etap nasilenia zaznaczył się w górnym retyku. W wyniku orogenezy i działalności diapirowej, zjawiska, opisane z Kujaw przez S. Z. Różyckiego, wystąpiły ze szczególną siłą. W liasie następuje uspokojenie i trwa gromadzenie się dużej ilości osadów. Przeciągnęło się ono aż po aalen. W wezulu następuje ponowne intensywniejsze dźwiganie się mas solnych ku górze, najmocniej wyrażone w wezulu górnym. W jego wyniku powstają łączyste muszlowce syderytowe. Dźwiganie się mas solnych na Kujawach w wezulu i batonie daje się dość dobrze prześle-

Tabela porównawcza miąższości niektórych osadów doggeru i malmu na obszarach wysadów solnych i poza nimi

Obszar	Wezul	Baton	Wezul + baton	Kelowej + astart
ALEKSANDRÓW I	226	137	363	około 340
CIECHOCINEK nr (16)	123	117	240	368
INOWROCLAW „F”	około 168	około 98	około 266	297
RZADKA WOLA	ponad 255 n	162	ponad 417 n	340
KŁODAWA— ŁĘCZYCA	240	120	360	około 300
GŁOGOWIEC	ponad 335 n	165	ponad 520 n	około 350
JEŻÓW	460	ponad 70	ponad 530	7

n = nieprzebity

dzić na podstawie analizy i porównania miąższości osadów wezulu i batonu w różnych wierceniach, o których wiemy, że jedno z nich znajduje się poza wysadami a inne w pobliżu wysadów. Na przykład w wierceni Aleksandrów miąższość wezulu i batonu wynosi 363 m, a w Ciechocinku (nr 16) zaledwie 240 m, w okolicach Jeżowa koło Rawy Maz. baton i wezul ma ponad 530 m miąższości, w okolicy Kłodawy i Łęczycy miąższość batonu i wezulu wynosi średnio około 360 m, a w Głogowcu, tj. poza obszarem wysadu, ponad 520 m, przy czym wezul nie został przebity. W Rzadkiej Woli baton i wezul ma również ponad 417 m. miąższości, przy czym osady wezulu nie zostały przebite; w Inowrocławiu baton i wezul mają około 266 m miąższości, ale są tam na pewno redukcje tektoniczne, bo wiercenie znajduje się niedaleko wysadu.

Z porównania miąższości wezulu i batonu wynika, że największe różnice zachodzą w osadach wezulu. W tym bowiem czasie podwodna erozja odbywała się najsilniej, spowodowane to było bardziej intensywnym wypiętrzaniem się wysadu.

Dźwiganie się mas solnych wyraźne w wezulu i batonie, ustaje w oksfordzie i aż do kimerydu trwa dość spokojna i jednolita sedymentacja na całym obszarze — zarówno poza wysadami solnymi i miejscami najbliższego ich wpływu, jak i zupełnie z dala od nich. Wyraża się to prawie identyczną miąższością warstw od keloweju aż po astart włącznie. Miąższość tych utworów wynosi w okolicy Kłodawy i Łęczycy około 320 m, w Głogowcu około 350 m, w Aleksandrowie 340 m, w Rzadkiej Woli 340 m, w Ciechocinku około 368 m, w Inowrocławiu (wiercenie „F”) 297 m.

Dopiero w kimerydzie i po kimerydzie sytuacja zmienia się i masy solne stają się aktywniejsze przedzierając się znów ku górze. Ma to zapewne związek z tektoniką młodokimeryjską, która prawdopodobnie wyraziła się głównie jako tektonika zrębowa, uskokowa. W każdym razie ruchy tangencjalne wzmogły znów ciśnienie statyczne osadów na masy solne i znów zakłóciły ich równowagę hydrostatyczną. Masy te zaczęły się przedzierać ku górze predysponowanymi a odświeżonymi przez tektonikę młodokimeryjską szczelinami, uskokami, wszelkiego rodzaju płaszczyznami nieciągłości wśród mas skalnych. Wyrazem tektoniki młodokimeryjskiej na Kujawach są znaczne różnice zarówno w wykształceniu facjalnym, jak i w miąższościach utworów kimerydu i bononu.

Wreszcie następuje wycofanie się morza jurajskiego z tego terenu. Miejscami zachowały się wody brakiczne, w których trwała nadal sedymentacja jurajska, dając w wyniku osady purbeku — często gipsonośne. Czy czapa gipsowa dotarła wtedy do powierzchni, nie wiem i nie mam na to wyrobionego poglądu. W każdym razie nie można chyba całkowicie wykluczyć tej możliwości, a co za tym idzie, również możliwości redeponowania utworów czapy gipsowej w osadach purbeku.

Podczas ruchów młodokimeryjskich, które dotknęły obszar Kujaw, wznowione i wzmożone dźwiganie się mas solnych połączone było prawdopodobnie z wyzwoleniem dużych ilości solanek magnezowych i roztworów mineralizujących, które uwięzione w masach solnych pod bardzo dużym ciśnieniem pozostawały tam aż do momentu ich wyzwolenia. Spowodowały one zdolomityzowanie wapieni rauraku oraz — w różnym stopniu — wapieni argowu. Roztwory magnezowe i mineralizujące przedostały się szczelinami ku górze i rozeszły w porowatych wapieniach rauraku lateralnie. Stąd też mogły zstępować niżej i dolomityzować niższe partie oksfordu. Ten przypadek nie jest jednak regułą. Dolomityzacja jest wyraźnie epigenetyczna. Wśród dolomitów bardzo często spotyka się ocalałe partie pierwotnego wapienia niezdolomityzowanego. Roztwory dolomityczne nie przeniknęły zwiezłych i skalistych stropowych wapieni rauraku oraz wapieni płytkowych astartu, natomiast niekiedy bardzo głęboko dotarły w dół, bo aż do keloweju dolnego — omijając jednak po drodze margliste osady newizu i dywezu.

Zdolomityzowanie osadów rauraku i argowu bardzo wyraźnie zaznacza się przy wysadach solnych. Zjawisko to stwierdzono w Inowrocławiu, Górze, Wapnie oraz w antyklinie kłodawsko-łęczyckiej. Szczególnie tutaj został dobrze ten proces poznany.

Z analizy wielu wierceń zarówno usytuowanych po rozciągłości, jak i po upadzie struktury — okazuje się, że dolomityzacja wyraźnie słabnie w miarę oddalania się od wysadu. Po upadzie dolomityzacja zaznacza się jeszcze wyraźnie w odległości około 5 km od osi antykliny. Jednak w odległości około 20 km od osi antykliny utwory jury białej nie są już zupełnie dotknięte dolomityzacją. Doskonale uwidocznia się to na przekroju poprzecznym Jarochówek — Głogowiec.

Z procesem dolomityzacji łączą się również przejawy mineralizacji. W wielu profilach rauraku stwierdzono nagromadzenie pirytu wśród kawern, które często pokryte są szczotką dolomitową albo mlecznym kwarcem. Piękne kryształy złotego i mieniącego się niebieskawo-brązowo-czerwonego pirytu w druzach kwarcu mlecznego stwierdziłem również w osadach keloweju, który w tych przypadkach był zupełnie zdolomityzowany.

Drogi tej mineralizacji były różne i objawiały się jeszcze dodatkowo występowaniem i innych minerałów. W kilkunastu otworach w różnych poziomach stratygraficznych górnego i środkowego batonu wśród piaskowców stwierdziłem występowanie śmietany hematytowej, czasem nawet w dość obfitej ilości. Występowała ona albo na powierzchni fug, albo też wypełniała pory lub kawerny w piaskowcu. Fakt, że śmietana hematytowa występuje w osadzie morskim, świadczy o tym, że jest ona epigenetyczna, albowiem w przypadku syngenezy z osadami, w których występuje, musiałaby ulec hydratacji i przejściu w limonit. W wierceniu Głogowiec znacznie oddalonym od osi antykliny kłodawsko-łęczyckiej w batonie górnym występuje kilkunastometrowa seria piaskowca o spoiwie ze śmietany hematytowej i hydrogetytu. Wśród nich stwierdzono również zawartość miedzi, która występuje wspólnie ze śmietaną hematytową lub hydrogetytem — a więc jest związana prawdopodobnie w postaci tlenków. I ta mineralizacja nie może być syngenetyczna z osadem, w którym występuje. Stanowi ona dość znaczne przedłużenie tych przejawów, które obserwowane są bezpośrednio tuż przy wysadzie.

S. Marek w okolicy Justynowa, gdzie przypuszcza się możliwość występowania w głębi wysadu solnego, również stwierdził dolomityzację i podobne zmineralizowania utworów keloweju jak i w Łęczycy.

W ostatnim czasie ukazała się bardzo ciekawa praca J. Samsonowicza (1954), w której autor na podstawie stwierdzenia okruchów gipsu w osadach kajpru nad czapą gipsową uważa, że wysad został wyniesiony już w fazie wcześniejszej, dotychczas nieznannej. J. Samsonowicz uważa, że wysad istniał już przed kajprem — i w kajprze czapa gipsowa była denuadowana. Nieznaną dotychczas fazę orogenezy starokimeryjskiej J. Samsonowicz proponuje nazwać kujawską.

W opracowaniu z r. 1955 J. Polborski formułuje swój pogląd na sprawę wieku kształtowania się wysadu solnego następująco: „dla rozwiązania tego zagadnienia miarodajna będzie analiza stosunków stratygraficznych i tektonicznych w najbliższym otoczeniu wysadu”.

J. Poborski (1957) uznaje, że masy solne wysadu kłodawskiego odegrały główną rolę w antyklinalnym wypiętrzeniu osadów mezozoicznych, przy czym masy te uznaje jako jądrowe dla wypiętrzenia. W innym miejscu swego opracowania J. Poborski zaznacza, że nierówności w ukształtowaniu powierzchni starszego podłoża na obszarze kłodawskiej struktury solnej — spowodowane czynnikami tektonicznymi — są jeszcze spotęgowane przez kontrastowe zachowanie się poszczególnych członów serii solnej w okresie formowania się struktury i przebijania mas solnych przez nadkład, dalej przez intensywne zjawiska eluwialne w wysadowych partiach struktury solnej, które są wynikiem różnic rozpuszczalności poszczególnych członów serii solnej, wreszcie prawdopodobnie przez mniejsze ruchy mas solnych ku górze w czwartorzędzie. J. Poborski przypuszcza również, że główne fazy formowania się wysadu kłodawskiego przypadają na kredę lub trzeciorzęd, prawdopodobnie również wydaje się nieznaczne dźwiganie mas solnych w czwartorzędzie.

Zakład Ziół Rud Żelaza I.G.

Wygłoszono dnia 14 marca 1957 r.

PIŚMIENICTWO

- KLECZKOWSKI A. (1953) — Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. Biul. Inst. Geol. (b.n.). Warszawa.
- POBORSKI J. (1955) — Złoże solne w Kłodawie. Biul. Inst. Geol. (b. n.).
- POBORSKI J. (1957) — O wstępnych badaniach struktury solnej pod Łęczycą. Biul. Inst. Geol. 105. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1957) — Dolna jura południowych Kujaw. Biul. Inst. Geol. (w druku).
- SAMSONOWICZ J. (1929) — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Lysogór. Spraw. Państw. Inst. Geol. 5. z. 1—2. str. 1—250. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1954) — Sur l'âge de formation des dômes salifères sur l'anticlinorium de Couyavie. Bull. l'Acad. Pol. Sci. 2. Cl. III, nr 2, str. 23—95. Kraków.
- ZNOSKO J. (1953) — O wieku brekcji lisowskiej. Biul. Inst. Geol. (b. n.) Warszawa.
- ZNOSKO J. (1955) — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. Pr. Inst. Geol. 14. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1957 a) — Górnny wezul łęczyckiej jury. Biul. Inst. Geol. (w druku).
- ZNOSKO J. (1957 b) — Perspektywy poszukiwań złóż rud żelaza w łęczyckim wezulu. Pr. geol. nr. 1. str. 26—30. Warszawa.
- ZWIERZYCKI J. (1951) — Sole potasowe na północ od Wrocławia. Pr. Inst. Geol. 7. Warszawa.

Jerzy ZNOSKO

UPLIFT OF THE KŁODAWA SALT DOME DURING THE JURASSIC, AND ITS INFLUENCE UPON THE FORMATION OF THE SIDERITIC LUMACHEL ROCKS

Summary

Within a very brief space of time the intensively proceeding drilling activities are augmenting our scope of observations and enable us to define with steadily increasing accuracy the origin of the Łęczycza lumachel strata. Thus, for the first time, it also became possible to sketch in general outlines the behaviour of the Kłodawa salt dome during the Jurassic period.

A fundamental influence upon the formation of the lumachel strata of the Upper Vesulian in the Łęczycza region has been exerted by the uplift of salt masses, which beneath water level repeatedly produced an elevation of the basin's bottom, and an uplifting of the *Parkinsonia ferruginea* zone beyond the range of wave action. During the first phase (= stratum „a“), this submarine erosion reached sometimes a marked depth and removed various elements of the top part of the *Parkinsonia schloenbachi* zone. From the eroded argillaceous sediment which — not being diagenized — has been washed out, fauna shells were separated out and converted into detritus which in this manner was increased on the slopes of the submarine elevations. This process is, for instance, illustrated by a correlating section across the sediments of the *Parkinsonia ferruginea* zone. From the palaeogeographical analysis of Kujawy, the shore of the Vesulian sea is known to have reached far to the East; measurements of the thickness of the argillaceous sediments in this tentatively chosen section might, however, suggest entirely different conditions. It is universally known that in littoral conditions argillaceous deposits increase away from the land while, inversely, coarse sediments thicken towards the land. Considering both these seemingly conflicting phenomena observed in the Łęczycza region — the astonishing relief of the bottom of the Upper Vesulian sea and the seemingly abnormal manner of submarine accumulation of deposits of the *Parkinsonia ferruginea* zone — we reach the conclusion that an explanation should be looked for locally. Thus we find that the cause must have been the uplifting of a salt dome which produced an uplift of the sea bottom, and which simultaneously caused erosive-sedimentary features which took place in the open sea while being rather typical for littoral conditions.

The author considers the black argillaceous shales, washed out during the formation of the sideritic lumachels, to be the source of the content of iron that has cemented the lumachel rocks. These shales contain up to 6% of iron in the shape of sulphides and carbonates. During the washing out of the clays and shales the ferrous compounds turned into an aqueous solution and during the rapid saturation of the solution they were precipitated as carbonates, cementing the lumachel rocks which were being formed upon the elevated slopes. Under these conditions this cementation went forth, together with a partial oxidation of the lumachel rocks and a renewed reduction of their thickness.

In the author's opinion the uplifting of salt masses depends mainly upon orogenic processes of that period which augmented the plastic behaviour of the salt masses. Due to static pressure of the overlain sediments and tangential pressure exerted by tectonic phases, the salt masses were forced upwards, this being the resultant direction of both these forces. Thus, this would explain the characteristic shape of this salt dome structure.

During the Jurassic there occurred several isolated periods of uplifting of the salt masses. Some of them were caused mainly by a tectonic phase, others went forth due to a considerably increased pressure exerted by the overlain sediments.

In consequence of the Old Kimmeridgian orogenesis and the meanwhile increased static pressure, there occurs, during the Rhaetic, an uplift of the salt dome. This uplift is powerful but short-lived. During the Lias and the Lower Dogger there is a period of quietude. But the movements which uplifted the salt masses were renewed during the Vesulian; evidence is the considerable reduction of the Vesulian sediments in close vicinity to the salt formation (see comparative table of thicknesses on page). However, these differences disappear during the Bathonian: the salt masses arrive at a hydrostatic equilibrium, lasting up to the Kimmeridgian.

Upon the entire area of Kujawy, facies and thickness of sediments remain unchanged, beginning with the Callovian through to the Astartian. During the Kimmeridgian and in the post-Kimmeridgian period, there commences a further phase of uplift of the salt masses, due to the Young Kimmeridgian tectonic movements. It is an open question whether during the Bononian the salt dome broke through to the surface and whether then occurred a redeposition of gypsum layers in the Purbeckian sediments; however, there exists the possibility that these changes took place at that time. During the Young Kimmeridgian phase the uplift of the salt masses caused a setting free of magnesia brines and of mineralizing solutions. As a result, the coral reef limestones of the Rauracian were epigenetically dolomitized and became feebly metalliferous too. The dolomitization was most marked in sediments adjacent to the salt domes; with increasing distance it diminishes distinctly