

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI

DOLNA JURA POŁUDNIOWYCH KUJAW

(z 5 fig.)

НИЖНЯЯ ЮРА ЮЖНЫХ КУЯВ

(с 5 фиг.)

LOWER JURASSIC OF THE SOUTHERN KUJAWY

(with 5 Fig.) -

WARSZAWA 1958

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Uwagi ogólne o jurze dolnej Kujaw	9
Ogólna charakterystyka ważniejszych typów skał jury dolnej Kujaw	11
Zlepieńce ilowe i skały genetycznie z nimi związane	11
Zlepieńce czerwone	12
Zlepieńce szare	12
Zlepieńce jasnoszare	13
Zlepieńce zielonawe	13
Skały związane genetycznie ze zlepieńcami	15
Piaskowce	16
Piaskowce o spoiwie limonitowym	18
Skały ilaste	19
Skały węgliste	20
Opis poszczególnych serii	21
Cykl I. Seria kłodawska dolna (seria zlepieńców ilowych i łupków węglis- stych)	22
Cykl II. Seria kłodawska górna (seria piaskowcowa dolna)	29
Cykl III. Seria ksawerowska (seria piaskowcowo-ilasta)	33
Cykl IV. Seria sławęcińska dolna (seria piaskowcowa główna)	36
Cykl V. Seria sławęcińska górna i seria ciechocińska (seria piaskowcowo- węglowa i seria łupków esteriowych)	39
Cykl VI. Seria borucicka (seria piaskowcowa górna)	43
Warunki powstawania dolnej serii kłodawskiej	44
Porównanie jury dolnej Kujaw i Wyżyny Małopolskiej	54
Literatura	63
Резюме	65
Summary	77

Streszczenie

Jura dolna Kujaw południowych tworzy duży kompleks warstw mający do 1000 m miąższości. Na podstawie opracowania kilku tysięcy metrów rdzeni wiertniczych, pochodzących z szeregu wierceń w okolicach Kłodawy i Łęczycy, autor opracował szczegółową stratygrafię tego kompleksu, dzieląc go na siedem serii odpowiadających sześciu większym cyklom sedymentacyjnym i na 30 poziomów reprezentujących mniejsze podcykle sedymentacji.

Najniżej leżąca dolna seria kłódawska (retyk), miąższości 85—120 m, składa się z paru warstw zlepieńców złożonych głównie z toczeńców ilowych kajpru przedzielonych łupkami ilastymi i węglistymi. Następne dwie serie: górna seria kłódawska (40—60 m) i seria ksawerowska (90—190 m), zaliczone do hettangu dolnego, złożone są z naprzemianległych warstw łupków i piaskowców, które liczniej występują w pierwszej z wymienionych serii; w serii tej pojawiają się jeszcze cienkie warstwy zlepieńców ilowych. Czwarta z kolei seria sławęcińska dolna (hettang górny) stanowi, blisko 300 m miąższości liczący, kompleks piaskowców analogiczny do serii gromadzickiej i piaskowców skłobskich z obszaru świętokrzyskiego.

Wyżej leżą: seria sławęcińska górna (około 100 m piaskowców z wkładkami węglistych łupków) i seria ciechocińska (oliwkowozielone łożupki z *Estheria minuta* var. *brodieana*, około 110—120 m miąższości) zawierające szereg przewarstwień sydereitycznych. Ostatnia z wymienionych serii należy już zapewne do synemuru i odpowiada dolnej części warstw łysieckich oraz serii zarzeckiej („główniej rudnej”) Wyżyny Małopolskiej.

Osady dolnej jury Kujaw kończy 125-metrowa piaskowcowa seria borucicka (lias górny?) analogiczna do serii ostrowieckiej na wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich.

Analiza stosunków paleogeograficznych pozwala stwierdzić, że na granicy między kajprem i retykiem na terenie Kujaw południowych zachodziły ruchy wznoszące antykliny solnej, które spowodowały wydzwignięcie kajpru i powstanie wyniosłości o wysokości rzędu paruset metrów. Wyniosłość ta była intensywnie niszczone w ciągu retyku i hettangu dolnego, a następnie została pokryta przez osady wielkiego jeziora śródlądowego. Pod koniec liasu przeobraziło się ono w rozległe estuarium, na które wkroczyła transgresja morska aalenu.

WSTĘP

Jedną z dużych i stosunkowo mało znanych serii biorących udział w budowie wału kujawskiego jest niewątpliwie seria liasu i retyku. Pierwszy profil przez serie liasu i pierwszą próbę przeprowadzenia jego podziału w nawiązaniu do wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich

dopiero niedawno opublikował J. Samsonowicz (1954), opisując wiercenia z Ciechocinka. Retyk natomiast należy do serii jeszcze nie wyróżnionych na Kujawach.

Opracowując szereg dawniej wykonanych wierceń ze środkowej części wału kujawskiego, miałem okazję zapoznać się bliżej z tymi seriami i poświęciłem im nieco uwagi, dążąc do opracowania dla nich bardziej szczegółowego schematu stratygraficznego, który był potrzebny do rozwiązania pewnych zagadnień strukturalnych.

Serie te mają bardzo interesujący i urozmaicony skład, który wskazuje na zmienność warunków sedymentacji i pozwala bliżej rozpatrywać stosunki paleogeograficzne panujące na tym odcinku wału kujawsko-pomorskiego.

Zagadnienia te wydają się tym ciekawsze, że pozwalają wysnuć wnioski co do ruchów, które odbywały się na przelomie kajpru i retyku, a będąc związane ze starszą fazą ruchów kimeryjskich rzucają pewne światło na jej rolę w powstaniu całości wału.

Duże zainteresowanie wzbudza również możliwość podjęcia próby bliższego porównania dolnej jury Kujaw z retyko-liasem Wyżyny Małopolskiej, dobrze już znanym dzięki pracom F. Rutkowskiego (1923), J. Samsonowicza (1929), St. Zb. Różyckiego (1930), R. Krajewskiego (1947), Wł. Karaszewskiego (1947, 1949) i J. Znoski (1955).

Szereg nowych obserwacji i ważnych wniosków przynosi zwłaszcza ciekawa praca J. Znoski z 1955 r., która wyjaśnia ostatecznie położenie stratygraficzne tzw. warstw wilmsdorfskich (gorzowskich) i warstw hellewaldzkich (helenowskich) F. Roemera (1867), podaje nowy podział liasu dla południowo-wschodniej części pokrywy mezozoicznej masywu górnośląskiego oraz ustala wiek poszczególnych wyróżnionych serii.

W oparciu o tę pracę paralelizacja retyko-liasu górnośląskiego i świętokrzyskiego uzyskała realne podstawy stratygraficzne. Wyniki te w dużym stopniu dają się również wykorzystać do określenia wieku jednostek stratygraficznych wyróżnionych na Kujawach.

Profil kujawski liasu daje się już również dosyć dobrze nawiązać do profilu dolnego liasu Skanii, znanego z prac G. Troedssona (1948, 1951), i flory opracowanej przez A. G. Nathorsta (1910). Temat ten mam zamiar poruszyć osobno.

Opracowana grupa kilkunastu profili jury dolnej leży w południowej części antykliny kłodawskiej. Tworzą one razem jeden szereg, o kierunku z północnego zachodu na południowy wschód, o długości blisko 20 km, który w południowej części leży w strefie osiowej antykliny, a bardziej ku północy stopniowo przesuwają się na jej północno-

wschodnie skrzydło. Przy takim układzie profilów staje się możliwe wyeliminowanie przypadkowych nieściśłości z poszczególnych profilów i kontrola wyróżnionych jednostek stratygraficznych. Ta właśnie okoliczność pozwala na dokonanie dosyć szczegółowego podziału oraz na bliższe prześledzenie zachodzących w poszczególnych seriach zmian facjalnych i próbę rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych.

Opisy profilów, na których opiera się niniejsza praca, były sporządzone przez autora na podstawie przejrzenia kilku tysięcy metrów rdzeni wiertniczych. Żmudna ta czynność wykonana została przy współudziale mgr inż. Sylwestra Marka, któremu na tym miejscu składam serdeczne podziękowania za pełną zapału współpracę.

UWAGI OGÓLNE O JURZE DOLNEJ KUJAW

Seria osadów liasu stanowi pierwszy duży człon wielkiego kompleksu sedymentacyjnego jury, a nie — jak mogłoby się wydawać z obserwacji na obszarach peryferycznych, a szczególnie na Górnym Śląsku — utwory odrębnego cyklu sedymentacyjnego, lub osady kończące cykl sedymentacji kajpru.

Podobne wątpliwości powstają w południowych i południowo-zachodnich Niemczech, toteż geologowie niemieccy uważali retyk za końcowe ogniwo kajpru i długo bronili swego stanowiska.

J. Samsonowicz, który położył podwaliny pod stratygrafię retyko-liasu Gór Świętokrzyskich, zdecydowanie uznał retyk za najniższe ogniwo jury dolnej (1929). Słuszność tego stanowiska jest wyraźnie widoczna na Kujawach, a szczególnie dobrze na obszarze opracowanym, który leży w strefie maksymalnego obniżenia wielkiej bruzdy zasypanej przez sedymentację jurajską. Daje to możliwość doskonale prześledzić pełną ciągłość osadów od retyku po najwyższą jurę, a nawet i przejście do cyklu kredy dolnej.

Oczywiście cały wielki cykl sedymentacyjny jury rozpada się na szereg etapów i mniejszych cyklów, które w liasie, doggerze i dolnym malmie mają zasadniczo charakter transgresyjny, w ciągu górnego malmu stopniowo przechodzą w typ wahań regresyjnych, a w najwyższej jurze odpowiadają już pełnej regresji.

Lias stanowi, jak powiedzieliśmy wyżej, pierwszy duży oddział tego ogromnego, blisko 2500 m grubego kompleksu osadów, z którego na jurę dolną przypada przeszło 1000 m.

Jest to zasadniczo zespół osadów nagromadzonych w szeregu dużych kolejno po sobie istniejących śródlądowych zbiornikach wodnych, pogłębiających się w etapach przyśpieszonego zanurzania i zapełnianych przez produkty akumulacji w okresach jego zwolnienia.

Dlatego też w całej serii liasu, złożonej z osadów nagromadzonych w rozległych ale płytkich zbiornikach lub w ich pobliżu na nadbrzeżnych równinach aluwialnych, widoczna jest wyraźna rytmiczność i daje się wyróżnić szereg cyklów sedymentacyjnych. Toteż za podstawę podziału liasu Kujaw przyjąłem nie kompleksy skał o jednakowym składzie litologicznym, ale dające się wyróżnić i powtarzające się, nawet w profilach leżących w znacznej odległości od siebie i daleko poza opracowanym terenem, duże jednostki rytmu sedymentacji, które nazywam seriami.

Zaczynają się one z reguły warstwami zlepieńców lub piaskowców gruboziarnistych występującymi w ich dolnej części. Każda z serii dzieli się z kolei na szereg mniejszych jednostek wyróżnionych w tej pracy jako poziomy i odpowiadających wyraźnie zaznaczającym się mniejszym podcykлом sedymentacji. Poziomy również rozpoczynają się osadami o większej zawartości grubego materiału klastycznego (przeważnie piaskowce drobnoziarniste), a kończą sedymentacją drobnej zawiesiny ilastej (iły i iłolupki) często z przewarstwieniami licznie nagromadzonych szczątków roślinnych, niekiedy nadających tym skałom charakter węglistych lub wręcz tworzących paro- i kilkocentymetrowe warstewki węgla.

Tabela 1

Podział liasu kujawskiego na cykle sedymentacyjne i odpowiadające im serie

Oddział	Cykl	Seria	Miąższość w m
Lias	VI	Seria borucicka (piaskowcowa górna)	około 125
	Vb	Seria ciechocińska (łupków esteriowych)	110—120
	Va	Seria sławęcińska górna (piaskowcowo-węglowa)	95—100
	IV	Seria sławęcińska dolna (piaskowcowa główna)	około 300
	III	Seria ksawerowska (piaskowcowo-ilasta)	100—190
	II	Seria kłodawska górna (piaskowcowa dolna)	35— 50
	I	Seria kłodawska dolna (zlepieńców iłowych i łupków węglistych)	85—120

Trzeba od razu zaznaczyć, że podcykle nie są najmniejszymi jednostkami rytmu sedymentacji liasu, który jest silnie zaakcentowany prawie we wszystkich seriach i poprzez szereg mniejszych rytmów schodzi do rzędu drobnych parocentymetrowych lub nawet parumilimetrycznych warstewek.

Duże wyróżnione serie obejmują jednostki rzędu od kilkudziesięciu do paruset metrów. Mniejsze ich ogniwa (poziomy), których przypada po trzy do sześciu na każdą serię, mają najczęściej od kilku do paru

dziesiątków metrów miąższości, a w niektórych przypadkach nawet i więcej.

Udział piaskowców i łupków w poszczególnych seriach nie jest jednakowy. Dlatego też poszczególnym seriom daję nazwy nawiązujące do dominującego w danej serii typu skały oraz do miejscowości, z której pochodzi jej najpełniejszy, typowy profil. W sumie w całym kompleksie osadów liasu kujawskiego wyróżniam siedem serii odpowiadających sześciu cyklom sedymentacyjnym podanym w tabeli 1.

Poszczególne serie z kolei dzielę na poziomy, które oznaczam kolejnymi dużymi literami alfabetu łacińskiego, zaczynając każdorazowo od spągu poszczególnych serii. W ten sposób na przykład cykl I — dolna seria kłodawska — dzieli się na poziomy IA, IB, IC, ID, IE i IF, następna z kolei górna seria kłodawska — na poziomy IIA, IIB, IIC itd. Razem w całym kompleksie dolnej jury kujawskiej wyróżniam 30 poziomów, które dają się konsekwentnie prześledzić nie tylko w opracowywanej grupie wierceń, ale — jak wykazały podjęte próby — można je stwierdzić i w bardziej odległych profilach.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA WAŻNIEJSZYCH TYPÓW SKAŁ JURY DOLNEJ KUJAW

W jurze dolnej Kujaw, obok skał bardzo zbliżonych do znanych nam z serii tego wieku na Wyżynie Małopolskiej, występuje szereg typów skał zupełnie odmiennych. Aby wielokrotnie nie powtarzać się w części opisowej, podaję w poniższym rozdziale ich ogólną charakterystykę i poglądy na warunki, w których mogły one powstawać.

Do najbardziej szczególnych skał retyku i liasu kujawskiego należą niewątpliwie zlepieńce iłowe i skały genetycznie z nimi związane, które na Kujawach południowych — zwłaszcza w obu seriach kłodawskich — występują w znacznych miąższościach i mają duże znaczenie dla interpretacji stosunków paleogeograficznych.

Piaskowce są zasadniczo bardzo zbliżone do piaskowców sztylowieckich z Gór Świątokrzyskich.

Łupki, występujące tu w najróżnorodniejszych odmianach, również mają liczne swoje odpowiedniki na Górnym Śląsku i w Świątokrzyskiem.

ZLEPIEŃCE IŁOWE I SKAŁY GENETYCZNIE Z NIMI ZWIĄZANE

W skład najniższej serii jury dolnej Kujaw wchodzi szereg skał zupełnie odmiennych niż w seriach nadległych. Są to przede wszystkim rozpoczynające tę serię zlepieńce iłowe złożone głównie z otczaków różnorodnych skał kajprowych. Tworzą one grubą, miejscami osiąga-

jącą miąższość kilkudziesięciu metrów, warstwę zlepieńca podstawowego kompleksu retycko-liasowego. Zazwyczaj jednak miąższość ich jest znacznie mniejsza i waha się od kilku do kilkunastu metrów.

Zlepieńce czerwone. W próbkach wiertniczych (z wierceń obrotowych) skały te na pierwszy rzut oka robią zwykle wrażenie wiśniowoczerwonych lub ciemnoszarych łupków ilastych kajpru. W odróżnieniu od właściwych iłolupków kajpru, które dają bardzo dobre rdzenie, skały te jednak rozsypują się na szereg odłamków, wśród których nie trudno jest znaleźć liczne zaokrąglone bryły toczenców iłowych, owalne, prawie kuliste, lub nieco kanciaste ze słabo zaokrąglonymi narożami.

Rzadko stosunkowo udaje się uzyskać z tych skał cały rdzeń, na którym wtedy doskonale jest widoczna struktura grubootczakowego zlepieńca, w dalekiej analogii przypominającego permskie zlepieńce zygmontowskie z Gór Świętokrzyskich.

Wymiary otoczków wahają się w dużych granicach. Przeważają toczence paru- i kilkucentymetrowej średnicy, nierzadkie są jednak bryły wielkości 10—20 cm, a nawet i większe dochodzące do kilku decymetrów. W tych ostatnich przypadkach korona przecina je jak litą skałę i daje co jakiś czas jednolite odcinki rdzenia, które łatwo mogą nas wprowadzić w błąd, sugerując, że mamy do czynienia z iłolupkami kajpru *in situ*.

Spoiwo tego zlepieńca stanowi w głównej masie również ten sam ił kajprowy, ale rozsypany na drobne grudki wielkości milimetra lub mniejsze. Daje to spoiwu pewną szorstkość i pozór skały piaszczystej. Oprócz tego drobnego „piasku” z okruców iłu w spoiwie widać jeszcze liczne paro- i kilkumilimetrowe, a nawet i większe grudki iłu, zlepione razem w jedną masę, ale łatwo kruszące się już przy słabym nacisku.

Spoiwo ma zatem charakter klastyczny i stanowi również produkt mechanicznego rozdrabniania iłolupków kajprowych, ale przy słabym udziale wody, gdyż nie widać w nim cech, które świadczyłyby o rezydentacji iłu z zawiesiny wodnej. Udział wody ograniczył się tu prawie wyłącznie do transportu. W skład otoczków najliczniej wchodzi wiśniowoczerwony iłolupek kajprowy, mniej licznie inne skały ilaste, jak łupki szare, szarozielone i seledynowe, oraz jasnoszare dolomity najczęściej rozsiane w formie drobnych odłamków, ale czasem stanowiące i większe parocentymetrowe bryłki.

Opisany typ czerwonego zlepieńca iłowego jest tylko jedną z odmian tego rodzaju skały występującą najczęściej i na największych przestrzeniach.

Zlepieńce szare. Drugi typ zlepieńców iłowych, przy tych samych cechach strukturalnych, ma barwę szarą i składa się prawie wyłącznie z toczenców ciemnoszarych iłowców z rzadka nakrapianych czerwonymi

niewielkimi plamkami. Iłowce te pochodzą ze starszych poziomów niż czerwone ily i *in situ* leżą poniżej pstrej serii kajpru. W zlepieńcach tych trafiają się z rzadka mniejsze toczne wiśniowoczerwonych iłolupków kajpru. Natomiast bryłek dolomitu na ogół w nich nie ma, lub są bardzo nieliczne.

Zlepieńce jasnoszare. Trzeci typ stanowią zlepieńce jasnoszare ze słabymi odcieniami zielonawymi; dominują w nich otoczaki szarych dolomitów oraz szarych i zielonawych łupków ilastych. Bryły dolomitów są znacznie gorzej obtoczone niż skały ilaste, często mają kształt nieregularny, kanciasty i noszą tylko słabe cechy transportu. Nie można ich nazwać otoczakami. Jest to raczej gruz skalny, który był przeniesiony na niewielką tylko odległość. Podobny kształt mają bryłki dolomitu spotykane prawie we wszystkich innych odmianach zlepieńców, gdzie nie występują już one jednak jako składnik główny, ale jako składnik akcesoryczny. W tych ostatnich przypadkach wymiary ich są znacznie mniejsze (parumilimetrowe, rzadko parocentymetrowe), podczas gdy w opisywanym typie zlepieńców osiągają one 20—30 cm średnicy.

Pochodzenie tych dolomitów nie jest zupełnie jasne, gdyż dotychczas nigdzie nie zostały one napotkane z całą pewnością *in situ*. Brak w nich również makrofauny, która pozwalałaby zdefiniować ich wiek. Niewątpliwie są one starsze od serii wiśniowoczerwonych iłów i należą na pewno do triasu. Są to prawdopodobnie jeszcze skały wieku kajprowego, tworzące wkładki wśród dolnych części szarych iłów.

W każdym razie, w przypadkach gdy występują one najliczniej i w dużych bryłach, towarzyszą im na ogół nie czerwone ily, ale ily szare i seledynowe tworzące większe kompleksy w dolnej części kajpru. Na tej podstawie sędzę, że musiały one zajmować *in situ* niższe położenie stratygraficzne niż czerwona i pstra część serii kajpru.

Oprócz wymienionych wyżej rodzajów skał w szarzielonych zlepieńcach znajdowane były również, choć niezbyt licznie, kilkocentymetrowe bryłki węgla. Drobniejsze jego okruchy trafiają się i w innych typach zlepieńców.

Zlepieńce zielonawe. Czwarty typ zlepieńców, występujący najrzadziej, stanowią zlepieńce zielonawe, złożone głównie z przerobionych seledynowych iłów niższej części kajpru. Toczne iłowe są w nich zwykle gorzej widoczne, gdyż skały te są mniej zwięzłe i nie uzyskały jeszcze cech iłolupku, tak jak to już nastąpiło w serii czerwonej kajpru.

Spoivo w tej odmianie zlepieńców jest bardziej ilaste i obfitsze. Rozpoznanie ich ułatwiają często paro- i kilkocentymetrowe bryłki dolomitów rozrzucone w całej masie skały.

Większości opisanych wyżej typów zlepieńców ilowych zasadniczy charakter nadaje zwykle jedna z dominujących w nich skał macierzystych tworząca w danym przypadku najliczniejsze i największe jego składniki. Istnieją jednak również odmiany mieszane złożone prawie w równym stopniu ze wszystkich wyżej wymienionych rodzajów skał. Są one jednak o wiele rzadsze i nie odgrywają już tak istotnej roli jak wymienione wyżej typy zlepieńców o bardziej jednorodnym składzie otoczeków.

Warte jest zanotowania, że w jednej z takich mieszanych odmian szarych zlepieńców znalazły się również obtoczone parocentymetrowe konkretne piryty.

Poszczególne typy jednorodnych zlepieńców tworzą grube warstwy po kilka, a nawet i parę dziesiątków metrów miąższości, które leżą na sobie bądź oddzielone cienką warstwą zlepieńców mieszanych, bądź też są ostro od siebie odgraniczone, bez żadnych przejść.

Interesująca bywa w niektórych profilach kolejność warstw różnych typów zlepieńców, skład otoczeków w których dość często odpowiada odwróconej kolejności stratygraficznej skał znajdujących się na pierwotnym złożu. Na przykład na zlepieńcach z wiśniowych iłupków górnej części kajpru leżą zlepieńce czerwone z dolomitami, a nad nimi zlepieńce z ciemnoszarych łupków. Niekiedy taka kolejność zlepieńców przerywa się i powtarza ponownie, rozpoczynając się od otoczeków skał młodszych.

Jeśli chodzi o genezę wszystkich tych typów zlepieńców ilowych, to nie ulega wątpliwości, że materiał, z którego są one złożone, przeniesiony został na stosunkowo nieznacznej odległości i że powstały one niewątpliwie w związku z gwałtownym rozmywaniem pobliskiej, dość znacznej wyniosłości zbudowanej z kajpru.

Niszczenie tej wyniosłości odbywać się jednak musiało w warunkach klimatu stosunkowo suchego, w którym bryły iłupków i iłów nie ulegały rozmakaniu i mogły dłuższy czas leżeć na powierzchni zachowując swój pierwotny kształt.

Przemawia za tym również i spoiwo zlepieńca mające charakter „piasku” z okruszków łupku lub iłu.

Sam transport toczeńców, osiągających duże wymiary, a przy tym wybitnie źle przesortowanych, mógł być spowodowany najprawdopodobniej przez gwałtowne, silne, ale okresowe i stosunkowo rzadkie opady. Niosły je zapewne szybkie i rwące, okresowo czynne potoki powstające po ulewach i wynoszące wtedy duże ilości wielkich otoczeków obok drobniejszych.

Przez znaczną część roku potoki te były zupełnie nieczynne i wtedy, w okresie suszy, znajdujące się na powierzchni bryły rozsypywały

się na drobne okruchy, które następnie dały materiał na spoiwo tych zlepieńców. Wydaje się również rzeczą niewątpliwą, że zlepieńce te były sypane na dość znacznej przestrzeni u podnóża wspomnianej wyżej wyniosłości, tworząc stożki napływowe leżące na powierzchni łądu, jeszcze poza granicami zbiornika wodnego. W przeciwnym przypadku nie zachowałyby się one jako zlepieńce, ale — jak sądzę — przeszłyby w inny typ skały, z którym również spotykamy się w obrębie najniższej i następnej leżącej nad nią serii.

Skały związane genetycznie ze zlepieńcami. Oprócz typowych zlepieńców iłowych z dobrze widocznymi toczeńcami i bryłami skał, spotykamy się tu jeszcze ze skałami, które określone zostały jako skały gruzłowe. Jest to jeszcze jedna z odmian zlepieńców iłowych, w której zarysy poszczególnych toczeńców są mniej wyraźne, często zatarte. Zachowana jednak oddzielność łupkowa niektórych grudek wskazuje, że składają się one z różnie zorientowanych brył łupków, które uległy częściowemu rozkruszeniu i rozmoczeniu. Są to niewątpliwie również nagromadzenia toczeńców iłowych, które dostały się do zbiornika wodnego i uległy stopniowo częściowemu rozpadowi i rozmoczeniu.

Istnieją jeszcze w liasie Kujaw inne rodzaje skał, wiążące się przejściami z opisanymi wyżej, które dają przykłady dalej zaawansowanego podobnego procesu. Są to skały nazwane pstrymi i smugowoplami i smugowoplami, odpowiadające końcowym etapom rozpadu toczeńców iłowych, które dostały się do wody. Skały te mają zazwyczaj zabarwienie szaro-różowe lub szaro-czerwone i występują jako warstwy dające się prześledzić prawie we wszystkich badanych profilach. Jako główne tło mają one masę ilastą barwy jasnoszarej, białawoszarej lub białaworóżowej, wśród której pojawiają się mniej lub bardziej wyraźnie okonturowane plamy intensywnie czerwone (odmiany pstre).

W innych przypadkach tworzą one smugi lub nieokreślonego kształtu plamy, czasem rozbite na masę drobnych plamek (odmiany smugowoplamiste). O wiele rzadziej mają one zarysy owalnych otoczków lub nieregularnych kanciastych bryłek czerwonego łu. Są to ślady po toczeńcach iłowych lub rozsypanych okruchach łu z rozpadającej się w wodzie bryły łożupku kajprowego, włączone w nowy, świeżo tworzący się osad, w którym stanowią one parę do kilku procent ogólnej masy skały. Odmiany smugowate mają zwykle kontury plam silnie zamazane i stanowią ostatnią fazę opisanego procesu, w którym zachowały się jeszcze ślady po szczątkach toczeńców łożupków.

Podobnym częściowo przemianom mogłyby ulec nagromadzenia toczeńców iłowych również i na łądzie, o ile znalazłyby się one w warunkach klimatu bardziej wilgotnego. Zdaje się, że w naszym przy-

padku mamy do czynienia i z tego rodzaju skałami, jako tworzącymi przewarstwienia wśród typowych zlepieńców iłowych. Dołączają się tu jeszcze oznaki świadczące o subaeralnych warunkach wietrzenia.

Oprócz opisanego szeregu zlepieńców iłowych i skał genetycznie z nimi związanych, spotykamy się tu jeszcze ze zlepieńcami iłowymi o charakterze druzgotów, złożonymi z różnorodnych okruchów skał ilastych (łupki jasnoszare, ciemnoszare, różowe, czerwone) tworzących nieregularne bryłki, nie noszące śladów toczenia przez wodę i zlepione w jedną masę. Prawdopodobnie są to produkty zsuwów. Druzgotów tego typu jest niedużo i odgrywają one w obrębie serii wielokrotnie mniejszą rolę niż właściwe zlepieńce iłowe*.

W odniesieniu do wszystkich typów i odmian zlepieńców iłowych trzeba jeszcze raz podkreślić, że bez żadnej wątpliwości mamy tu do czynienia z transportem na nieduże stosunkowo odległości, prawdopodobnie rzędu kilku, najwyżej kilkunastu kilometrów. W niektórych zaś przypadkach jesteśmy bardzo blisko lub w bezpośrednim sąsiedztwie miejsc, z których materiał na zlepieńce został pobrany.

Pogląd ten potwierdza również rozmieszczenie otoczków dużych wymiarów i kierunek wzrostu miąższości warstw zlepieńców wskazujące zgodnie, że ich źródło znajdowało się przede wszystkim w północnej części naszego przekroju, w pobliżu kulminacji antykliny.

PIASKOWCE

Wszystkie odmiany piaskowców liasu Kujaw odznaczają się wysokim stopniem segregacji pod względem składu mineralnego ziarn.

Złożone one są niemal wyłącznie z kwarcu, domieszka innych minerałów jest niewielka; stanowią ją głównie jasne skalenie z grupy kwaśnych plagioklazów i z grupy ortoklazów, o różnych stopniach zwiętrzenia. Minerale ciemne są rzadkie. Mika (muskowit) jest dość częsta. Dominuje kwarc bezbarwny, ale nierzadkie są również ziarna o słabym zabarwieniu żółtawym i różowawym. Trafiają się również ziarna o strukturze mozaikowej.

Stopień obtoczenia ziarn jest różny, ale jedynie rzadko dobry; najczęstsze są ziarna kanciaste lub z ogładzonymi narożami i półzaokrąglone. Jedynie ziarna większe, średnicy drobnego żwirku, są lepiej zaokrąglone.

Nasuwa się wniosek, że ziarna detrytyczne wchodzące w skład piaskowców liasu są raczej produktem pierwotnego cyklu ich sedymen-

* Z całą pewnością nie są to druzgoty tektoniczne, chociaż i te ostatnie były konstatowane w obrębie kajpru, jednak mają one zupełnie inny charakter i składają się z materiału bardziej jednorodnego.

tacji i mimo wysokiego stopnia selekcji pochodzą bezpośrednio z masywy krystalicznego złożonego głównie z kwaśnych skał magmowych i metamorficznych (granity, gnejsy).

Z minerałów autogenicznych dość często występują rozsiiane w skale ziarna pirytu, czasem tworzące większe zrostki.

Stopień cementacji piaskowców jest na ogół słaby. Spoiwo jest najczęściej pylaste, niekiedy kalcytowe (wtórnie?). Tylko wyjątkowo zdarzają się niegrube ławice lepiej scementowane (krzemionką) o charakterze kwarcytowatym.

Nierzadko w skale występuje — nawet w dużej ilości — pył lub drobne okruchy pochodzenia roślinnego, niekiedy wręcz okruchy węgla.

Pod względem składu mechanicznego różnorodność piaskowców jest o wiele większa. Mamy tu całą skalę różnorodnego uziarnienia piaskowców od bardzo drobnoziarnistych do gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowych.

Piaskowce drobnoziarniste są oczywiście najlepiej przesortowane i mają zdecydowaną przewagę ziarn frakcji 0,2 — 0,1 mm i drobniejszych. Domieszka ziarn większych (do 0,4 mm) jest w nich nieduża.

Mniejszy stopień segregacji mają piaskowce średnioziarniste i przewarstwiające się z nimi piaskowce gruboziarniste, w których pojedyncze ziarna dochodzą do paru i rzadziej do kilku milimetrów średnicy. Drobne te otoczaki składają się prawie wyłącznie z kwarcu. W piaskowcach tych obserwuje się zazwyczaj pewien wzrost ilości skaleni lub produktów ich wietrzenia. Oprócz otoczków kwarcu i okruchów zwęglonych roślin, w niektórych poziomach pojawiają się drobne toczne ilowe, głównie złożone z jasnych, często białych gliniek typu kaolinowego. Wymiary ich wahają się w granicach kilku milimetrów. W pojedynczych przypadkach dochodzą one nawet do paru centymetrów średnicy. Kształt ich jest przeważnie płasko-owalny. W glinkach, z których zbudowane są te toczne, wielokrotnie daje się obserwować zachowana jeszcze łupkowatość.

Same glinki są bardzo zbliżone do przewarstwień łupkowych występujących wśród piaskowców. Różnią się od nich jedynie jaśniejszą barwą.

Uwarstwienie piaskowców jest najczęściej poziomo równoległe, czasem z lekko zaznaczoną falistością. Nierzadko jednak, szczególnie w początkowych fazach sedymentacji serii, a również i niektórych poziomów, dobrze bywa widoczne warstwowanie skośne i krzyżowe (przekątne).

Wśród piaskowców często, zwłaszcza w górnych partiach ich warstw, występują przewarstwienia ilaste. Czasem są to tylko cieniutkie, ułamek milimetra wynoszące i rwące się, przemazy. W innych znowu przypadkach są to warstewki ilaste dobrze wyrażone, mające po parę

milimetrów grubości, z własnym drobnym warstwowaniem. Powierzchnie tych przewarstwień są zwykle nierówne, nieregularnie faliste. Prawie z reguły występuje w nich, z różnym stopniem obfitości, drobny detrytus roślinny, a nierzadko obfita mika pokrywająca drobnymi blaszkami poszczególne powierzchnie.

Istnieją również odmiany piaskowców mierzwiastych, o wiele tu zresztą rzadsze niż w wyżej leżącym doggerze, złożone z nieregularnych, soczewkowatych przewarstwień drobnoziarnistego piasku pokrywanych równie nieregularnymi cienkimi przewarstwieniami ilastymi. W przewarstwieniach piaszczystych czasem widać warstwowanie przekątne. Są to prawdopodobnie warstewki powstające w warunkach zmiennego falowania, przy którym raz utworzone zmarszczki fal były wielokrotnie zmieniane i niszczone.

Większość piaskowców była niewątpliwie osadzona w środowisku wodnym, chociaż nie zawsze w zbiorniku. Częściowo zostały one osadzone przez wody leniwie płynące. Tylko w niektórych odmianach gruboziarnistych, z zaznaczonym przekątnym warstwowaniem, można się dopatrywać produktów sedymentacji szybciej płynących strumieni wodnych.

Piaskowców o genezie eolicznej raczej tu nie ma. Większość ziarn kwarcu ma zdecydowanie „wodne”, połyskujące powierzchnie. Ziarna zmatowione eolicznie są rzadkie, przynajmniej we wszystkich próbkach, które pod tym kątem widzenia były oglądane.

PIASKOWCE O SPOIWIE LIMONITOWYM

Do dosyć rzadko pojawiających się w liasie kujawskim odmian piaskowców należą piaskowce żółte lub żółtobrunatne, słabo limonityczne. Nie są to w żadnym znanym mi przypadku właściwe piaskowce limonitowe typu rozpowszechnionych na wychodniach doggeru lub liasu świętokrzyskiego tzw. „żeleźniaków”. Tu limonit występuje w niewielkich ilościach stanowiąc tylko część spoiwa lub tworząc drobne zlepki. Nadaje on natomiast zabarwienie całej skale.

Piaskowce zabarwione rdzawożółto lub rdzawobrazowo występują z reguły w stropowej części ławic piaskowcowych poniżej przykrywającego ją przewarstwienia ilastego. W tej samej warstwie piaskowców mogą one powtarzać się praktycznie w różnych ławicach.

Grubość partii piaskowca zabarwionego limonitem jest zwykle nieduża, rzadko przekracza parę decymetrów, a tylko w pojedynczych przypadkach obejmuje warstwę parometrową. Limonityzowane są najczęściej piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste o spoiwie pylastym. Tylko w jednym przypadku widoczna jest limonityzacja w piaskowcach średnio- i gruboziarnistych.

Skały o spoiwie limonitowym powtarzają się parokrotnie w górnych poziomach serii kłodawskiej górnej (IIC) i ksawerowskiej (IIID), w dolnym poziomie dolnej serii sławęcińskiej (IV A) oraz w piaskowcach podścielających przewarstwienia węgliste w serii sławęcińskiej górnej (VB i VC).

Skał tych w żadnym przypadku nie można uważać za typowe dla liasu. Notują one jednak ważne geologicznie epizody, kiedy skały te — wkrótce po osadzeniu się — znajdowały się blisko powierzchni i otrzymywały z niej spore ilości związków żelaza ulegające szybko procesom utleniającym.

Podobnie jak R. Krajewski (1947) w odniesieniu do niektórych poziomów liasowych żelaziaków brunatnych liasu, jestem zdania, że mamy tu do czynienia z procesami utleniania prawie współczesnymi (lub tylko nieznacznie późniejszymi) z powstawaniem samej skały. Jednym z argumentów przemawiających na korzyść tego poglądu — oprócz tego że mamy tu do czynienia ze skałami znajdującymi się na znacznych głębokościach i odciętymi całkowicie od obecnych procesów wietrzeniowych — jest fakt, że skały z limonitem powtarzają się parokrotnie pomiędzy warstwami, w których występują skały sydereityczne, nie dotknięte przez procesy utleniające.

W sumie odnosi się wrażenie, że mamy tu do czynienia z procesami glebowymi (zblizonymi do procesów bielnicowania?), a opisane wyżej warstwy limonityczne nie są niczym innym jak zachowanymi, kopalnymi śladami poziomu rudawca.

Jest możliwe, że występujące tu „nadżarte” ziarna kwarcowe oraz niektóre poziomy piaskowców z węglanem wapnia w spoiwie są również związane z tymi procesami.

SKAŁY ILASTE

Drugie miejsce co do częstości występowania po piaskowcach w jurze dolnej Kujaw zajmują skały ilaste, na które w sumie przypada około 30% grubości całego tego kompleksu. Jednak tylko w dwóch przypadkach — w dolnej serii kłodawskiej (cykl I) i w serii ciechocińskiej (górna część cyklu V) — tworzą one większe, bardziej skupione jednostki o kilkudziesięciometrowej miąższości. Natomiast spotyka się je często w obrębie całego prawie kompleksu jako drobne parocentymetrowe lub milimetrowe przewarstwienia; w niektórych przypadkach tworzą one szereg większych wkładek o miąższości od paru do kilkunastu metrów.

Skały ilaste są tu reprezentowane przez mułowce, iłowce, iłolupki i glinki o dość znacznej zawartości kaolinu.

Wszystkie powyższe skały, z wyjątkiem części ostatniej z wymienionych grup, cechuje dobrze wyrażone warstwowanie podkreślone rytmicznymi zmianami grubości ziarna osadu i barwy. Z reguły bardziej gruboziarnista i jaśniejsza jest dolna część warstewek, ciemniejsza i bardziej ilasta — górna. Nie we wszystkich jednak przypadkach warstwowanie podkreślone jest zmianami uziarnienia, ale czasem wyrażone jest jedynie zmianami barw jasnych i ciemnych. Również we wszystkich prawie skałach ilastych tego kompleksu wyraźnie zaznaczona jest oddzielność łupkowa; w wielu przypadkach mają one wręcz łupkowy charakter.

Zabarwienie jest przeważnie szare lub zielonawoszare, z wyjątkiem ciechocińskiej serii esteriowej, gdzie pojawiają się intensywne barwy oliwkowozielone i zgniózielone, oraz obu serii kłódawskich, wśród których występują wyżej już opisane skały pstre związane z grupą zlepieńców ilowych.

Intensywność barw szarych jest różna, od zupełnie jasnych białoszarych, przez jasnoszare, popielatoszare i szare, do ciemnoszarych, a nawet czarnych — właściwych najczęściej wyróżnionym niżej w osobną grupę skałom węglistym.

SKAŁY WĘGLISTE

W obrębie całego liasu dość często występuje detrytus pochodzenia roślinnego, a niekiedy również i większe fragmenty roślin. W niektórych warstwach dochodzi do tak dużego nagromadzenia zwęglonych szczątków roślinnych, że stają się one zasadniczym elementem skałotwórczym.

Jako jeden z charakterystycznych typów skały, kończących często podcykle sedymentacyjne zwłaszcza w seriach dolnych, pojawiają się łupki węgliste, wśród których nierzadko występują cienkie warstewki węgla od paru milimetrów do kilku centymetrów grubości. W niektórych przypadkach łupki te są niezmiernie podobne do analogicznych łupków, towarzyszących pokładom węgla w górnym karbonie górnośląskim i w pojedynczych okazach makroskopowo są prawie od nich nieodróżnialne.

W przeciwieństwie do innych łupków liasu skały te mają słabo zaznaczoną rytmiczność osadów, lub też jest ona w nich zupełnie niewidoczna, co sprawia wrażenie, że jest to osad powstający o wiele powolniej niż inne skały tego kompleksu.

Łupki te tworzą szereg odmian różniących się przede wszystkim ilością zawartego w nich detrytus i pyłu węglowego, a w konsekwencji i barwą. Spotyka się tu przejścia od skał ilastych o barwach popielatoszarych do łupków palnych węglistych o pełnej czerni.

W łupkach tych występuje zwykle obfita flora złożona głównie z dobrze zachowanych dużych fragmentów różnorodnych skrzypów. Prócz tego jest tu bardzo dużo szczątków różnych innych roślin oraz obfity drobny detrytus roślinny. Flora tych łupków zasługuje ze wszech miar na specjalne opracowanie paleobotaniczne i może dać cenne wskazówki stratygraficzne.

OPIS POSZCZEGÓLNYCH SERII

Cały opisany niżej kompleks dolnej jury południowych Kujaw sprowadzony został do profilu normalnego, w którym nawiązana została ciągłość stratygraficzna wszystkich wchodzących w jego skład serii, poziomów i warstw. Wyeliminowane zostały wszystkie odchylenia wynikające z różnorodnych zaburzeń tektonicznych, jak uskoki, wyciśnięcia i pochylenie warstw.

Przy poszczególnych wyróżnionych jednostkach stratygraficznych wszędzie podaję rzeczywistą ich miąższość, a nie grubości uzyskane w otworach wiertniczych, gdzie warstwy były często zdyslokowane i pochylone nieraz nawet pod znacznymi kątami. Upady napotymane na południowych Kujawach są bardzo różne i zmienne, od kilku i kilkunastu stopni zaczynając do 45—60°, a nawet w niektórych rzadszych przypadkach dochodząc do 80—85° lub wręcz do 90°.

Upady zmieniają się tu niekiedy w znacznych granicach nawet w obrębie jednego otworu. Różnice grubości warstw uzyskane bezpośrednio z wierceń, często są tak znaczne, że w niektórych przypadkach dają zupełnie fałszywy obraz ich miąższości i w dużym stopniu utrudniają przeprowadzenie bardziej dokładnej paralelizacji nawet w blisko siebie leżących wierceniach. Dopiero po przeprowadzeniu odpowiednich redukcji uzyskuje się właściwy obraz prawdziwych miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych.

Konkretnie, w odniesieniu do materiału, na którym oparte zostały opracowane niżej profile, w niektórych przypadkach w celu uzyskania rzeczywistych miąższości warstw zachodziła niekiedy potrzeba zredukowania ich pozornej grubości nawet do jednej trzeciej.

Cały kompleks jury dolnej podzielony został, jak już była o tym mowa wyżej, na siedem dużych serii, odpowiadających większym cyklom sedymentacji; seriom tym nadane zostały nazwy od miejscowości, z których pochodzą typowe dla danej serii profile. Poszczególne serie dzielą się na mniejsze jednostki umownie nazwane poziomami, odpowiadające mniejszym podcyklom sedymentacyjnym.

W obrębie poszczególnych podcykliów można jeszcze mówić o różnych kolejnych fazach sedymentacji, a więc fazie sedymentacji gruboziarnistej, piaszczystej, ilastej i węglistej. Osady poszczególnych faz, mające mniej więcej jednakowy charakter litologiczny, nazwane zostały warstwami. Dopiero poszczególne warstwy rozpadają się na ławice lub warstewki zależnie od typu warstwowania skały w jednostkach większych (paro- i kilkodecymetrowych) lub mniejszych (z rytmem sedymentacji rzędu kilku lub kilkunastu milimetrów).

CYKL I. SERIA KŁODAWSKA DOLNA

(seria zlepieńców ilowych i łupków węglistych)

Osady pierwszej serii, leżącej bezpośrednio na kajprze, składają się prawie wyłącznie ze skał ilastych, wśród których wybitną rolę odgrywają zlepieńce ilowe, złożone z toczeńców skał niżej leżących. Wskazuje to, że w niedalekim sąsiedztwie skały te występowały na powierzchni tworząc wyniosłość, która ulegała wielokrotnemu intensywnemu niszczeniu. Proces ten kładzie wybitne piętno na osadach całej tej serii, a już w mniejszym stopniu na następnej.

Składem seria ta zdecydowanie różni się od serii wyższych — przede wszystkim bardzo słabym rozwojem piaskowców, które w młodszych seriach występują licznie i tworzą duże zwarte jednostki.

Całość osadów dolnej serii kłodawskiej składa się z sześciu poziomów, z których prawie wszystkie w dolnej swej części mają warstwy zlepieńców ilowych lub skał genetycznie z nimi związanych. Osady te zawsze charakteryzuje obecność domieszki różnorodnych skał kajprowych pochodzących z niszczenia wyniosłości, która lokalizuje się w okolicy centralnego wypiętrzenia antykliny kłodawskiej.

Typowych piaskowców wśród osadów tej serii nie ma. Występują tu jedynie, i to rzadko, skały pośrednie między bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami i mułowcami, tzw. piaskowce pelitowe. Zasięg ich jest jednak ograniczony i nie mają one większego znaczenia dla ogólnej charakterystyki serii.

O wiele bardziej istotną rolę odgrywają tu szare, przeważnie jasne łupki, których miąższość w poszczególnych, coraz wyższych poziomach wyraźnie wzrasta. Ten wzrost grubości warstw łupków szarych postępuje zgodnie ze stopniowym zmniejszeniem się grubości dolnych warstw zlepieńców ilowych lub skał z nimi genetycznie związanych.

Łupki szare mają z reguły dobrze wyrażoną rytmiczność sedymentacji, zaznaczoną kolejnymi zmianami barwy i uziarnienia poszczególnych warstewek.

W przedostatnim, piątym od dołu poziomie (IE) dochodzi do strącania się osadów chemicznych w postaci cienkich warstewek lub soczewek syderytu, które włączone są w ogólną rytmikę procesów powstawania wyżej wspomnianych warstewek i tworzą ich górną część.

Poszczególne poziomy dolnej serii kłodawskiej prawie stałe kończą się warstwami ciemnych, często czarnych i węglistych łupków, niekiedy zawierających cienkie warstewki węgla i zawsze bogatych w dobrze zachowane szczątki roślin. Warstewki typu łupków szarych nie zawsze są tu widoczne, co wynika z tego, że proces gromadzenia się osadu przebiegał tu wolniej i odbywał się w innych warunkach.

Porównując osady poszczególnych kolejnych poziomów spostrzega się, że w każdym z nich w fazie początkowej, którą często poprzedzają ślady niszczenia ostatniej warstwy poprzedniego poziomu, odbywa się najpierw szybkie gromadzenie osadu gruboziarnistego — nierzadko nawet o wymiarach dużych otoczków — a następnie ziarno skały staje się coraz drobniejsze i sedymentacja coraz powolniejsza, a nawet bardzo powolna.

Mięszość poszczególnych poziomów, z wyjątkiem szczególnie grubego dolnego, w miejscach gdzie nie ulegały one późniejszemu niszczeniu, wynosi 10 do 20 m, średnio utrzymując się nieznacznie powyżej 15 m.

Grubość całej dolnej serii kłodawskiej jest dosyć duża i wynosi od 85 do 120 m.

Poziom IA. Pierwszy, najstarszy cykl sedymentacyjny rozpoczyna, jak wspomnieliśmy poprzednio, warstwa czerwonych zlepieńców ilowych lokalnie osiagająca dość znaczne mięszości. W pobliżu wyniosłości, o której była mowa wyżej, mają one ponad 30 m grubości. W miarę jednak oddalania się od niej ku południowemu wschodowi mięszość zlepieńców maleje do kilku, a nawet i paru metrów, natomiast w ich stropie pojawiają się skały gruzłowate i plamiste, odgrywające coraz większą rolę w miarę ustępowania zlepieńców.

Warstwa zlepieńców ilowych ulega dużym zmianom w kierunku pionowym i poziomym zarówno pod względem składu litologicznego otoczków jak i ich wymiarów.

U podstawy serii najczęściej leżą czerwone zlepieńce ilowe z dużymi (10—20 cm średnicy i większymi) toczęncami wiśniowoczerwonych iłolupków kajpru, o spoiwie złożonym z tego samego materiału, ale bardziej rozdrobnionego. Ilościowo dominują toczęnce o średnicy kilku centymetrów.

Wyżej duże toczęnce ilowe stają się rzadsze, natomiast pojawiają się coraz obficie bryłki dolomitu (parocentymetrowe i mniejsze).

W najwyższej części tej warstwy dołączają się do nich niewielkie toceńce ciemnoszarych i pstrych iłupków. Lokalnie, w niektórych strefach w pobliżu kulminacji zamiast czerwonych zlepieńców iłowych występują zlepieńce jasne, szarozielonawe złożone z szarych i seledynowych łupków oraz licznych brył i otoczków dolomitów. Spoiwo ich stanowi masa ilasta pochodząca z rozdrobnienia stosunkowo łatwo rozmakających szarych iłów.

Jasne zlepieńce wyznaczają jakby bieg jednego z potoków w kierunku prostopadłym do osi antykliny.

W stropie pierwszej warstwy zlepieńców, znowu tylko w pobliżu kulminacji, pojawiają się dwukrotnie przewarstwienia białych i różowych gliniek w warstwach jedno- i trzymetrowych, przedzielone dwumetrową warstwą zlepieńca iłowego. W samych glinkach toceńce iłowe są nieliczne i drobne (0,5—2 cm). Podobne przewarstwienia gliniek, ale o barwie bardziej szarej i z zaznaczonym warstwowaniem, występują również w strefie szarych zlepieńców iłowych. I tutaj tak samo dzielą się one na dwie warstwy (3 i 4,5 m grube) przedzielone czterometrową wkładką z liczniejszymi toceńcami iłów szarych i seledynowych oraz pojedynczymi ciemnoszarymi. Z dala od kulminacji gliniek tych już nie ma i górne warstwy zlepieńców leżą bezpośrednio na dolnych.

Warstwy gliniek notują nam w strefie wyniosłości przerwę w procesie sypania toceńców i gromadzenie się w tym czasie produktów wietrzenia typu kaolinowego o barwie białej lub różowej. Cienka wkładka zlepieńców wśród gliniek stanowi tylko krótkotrwały epizod.

W pewnej, nieznacznej zresztą odległości (około 1 km) od profilu, w którym występowały warstwy gliniek białoróżowych, w tej samej co one sytuacji stratygraficznej (między dolną i górną warstwą zlepieńców) występują już utwory wyraźnie wodnego pochodzenia, osadzone w płytkim zbiorniku. Są to najpierw łupki i mułowce piaszczyste barwy szarozielonej (parę metrów), a wyżej kilka metrów glinkowatych łupków barwy białawoszarej lub prawie czysto białej. Cała ta wkładka ma około 8 m grubości i występuje w strefie, w której miąższość zlepieńców już wyraźnie maleje (z przeszło 30 m na mniej niż 20 m).

Ponad glinkami białymi i różowymi leżą ponownie zlepieńce iłowe, tym razem ciemnoszare, z licznymi dużymi (10—20 cm średnicy) toceńcami ciemnoszarych, czerwono nakrapianych iłupków. Dużym bryłom towarzyszą liczne mniejsze toceńce różnych wymiarów. Ilość spoiwa jest mała.

Toceńce tych samych ciemnoszarych łupków tworzyły już niżej jako główny składnik wkładkę między glinkami, tam jednak wymiary

tych brył były większe, często przekraczając 20 cm średnicy. Jako domieszka pojawiały się one również w postaci drobnych toczeńców w stropowej części dolnej warstwy zlepieńców.

W najwyższej części górne zlepieńce ponownie przybierają barwę czerwoną i zawierają najpierw pojedyncze, a potem liczniejsze toczenie czerwonych ilów kajprowych. Zjawisko to powtarza się również w strefie szarych zlepieńców.

Warstwa górnych zlepieńców daje się śledzić na dosyć znacznej przestrzeni. W miarę jednak oddalania się od wyniosłości w centralnej części antykliny ku południowi zmieniają one swój wygląd i przechodzą w utwory gruzłowate i łupkowate, barwy szarej z rzadkimi plamami czerwonymi; ich struktura staje się zlepieńcowo-brekcjowa. Nie jest to już jednak bezpośrednie nagromadzenie toczeńców, ale produkty ich rozpadu i częściowej resedymtacji wodnej.

Z każdą coraz wyższą warstwą zlepieńca zasięg skał gruzłowatych jest coraz dalszy; coraz bardziej zbliżają się one do wyniosłości, z której pochodzą točenje. Niewątpliwie świadczy to, że strefa, w której leżą dobrze zachowane suche točenje ilowe, zmniejsza się stopniowo, a rozszerza się strefa, w której są już one mokre i ulegają stopniowemu rozpadowi i resedymtacji. Związane to jest zapewne ze stopniowym podnoszeniem się poziomu zbiornika wodnego, który już istniał w tym czasie w południowej i prawdopodobnie we wschodniej części terenu i którego obecność sygnalizowały już nam łupki warstwy międzylepieńcowej.

Mięszość górnej warstwy zlepieńców lub utworów gruzłowatych wynosi 10 do 15 m, przy czym w południowej części te ostatnie tworzą całą warstwę, w północnej zaś obejmują tylko jej najwyższą część, lub też nie ma ich wcale.

Ponad górnymi zlepieńcami ilowymi i warstwą gruzłowatą leżą już jasnoszare, białawe łupki ilaste, mulasto-piaszczyste, miejscami tylko zawierające drobne wkładki gruzłowate. Nie ulega wątpliwości, że w głównej masie jest to już osad wodny, gdyż zaznacza się w nich wyraźne warstwowanie i rytmiczność sedymentacji.

Łupki na południu mają mięszość do 15 m, ale w miarę posuwania się ku środkowi antykliny grubość ich szybko maleje do 3 a następnie do 2 m, wreszcie wyklinowują się one całkowicie nie wkraczając na górną część stożka zlepieńców ilowych usypanego w pobliżu wielokrotnie wspomnianej wyniosłości. Łupki te, a szczególnie ich część górna, różnią się od łupków wyższych serii jasną, białawą barwą i większym udziałem w ich składzie materiału zbliżonego do glinek białych i różowych tworzących przewarstwienia wśród

zlepieńców. W najwyższej ich części (około 1 m od stropu) częste są konkrecje pirytowe.

Osady pierwszego poziomu sedymentacyjnego dolnej serii kończy warstwa ciemnoszarych lub nawet czarnych łupków węglistych kilkumetrowej grubości. W niektórych profilach łupki węgliste tworzą całą miąższość tej warstwy, w innych przewarstwiają się z łupkami szarymi i zawierają parocentymetrowe warstewki węgla. W całej warstwie obficie występują dobrze zachowane szczątki flory, często w dużych fragmentach.

Warstwa czarnych łupków tworzy wyraźny ciągły pokład, leżący przekraczając ponad łupkami jasnoszarymi, i wchodzi wyżej niż one na stożek nasypowy ze zlepieńców ilowych, ale również nie pokrywa jego najwyższej części.

Warstwa węglista zamykająca pierwszy podcykl sedymentacji odpowiada zapewne dłuższemu okresowi powolnego narastania osadów, tworząc jaskrawy kontrast z niższą zlepieńcową jego częścią, gdzie proces ten z całą pewnością przebiegał wielokrotnie szybciej.

Cały pierwszy, najniższy poziom dolnej serii w pobliżu wyniosłości ma około 55 m miąższości, a w części peryferycznej grubość jego maleje do 40 a nawet 25 m.

Poziom IB. W stropie osadów pierwszego poziomu dolnej serii widoczne są ślady niszczenia jego górnej warstwy węglistej (mułowiec z odłatkami łupków węglistych) i częściowego jej rozmycia (m. in. zaznaczające się w dwóch sąsiednich profilach zmniejszeniem miąższości tej warstwy z 7,5 na 2,6 m).

Właściwe osady tego poziomu rozpoczyna, po raz pierwszy licząc od spągu serii, warstwa piaskowców pelitowych z przewarstwieniami pylasto-mułowymi. Warstwa ta występuje jednak tylko w południowej części terenu, gdzie osiąga ponad 8 m grubości. W miarę zbliżania się do wyniosłości miąższość jej maleje, aż wreszcie piaskowce kończą się w odległości kilku kilometrów od kulminacji.

W przekroju widać wyraźnie, że piaskowce te zapełniają obniżenie powstałe w związku z poprzednio notowanym niszczeniem warstwy węglistej i tylko nieznacznie wkraczają na wyżej leżącą niénaruszoną przez erozję powierzchnię łupków węglistych.

W miarę cienienia warstwy piaskowców w ich stropie pojawia się warstwa gruzłowatych ilów jasnoszarych o charakterze druzgotu lub z wyraźnie widocznymi toczęncami ilowymi. Bliżej wyniosłości ily te całkowicie wypierają piaskowce i tworzą warstwę 8 do 12 m grubości, wkraczającą na stożek nasypowy, którego nie pokryły łupki ostatnich faz poprzedniego podcyklu. W warstwie gruzłowatej, szcze-

gólnie bliżej kulminacji, pojawiają się czerwone plamy i smugi po toczącach iłów kajpru.

W stropie piaskowców lub warstwy gruzłowej ponownie występują łupki popielatoszare, o warstwowaniu falistym, a nad nimi warstwa łupków węglistych.

Obie te warstwy w południowej części terenu mają do 12 m miąższości; miąższość ich maleje ku północy i, tak jak w poprzednim przypadku, wyklinowują się one na zboczu wyniosłości, a nawet kończą się wcześniej niż poprzednio, nie pokrywając na znacznej przestrzeni leżącej pod nimi warstwy gruzłowej.

Łupki tej warstwy w dolnej części mają zabarwienia jasnoszare, ku górze przechodzą najpierw w popielatoszare i ciemnoszare, a wyżej w prawie czarne łupki węgliste parokrotnie przewarstwiające się z łupkami ciemnoszarymi.

W całej tej warstwie, a szczególnie w górnej, węglistej części, występują liczne i na ogół nieźle zachowane szczątki roślin. Miąższość całego drugiego poziomu dolnej serii w pobliżu wyniosłości na północy wynosi około 10—12 m; na południu, w strefie gdzie występują już piaskowce pelitowe, wzrasta ona do dwudziestu paru metrów.

Poziom IC. Następnym, trzecim poziomem dolnej serii nie ma pełnego typowego kompletu osadów. Brak tu dolnych faz zlepieńcowych lub piaskowcowych. Rozpoczyna się on od razu warstwą łupków szarych, które transgresywnie wkraczają na wyższą część stożka nasypowego i osiągają ponad nim 15 m grubości. Wyraźnie zaznacza się tu znaczne podniesienie poziomu wód zbiornika, rzędu co najmniej 40—50 m.

Tylko miejscami, na północy w dolnej części tej warstwy łupków pojawiają się niegrube wkładki pstre, czerwonoplamiste pseudoolity oraz warstwa szaro-czerwonego pstrego druzgotu ilastego z drobnymi grudkami pseudoolitów, 1,5 m miąższości. Mamy tu więc ponownie ślady spływów i znoszenia materiału z pobliskiej wyniosłości. Procesy te są jednak już znacznie mniej intensywne niż w poprzednich poziomach. Wszystkie skały pstre razem wzięte mają tu miąższość zaledwie 4 m i występują tylko lokalnie.

Skały pstre rozpoczynają osady tego poziomu jedynie na terenie nie pokrytym przez warstwę węglistą kończącą poprzedni poziom. Tam gdzie ona istnieje, bezpośrednio nad nią leżą szare łupki z domieszką drobnych ziarn piasku, wyżej przechodzące w zwykle ilaste ich odmiany.

W górnej części warstwy łupków, ale tylko w miejscach gdzie ich miąższość jest stosunkowo duża (9—15 m), występują warstwy łupków ciemnoszarych lub czarnych z licznymi i dobrze zachowanymi szczątkami

kami flory, wśród której ponownie najliczniej reprezentowane są skrzypy. Natomiast w miejscach, gdzie grubość łupków jest mniejsza i wynosi tylko parę metrów, warstwy ciemnych łupków stropowych nie ma. Prawdopodobnie, analogicznie jak poprzednio, mamy tu do czynienia ze śladami rozmywania przybrzeżnego przed osadzeniem się detrytycznej warstwy następnego poziomu.

Miąższość wszystkich osadów tego poziomu jest niewielka i zmienia się w granicach od 5 do 15 m.

Poziom ID. Czwartą poziom dolnej serii rozpoczynają osady piaszczysto-mulaste. Miejscami mają już one charakter piaskowców pelitowych, lub nawet mułowców piaszczystych. Nie są to jeszcze typowe piaskowce, z którymi spotykamy się dopiero w następnej serii. Miąższość ich nie jest duża i wynosi od paru do 5 m. Nad warstwą piaszczystą leżą łupki jasnoszare, dobrze warstwowane, z zaznaczonym drobnym rytmem sedymentacji i smugami białych glinek, które w niektórych profilach są bardzo liczne.

Do utworzenia się typowej warstwy węglistej pod koniec tego poziomu nie dochodzi. W górnej części łupku występują jednak wkładki ciemnoszare z obfitym detrytusem roślinnym i dość znacznymi odłamkami zwęglonych pni.

Miąższość osadów tego poziomu ulega małym zmianom i na ogół waha się w granicach od 15 do 19 m.

Poziom IE. Piątą poziom dolnej serii jest nieco odmienny niż poprzednie. Zaczyna się on niegrubą, kilkocentymetrową, rzadziej grubszą (do 2 m) warstwą pseudoolitów, która daje się prześledzić prawie na całym objętym badaniami terenie. Tylko w bezpośrednim sąsiedztwie wyniosłości pseudoolity przechodzą w warstwę gruzłową nie dużej miąższości.

Główny składnik tego poziomu stanowią jasnoszare łupki z doskonale zaznaczonym rytmem sedymentacji oraz z przewarstwieniami i smugami sydereitycznymi. Wśród tych przewarstwień nieliczne mają po parę do kilku a nawet i więcej centymetrów grubości. O wiele liczniejsze są cienkie soczewkowate wkładki, skupione głównie w środkowej części tej warstwy na przestrzeni kilku metrów. Wkładki i przewarstwienia sydereityczne występują jednak tylko w niektórych profilach, w innych natomiast całkowicie ich brak. W najwyższej części łupków pojawiają się przewarstwienia ilasto-węgliste, o miąższości od paru decymetrów do 1,5 m.

Cały ten poziom ma 10 do 15 m grubości i jest dosyć równomiernie rozwinięty na całym terenie, pokrywając, podobnie jak oba poprzednie, wyższą część stożków nasypowych dolnej części serii.

Poziom IF. Szósty i ostatni poziom dolnej serii kłodawskiej zasadniczo jest zbliżony swoim charakterem do poprzedniego. Brak tu wkładek sydereitycznych, które występowały niżej.

Poziom ten rozpoczyna warstwa pseudoolitów (0,5—1,5 m), podobnych jak poprzednio, ale terytorialnie mających mniejszy zasięg, lub warstwa ilów gruzłowatych, częściowo czerwono plamistych. Miąższość ich nie jest duża i waha się w granicach paru metrów.

Wyżej leży około 15 m łupków jasnoszarych lub popielatoszarych, z wyraźnie zaznaczoną rytmiką sedymentacji.

W północnej części terenu w ich stropie leżą czarne łupki węgliste, kończące osady pierwszej dolnej serii. W południowej części występowania warstwy węglistej nie stwierdzono. Być może, że i tym razem jej brak jest wynikiem niszczenia erozyjnego, gdyż bezpośrednio na szarych łupkach leżą tu piaskowce gruboziarniste rozpoczynające już następną serię.

Grubość tego ostatniego poziomu wynosi od 11 do 19 m.

CYKL II. SERIA KŁODAWSKA GÓRNA

(seria piaskowcowa dolna)

Drugą z kolei serię jury dolnej Kujaw, odpowiadającą drugiemu cyklowi sedymentacyjnemu, stanowi górna seria kłodawska.

Rodzaj skał wchodzących w skład tej serii, szczególnie w początkowych fazach poszczególnych podcykliów sedymentacyjnych, w porównaniu z dolną serią kłodawską ulega zasadniczej zmianie. Tak charakterystyczne w poprzedniej serii zlepieńce ilowe nie odgrywają już tu większej roli.

Pojawiają się natomiast liczne i grube warstwy typowych piaskowców, których nie było poprzednio. W poszczególnych profilach stanowią one 60 do 80% całej miąższości tej serii, gdy na łupki przypada tu najczęściej około 20%, a maksymalnie około 30%. Udział łupków wyraźnie wzrasta ku południowi, w miarę oddalania się od wielokrotnie wymienianej wyżej, przy opisie poprzedniej serii, wyniosłości w strefie centralnego wypiętrzenia antykliny kłodawskiej.

Same łupki zasadniczo są podobne do leżących niżej, mają barwę jasną, popielatawoszarą i są wyraźnie warstwowane z dobrze zaznaczonym rytmem sedymentacji. Mniej jest jedynie łupków białawych o większej zawartości białej glinki.

Te dwa rodzaje skał — piaskowce i łupki szare nad nimi — będą już prawie niepodzielnie panować w serii III i IV i częściowo w serii VA (piaskowcowo-węglowej).

Z drugiej strony, obok tych nawiązań litologicznych do serii wyższych, dolna seria piaskowca zachowuje jeszcze niektóre typy skał zbliżające ją do serii poprzedniej. Są to przede wszystkim skały pstre, czerwono plamiste, cienkie wkładki zlepieńców ilowych i pseudoolity powtarzające się w dwóch warstwach — na początku drugiego i trzeciego poziomu tej serii. Nie mają już one jednak tego szerokiego, co poprzednio, rozprzestrzenienia i występują tylko lokalnie, w niektórych profilach.

Poziom IIA. Drugi cykl sedymentacyjny od poprzedniego oddziela ostra granica litologiczna, odcinająca zdecydowanie jego osady od serii poprzedniej. Bardzo prawdopodobne, że granica ta jest związana z okresem niszczenia powierzchni niżej leżących łupków, gdyż gruboziarnisty osad, który je pokrywa, musiał być związany z poważną zmianą warunków sedymentacji, a możliwe że i z pewnym okresem przerwy w tworzeniu się osadów.

Osady tej serii rozpoczyna warstwa gruboziarnistych piaskowców kwarcowych, niezbyt silnie scementowanych i łatwo ścieralnych. Dominuje w nich ziarno wielkości 1—2 mm, dosyć dobrze obtoczone i przesegregowane. Ziarn większych jest stosunkowo niewiele.

Piaskowce gruboziarniste tworzą ciągłą warstwę na całym badanym terenie, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Jedynie na północy w pobliżu wielokrotnie wspomnianej wyniosłości grubość ich maleje do około 2,5 m. W pełnych przekrojach warstwy piaskowców gruboziarnistych widać, że wielkość ziarna maleje stopniowo ku górze; przechodzą one najpierw w piaskowce średnio- a następnie drobnoziarniste o spoiwie pylastym.

W południowej części terenu miąższość warstwy piaskowców wynosi około 15—16 m. W miarę posuwania się ku południowemu wschodowi wzrasta ona do 28 a nawet do niewiele ponad 30 m. Natomiast na obszarze obrzeżenia wyniosłości znajdującej się w północnej części terenu grubość ich jest znacznie mniejsza i nie przekracza 6 m. Jednocześnie zmiany uziarnienia przedstawiają się tu inaczej. W dolnej części występuje tu około 4 m piaskowców drobnoziarnistych z nieznaczną domieszką ziarn nieco grubszych; nad nimi leży dwumetrowa warstwa piaskowców gruboziarnistych ostro urywająca się w stropie. Piaskowców średnio- i drobnoziarnistych, które występują ponad nimi na południu, tu nie ma, natomiast od razu na piaskowcach gruboziarnistych spoczywa warstwa łupków ciemnoszarych z detrytusem roślinnym. W środkowej i południowej części terenu przejście między piaskowcami i łupkami jest stopniowe i przebiega poprzez szereg skał o coraz drobniejszym uziarnieniu i wzrastającym udziale frakcji pyłowych i ilastych.

Warstwa łupków ilastych w górnej części tego poziomu jest znacznie cieńsza niż piaskowców i niż analogiczne warstwy w poziomach poprzedniej serii. Miąższość jej w bardziej południowej części terenu wynosi 3 m, ale zmniejsza się jeszcze bardziej w kierunku północnym, gdzie ma tylko 1,5 m. Łupki te mają dobrze widoczne warstwowanie w paromilimetrycznym rytmie warstewek jasno- i ciemnoszarych.

Do utworzenia ciemnej warstwy węglistej przy zakończeniu tego ani żadnego z dalszych podcykliów w obrębie tej serii już nie dochodzi; kończą się one tylko łupkami wymienionymi wyżej.

Cały poziom ma zasadniczo do trzydziestu paru metrów miąższości, jednak, w miejscach gdzie uległ on późniejszemu zniszczeniu, grubość zachowanej jego części spada do 5 m.

Poziom IIB. O ile poprzedni poziom miał już zdecydowanie liasowy, piaskowcowo-łupkowy charakter, powtarzający się wielokrotnie wyżej, to drugi z kolei, przynajmniej lokalnie w promieniu kilku kilometrów od wyniosłości północnej, zachowuje jeszcze cechy retyckie, typowo występujące w poprzedniej, dolnej serii zlepieńcowo-ilastej (dolnej serii kłodawskiej).

Wprawdzie w najniższej części poziomu IIB pojawia się niegruba, dwumetrowa warstwa piaskowca drobnoziarnistego, zlewnego, prawie kwarcytowego, barwy szaro-brązowokawowej (słabo żelazistego), to jednak wyżej ponad nim leży blisko 10 m różnorodnych skał pstrych z czerwonymi plamami.

Są to głównie popielatoszare, z lekkim niebieskawym odcieniem, skały ilaste z dosyć częstymi kanciasnymi, przeważnie ostro okonturowanymi okruchami czerwonych łupków o wymiarach od kilku milimetrów do paru centymetrów. Towarzyszą im warstwy pseudoolitowe, również pstre, z licznymi czerwonymi skupieniami kuleczkowatymi o budowie promienistej, tworzące tu warstwy do 4 m grube.

Ponad tymi pstryimi skałami leży 4,5 m miąższa warstwa popielatoszarego łupku ilastego, bez szczątków roślin, która kończy osady tego poziomu.

Taki skład ma drugi poziom tej serii w północnej części terenu. Natomiast w południowej jest on zupełnie inny. W dolnej jego części leży do 14 m gruba warstwa piaskowców drobnoziarnistych, a nad nimi 4 do 7 m łupków popielatoszarych tego samego typu co poprzednio.

Miąższość całego tego poziomu wynosi od 11 do nieco ponad 20 m i wzrasta ku południowi.

Poziom IIC. Trzeci poziom górnej serii kłodawskiej na północy ponownie rozpoczyna się skałami pstryimi. Najniżej leży tu metrowa

warstwa czerwonego zlepieńca iłowego złożonego z parocentymetrowych toczeńców wiśniowoczerwonych i ciemnoszarych iłów kajpru. Przypomina ona żywo zlepieńce iłowe z poprzedniej serii.

Nad tymi zlepieńcami leży około 5 m zbitej ilastej skały barwy szarej, o połysku tłustym z licznymi czerwonymi plamami po rozkruszonych i częściowo tylko zachowanych toczeńcach czerwonego iłu kajprowego.

Kończy cały ten pstry zespół przeszło metrowa warstwa, również czerwono plamistego pseudoolitu. Jest to już ostatnia, najwyższa w całym kompleksie dolnej jury, warstwa tego rodzaju i ostatni poziom, w którym występują skały o zabarwieniach czerwonych pochodzących od okruchów iłów kajprowych, które w danym profilu *in situ* leżą o 140 m niżej.

W południowej części terenu, podobnie jak i w poziomie poprzednim, miejsce pstrych skał zajmuje prawie równorzędna im co do grubości warstwa drobnoziarnistego piaskowca.

Kończy osady tego poziomu parometrowa warstwa szarych łupków ilastych, częściowo glinkowatych. W górnej części na ich powierzchni występują częste drobne hieroglify, przewarstwienia mikowe oraz niezbyt liczny, źle zachowany detrytus pochodzenia roślinnego.

Mięższość całego tego poziomu wynosi 7 do 8 m.

Poziom IID. W północnej części terenu ponad osadami wyżej opisanego poziomu leży jeszcze ponad 10 m piaskowców drobnoziarnistych, rozpoczynających następny podcykl sedymentacji. W górnej swej części piaskowce te na powierzchniach warstwowania mają rozsypany liczny, ale drobny detrytus roślinny. Warstwy łupkowej ponad tymi piaskowcami nie stwierdzono. Została ona zapewne całkowicie rozmyta.

Górna powierzchnia warstw należących do drugiej serii uległa dosyć silnemu zniszczeniu; wyżej leżąca warstwa gruboziarnista — rozpoczynająca serię ksawerowską — ścina jej różne poziomy i spoczywa bezpośrednio na różnych warstwach. Na północy leży ona na dolnej warstwie należącej zapewne do poziomu IID, w środkowej części terenu na poziomie IIC, a na skrajnym południu nawet na IIB. Mamy tu zatem zjawisko podobne jak w spągu drugiej serii, ale wyrażone znacznie silniej.

Cała druga seria dolnojurajska (górna seria kłodawska) ma stosunkowo małą mięższość 35—50 m. Mniejsze wartości występują tam, gdzie górna jej część jest niewątpliwie zniszczona. Prawdopodobnie pierwotna jej grubość nie była mniejsza niż 60 m.

CYKL III. SERIA KSAWEROWSKA

(seria piaskowcowo-ilasta)

Trzeci cykl sedymentacyjny, którego rezultatem było powstanie serii ksawerowskiej, podobnie jak poprzedni rozpoczyna warstwa piaskowców bardziej gruboziarnistych ścinająca różne poziomy poprzedniej serii.

W porównaniu z tą ostatnią skład trzeciej serii jest nieco odmienny — choć zespół skał jest w obu przypadkach bardzo zbliżony — gdyż brak tu jest już zupełnie skał pstrych, czerwono plamistych. Różnica w ogólnym charakterze serii polega na znacznie większym udziale łupków, które — z wyjątkiem strefy otaczającej wyniosłość północną — stanowią prawie 50%, a nawet miejscami i ponad 60% miąższości serii. Natomiast na północy wzrasta grubość warstw piaskowcowych i wysuwają się one na pierwszy plan.

Wszystkie łupki tej serii składają się z naprzemianległych warstewek (2—10 mm) popielatoszarego ilu o powierzchniach pokrytych od dołu drobnymi hieroglifami, ułożonych na przemian z warstewkami mułowymi lub bardzo drobnoziarnistego piasku, od 3 do 12 mm grubości. Warstewki piaszczyste mają bardzo zmienną grubość. Miejscami odnosi się wrażenie, że ich górne powierzchnie odpowiadają zmarszczkom falowania (ripple-marks), ale typu niezbyt regularnego. W przekrojach warstewek piaszczystych często widoczne jest warstwowanie przekątne.

W niektórych przypadkach warstewki piaszczyste stają się mniej liczne lub cieńsze i łupki mają wtedy charakter zbliżający je do jasnych gliniek, które występowały w dolnym poziomie pierwszej serii na obszarze wyniesienia północnego.

Piaskowce, poza ich najniższą warstwą, są wszystkie drobnoziarniste, dobrze przesortowane i dosyć dobrze scementowane. Barwa ich jest zawsze jasna, najczęściej szarawobiała. W składzie piaskowców dominuje ziarno 0,1—0,2 mm, ziarn większych jest niewiele. Spoiwo stanowi najczęściej masa pylasta; materiałem cementującym jest krzemionka, rzadziej kalcyt.

Piaskowce te, zwłaszcza w górnych częściach poszczególnych warstw, nierzadko zawierają cienkie przewarstwienia ilaste i mają powierzchnie pokryte drobnym detrytusem roślinnym oraz nagromadzeniem blaszek miki. Większe fragmenty roślin są tu rzadkie. Szczątki roślin w piaskowcach są jednak znacznie mniej liczne niż w łupkach, gdzie w niektórych warstewkach występują bardzo obficie.

Leżące u podstawy serii piaskowce średnioziarniste składają się prawie wyłącznie z okruchów źle obtoczonego przezroczystego, bezbarwnego kwarcu. Na pojedynczych ziarnach widoczne są nawet niekiedy powierzchnie krystalograficzne. Ziarna barwne (różowe, żółte) są nieliczne. Z rzadka trafiają się jasne skalenie typu albitu.

Mimo słabego obtoczenia stopień segregacji ziarn w piaskowcach średnioziarnistych jest dosyć dobry. Dominują ziarna o wymiarach 0,3—0,5 mm. Trafiają się również ziarna większe, ale jest ich stosunkowo niewiele. Frakcji pyłowej jest wybitnie niedużo.

W odmianach gruboziarnistych dominuje frakcja 0,5—1,0 mm przy dosyć znacznej niekiedy domieszce ziarn grubszych (głównie 1—2 mm). Skład ich jest zasadniczo taki sam jak piaskowców średnioziarnistych, stopień obtoczenia większych ziarn na ogół lepszy.

Poziom IIIA. Pierwszy poziom i całą serię ksawerowską rozpoczyna warstwa piaskowców grubo- i średnioziarnistych.

U samego dołu leżą piaskowce drobno- i średnioziarniste, w których ku górze stopniowo wzrasta domieszka materiału grubszego, aż przechodzą one zdecydowanie w piaskowce gruboziarniste. Wyżej warstwa piaskowców również nie jest jednolita i uziarnienie jej ulega parokrotnie większym wahaniom. Zdaje się, że piaskowce gruboziarniste tworzą tu trzy większe wkładki przedzielone piaskowcami średnio- a nawet drobnoziarnistymi.

Mięszość wszystkich tych piaskowców łącznie wynosi: na północy 4—5 m, w środkowej części terenu około 10 m, a w południowej ponad 30 m.

W części południowej i środkowej w ich stropie leży kilka metrów (6—10 m) piaskowców drobnoziarnistych, których nie ma na północy. Podkreśla to jeszcze bardziej kontrast w grubościach osiągniętych przez tę warstwę w różnych częściach terenu już na kilkukilometrowych odległościach.

Faza ilasta, która przychodzi po sedymentacji gruboziarnistej, jest stosunkowo krótkotrwała i daje 2—5 m łupków tłustych, glinkowatych, drobnowarstwowanych, na przemian jasno- i ciemnoszarych, lub z cienkimi smużkami bardzo drobnoziarnistego piasku i drobnymi hieroglifami na dolnych powierzchniach warstewek. Detrytus roślinny w tej warstwie łupków występuje nielicznie.

W najbardziej północnej części terenu łupki wyklinowują się i piaskowce gruboziarniste pokrywa warstwa piaskowców rozpoczynających już następny podcykl sedymentacji (IIIB).

Mięszość całego poziomu w północnej części terenu wynosi tylko 8 m, na południu zaś wzrasta do 50 m podkreślając różnicę warunków sedymentacji w tych dwóch obszarach.

Poziom IIIB. Następny poziom ponownie rozpoczynają piaskowce drobno- i średnioziarniste (około 8—14 m), jasne, białawoszare z cienkimi przewarstwieniami ilastymi i źle zachowanym drobnym detrytusem roślinnym widocznym na powierzchniach ławic.

Nad nimi leży tym razem już gruba, licząca blisko 30 m, warstwa łupków jasnoszarych i szarych drobnowarstwowych, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i również z drobnym detrytusem roślinnym.

W północnej części terenu grubość warstwy łupkowej maleje do kilku metrów.

Mięszość całego poziomu IIIB na północy wynosi około 15 m, na południu natomiast zwiększa się do 30 m.

Poziom IIIC. Warstwa łupków kończąca poziom poprzedni w niektórych profilach środkowej części opisywanego obszaru pokryta jest przez podobne łupki, jedynie nieco bardziej piaszczyste w swojej dolnej części. Natomiast w północnej i południowej części terenu, na granicy między obu warstwami łupków pojawiają się większe wkładki piaskowców wskazujące, że rozpoczął się już nowy podcykl sedymentacyjny.

Na południu wkładkę taką tworzy 8-metrowa warstwa piaskowców pelitowych, na północy zaś są to typowe piaskowce drobnoziarniste osiągające ponad 10 m mięszości. Jednocześnie łupki w stropie ostatnio wymienionych piaskowców stają się mierzwiaste, nieregularnie uławiczone i mięszość ich maleje do paru metrów (na południu 10—13 m).

Wyraźnie zaznaczające się w tym poziomie różnice facjalne wiążą się z istnieniem płycizny ponad pokrytą już przez osady, ale ciągle jeszcze wpływającą na ich rozmieszczenie, wielokrotnie już poprzednio wspomnianą wyniosłością ponad strefą maksymalnego wypiętrzenia mas solnych, w jądrze antykliny kłódawskiej.

W górnej części łupków nie ma ciemnych warstw węglistych, ale pojawiają się dosyć częste duże fragmenty zwęglonych roślin. W jednym przypadku stwierdzono również w górnej części łupków warstwę piaskowca sydereitycznego z licznymi dużymi fragmentami roślin.

Mięszość całego poziomu, podobnie jak poprzednich, wykazuje jeszcze dosyć znaczne wahania. Na północy wynosi ona około 12 m, a na południu wzrasta do 22 m.

Poziom IIID. Czwarty poziom ma prawie dokładnie taki sam charakter jak poprzedni, ale poszczególne jego warstwy osiągają jeszcze większe mięszości. Piaskowce w dolnej jego części mają ponad 20 m, a łupki dochodzą do 45 m grubości. Tym razem w górnej swej części uzyskują one barwy ciemniejsze, szare i ciemnoszare.

Ku północy, znowu podobnie jak w poprzednim poziomie, pojawiają się coraz liczniejsze wkładki piaskowców, które przechylają stopniowo stosunek mięszości łupków do piaskowców na swoją korzyść.

Mięszość tego poziomu jest znaczna, ale ulega również dużym zmianom (od 40 do 70 m).

Poziom IIIE. Ostatni, piąty poziom tej serii ma już mniejszą grubość wynoszącą od 12 do dwudziestu paru metrów. Z tej miąższości nieco mniej niż połowa przypada na piaskowce drobnoziarniste, reszta zaś — na łupki jasnoszare z przewarstwieniami piaszczystymi.

Razem cała trzecia seria ilasto-piaskowcowa ma miąższość około 190 m na południu i 110 m na północy. Górna jej powierzchnia zdaje się nie uległa większemu zniszczeniu, tak że osady następnego cyklu leżą na niej prawie zupełnie zgodnie.

CYKL IV. SERIA SŁAWĘCIŃSKA DOLNA

(seria piaskowcowa główna)

Czwarta z kolei seria dolnego liasu Kujaw jest typowym wielkim, parusetmetrowym zespołem piaskowców, charakterystycznym dla środkowej części całego tego kompleksu. Serię tę, podobnie jak i obie poprzednie, rozpoczyna warstwa zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych. Tym razem jednak leżą one prawie zgodnie na podścielającej je serii piaskowcowo-ilastej. Prawdopodobnie, sądząc z gwałtownej zmiany warunków sedymentacji, istnieje tu pewna przerwa czasowa, w ciągu której odbywało się niszczenie stropu poprzedniej serii, ale zarówno czas trwania jak i intensywność tego procesu jest tym razem o wiele mniejsza.

W całej tej serii jako główny jej składnik panują piaskowce jasne, białawoszare, drobnoziarniste, głównie o ziarnie wielkości 0,3—0,1 mm. Większe ziarna są nieliczne. Skąły te są często porowate i kruche, stosunkowo słabo scementowane. Spoiwo najczęściej składa się z masy pylastej, rzadko występuje kalcyt lub wtórna krzemionka. Ziarna złożone są prawie wyłącznie z bezbarwnego kwarcu i są średnio obtoczone. Rzadko spotyka się kwarcie barwne i nieliczne skalenie. Stosunkowo częsty jest natomiast piryt i pył ze zwęglonych szczątków roślinnych oraz mika, która pokrywa niektóre powierzchnie ławic piaskowców.

Piaskowce gruboziarniste występują tylko w dolnej części serii; są one właściwie piaskowcami różnoziarnistymi, w których ziarna powyżej 0,5 mm stanowią 30 do 60%, reszta zaś przypada głównie na frakcję 0,5—0,3 mm. Wśród tych piaskowców kilkakrotnie występują wkładki cieńsze lub grubsze, sięgające nawet do paru metrów miąższości, ze znaczną domieszką a niekiedy i z przewagą materiału gruboziarnistego i otoczkami kwarcowymi dochodzącymi do kilku milimetrów średnicy, które nadają tym warstwom charakter zlepieńców.

W piaskowcach tych widoczne jest warstwowanie, zaznaczające się przede wszystkim zmianami wielkości ziarn piasku. Same ziarna są dosyć słabo obtoczone, często „półkanciaste” o powierzchniach nierów-

nych. Większe ziarna są lepiej obtoczone, często półokrągłe lub owalne. Ziarna są przeważnie połyskujące i wolne od nalotów lub wrostków, co wskazuje, że znajdowały się one przez czas dłuższy w środowisku wodnym. Ziarn zmatowionych eolicznie w oglądanych próbkach nie spostrzeżono.

Panującym minerałem w piaskowcach gruboziarnistych jest bezbarwny kwarc. Stosunkowo nieliczne są ziarna kwarcu zabarwione szaro, żółtawo lub różowo. Trafiają się pojedyncze, rzadkie okruchy skaleni białych i różowych, często zwietrzałych, oraz nieco liczniejsze blaszki miki.

Nierzadkie są białe grudki kaolinu, lub wręcz drobne toczące białych gliniek i otoczaki jasnoszarych łupków, dochodzące do 4 cm średnicy. Kształt tych toczenców jest najczęściej płasko-owalny. Płaska ich powierzchnia jest zwykle zgodna z płaszczyzną łupkowatości łupku. Ustawienie toczenców w osadzie nie zawsze jest zgodne z płaszczyzną warstwowania, do której bywają ustawione pod kątem.

Na powierzchniach ławic piaskowców drobnoziarnistych zdarzają się cienkie powłoki ilaste z liczным drobnym detrytusem roślinnym i miką o wiele obfitszą niż w samych piaskowcach. Niektóre warstwy piaskowców mają liczniejsze przewarstwienia ilaste, w pewnych miejscach nawet dość znacznie zagęszczone, tak że skała zaczyna przybierać wygląd łupkowy. We wszystkich jednak przypadkach warstewki piaszczyste mają zdecydowaną przewagę. Typowych łupków ilastych w obrębie całej tej serii nie ma.

Rytmika sedymentacji podcyklów zaznacza się tu jedynie znikaniem i zagęszczaniem się wyżej wspomnianych przewarstwień ilastych i wkładkami węglistymi, które nie zawsze jest jednak łatwo odróżnić od większych fragmentów zwęglonych roślin. Dlatego też podział tej serii na poszczególne poziomy nie należy do rzeczy łatwych i nasuwa często duże trudności, szczególnie wobec tego, że często nie dysponujemy pełnym kompletem próbek rdzeniowych poprzez tę serię.

Poziom IVA. Pierwszy poziom serii osadzonej w czasie IV cyklu stanowią scharakteryzowane wyżej piaskowce gruboziarniste z przewarstwieniami zlepieńcowymi. Miąższość ich w południowej części terenu jest dosyć znaczna i wynosi 35 do 40 m. Ku północy maleje jednak ona szybko i spada do około 10 m. Ku górze utwory te przechodzą w piaskowce drobnoziarniste z rzadkimi ciemnymi przewarstwieniami ilastymi, które ku górze stają się coraz liczniejsze, nieco grubsze i zawierają liczne okruchy zwęglonych większych fragmentów roślin.

Warstwa z liczniejszymi wkładkami ilastymi ma około 20 m, warstwa piaskowcowa zaś — ponad 40 m miąższości.

Poziom IVB. Następny poziom zaczyna się od razu piaskowcami drobnoziarnistymi z rzadkimi cienkimi, ciemnymi wtrąceniami ilastymi oraz sieczką roślinną i znowu kończy się kilkumetrową warstwą piaskowców z liczniejszymi przewarstwieniami ilasto-łupkowymi. Cały ten poziom ma blisko 80 m miąższości.

Poziom IVC. Trzeci poziom zasadniczo ma taki sam charakter jak i poprzednie, ale w jego dolnej części pojawiają się wkładki o nieco większych wymiarach ziarn, odpowiadające piaskowcom średnioziarnistym. Miąższość tych przewarstwień jest jednak nieznaczną; występują one tylko na przestrzeni dolnych paru metrów. Przewarstwienia ilaste w piaskowcach pojawiają się dwadzieścia parę metrów powyżej spągu tego poziomu, a liczne stają się dopiero w górnej, 1,5 m liczącej warstwie.

Miąższość całego tego poziomu wynosi około 40 m.

Poziom IVD. Czwarty poziom zaczyna się warstwą około 50 m piaskowców, w których górnej części pojawiają się rzadkie, ale nieco grubsze (paromilimetrowe) warstewki ilaste, które mają już barwę prawie czarną i przybierają charakter węglisty. Kończą ten poziom ponownie piaskowce z liczniejszymi przewarstwieniami ilasto-łupkowymi do 5 mm grubości, osiągające około 10 m miąższości.

Cały czwarty poziom ma zatem około 60 m miąższości.

Poziom IVE. W ostatnim, piątym poziomie piaskowce mają już tylko około 14 m miąższości, a warstwa z przewarstwieniami ilastymi i węglistymi około 6 m, a więc w całości ma on około 20 m grubości.

Piaskowce tego poziomu mają jednak pewne cechy szczególne, wskazujące na stopniowe przygotowanie do zmiany, która nastąpi wyżej. W dolnej części warstwy piaskowców pojawia się domieszka materiału nieco grubszego; piaskowce te należałoby już kwalifikować jako średnio- a nie drobnoziarniste. Rozmieszczenie tej domieszki jest interesujące. Mianowicie w niższej swojej części zawierają one więcej frakcji powyżej 0,2 mm (60 do 70%) i mniej frakcji poniżej 0,2 mm (30—40%), natomiast prawie zupełnie brak jest ziarn powyżej 0,3 mm. Wyższa część piaskowców zasadniczo jest bardziej drobnoziarnista. Zdecydowanie wzrasta znaczenie frakcji 0,2—0,1 mm (80—85%) i drobniejszej — poniżej 0,1 mm (10—15%), ale jednocześnie niespodziewanie pojawia się paroprocentowa domieszka ziarn grubszych, nawet przekraczających 1 mm średnicy. Jest to jakby zapowiedź przygotowującej się wyżej warstwy gruboziarnistej, która rozpoczyna piątą serię.

Miąższość całej serii sławęcińskiej dolnej (piaskowcowej głównej) wynosi w badanym terenie około 300 m i jest maksymalną jej grubością znaną dotychczas na całym terenie Kujaw i Polski południowej.

CYKL V. SERIA SŁAWĘCIŃSKA GÓRNA I SERIA CIECHOCIŃSKA (seria piaskowcowo-węglowa i seria łupków esterowych)

Piąty z kolei cykl sedymentacyjny dolnego liasu, podobnie jak trzy poprzedzające, zaczyna się piaskowcami gruboziarnistymi i zlepieńcami. Górna część tego cyklu jest jednak rozwinięta zupełnie inaczej i zawiera charakterystyczny dla niej duży kompleks łupków oliwkowozielonych z licznymi drobnymi wkładkami syderytycznymi. W łupkach tych w paru różnych poziomach dość obficie występują dobrze zachowane małżoraczki *Estheria minuta* var. *brodieana*, które z tej samej serii w otworze w Ciechocinku zanotował już J. Samsonowicz. Obecność ich stwierdzona została w czasie bieżących badań w okolicy Łęczycy i w innych miejscach na Kujawach.

W stosunku do podłoża, analogicznie jak seria poprzednia, seria ta leży prawie zgodnie. Zmiana nie przychodzi tu tak gwałtownie jak na granicy poprzednich serii; pojawienie się materiału średnioziarnistego i pojedynczych ziarn większych w piaskowcach ostatniego poziomu poprzedniej serii pozwalałoby raczej mówić o oznakach, które wskazują na tendencje do istnienia stopniowych przejść.

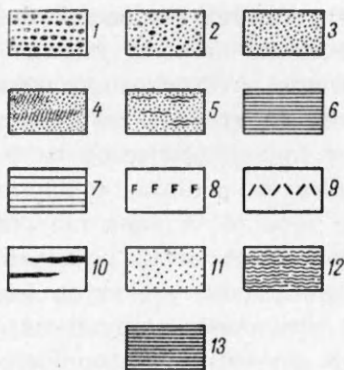
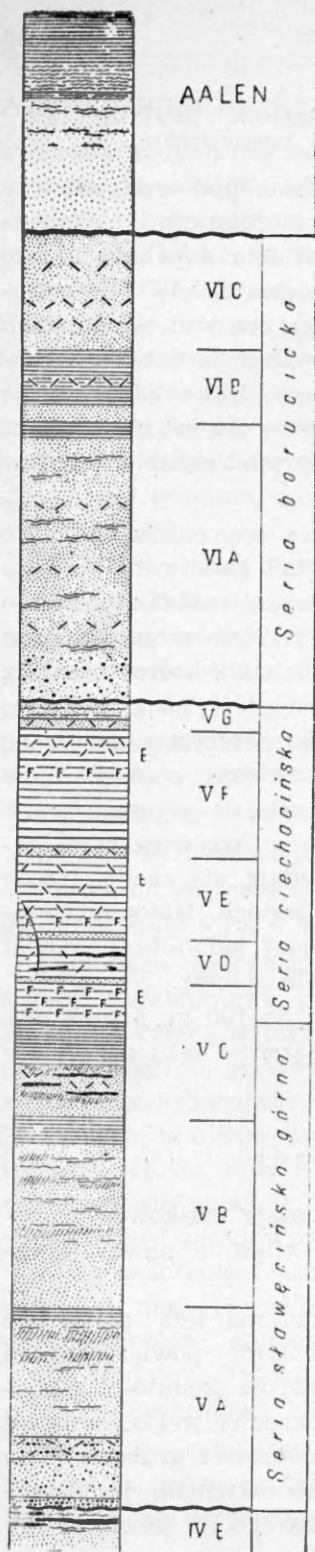
Osady cyklu V wyraźnie dzielą się na dwie charakterystyczne części, które wyróżniam jako serię sławęcińską górną złożoną z piaskowców z wkładkami łupków szarych, zupełnie podobnych do występujących niżej, oraz serię ciechocińską — ilastą z łupkami oliwkoszarymi zawierającymi liczne esterie. Na dolną serię składają się osady trzech podcykliów tego samego typu, co w poprzednich seriach. Natomiast wyżej leżąca seria ciechocińska ma charakter bardziej jednolity i podział na cztery podcykle wyrażony w niej jest o wiele słabiej.

Miąższość serii sławęcińskiej górnej wynosi 95 do 100 m, a serii ciechocińskiej 110—120 m; bez większych zmian miąższość taka utrzymuje się na znacznych przestrzeniach.

Seria sławęcińska górna

Poziom VA. Pierwszy poziom tej serii rozpoczynają piaskowce gruboziarniste, zlepieńcowate z otoczkami wielkości kilku, a nawet kilkunastu milimetrów.

Pierwsza ich warstwa ma tylko 1,5 m. Ponad nią leżą piaskowce drobno- i średnioziarniste, jasnoszare, z falistymi powierzchniami (około 10 m), a wyżej ponownie 5 do 6 m piaskowców średnio- i gruboziarnistych, wśród których pojawiają się liczne okruchy węgla, a nawet i cienkie, soczewkowate jego warstewki. Razem warstwa gruboziarnista ma około 18 m. Wyżej leżą już piaskowce drobnoziarniste jasnoszare z cienkimi, niezbyt licznymi przewarstwieniami szarego iłu (około 20 m),



0 10 20 30 40m

Fig. 2. Profil syntetyczny górnej części liasu południowych Kujaw

V cykl sedimentacyjny — seria sławęcicka górna i seria ciechocińska (hettang najwyższy — synemur); VI cykl sedimentacyjny — seria borucicka (liasz górny?)

Skały liasu: 1 — piaskowce gruboziarniste i zlepniocowe. 2 — piaskowce drobno- i średnioziarniste z domieszką ziarn grubszych; 3 — piaskowce drobnoziarniste jasnoszare i szarobiałe; 4 — piaskowce drobnoziarniste o spoiwie limonitowym; 5 — piaskowce drobnoziarniste z cienkimi przewarstwieniami ilastymi; 6 — ilowce i mułowce jasnoszare; 7 — ilowce oliwkowozielone z esteriami (E); 8 — przewarstwienia syderytowe; 9 — obfite okruchy szczątków roślinnych; 10 — przewarstwienia węgliste

Skały aalenu: 11 — piaskowce spągowe; 12 — łupki i piaskowce mierzwiaste; 13 — łupki ciemnoszare i popielatoszare z mikrofauną morską aalenu

które w górnej części (około 10—12 m) mają barwę szarobrunatną od domieszki limonitu, który pojawił się obficie w spoiwie.

Poziom ten kończy dwumetrowa warstwa szarego łupku ilastego z cienkimi wkładkami białego piaskowca.

Mięszkość całego poziomu VA wynosi około pięćdziesięciu paru metrów.

Poziom VB. Następnym poziomem, poza brakiem warstwy gruboziarnistej w dolnej części, ma charakter podobny. Niższą jego część tworzy 45 m mięszka warstwa piaskowców drobnoziarnistych, w dolnej części jasnych, a wyżej brunatnawoszarych. Występują w nich rzadkie, cienkie przewarstwienia ilastego łupku szaroczarnego.

Wieńczy serię 7,5 m szaroczarnych łupków ilastych z drobnym detrytusem roślinnym i cienkimi przerostami piaskowca bardzo drobnoziarnistego.

Poziom VC. Trzeci poziom w dolnej części jest jeszcze podobny do poprzednich. Zaczyna go prawie 15 m mięszka warstwa takich samych jak poprzednie piaskowców brunatnawoszarych i drobnoziarnistych. Licznie pojawiają się wśród nich okruchy węgla i ciemne, prawie czarne smugi węglisto-ilaste. Nad nimi leżą znowu, podobne jak niżej, łupki szaroczarne z cienkimi słabo scementowanymi przewarstwieniami piaszczystymi, na których widoczne jest warstwowanie przekątne i ślady zmarszczek falowania. Grubość ich w porównaniu z poprzednimi wzrosła znacznie, bo wynosi 13 m, a więc przeszło 45% mięszkości poziomu, gdy w poprzednich stanowiły one mniej niż 15%, a nawet tylko 5%.

Seria ciechocińska

Opisane osady trzeciego poziomu zarówno litologią jak i ogólnym charakterem niewiele różnią się od osadów trzech poprzedzających serii. Utwory poziomów VA—VC stanowią — jak wspomnieliśmy wyżej — serię sławęcińską górną. W górnej części poziomu VC pojawiają się jednak nowe, nie notowane niżej skały, stanowiące zapowiedź wyższej serii — ciechocińskiej, na którą przypadają poziomy VD—VG.

Są to oliwkowozielone lub zgnięzielone łupki ilaste z dobrze wyrażonym warstwowaniem, z cienkimi (do paru centymetrów) przewarstwieniami piaszczystymi o przekątnym warstwowaniu i licznymi, dochodzącymi do paru centymetrów wkładkami sydereitycznymi. W łupkach tych, miejscami licznie, pojawiają się esterie.

Warstwa zielonych łupków esterio wych stanowi nowy element naszych podcyklów, wskazujący, że stosunki w zbiorniku wodnym, z którym mieliśmy dotychczas do czynienia, uległy poważnej zmianie. Warstwa ta ma ponad 5 m grubości.

Łącznie miąższość całego trzeciego poziomu wynosi około 33 m.

Poziom VD. Ponad pierwszą warstwą esteriową, która kończy poprzedni poziom, ponownie pojawiają się piaskowce droбноziarniste, w dolnej partii jasnoszare, kwarcytowate, o uwarstwieniu falistym, z obfitą siewką roślinną (około 2,5 m). W środkowej ich części pojawia się metrowa wkładka łupków ilastych, zielonawoszarych, z drobnymi przewarstwieniami piaszczystymi i warstewkami syderytycznymi. Nad nimi leżą ponownie piaskowce droбноziarniste, zbite, zielonawoszare, z obfitą miką i detrytusem roślinnym (przeszło 2 m).

Wyżej występują już osady ilasto-łupkowe zielonawoszare z warstewkami piaskowców mułowcowych i licznymi okruchami węgla. Być może, że tworzył on tu nawet parę warstewek. Łupki osiągają miąższość około 11 m. Esterii w tym poziomie na razie nie znaleziono.

Grubość całego poziomu wynosi około 16,5 m.

Poziom VE. Następny poziom ponownie rozpoczynają piaskowce droбноziarniste, zielonawoszare, zbite, o uwarstwieniu falistym, ale o miąższości tylko 1,5 m. Nad nimi od razu leżą łupki ilaste ciemnozielone z wkładkami piaszczystymi, przewarstwieniami syderytycznymi i zwęglonymi szczątkami roślin (3 m).

Wyżej łupki te przybierają barwę jasnoszaro-oliwkową (zielonawą), zachowując przewarstwienia piaszczyste, coraz mniej liczne ku górze. Uwarstwienie tych wkładek jest niespokojne, falisto-soczewkowate, szybko zmieniające się. Prawdopodobnie mamy tu częściowo zniszczone (rozmyte) ślady zmarszczek falowania. Szczątki roślin w tej części łupków są mniej liczne. Ponownie pojawiają się esterie.

Cały ten poziom ma miąższość około dwudziestu paru metrów.

Poziom VF. Ostatni ilasty poziom tej serii znowu w dolnej części zawiera 2,5 m jasnoszarych piaskowców droбноziarnistych ze zwęglonymi szczątkami roślin i konkrecjami siarczku żelaza; nad piaskowcami leży ponad 30 m łupków ilastych jasnoszaro-oliwkowych i zielonawobrazowych z soczewkowatymi, przekątnie warstwowanymi wkładkami piaszczystymi (zmarszczki falowania?), o powierzchniach pokrytych drobnymi hieroglifami i drobnym detrytusem roślinnym, obfitym w górnej ich części. Nieco powyżej środka tej warstwy ponownie pojawiają się parucentymetrowe warstewki syderytyczne.

Zdaje się, że i w tych łupkach również występują esterie.

Poziom VG. Kończy serię 7,5 m licząca warstwa, być może odpowiadająca ostatniemu podcyklowi serii ciechocińskiej i stanowiąca przejście do wyżej leżącej górnej serii piaskowcowej, złożona w dolnej części z piaskowców jasnoszarych ze zwęglonymi szczątkami roślin (3,5 m), a wyżej z podobnych piaskowców z licznymi przewarstwieniami ilastymi (4 m).

Na obszarze łączyckim przynależność tego poziomu jeszcze do serii łupków esteriowych (V) może budzić wątpliwości, jednak w otworach bardziej północnej części Kujaw zdecydowanie widać, że kończy ona jeszcze poprzedni cykl, gdyż dobrze rozwinięta warstwa gruboziarnista leżąca u podstawy górnej serii piaskowcowej spoczywa już ponad nią (np. w Ciechocinku).

CYKL VI. SERIA BORUCICKA

(seria piaskowcowa górna)

Ostatnia, najwyższa seria liasu ponownie składa się głównie z jasnych białawoszarych piaskowców przeważnie drobnoziarnistych, dosyć słabo scementowanych, z rzadkimi przemazami ilastymi i detrytusem roślinnym, oraz z paru niezbyt grubych wkładek łupków ilastych jasnoszarych. Miąższość serii i tym razem jest dosyć znaczna, gdyż wynosi około 125 m.

Seria ta dzieli się na trzy poziomy.

Poziom VIA. Dolny poziom górnej serii piaskowcowej rozpoczynają piaskowce średnio- i gruboziarniste przewarstwiające się z piaskowcami drobnoziarnistymi, które przeważają w wyższej części warstwy. W piaskowcach średnio- i gruboziarnistych dominuje frakcja 0,3—0,5 mm (około 70%), której towarzyszy parę procent ziarn grubszych (do 1 mm). W piaskowcach drobnoziarnistych dominują ziarna 0,1—0,3 mm oraz nieznaczna domieszka ziarn przekraczających 0,3 mm średnicy.

Piaskowce te w górnej części mają cienkie przewarstwienia ilaste, często pokryte drobną sieczką roślinną i drobnymi okruchami węgla. Dość często występują drobne płaskie toceńce ilowe, w niektórych warstwach dochodzące do kilku centymetrów średnicy. Trafiają się również duże konkracje pirytowe.

Miąższość tych piaskowców wynosi około 70 m, natomiast kończące podcykl szare łupki mają tylko 3,5 m, czyli stanowią zaledwie 5% miąższości całego poziomu.

Poziom VIB. Środkowy poziom jest stosunkowo cienki, gdyż ma tylko około 20 m miąższości. Uzyskują w nim przewagę łupki (około 75%). Piaskowce są, jak poprzednio, drobnoziarniste, szare (około 5 m), nad nimi zaś leży około 15 m jasnoszarych łupków ilastych z detrytusem roślinnym i zwęglonymi okruchami roślin oraz parodecymetrową wkładką piaszczystą w górnej części.

Poziom VIC. Górny poziom składa się głównie z piaskowców drobnoziarnistych, w dolnych 30 m ze zwęglonymi szczątkami roślin. Piaskowce te kończą ostatnią, górną serię liasu typu kontynentalnego.

Nad nimi leżą jeszcze wprawdzie piaskowce droбноziarniste, ale charakter ich zmienia się. Detrytusu roślinnego prawie nie zawierają, mają natomiast najpierw rzadkie, potem coraz liczniejsze przewarstwienia ilaste, ciemnoszare, mierzwiste, z powierzchniami pokrytymi drobnymi hieroglifami; spotyka się w nich także wkładki mułowcowe. Wyżej piaskowce te przechodzą w piaszczyste mułowce, również mierzwiste i ciemnoszare; spotyka się w nich pierwsze małże morskie.

Są to już niewątpliwie plażowe i przybrzeżne osady aalenu, który w facji ilastej z bogatą charakterystyczną mikrofauną pokrywa wyżej wspomniane mułowce mierzwiste.

Przejście od osadów śródlądowych liasu w morskie aalenu przyszło więc stopniowo, tak że można nawet mówić o ich ciągłości.

WARUNKI POWSTAWANIA DOLNEJ SERII KŁODAWSKIEJ

Już przy opisie poszczególnych serii narzucał się szereg spostrzeżeń, dotyczących zmian facjalnych i wypływających z nich wniosków, których nie podobna było pominąć przy przeprowadzaniu paralelizacji stratygraficznej poszczególnych jednostek.

Na pierwszy plan wysuwa się przede wszystkim wyraźnie zaznaczająca się różnica między północną częścią terenu leżącą bezpośrednio u podnóża jakiejś dość znacznej wyniosłości, na istnienie której zwracaliśmy już wielokrotnie uwagę poprzednio, oraz południową — leżącą już na dalszym, niżej położonym jej przedpolu.

Rozpatrzmy teraz tę sprawę bliżej.

Po sedymentacji kajprowej niewątpliwie pozostała wyrównana powierzchnia akumulacyjna bez większych nierówności. Jednak już na początku retyku, a ściślej mówiąc w pierwszych etapach osadzania się dolnej serii kłodawskiej zaznacza się wyraźnie różnica w warunkach sedymentacji świadcząca o istnieniu dosyć znacznej wyniosłości. Zarysowuje się ona przede wszystkim w centralnej części antykliny kłodawskiej, po kajprze — a przed retykiem (zapewne górnym). Wiek jej powstania najprawdopodobniej przypada na dolną część retyku.

Kulminacja tego wyniesienia, sądząc z rozmieszczenia i składu zlepieńców, znajduje się w strefie największego obecnego wydzwignięcia centralnej części antykliny kłodawskiej i niewątpliwie związana jest z ruchem mas solnych stanowiących jej jądro. Najwyższa część wyniesienia, przynajmniej w części objętej badaniami, znajdowała się nieco na zachód od Kłodawy i obniżała się stopniowo ku południowemu zachodowi, w kierunku Łęczycy. Zgodność kierunku linii grzbietowej wyniesienia z przebiegiem osi antykliny jest zupełnie wyraźna. Można by chyba nawet powiedzieć, że różnice między północą i południem były w tym

czasie silniej zaakcentowane niż obecnie. Możliwe, że w okolicy Kłodawy miały one wówczas bardziej diapirowy charakter. Diapir jakby „wybuchał” na kulminacji bardziej połogiej antykliny o osi powoli zanurzającej się ku południowemu wschodowi.

Wyniosłość kłódawska już przed górnym retykiem zarysowywała się jako dosyć znaczne wzgórze czy grupa wzgórz, leżących na osi bardziej niskiego grzbietu o kierunku południowo-wschodnim. Wysokość względna wyniosłości przekraczała 300 m. Wznosiła się ona ponad słabo urozmaiconą równiną kajprową, która przylegała do niej od wschodu, tworząc rozległe, prawie wyrównane przedpole. O obszarze leżącym na zachód od strefy naszych wyniosłości mamy bardzo skąpe informacje. Sądzę jednak, że był on analogiczny jak na wschodzie, gdyż duża asymetria istniejąca obecnie w budowie obu skrzydeł antykliny kłódawskiej jest dziełem późniejszej intensywnej fazy zaburzeń tektonicznych na wale kujawskim, przypadającej już na czas po górnej kredzie.

Zresztą ruch retycki nie był pierwszym ruchem mas solnych. Odbywał się on prawdopodobnie w starszej części antykliny już wcześniej, po triasie środkowym, gdyż braku starszych ogniw triasu na całej długości antykliny nie można przypisywać wyłącznie zjawiskom tektonicznym.

Już przed kajprem stropowa część czapy gipsowej musiała się znajdować blisko powierzchni i starsze ogniwa kajpru osadzały się bezpośrednio na łożach z przewarstwieniami gipsów i anhydrytów, lub wręcz na samych anhydrytach. Świadczy o tym sedymentacyjny a nie tektoniczny charakter granicy między tymi seriami obserwowany w południowej, bardziej spokojnej części antykliny. Niewątpliwie i tam istnieją wyprasowania w dolnych partiach wynikające z tektoniki solnej. Skala ich nie jest jednak tak wielka, jakby się mogło wydawać przez analogię z diapirami, ale ma raczej nasilenie mierne.

Po kajprze, a przed retykiem (górnym?) nastąpił dalszy, dosyć znaczny ruch mas solnych, podnoszący ich młodszą, osadową osłonę na paręset metrów w górę i powodujący powstanie dosyć znacznej wyniosłości zbudowanej z łożupków kajpru, a więc z materiału mało trwałego — łatwo ulegającego działaniu czynników niszczenia. Najwyżej wyniesiona jej część leżała w okolicy Kłodawy i tu też ślady tego intensywnego niszczenia występują najwyraźniej. Dają się one odczytać przede wszystkim na podstawie obserwacji nad składem i rozmieszczeniem spągowych warstw zlepieńców łożowych, które nagromadziły się w czasie pierwszych faz najbardziej gwałtownego niszczenia tej wyniosłości (fig. 3).

W tym okresie w pobliżu kulminacji, na jej bezpośrednim przedpolu, nagromadziły się masy zlepieńców iłowych o miąższościach stwierdzonych bliskich 50 m. Zapewne jednak bliżej wypiętrzenia są one jeszcze większe. W miarę oddalania się od głównej kulminacji i to zarówno na zewnątrz od niej ku północnemu wschodowi, jak i po osi wypiętrzenia na południowy wschód, grubość warstwy zlepieńców szybko maleje.

W strefie osiowej antykliny zmniejszanie się miąższości zlepieńców jest również szybkie. Już w odległości paru kilometrów od strefy kulminacji grubość ich spada do kilkunastu a nawet kilku metrów. Strefa dużego nagromadzenia zlepieńców iłowych ma zatem tylko 1,5—2 km szerokości, na zewnątrz od niej zlepieńce leżą już cieńszą warstwą i mają drobniejsze wymiary toczeńców. Z rozmieszczenia zlepieńców widać wyraźnie, że mamy tu do czynienia z dużymi stożkami napływowymi. W przybliżeniu można nawet obliczyć ich kąt pochylenia — wynosi on w pobliżu wyniosłości kilka stopni, z dala zaś od wyniosłości maleje do paru stopni.

Wymiary tych stożków są dosyć duże, ale nie ogromne. Prawdopodobnie promień ich nie przekracza kilku kilometrów, tworząc strefę, w której występują większe nagromadzenia toczeńców iłowych. Na zewnątrz od niej leży już materiał drobniejszy lub ewentualnie produkty resedymencji rozdrobnionych iłów kajprowych.

O tym że niszczenie odbywało się w sposób bardzo gwałtowny, mówią wymiary toczeńców. W pobliżu wyniosłości toczenie przekraczające 0,5 m średnicy nie należą do wyjątków. Bardzo często przekraczają one 20 cm, przy czym ten wymiar ma 20—30% masy otoczków, a nawet miejscami i więcej.

W procesie rozmywania podłoża i transportu musiały przede wszystkim brać udział wody płynące o dużej szybkości prądu, najprawdopodobniej pochodzące z gwałtownych, sporadycznych opadów, przedzielonych okresami suszy. Świadczą o tym zarówno wymiary i charakter otoczków, jak i warunki panujące po ich przeniesieniu, które pozwalały na dobre, długotrwałe zachowanie się brył toczeńców iłowych.

O stale płynącej jednej większej rzece trudno tu mówić, gdyż z jednej strony rozsypanie otoczków jest wyraźnie płaszczynowe, z drugiej nie ma tu warunków, które umożliwiłyby rozwój odpowiednio dużej zlewni. Wreszcie dosyć jednorodny skład otoczków w poszczególnych odmianach zlepieńców, brak większego wymieszania materiału i wybitna tendencja do tworzenia się wielu odmian lokalnych wskazuje, że mamy tu do czynienia nie z jedną rzeką, ale z szeregiem potoków spływających po zboczach wymienionej wyniosłości.

O takim układzie stosunków mówi skład otoczków i ich wymiary, zestawione w różnokierunkowych przekrojach. Jeden z nich ma kie-

runek zgodny z osią antykliny, a więc jest równoległy do rozciągłości wyniosłości, drugi zaś jest w stosunku do niego prostopadły.

Rozpatrzmy najpierw pierwszy przekrój. Różnice w składzie zlepieńców w kierunku równoległym do osi wyniosłości, podane w zestawieniu (fig. 4), są tak duże i wybitne, że trudno nawet przypuszczać, aby zlepieńce mogły być nagromadzone przez jeden strumień wodny. Podkreśla to już sama barwa zlepieńców, które w niektórych przypadkach mogły zachować barwę szarą, mimo że w ich sąsiedztwie występują duże ilości zlepieńców czerwonych z silnie barwiącymi inne osady wiśniowoczerwonymi iłołupkami kajpru.

Natomiast zupełnie inny wynik dała próba zestawienia składu zlepieńców w kierunku prostopadłym do osi antykliny (fig. 5) wzdłuż jednego jej skrzydła (północno-wschodniego). Przekrój prostopadły do osi antykliny przecina przekrój poprzedni w miejscu, gdzie występowały w nim szare zlepieńce, mające po obu stronach sąsiedztwo skał czerwonych.

Odwrotnie niż w przypadku poprzednim występuje tu wyraźna zgodność składu otoczków, a nawet zmiana wymiarów otoczków odbywa się konsekwentnie w jednym kierunku, wskazując, że transport odbywał się zgodnie z pochyleniem skrzydła antykliny. Przykład wybrany jest tym bardziej przekonujący, że wzdłuż tego kierunku występują warstwy wyjątkowo obfite w otoczki dolomitu i szarozielonych łupków, natomiast toczeńców czerwonych iłołupków brak, lub są tylko w niewielkiej ilości.

Uzyskaliśmy więc potwierdzenie poprzednio wypowiedzianych poglądów, do których możemy jeszcze dorzucić, że na zboczach wyniosłości, zasadniczo zgodnych ze skrzydłami antykliny, istniał szereg długich (parokilometrycznych) dolinek, zapewne dosyć silnie wciętych w swych górnych biegach, skierowanych na zewnątrz od kulminacji i idących mniej więcej konsekwentnie w kierunku pochylenia warstw.

Dopiero u wylotu dolinek rozpościerały się szeroko płaskie stożki napływowe, w pewnej odległości (parę do kilku kilometrów) zrastające się w jeden wspólny stożek poligeniczny, stopniowo przechodzący w płaską powierzchnię równiny akumulacyjnej*.

Pierwsze stożki, które dały najniższą warstwę zlepieńców leżącą u podstawy pierwszego poziomu dolnej serii (IA), były sypane na powierzchnię lądu (suchą), a nie do zbiornika wodnego, gdyż tylko na lądzie i w warunkach klimatu suchego jest możliwe długotrwałe zacho-

* Zasięg zlepieńców ilowych na zewnątrz od wyniosłości kłodawskiej nie jest zbyt wielki, nie przekracza on kilku, najwyżej kilkunastu kilometrów. Poza tą granicą charakter osadów retyku jest inny — składają się one z ilastych osadów zbiornika wodnego, zbliżonych do warstw gorzowskich na Górnym Śląsku.

SSW

NNE

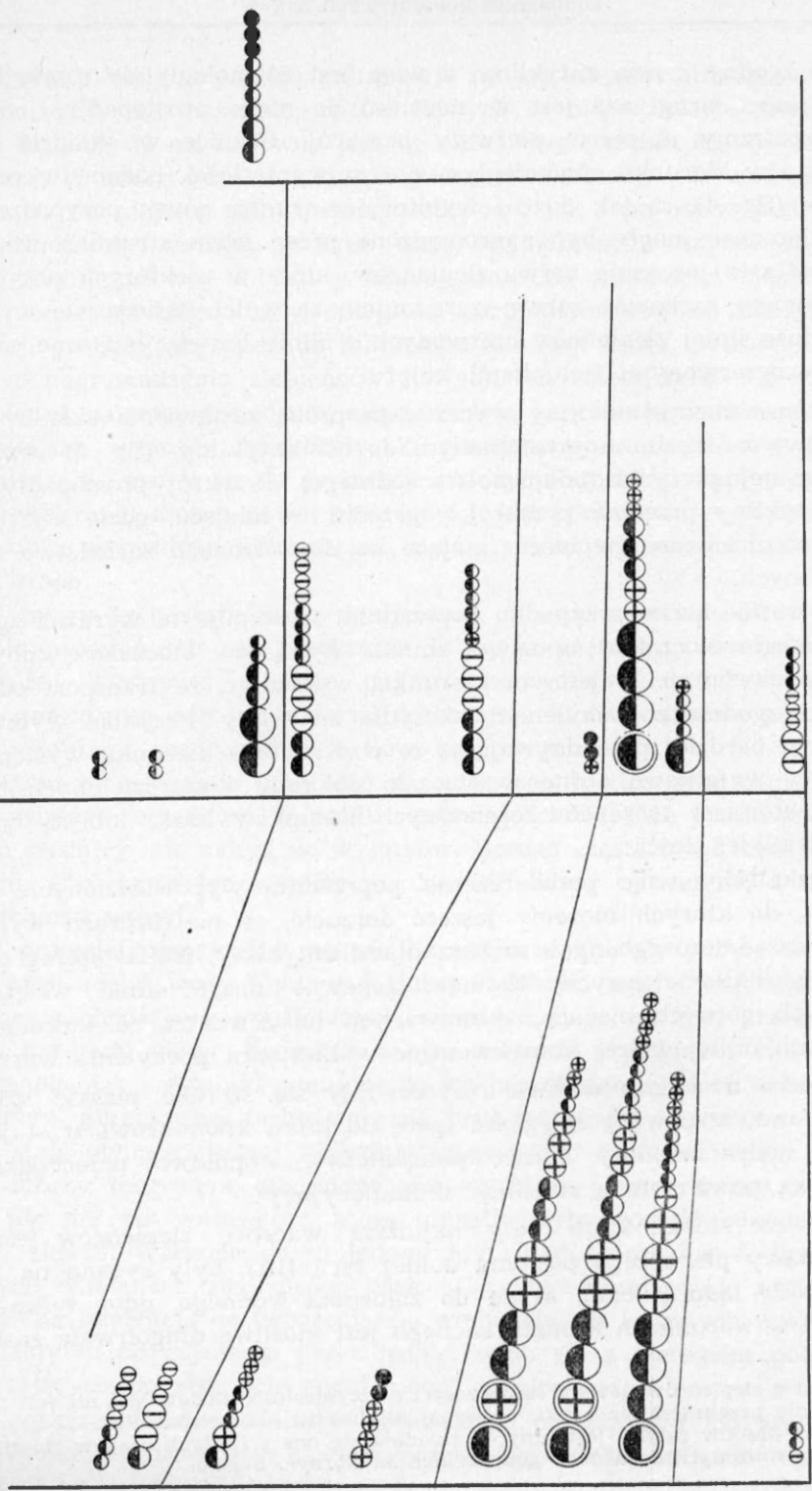


Fig. 5. Zestawienie składu otoczaków w zlepieńcach podstawkowych retyku (seria kłodawska, dolna) w trzech profilach w okolicach Kłodawy uszeregowanych z południowego zachodu na północny wschód do kierunku transportu otoczaków. Oznaczenia jak na fig. 4

wanie się takiego nagromadzenia toczenców ilowych i to na tak dużej przestrzeni. Na rozległej powierzchni stożka istnieją jednak miejscami niewielkie i płytkie jeziora, w których toczence ulegają częściowemu rozmuleniu.

Po pierwszej fazie intensywnego niszczenia całego grzbietu, a szczególnie głównej jego wyniosłości, nadchodzi okres przerwy i znacznego osłabienia tych procesów. Następuje okres wietrzenia i tworzenia się białych i różowych gliniek typu kaolinowego, które zmywane z wyżyny rozprzestrzeniają się na powierzchni dawnego stożka, pokrywając parometrową warstwą górną jego część.

Zmniejszenie się intensywności niszczenia erozyjnego nie oznacza całkowitego ustania procesów erozyjnych. Trwają one nadal, ale są o wiele słabsze i ograniczone tym razem tylko do bezpośredniego otoczenia najwyższej części wyniosłości. Ilości otoczków wynoszonych przez potoki są znacznie mniejsze, wymiary ich drobniejsze. Pokrywają one tylko najwyższą część poprzedniego rozległego stożka napływowego, nie przekraczając zasięgu rozprzestrzenienia napływów ilastych, wśród których tworzą parę cienkich wyklinowujących się wkładek.

Zmiana ta jest niewątpliwie spowodowana pewną modyfikacją klimatu, w którym nie tyle maleje ogólna ilość opadów (która może nawet jest większa), ale zmienia się ich rozkład. Są one bardziej równomiernie rozłożone na dłuższy okres czasu, gwałtowne nawałnice zaś są rzadsze i słabsze. Zasadniczo jest to faza raczej łagodniejszego klimatu i równomierniejszego rozkładu wilgotności, a więc przejście od klimatu typu bardziej semiarydnego w klimat bardziej humidny sprzyjający rozwojowi wietrzenia chemicznego.

Okres bardziej równomiernego rozkładu opadów nie trwa zbyt długo. Przychodzi następna faza gwałtownych opadów, wzmożonej erozji, transportu wielkich ilości toczenców i ponownego ożywienia narastania wielkich stożków napływowych. Ale warunki, w których są one obecnie sypane, już są odmienne niż poprzednio. Tylko górna część stożków znajduje się obecnie na łądzie. Niżej położone ich peryferyczne strefy zalewane są teraz przez wody zbiornika, który powstał w ciągu poprzedniej fazy z dala od naszego terenu i stopniowo podnosząc swój poziom zalał brzeżną strefę stożków napływowych.

Zamiast zlepieńców tworzą się tu pstre warstwy gruzłowate, powstające z rozmoconych toczenców ilowych. Początkowo pojawiają się one w najodleglejszej od wyniosłości i najniższej części terenu, potem podnoszą się coraz wyżej pokrywając zlepienie ilowe usypane we wcześniejszych etapach drugiej fazy narastania stożków napływowych.

Początkowo brzegi tego zbiornika leżą około 50—60 m poniżej linii kulminacji stożków napływowych, znajdującej się zapewne w pobliżu

wylotów dolin u podnóża wyniosłości. W końcowym zaś etapie różnica położenia linii kulminacji stożków i brzegów zbiornika jest mniejsza i wynosi już tylko około 30 m. Podniesienie poziomu wód zbiornika jest więc dosyć znaczne, rzędu 20—30 m. Związane jest ono nie tylko ze wzrostem ilości wody w zbiorniku, ale i z jego wypełnianiem się osadami, na które przypada w dostępnej dla naszych badań części zbiornika nie mniej niż 15 m. Podniesieniu zatem poziomu wody nie towarzyszy równorzędnny wzrost głębokości jeziora.

Zmniejszenie wysokości względnych, a zapewne przede wszystkim nowe wahanie klimatu, znowu powoduje osłabienie działania erozji na wyniosłości. Ustaje dopływ toczących. Przystają się tworzyć zlepienie iłowe i ily gruzłowate. Typ osadów naszego jeziora zmienia się.

Położenie brzegu w tym momencie notuje warstewka pseudoolitów leżących w stropie górnych zlepieńców iłowych na poziomie o 30 m niższym niż kulminacja stożka. W zbiorniku wodnym, który wskutek akumulacji stał się jeszcze bardziej płytki i którego poziom, być może tylko okresowo, podnosi się o parę metrów wyżej niż poprzednio, tworzą się osady ilaste z wyraźnie zaznaczonym rytmem sedymentacji. Barwa tych utworów jest jasnoszara i biaława; zbliżają się one do gliniek, które przedzielały warstwy zlepieńców. Są tu również podobne produkty wietrzenia zmywane z pobliskiego lądu, ale tym razem osadzone już w zbiorniku wodnym.

To stadium z dobrze przewietrzanymi wodami, jak świadczą o tym jasne barwy osadów, trwa stosunkowo krótko i daje warstwę osadów miąższości zaledwie 2—3 m. Stosunki w zbiorniku szybko zaczynają się zmieniać. Prawdopodobnie tym razem klimat staje się jeszcze bardziej wilgotny i sprzyja rozwojowi obfitej roślinności, która zarosła brzegi jeziora oraz jego szeroką, płytką strefę przybrzeżną.

Zmieniają się jednocześnie stosunki w głębi jeziora, gdzie już na nieznacznej głębokości ustalają się warunki redukcyjne sprzyjające gromadzeniu się dużych ilości substancji roślinnej. Jest to prawdopodobnie związane przede wszystkim ze zmianą układu i siły wiatrów oraz zmniejszeniem się w związku z tym intensywności falowania decydującego w tego typu jeziorach o przemieszaniu się wód głębszych i powierzchniowych oraz o ich przewietrzaniu.

Są to stosunki bardzo zbliżone do panujących w Jeziorze Aralskim i Bałchasz, gdzie zjawiska tego rodzaju zostały dobrze poznane.

Wobec znacznej różnicy temperatury powierzchniowej i głębszej warstwy wód, przy braku silnych wiatrów, łatwo ustala się ich stratyfikacja. Przy powierzchni utrzymuje się niegruba warstwa wód ciepłych i słodkich, niżej leżą wody chłodne o nieco większej zawartości soli.

W przypadku zmniejszenia się nasilenia wiatrów na dzień takiego jeziora łatwo powstaje przydenna warstwa redukcyjna podobnie jak w jeziorach dystroficznych.

Na dzień jurajskiego jeziora razem z łem zaczynają się coraz liczniej gromadzić szczątki roślin. Powstają najpierw łupki ciemnoszare z obfitym pyłem organicznym, potem wręcz warstwa ilasto-węgliста, w której szczątki roślinne odgrywają decydującą rolę.

Jednocześnie poziom jeziora nieco się podnosi, gdyż w stosunku do poprzednich łupków jasnoszarych warstwa węgliста leży przekraczając i pokrywa prawie cały dawny obszar stożka napływowego, z wyjątkiem jego najwyższej części.

Powierzchnia akumulacyjna na dzień jeziora zostaje prawie wyrównana i, z wyjątkiem strefy przybrzeżnej przylegającej do wyniosłości, ma spadki nie przekraczające 1%.

Na tym kończy się pierwszy podcykl (IA) dolnej serii kłodawskiej, który zaczął się osadzaniem utworów wybitnie gruboklastycznych świadczących o silnym rozwoju erozji, kończy się zaś osadzaniem łu i zupełnym prawie wyrównaniem powierzchni akumulacyjnej oraz daleko posuniętym zwolnieniem procesów denudacyjnych.

Ta faza, odpowiadająca zestarzeniu się rzeźby, jest w pewnym momencie gwałtownie przerwana. Zdarzenia znowu zaczynają płynąć wartkim nurtem.

Przed wszystkim ustaje narastanie grubej już, bo przeszło 7 m liżącej warstwy węglistej, natomiast pojawiają się w jej stropie ślady rozmywania; również ulega przerwaniu gromadzenie się osadów ilastych o ciemnych barwach.

Zbiornik wodny, który w tym czasie zmniejszył się nieco, ponownie zaczyna się powiększać. Obecnie w jego osadach zaczyna poważniejszą rolę odgrywać nowy składnik — piasek kwarcowy, który poprzednio miał zupełnie drugorzędne znaczenie. Ponad powierzchnią rozmycia, widoczną na skrajnym południu naszego terenu, zaczyna się sedymentacja osadów piaszczystych, związanych źródłem materiału z innymi niż poprzednio, o wiele bardziej odległymi obszarami. Z drugiej strony wskazuje to na wzrost roli transportu na lądzie a także w samym zbiorniku wodnym oraz na przyspieszenie narastania znajdujących się poza naszym terenem stożków napływowych i delt rzek uchodzących do jeziora. Leżą one jeszcze w znacznej odległości, gdyż osady, które powstają na naszym obszarze, są bardzo drobnoziarniste i zawierają dużą domieszkę mułową.

Osady piaszczyste pokrywają przede wszystkim obszar, na którym poprzednio notowaliśmy ślady rozmywania (może abrazyjnego?). Miąż-

szość ich wzrasta; stopniowo zaczynają one pokrywać i wyżej leżące powierzchni warstwy węglistej.

Wyniosłość północna, która jeszcze ciągle dosyć znacznie wznosi się ponad poziom równiny akumulacyjnej, również zaczyna reagować na zmianę warunków. Ponownie przeżywa ona nową fazę gwałtownego niszczenia w podobnych warunkach jak poprzednio. Ponownie tworzą się masy toczeńców iłowych, które wynoszone na przedpole gromadzą się w stożki napływowe.

Ale tym razem sypane są one w znacznie zmienionych warunkach, Poziom wód jeziora sięga wyżej, lub co najmniej zawilgocenie terenu jest znacznie większe, gdyż toczeńce te szybko ulegają rozmoczeniu i zamiast zlepieńców iłowych tworzą warstwę gruzłową, w której tylko miejscami zachowały się partie o strukturze zlepieńcowej.

Grubość tej warstwy jest jeszcze dosyć znaczna (10—15 m), ale zasięg stożków na nią składających się jest wyraźnie mniejszy. Utwory gruzłowe już nie pokrywają na południu piaskowców, o których mowa wyżej, chociaż się z nimi zazębiają. Odległość, na którą sięga tym razem materiał znoszony z wyniosłości, jest co najmniej o parę, a może i o kilka kilometrów mniejsza niż w poprzednim podcyklu. Różnica wysokości między kulminacją i podstawą stożka jest w dalszym ciągu znaczna, przekraczając 40 m. O głębokości jednak zbiornika trudno tym razem powiedzieć coś konkretnego poza tym, że jest on niewątpliwie płytki. Dopiero w następnej, analogicznej do notowanej poprzednio, fazie sedymentacji ilastej widać, że zasięg zbiornika jest niewielki i zarówno łupki jasnoszare jak i węgliste tej fazy gromadzą się tylko w południowej, niższej położonej części terenu.

Następny poziom (IC) znowu wiąże się ze zmianą warunków przewietrzania zbiornika, ale nie poprzedza go tak wyraźnie jak poprzednio zaznaczająca się regresja. Brak też u jego podstawy warstwy gruboklastycznej. Wyraźnie natomiast widoczna jest tu długotrwała faza transgresji zbiornika wodnego.

O ile początkowo linia brzegowa jeziora, zaznaczona znowu występowaniem pseudoolitów, leżała stosunkowo nisko, niewiele przekraczając poza zasięg łupków węglistych poprzedniego podcyklu, to w dalszych etapach następuje wyraźna transgresja; jasnoszare łupki tej fazy pokrywają cały dawny obszar stożków napływowych osadzając się nad nimi warstwą kilkunastometrowej grubości.

Dalej zdarzenia zaczynają już przebiegać niemal schematycznie. Kolejno następują po sobie jeszcze trzy podobne podcykle, ze słabo wyrażonymi dolnymi fazami detrytycznymi i dobrze rozwiniętymi fazami ilastymi, każdorazowo kończące się fazą sedymentacji węglistej.

Skały gruzłowate jeszcze parę razy pojawiają się w fazach początkowych podcyklów, ale zarówno ich miąższość jak i zasięg są niewielkie i bardzo ograniczone. Najczęściej występują one wprawdzie w północnej części terenu, w pobliżu najwyższej położonej części wyniosłości kłodawskiej, ale również — choć zupełnie sporadycznie — pojawiają się i w jego południowej części, świadcząc, że niewielkie powierzchnie garbu kajprowego wystawały tu jeszcze ponad poziom zasypania (które ma już tam blisko 90 m grubości) i ulegały rozmywaniu.

O ile na południu są to już ostatnie tego rodzaju wkładki, to na północy pojawiają się one jeszcze później wśród osadów górnej serii kłodawskiej przy grubości akumulacji wynoszącej około 140 m od spągu dolnych zlepieńców ilowych. Wskazuje to niewątpliwie na różnice wysokości niszczonego garbu kajprowego na osi antykliny; był on pierwotnie zapewne co najmniej dwukrotnie wyższy niż w etapach końcowych. Na południu więc jego wysokość względna (ponad spąg zlepieńców) wynosiłaby około 180 m, a na północy około 300 m. W rzeczywistości była ona bez wątpienia jeszcze większa.

Na przedłużeniu warstw gruzłowatych jeszcze dwukrotnie pojawiają się wkładki pseudoolitowe świadcząc o niskim położeniu poziomu wód zbiornika w początkowych fazach górnych podcyklów dolnej serii kłodawskiej.

W obrębie osadów faz jasnoszarych łupków jest również do zanotowania ciekawy fakt, chociaż tym razem ma on tylko lokalne znaczenie. Mianowicie w górnej części tych łupków w poziomie IE, w niewielkiej niecce zaznaczonej już wcześniej układem warstwy pseudoolitowej pojawiają się cienkie wkładki i przewarstwienia sydereityczne w fazie poprzedzającej gromadzenie się osadów węglistych, a więc dowodzące okresowego pogarszania się warunków aeracji przydennych wód jeziora jeszcze przed trwałym ustaleniem się przy jego dnie tego rodzaju stansunków.

Pod koniec okresu sedymentacji dolnej serii kłodawskiej ponad poziom jeziora sterczą jeszcze tylko jako wyspowe wzgórza-świadki najwyższe partie tych wyniosłości leżące na zachód od Kłodawy. Znikają one z powierzchni całkowicie pod koniec następnego cyklu.

Osady wyższych poziomów górnej serii kłodawskiej całkowicie pokrywają dawne przedpole wzgórz kajprowych, a nawet wkraczają na niższe części ich grzbietu.

W czasie następnych cykli znika on całkowicie pod pokrywą młodszych osadów. W serii ksawerowskiej (III) reminiscencje po nim wyrażają się jeszcze pewnymi różnicami facjalnymi, które znikają już zupełnie w dolnej serii sławęcińskiej (IV).

PORÓWNANIE JURY DOLNEJ KUJAW I WYŻYNY MAŁOPOLSKIEJ

Wielki kompleks jury dolnej Kujaw wykazuje szereg niewątpliwych analogii do retyku i liasu obrzeżającego masywy Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska. Analogie te jednak nie układają się jednolicie w stosunku do obu tych głównych obszarów występowania retyko-liasu.

Już na pierwszy rzut oka obecność wielkich serii piaskowcowych na Kujawach wskazuje na daleko idące podobieństwo do wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich i okolic Końskich, choć miąższość serii piaskowców jest tam blisko trzykrotnie mniejsza.

O wiele mniej uchwytne są analogie do obszaru górnośląskiego, gdzie zupełnie brak jest większych serii piaskowców. Jednak przy bliższym zapoznaniu się z utworami występującymi na tych obszarach zwraca uwagę duże podobieństwo łupków esteriowych serii ciechocińskiej Kujaw do oliwkowozielonawych iłolupków serii nadwęglowych okolic Myszkowa i Zawiercia, zaliczonych ostatnio przez J. Znoskę do dolnej części warstw łysieckich. Na podobieństwo między tymi regionami wskazuje także obecność w obu przypadkach warstw zwirowych i białych gliniek, choć warunki ich występowania nie są takie same, mimo podobnej zajmowanej przez nie pozycji stratygraficznej.

Kujawy zatem sumują cechy obu tych regionów liasu Wyżyny Małopolskiej, co pozwala na przeprowadzenie nawiązań stratygraficznych opartych na analogiach sedymentacyjnych.

Rozpatrzmy je kolejno chociaż w pobieżnym przeglądzie (tab. 2). Obie serie kłodawskie i seria ksawerowska znajdują swe odpowiedniki w serii węglowo-rudnej okolic Końskich (R. Krajewski, 1947) i zbliżone są do serii zagajskiej J. Samsonowicza (1929) ze wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich.

W obu przypadkach są to serie warstw złożone na przemian z zespołów warstw ilastych i piaskowcowych wyraźnie zaznaczających pewien większy rytm powtarzającej się sedymentacji piaszczystej i ilastej z wkładkami skał sydereitycznych i węglistych. Piaskowce skupiają się głównie w środkowej części tego zespołu warstw, podobnie jak w górnej serii kłodawskiej na Kujawach.

Podobne do kujawskich utwory znajdujemy również w okolicach Praszki i Gorzowa, skąd zostały one ostatnio opisane przez J. Znoskę (1955), który rozpoznał właściwy ich układ, wyjaśniając ostatecznie wątpliwości, które tu istniały od czasów F. Roemera (1867). Wyróżnione tu trzy dolne serie jurajskie (warstwy gorzowskie, warstwy helenowskie dolne i warstwy helenowskie górne) odpowiadają dość dobrze trzem dolnym seriom kujawskiego retyku i liasu.

Warstwy gorzowskie, w skład których wchodzi głównie ily (pstre, plamiste, głównie czerwono-brunatne i szaro-zielonawo-brunatne) i brekcje ilaste, z podrzędnymi wkładkami piaszczystymi oraz z detrytusem zwęglonych roślin, są bardzo zbliżone do skał znanych nam z dolnej serii kłodawskiej. W obu przypadkach mamy również do czynienia z resedymencją materiału pochodzącego z niszczenia kajprowego podłoża, który jeszcze często zachował pierwotną barwę czerwoną.

Warstwy helenowskie dolne, złożone z piasków drobnoziarnistych i pylastych z przewarstwieniami gliniek, notują podobną zmianę warunków sedymentacji, jaką mamy w górnej serii kłodawskiej złożonej z piaskowców przedzielonych paroma wkładkami ilastymi.

Wreszcie górne warstwy helenowskie, mające charakter wyraźnie wyodrębniającego się kompleksu ilastego (ily szare i zielonawe z przewarstwieniami piaszczystymi oraz łupki ilastopiaszczyste z obfitym detrytusem roślinnym), wskazują na kierunek zmiany warunków sedymentacji i tym razem podobny jak na Kujawach, gdzie po piaszczystej górnej serii kłodawskiej osadza się seria ksawerowska mająca w swym składzie zdecydowaną przewagę skał ilastych.

Materiał florystyczny z Kujaw czeka jeszcze na opracowanie, dlatego też brak tu danych, które pozwalałyby opierać się przy oznaczaniu wieku poszczególnych serii na tak ważnym dla naszego retyku i liasu elemencie, jakim jest flora. Jest ona natomiast obficie reprezentowana w Świętokrzyskiem, gdzie pozwala bez żadnych wątpliwości stwierdzić dolnoliasowy wiek górnej części serii zagańskiej (flora z *Thaumatopteris schenki* z Gromadzie) i prawdopodobnie retycki dolnej jej części (*Pecopteris angustissima* P u s c h = *Lepidopteris ottonis* S c h e n k? z Dziurowa). Nie budząca żadnych wątpliwości flora retycka występuje w okolicach Gorzowa Śląskiego, gdzie od dawna znane są typowe okazy *Lepidopteris ottonis* S c h e n k z Dobiercic (Wilmsdorf) i Maciejowa (Matzdorf) pochodzące, jak stwierdza J. Z n o s k o, z warstw gorzowskich.

Opierając się na analogiach sedymentacyjnych między obszarem śląskim i świętokrzyskim a Kujawami możemy określić wiek dolnej serii kłodawskiej jako retyk (poziom z *Lepidopteris ottonis*), górną zaś serię kłodawską i serię ksawerowską zaliczyć już do dolnego hettangu (pociomy z *Equisetites gracilis* i z *Thaumatopteris schenki*).

Na poruszenie zasługuje jeszcze sprawa znaczenia czerwonego zabarwienia skał, które niekiedy uznawane jest za cechę wystarczającą do zaliczenia ich do kajpru.

W dolnej serii kłodawskiej, rozpoczynającej kompleks dolnojurański Kujaw, dość często pojawiają się skały pstre, z czerwonymi plamami, lub wręcz całe zabarwione czerwono i zbliżone do osadów kajpru.

Zestawienie regionalnych podziałów stratygraficznych

Podział stratygraficzny		Kujawy południowe (St. Zb. Różycki, 1958)	Ciechocinek (J. Samsonowicz, 1954)	Koneckie (R. Krajewski, 1947; W. Kaszowski, 1947)	
Jura środkowa	Aalen-baios	Piaskowce i ilowce spągowe doggeru			
Jura dolna	Lias górny	Cykl sedimentacyjny VI Seria borucicka (seria piaskowcowa górna)	Seria ostrowiecka	Seria górna piaskowcowa	
	Lias dolny	Pliensbach	Cykl sedimentacyjny V	Seria ciechocińska (seria łupków esteriowych)	Seria rudna główna
		Syemur		Seria sławęcińska górna (seria piaskowcowo-węglowa)	Seria łupków piaszczystych
		Hettang górny	Cykl sedimentacyjny IV Seria sławęcińska dolna (seria piaskowcowa główna)	Seria gromadzicka	Seria piaskowców skłobskich
		Hettang dolny	Cykl sedimentacyjny III Seria ksawerowska (seria piaskowcowo-ilasta)	Seria zagajska	
		Cykl sedimentacyjny II Seria kłodawska górna (seria ilasto-piaskowcowa)		Seria węglowo-rudna	
	Retyk	Cykl sedimentacyjny I Seria kłodawska dolna (seria zlepieńców ilastych i łupków węglistych)			
	Hiatus		Iłowce czerwone?		
Trias	Kajper	Iły pstre, czerwone, seledynowe i ciemnoszare		Pstre ily kajpru	

Tabela 2

Dolnej jury Kujaw i Wyżyny Małopolskiej

odkowa Kamien- a (J. Samsonowicz, 1929)	Gorzów Śląski — Osiny (J. Znosko, 1955)	Myszków — Zawiercie (St. Zb. Różycki, 1930)	Skania (G. Troedsson, 1951)
	Warstwy kościeliskie	Warstwy kościeliskie	Brak
eria ostrowiecka	Piaskowce łysieckie	Hiatus	Warstwy Katslösa
eria zarzecka	Warstwy łysieckie (ilaste)	Seria nadwęglowa D (z esteriami)	Warstwy Döshult (poz. <i>Nilssonia falax</i>)
	Warstwy blanowickie	Seria węglowa C	Warstwy Helsingborg górne
eria gromadzicka	Warstwy połomskie Hiatus	Seria podwęglowa B zwirowa (częściowo) Hiatus (częściowo seria zwirowa)	Warstwy Helsingborg dolne
	Warstwy helenowskie górne (poz. <i>Thaumatopteris schenki</i>)	Hiatus	(poz. <i>Thaumatopteris schenki</i>)
eria zagajska	Warstwy helenowskie dolne (poz. <i>Equisetites gracilis</i>)	Seria A gliniek białych i piasków drobnoziarnistych	(poz. <i>Equisetites gracilis</i>)
ie zgodność kąta- a	Warstwy gorzowskie (poz. <i>Lepidopteris ottonis</i>)	Hiatus	Warstwy Vallakra (poz. <i>Lepidopteris ottonis</i>) (Zalew morski z <i>Pteria contorta</i>)
y wiśniowe i zie- ne kajpru	Iły pstre kajpru	Iły pstre kajpru	Zlepieniec Kageröd

Zagadnienie wartości stratygraficznej barwy czerwonej skał leżących na granicy między kajprem i liasem było już wielokrotnie dyskutowane w naszej literaturze, szczególnie w związku z interpretacją wieku poszczególnych warstw w profilu głębokiego wiercenia w Częstochowie.

J. Lewiński (1928) uznał tę barwę za dostateczny argument do zaliczenia całej serii ilów czerwonych z grubymi przewarstwieniami żwirów do kajpru.

St. Zb. Różycki (1930) wyraził pogląd, że przy określaniu wieku tych osadów należy raczej brać pod uwagę sedymentację żwirową nawiązującą do jego serii B retyko-liasu okolic Myszkowa i Zawiercia, którą paralelizował z serią zagajską J. Samsonowicza ze wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich. Zabarwienie czerwone ilów, zdaniem St. Zb. Różyckiego, wynika z resedymtacji ilów kajprowych, których powierzchnia ulegała w tym czasie intensywnemu niszczeniu.

J. Premik (1933) serię czerwoną z wkładkami żwirów również wyodrębnił z kajpru i zaliczył ją do retyku.

J. Znosko (1955) potwierdza słuszność poglądów, że seria ta nie należy już do kajpru, ale granicę retyku przesuwając jeszcze niżej zaliczając serię żwirową już od dolnego liasu. Zwraca on również uwagę, że w retyku nie ma ilów o intensywnym wiśniowoczerwonym zabarwieniu, ale że występują tam skały o barwach brunatnoczerwonych.

Na Kujawach znajdujemy pełne potwierdzenie poglądów, że skały czerwone retyku (dolnej serii kłodawskiej) swoje zabarwienie zawdzięczają głównie toczęcom ilów kajpru znajdującym się tam już na wtórnym złożu. Nie jest to zresztą jedyna seria, w której występują skały pstre z czerwonymi plamami, gdyż wkładki ich istnieją również, choć rzadziej, i w następnej wyżej leżącej górnej serii kłodawskiej, zaliczonej już do najniższej części dolnego liasu.

W Świętokrzyskiem ily o zabarwieniu czerwonym pojawiają się również w młodszych seriach dolnego liasu, jednak charakter ilów i ich geneza są odmienne niż skał omawianych wyżej (R. Krajewski, 1947).

Odpowiedniki litologiczne wielkiego kompleksu piaskowców, który reprezentuje seria sławęcińska dolna (główna seria piaskowcowa) Kujaw, znajdujemy jedynie w północnej części i na wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Zarówno swoją pozycją stratygraficzną, jak i typem reprezentowanych tu skał, odpowiada jej seria gromadzicka J. Samsonowicza (1929) znad środkowego biegu Kamiennej oraz seria piaskowców skłobskich R. Krajewskiego (1947) z obszaru konieczkiego. Położenie tych serii w stosunku do warstw nadległych (seria

zarzecka i główna seria rudna) jak i leżących w ich spągu (seria zagajska i seria węglowo-rudna) jest zupełnie analogiczne, tak że wzajemna paralizacja tych serii i ich równorzędność z główną serią piaskowcową Kujaw nie nasuwa żadnych wątpliwości. Zwraca natomiast uwagę duża różnica miąższości, które osiąga ta seria piaskowcowa w różnych regionach. W okolicy Starachowic ma ona, według J. Samsonowicza, 30 do 45 m, piaskowce skłóbskie ocenia R. Krajewski na 70 m, na południowych Kujawach zaś seria ta ma blisko 300 m miąższości. Dalej ku północy w okolicy Ciechocinka (J. Samsonowicz, 1954) miąższość jej ponownie maleje, ale i tu wynosi jeszcze przeszło 200 m.

Na Górnym Śląsku litologicznych odpowiedników tej serii nie znajdujemy. Na okres jej tworzenia się przypada tam przerwa w sedymentacji i intensywnie rozwinięta erozja, notowana w wielu profilach, a ostatnio w sposób bardzo przekonywający wykazana przez J. Znoskę (1954) przede wszystkim w pięknym przekroju w okolicy Gorzowa Śląskiego.

Głównej serii piaskowcowej odpowiada zapewne wiekowo również część żwirów kwarcowych zaliczonych przez J. Znoskę w całości do serii połomskiej.

Skład litologiczny piątej serii sedymentacyjnej dolnego liasu Kujaw jest znacznie bardziej złożony niż skład serii poprzednich. Znalazło to między innymi swój wyraz w rozbiciu tego cyklu na dwie serie: sławęcińską górną (piaskowcowo-węglową) i ciechocińską (łupków esteriowych). Jeśli — niezależnie od przeprowadzonego wyżej podziału na poziomy odpowiadające podcyklom sedymentacyjnym — obie te serie potraktujemy jako całość, to będziemy w niej mogli wyróżnić następujące cztery grupy warstw: pierwszą — dolną — złożoną z gruboziarnistych piaskowców; drugą — piaszczystą z nieznacznymi przewarstwieniami ilastymi; trzecią — ilasto-piaszczystą z przewarstwieniami węglistymi oraz czwartą, górną — ilastą (esteriową) z częstymi warstewkami syderytycznymi i ze stosunkowo cienkimi, noszącymi charakter pojedynczych wkładek, parometrycznymi warstwami piaskowców.

Ten układ warstw żywo przypomina stosunki obserwowane w górnej części kompleksu dolnego liasu w okolicach Zawiercia, Myszkowa i Częstochowy, gdzie ponad żwirami leżą piaski i łupki z przewarstwieniami węglowymi, a wyżej — niemal identyczne z kujawskimi (seria ciechocińska) — zielonawooliwkowe łupki ilaste z cienkimi warstewkami syderytycznymi w dolnej części i również z esteriami (St. Zb. Różycki, 1930). Odpowiadają one według nomenklatury wprowadzonej przez J. Znoskę (1955) części warstw połomskich, warstwom blanowickim i dolnej części warstw łysieckich (seria ilasta).

W Świętokrzyskiem osady V cyklu sedymentacyjnego Kujaw znajdują swoje odpowiedniki na odcinku środkowej Kamiennej w górnej części serii gromadzickiej i w całej serii zarzeckiej J. Samsonowicza, a w okolicach Końskich — w serii łupków piaszczystych i głównej serii rudnej R. Krajewskiego.

Szczególnie duże podobieństwo do głównej serii rudnej i serii zarzeckiej wykazują partie łupków, z poziomów VD, VE i VF, jako zawierające liczne warstewki syderytyczne bardzo zbliżone do rud „perłowych” obszaru koneckiego i starachowickiego.

Serii łupków esteriowych Kujaw (seria ciechocińska) odpowiadają więc prawie ściśle warstwy łysieckie Górnego Śląska i seria zarzecka lub główna seria rudna świętokrzyska, których wiek, zgodnie z J. Znoską, można przyjąć jako synemurski. Niżej leżące warstwy z węglem brunatnym, stanowiące wyższą część górnej serii sławęcińskiej, zapewne są odpowiednikiem warstw blanowickich okolic Myszkowa i Zawiercia. W Świętokrzyskiem całości górnej serii sławęcińskiej odpowiada seria łupków piaszczystych R. Krajewskiego oraz prawdopodobnie najwyższa część jego serii piaskowców skłobskich.

Ciekawe, szczegółowe prace Wł. Karaszewskiego (1947) z okolic Skarżyska również potwierdzają ten pogląd, a nawet pozwalają na bardziej dokładne przeprowadzenie porównania z Kujawami.

Najwyższa seria liasu Kujaw — seria borucicka, złożona prawie wyłącznie z piaskowców i zawierająca jedynie nieliczne i cienkie wkładki ilaste, jest niewątpliwym odpowiednikiem serii ostrowieckiej J. Samsonowicza znad środkowej Kamiennej i górnej serii piaskowcowej R. Krajewskiego z okolic Końskich. Świadczy o tym zarówno jej skład litologiczny, jak i położenie w spągu morskich osadów doggeru oraz w stropie łupków esteriowych serii ciechocińskiej lub zarzeckiej.

Wprawdzie na Kujawach nie znaleziona została jeszcze fauna, która wskazywałaby definitywnie, że mamy tu już do czynienia, nie tak jak poprzednio, z osadami śródlądowego jeziora, ale z jakimś wielkim estuarium lub nawet płytką zatoką morską, to jednak za taką interpretacją przemawia skład litologiczny tej serii. Nawiązuje to również do spostrzeżeń J. Samsonowicza (1929, 1934) ze wschodniego zbocza Gór Świętokrzyskich i nowszych obserwacji Wł. Karaszewskiego z okolic Skarżyska, którzy znaleźli w obrębie serii ostrowieckiej wkładki z fauną morską lub co najmniej brakiczną.

Z tej ostatniej serii pochodzi również znaleziony w okolicach Szydłowca dobrze mi znany wyjątkowo piękny okaz *Limulus* sp., który do 1939 r. znajdował się w zbiorach Zakładu Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Na Górnym Śląsku odpowiednikiem tej serii jest, być może, górna część warstw łysieckich leżąca w stropie łupków z esteriami i przykryta już przez morskie osady aalenu (warstwy kościeliskie) z *Variamusium pumilum* i *Tmetoceras* sp. (St. Zb. Różycki, 1953).

Odnosnie do wieku serii borucickiej, podobnie jak i ostrowieckiej oraz górnej części warstw łysieckich, poza florą z gliniek chmielowskich brak jest danych paleontologicznych, które pozwalałyby ustalić jej wiek.

Jednak, opierając się głównie na położeniu stratygraficznym tej serii, zarówno J. Samsonowicz (1929, 1934) jak i J. Znosko (1955) są zdania, że należy już ona prawdopodobnie do liasu górnego, lub do liasu górnego i środkowego. Stanowisko to wydaje się również słuszne w odniesieniu do serii borucickiej Kujaw.

Przedstawiony w niniejszej pracy zarys podziału jury dolnej Kujaw i jej paralelizacji z retyko-liasem Wyżyny Małopolskiej ma jeszcze charakter wstępny i nie jest oparty na wyczerpującym wykorzystaniu wszystkich danych możliwych do uzyskania.

Dużo cennych danych może tu przede wszystkim dostarczyć bogata flora rozmieszczona w licznych poziomach o dobrze ustalonej kolejności, pozwalająca uniknąć pomyłek podobnych jak w Skanii, które w konsekwencji przez długie lata utrudniały określenie wieku naszych serii retyko-liasowych.

Wiele informacji dadzą również badania mega- i mikrospor, których jest tu bardzo dużo i które, jak wykazała praca J. Znoski, dają dobre wskazówki stratygraficzne.

Czekają również nowego opracowania paleontologicznego esterie, które dzięki ostatnim pracom N. J. Nowożyłowa (1954) i Kobayashi (1954) wymagają gruntowej rewizji. Esterie, wymieniane w Europie z retyku i liasu, są zaliczane z reguły do gatunku *Estheria minuta* var. *brodieana*. Jednak esterii pochodzących z tego okresu czasu i opisanych z innych kontynentów jest już trzydzieści gatunków. Wymagają one bezwzględnie porównania i opracowania nowymi metodami, a wtedy niewątpliwie dostarczą również nowych danych stratygraficznych.

Otwierają się tu również ogromne możliwości bardzo interesujących studiów sedimentologicznych, z zakresu których poruszone zostały w niniejszej pracy tylko niektóre zagadnienia.

Głównym zadaniem niniejszej pracy, poza koniecznością uzyskania szczegółowej stratygrafii w celu rozwiązania pewnych problemów strukturalnych, było zwrócenie uwagi na metody interpretacji sedy-

mentologicznych w powiązaniu ze zjawiskami geomorfologicznymi i klimatycznymi. Otwierają one daleko idące możliwości przeprowadzenia szczegółowych podziałów wielkich kompleksów osadów lądowych. Wprawdzie podziały te mają charakter regionalny, jednak prześledzić je można na dosyć znacznych terytoriach.

Dzięki zastosowaniu tej metody udało się autorowi — w miejsce znanych dotychczas w obrębie dolnej jury Kujaw czterech jednostek — wyróżnić 7 dużych serii sedymentacyjnych, dzielących się na 30 poziomów, których ciągłość można było prześledzić na przestrzeni przeszło 100 km.

Tylko szczegółowe podziały stratygraficzne, chociażby mające znaczenie lokalne, pozwalają na przeprowadzenie interpretacji paleogeograficznych, przy których siłą rzeczy konieczne jest zwrócenie uwagi na dużą ilość stosunkowo drobnych faktów pozwalających na charakterystykę środowiska i określenie kierunku zachodzących w nim zmian.

Produkty sedymentacji, szczególnie w zbiornikach śródlądowych, trzeba zawsze rozpatrywać w ścisłym związku z procesami dziejącymi się na lądzie, a zwłaszcza z procesami rzeźbotwórczymi ściśle uzależnionymi od warunków klimatycznych. Dlatego też obserwacje sedymentologiczne muszą być powiązane z interpretacjami geomorfologicznymi i klimatologicznymi i, podobnie jak one, powinny być traktowane dynamicznie i rozwojowo. Wtedy dopiero obraz paleogeograficzny nabiera życia i zaczyna chociaż w części odtwarzać właściwy bieg zdarzeń geologicznych.

LITERATURA

- 1867 Roemer F. — Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers u. d. ihnen zunächst überlagernden Abteilung d. Juraformation in Oberschlesien u. in d. angrenzenden Teilen von Polen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 19. Berlin.
- 1870 Roemer F. — Geologie von Oberschlesien. Breslau.
- 1910 Nathorst A. G. — Les dépôts mésozoïques précrétacés de la Scanie. *Geol. For. Förh.*, Bd. 32, H. 3. Stockholm.
- 1923 Rutkowski F. — Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicach Siewierza i Zawiercia. *Państw. Inst. Geol., Sprawozd.*, t. 3. Warszawa.
- 1928 Lewiński J. — Jura i kajper w głębokiem wierceniu w Częstochowie. *Sprawozd. z Posiedz. Tow. Nauk. Warsz.*, Wyd. III, t. 21. Warszawa.
- 1929 Samsonowicz J. — Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Państw. Inst. Geol., Sprawozd.*, t. 5. Warszawa.
- 1920 Różycki St. Zb. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 nad utworami górnego kajpru, retyku, liasu i doggeru w południowo-zachodniej części arkusza Żarki. *Państw. Inst. Geol., Posiedz. Nauk.*, nr 28. Warszawa.
- 1933 Premik J. — Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. *Pam. Częst.*, t. I. Warszawa.
- 1934 Samsonowicz J. — Objaśnienie arkusza Opatów. *Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- 1947 Gołąb J. — Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945—1946. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 31. Warszawa.
- 1947 Krajewski R. — Złoże żelaziaków ilastych we wschodniej części pow. koneckiego. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 26. Warszawa.
- 1947 Karaszewski Wł. — Sprawozdanie z badań nad utworami retyko-liasu w rejonie na zachód od Skarżyska. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 31. Warszawa.
- 1948 Troedsson G. — Om fynd av rätiska fossil i Skåne. *Geol. För. Förh.*, Bd. 70, H. 4. Stockholm.
- 1949 Karaszewski Wł. — Sprawozdanie z badań geologicznych na wschód od Skarżyska—Kamiennej w lecie 1947 r. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 54. Warszawa.
- 1951 Troedsson G. — On the Höganäs series of Sweden (Rhaeto-Lias). *Lund. Univ. Årssk.*, avd. 2, bd. 47, nr 1.
- 1953 Kopik J. — Jura środkowa w wierceniu „Borucice” koło Łęczycy. *Inst. Geol., Archiwum Rękopisów.* Warszawa.
- 1953 Różycki St. Zb. — Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej. *Inst. Geol., Prace.* Warszawa.

- 1954 Kobayashi T. — Fossil Estherians and allied fossils. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*, vol. IX, part I, March 1.
- 1954 Новожилов Н. И. — Листоногие ракообразные верхней юры и мела Монголии. Труды Палеонт. Инст. АН СССР. т. XLVIII,
- 1954 Rogalska M. — Analiza sporowo-pyłkowa liasowego węgla blanowickiego z Górnego Śląska. *Inst. Geol., Biul.* 89. Warszawa.
- 1954 Samsonowicz J. — Wyniki hydrogeologiczne dwu głębokich wierceń w Ciechocinku. *Inst. Geol., Biul.* 91. Warszawa.
- 1955 Znosko J. — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Inst. Geol., Prace*, t. XIV. Warszawa.

Стефан Збигнев РУЖИЦКИ

НИЖНЯЯ ЮРА ЮЖНЫХ КУЯВ

(с 5 фиг.)

РЕЗЮМЕ

Содержание. Нижняя юра южных Куяв образует комплекс слоев мощностью до 1000 м. На основании исследования нескольких тысяч метров кернов из буровых скважин района Клодавы и Лэнчицы, автор обработал подробную стратиграфию этого комплекса, деля его на семь серий соответствующих шести большим седиментационным циклам и на 30 стратиграфических горизонтов представляющих подциклы седиментации.

Самую нижнюю — клодавскую нижнюю серию (рэт), мощностью в 85 до 120 м, слагает несколько слоев конгломератов, состоящих по большей части из кейперовой глинистой гальки, с прослойками глинистых и углистых сланцев. Следующие две серии — клодавскую верхнюю серию (40—60 м) и ксаверовскую (90—190 м), которые автор причисляет к нижнему геттангу, слагают чередующиеся слон сланцев и песчаников, более частые в клодавской верхней серии; в той же серии появляются еще также слои глинистых конгломератов. Четвертая — славенцинская нижняя серия (верхний геттанг) — это комплекс песчаников, мощностью до 300 м, аналогичный с громадзицкой серией и склобскими песчаниками свентокшиского района.

Выше лежат славенцинская верхняя серия (около 100 м песчаников с прослойками углистых сланцев) и цехоцинская серия (оливково-зеленые глинистые сланцы с *Estheria minuta* var. *brodieana*, мощностью в 100—120 м), содержащая сидеритические прослойки. Цехоцинская серия принадлежит вероятно уже к синемюру и соответствует нижней части лысецких слоев и зажецкой (рудной) серии Малопольской возвышенности.

Отложения нижней юры Куяв завершает 125-метровая песчаниковая борундская серия (верхний лейас?), аналогичная с островецкой серией восточного склона Свентокшиских Гор.

Анализ палеогеографических условий дает возможность установить, что на границе кейпер—рэт в районе южных Куяв имели место небольшие воздвигающие движения, которые явились причиной поднятия кейперовых отложений и образования возвышенности в несколько сот метров высоты. Эта возвышенность подвергалась интенсивному разрушению в рэте и нижнем геттанге, а затем ее покрыли осадки большого внутриматерикового озера. В конце лейаса озеро преобразовалось в большой эстуарий, в который вторглось ааленское море.

ВВЕДЕНИЕ

Серия рэта и лейаса является одной из мощных, но сравнительно мало исследованных серий, слагающих куявский антиклинорий. Эта серия отличается весьма разнородным литологическим составом, который указывает на большую изменчивость условий седиментации и дает возможность вывести заключения относительно движений на границе кейпера и рэта в древнекиммерийской фазе.

Большой интерес возбуждает также возможность сравнения нижней юры Куяв с рэто-лейасом Малопольской возвышенности, хорошо известным благодаря исследованиям Ф. Рутковского (1923), Я. Самсоновича (1929), Ст. Зб. Ружицкого (1930), Р. Краевского (1947), В. Карашевского (1947, 1949) и Е. Зноско (1955)*.

Разработанная группа профилей нижней юры находится в южной части клодавской антиклинали. Они расположены в один ряд, который тянется на протяжении почти 20 км с северо-запада на юго-восток. Такая система профилей облегчает устранение из них случайных неточностей и проверку выделенных стратиграфических элементов.

Это обстоятельство дает также возможность произвести более точное подразделение на серии, ближе проследить фациальные изменения в сериях и до некоторой степени восстановить палеогеографические условия.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О НИЖНЕЙ ЮРЕ КУЯВ

Серия лейасовых отложений является первым крупным элементом мощного комплекса юрских отложений, а не — как можно было бы предполагать из наблюдений на перифериях, в особенности в Верхней Силезии — образованиями отдельного седиментационного цикла или отложениями завершающими цикл седиментации кейпера.

Правильность такого предположения можно хорошо проверить в районе Куяв, особенно в описываемых окрестностях Клодавы и Лэнчицы, в зоне максимального понижения «великой борозды», заполненной юрской седиментацией. Здесь можно проследить полную непрерывность седиментации от рэта по самую верхнюю юру и даже переход в цикл нижнего мела.

Главный цикл юры делится на несколько этапов и подциклов, которые в лейасе, доггере и нижнем мальме имеют в общем характер трансгрессии, в течение верхнего мальма постепенно переходят в ко-

* F. Rutkowski, J. Samsonowicz, St. Zb. Różycki, R. Krajewski, Wł. Karaszewski, J. Znosko.

лебания регрессивного типа, а в самой верхней юре соответствуют уже полной регрессии.

Лейасовые отложения являются, как было указано, первым отделением этого огромного комплекса до 2500 м мощности, из чего более 1000 м приходится на отложения нижней юры.

В общем это комплекс осадков накопившихся во внутриматериковых последовательных водоемах в периоды замедления их опускания.

Поэтому во всей серии лейаса, состоящей из осадков больших но мелких бассейны или осадков прибрежных аллювиальных равнин, отчетливо заметна ритмичность и можно различить седиментационные циклы высшего и низшего порядка. Поэтому за основу подразделения лейаса Куяв автор принял не комплексы пород одинакового литологического состава, но крупные элементы ритма седиментации (серии).

Таблица 1

Подразделение лейаса Куяв на седиментационные циклы и соответствующие им серии

Отдел	Цикл	Серия	Мощность в м
Лейас	VI	Боруцицкая (верхняя песчаниковая)	около 125
	Vb	Цехоцинская (эстериевые сланцы)	110—120
	Va	Славенцинская верхняя (песчанико-угольная)	95—100
	IV	Славенцинская нижняя (песчаниковая основная)	около 300
	III	Ксаверовская (песчанико-глинистая)	100—190
	II	Клодавская верхняя (песчаниковая нижняя)	35— 50
	I	Клодавская нижняя (глинистых конгломератов и глинистых сланцев)	85—120

Серии, соответствующие большим циклам седиментации, как правило начинаются в нижней части слоями конгломератов или крупнозернистых песчаников. Каждая серия делится на горизонты, приуроченные к четко отмечающимся подциклам седиментации. Горизонты также начинаются отложениями с большим содержанием кластического материала (чаще всего мелкозернистыми песчаниками), а заканчиваются мелкой глинистой взвесью (глины и глинистые сланцы) часто с прослойками накопленных растительных остатков, придающих этим породам углистый характер, или даже с тонкими, в несколько сантиметров, слоями угля.

Отмеченные серии охватывают элементы порядка от нескольких десятков до нескольких сот метров. Горизонты, обыкновенно три до шести в каждой серии, имеют от нескольких десятков до ста метров мощности.

В сумме, во всем комплексе лейасовых отложений Куяв автор отмечает семь серий, соответствующих шести седиментационным циклам (табл. 1).

Горизонтов приуроченных к седиментационным подциклам автор отмечает во всем комплексе 30. Их можно последовательно проследить не только в указанной группе буровых скважин, но и в более отдаленных профилях в Александрове и Цехоцинке.

В нижней юре Куяв, наряду с породами очень сходными с известными породами Малопольской возвышенности, встречаются также совершенно иные.

К самым характерным породам куявского рэта принадлежат несомненно глинистые конгломераты и генетически с ними связанные породы, которые образуют на Куявах мощные слои. В лейасе преобладают песчаники сходные с шидловецкими песчаниками Свентокшиских Гор и сланцы, многочисленные эквиваленты которых известны из Верхней Силезии и Свентокшиского района.

ПРОФИЛЬ НИЖНЕЙ ЮРЫ ЮЖНЫХ КУЯВ

Комплекс отложений нижней юры южных Куяв состоит из семи представленных на табл. 1 седиментационных серий, в пределах которых автор отмечает еще по несколько горизонтов.

Для первых трех серий характерны четкие фациальные различия между северной частью исследуемого района вблизи кульминации соляной антиклинали Клодавы и внешней, южной его частью.

Эти различия особенно ярко отмечаются в самой нижней — клодавской нижней серии, где близ северной кульминации имеются большие накопления конгломератов, состоящих из окатанной гальки кейперовых глин.

В южной части, вдали от кульминации антиклинали, в пределах клодавской нижней серии автор отмечает шесть горизонтов, которые начинают породы связанные генетически с вышеуказанными конгломератами, но их конгломератная структура постепенно сглаживается вследствие пребывания в водной среде (озере). Верхнюю часть отдельных горизонтов слагают серые сланцы, а завершают ее темные углистые сланцы с большим содержанием растительных остатков.

В северной части мощность отложений этой серии составляет 85 м, в южной достигает 120 м, так как там увеличивается толщина глинистых слоев.

Второй седиментационный цикл, который дает клодавскую верхнюю серию, начинают кварцевые конгломераты, переходящие квар-

ху в среднезернистые песчаники. Седиментационный ритм подциклов на юге отмечают четыре перехода песчаного седимента в глинистый, однако их уже не завершают, как в предыдущей серии, углистые сланцы. В северной части района пестрые породы, содержащие более или менее измененную глинистую гальку кейпера, занимают место слоев песчаника, наблюдаемых в южной части района. Полная мощность этой серии (до ее размыва) достигала свыше 60 м.

После окончания седиментации клодавской верхней серии наступает период эрозии, особенно резко протекающей в южной части района, где слой кварцевых конгломератов и крупнозернистых песчаников третьего цикла мощностью в 30 м, начинающий ксаверовскую серию, срезывает отложения предыдущей серии несогласно. На конгломератах в южной части залегает пять очередных слоев мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев, достигающих в общем 190 м мощности. В северной части наблюдается подобный седиментационный ритм, но слои сланцев значительно тоньше, так что мощность всей серии уменьшается до 90 м.

Вышезалегающая нижняя славенцинская серия, которая начинается также кварцевыми конгломератами, сложена почти исключительно песчаниками, среди которых пять раз появляются частые глинистые прослойки, разделяющие пакеты отдельных подциклов. Литологический состав этой серии и ее значительная (до 300 м) мощность удерживаются уже без больших изменений на значительном протяжении и не обнаруживают местных фациальных различий вблизи кульминации клодавской антиклинали, как предыдущие серии.

Пятый седиментационный цикл, также начинающийся периодом эрозии, представляют две серии имеющие разное литологическое развите.

В нижней части (славенцинская верхняя серия) над базальным конгломератом — это чередующиеся песчаники и серые сланцы, которые сходны с нижележащими, но, в конечных этапах глинистой седиментации трех отличных подциклов содержат прослойки углистых сланцев и тонкие слои бурого угля.

В верхней части появляются нигде ниже не наблюдаемые светло-зеленые сланцы с многочисленным видом *Estheria minuta* var. *brodieana* (цехоцинская серия). Их присутствие указывает на совершенное изменение среды, в которой происходила седиментация во второй половине пятого цикла. Слои светлозеленых сланцев, разделенные прослойками песчаника повторяются четыре раза. Мощность славенцинской верхней серии составляет около 100 м, цехоцинской серии — 110—120 м.

Последняя, самая верхняя серия лейаса Куяв — боруцицкая серия — сложена также из светлых, беловатосерых мелкозернистых песчанников с тонкими глинистыми прослойками, с растительным детритом и мелкими обломками угля. Над повторяющимся три раза песчанисто-глинистым пакетом мощностью до 125 м появляются уже темные алевролиты, которые содержат первые морские моллюски и микрофауну верхнего лейаса (аалена).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕЙ ЮРЫ ЮЖНЫХ КУЯВ

После отложения кейпера образовалась выравненная аккумуляционная поверхность. Однако уже в начале рэта в центральной части кладавской антиклинали движения соляных масс привели к образованию возвышенности около 300 м относительной высоты.

В верхнем рэте эта возвышенность вероятно подвергалась интенсивному разрушению, так как на ее периферии образовалась зона, шириной 1,5—2 км, в которой накопились конусы выноса до 50 м мощности из гальки глинистых пород кейпера. Направление транспорта гальки, диаметром до 50 см, согласно с направлением наклона крыльев антиклинали (фиг. 3 и 5). По внешней стороне указанной зоны конусы выноса соединяются, образуя плоскую поверхность аккумуляционной равнины, покрытой менее мощным слоем мелкой гальки.

В результате климатических колебаний более гумидного характера атмосферные осадки распределяются более равномерно, уменьшается интенсивность разрушения возвышенности слагаемой глинами кейпера и ослабевает процесс образования конусов. По внешней стороне возвышенности развивается мелкое озеро, уровень которого постепенно поднимается, так что озеро заливает прежнюю аллювиальную равнину. Вначале воды этого озера были хорошо проветриваемы и его осадки имеют светлую окраску. В дальнейшем условия седиментации изменяются и на дне отлагается темный углистый осадок с массой неразложившихся растительных остатков. По своему морфологическому характеру и господствующим в нем физическим условиям это озеро напоминает озера Аральское и Балхаш.

Новое изменение климата на семиаридный является причиной образования второго слоя глинистой гальки, которую снова покрывают отложения следующей трансгрессии озера при новом наступлении гумидного климата. Такая перемена повторяется шесть раз, причем толщина слоев глинистой гальки или генетически с ней связанных пород постепенно уменьшается. Водоем все более входит на территорию возвышенности, высота которой сильно понижается.

В начале клодавской верхней серии массово появляется новый материал — кварцевый песок и гравий, которые поступают не из зонь клодавской антиклинали, но из других более отдаленных районов. Возвышенность в средней зоне антиклинали еще существует. Материал приносимый оттуда дает еще пестрые прослойки, однако предел их распространения значительно ограничен по сравнению с территорией предыдущей серии. Последние признаки транспорта глинистой гальки кейпера проявляются еще в толщине аккумуляции имеющей на периферии возвышенности 140 м.

В ксаверовской серии уже нет следов поступления материала с возвышенности. Ее совершенно покрыли отложения озера, уровень которого повышался по мере нарастания на дне осадков. Однако некоторое поднятие в месте где она находилась отмечается еще в расположении фаций.

СРАВНЕНИЕ НИЖНЕЙ ЮРЫ КУЯВ И МАЛОПОЛЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Описанный профиль нижней юры Куяв обнаруживает большую аналогию с сериями того же возраста из восточного склона Свентокшиских Гор и из Верхней Силезии, хотя развитие лейаса в тех районах иное (табл. 2).

Обе клодавские серии и ксаверовская серия имеют свои эквиваленты в угольно-рудной серии района Коньске (Р. Краевски, 1947) и сходны с загайской серией Я. Самсоновича (1929) из восточного склона Свентокшиских Гор. Их можно также сравнить с гошовскими и геленовскими слоями Верхней Силезии (Е. Зноско 1955). Таким образом клодавская нижняя серия соответствует слоям с *Lepidopteris ottonis*, клодавская верхняя серия — слоям с *Equisetites gracilis*, а ксаверовская серия — слоям с *Thaumatopteris schenki*. Из этого следует, что первая из них принадлежит еще к рэту, а две следующие представляют нижний геттанг.

Мощный комплекс песчаников славенцинской нижней серии так своим стратиграфическим положением как и типом слагающих пород соответствует громадицкой серии Я. Самсоновича из Свентокшиских Гор и склобским песчаникам района Коньске (Р. Краевски, 1947) и представляет верхний геттанг. В Верхней Силезии в этот период времени наступает в седиментации перерыв.

Литологический состав отложений пятого седиментационного цикла Куяв более сложен. Он развит в двух сериях. Нижняя — славенцинская верхняя серия, которая начинается конгломератами и содержит в своей верхней части прослойки бурого угля, соответствует

Сводка региональных стратиграфических подразделений ниже

Стратиграфическое подразделение		Южные Куявы (Ст. Зб. Ружицки, 1958)	Цехоцинек (Я. Самсонович, 1954)	Коньске (Р. Кравевски 1947; В. Карашевски, 1947)	
Средняя юра	Аален-байос	Песчаники и алевролиты доггера			
Нижняя юра	Верхний лейас	Седиментационный цикл VI Боруцицкая серия (верхняя песчанниковая серия)	Островецкая серия	Верхняя песчанниковая серия	
		Плинсбах			
	Нижний лейас	Сине-мюр	Седиментационный цикл V Цехоцинская серия (серия эстериевых глинистых сланцев)	Зажецкая серия	Рудная основная серия
		Верхний геттанг	Славенцинская верхняя серия (серия песчаниково-угольная)	Громадзицкая серия	Серия песчанистых сланцев
		Седиментационный цикл IV Славенцинская нижняя серия (серия песчанниковая основная)			Серия склобских песчаников
Нижний геттанг	Седиментационный цикл III Ксаверовская серия (серия песчаниково-глинистая)	Загайская серия			
Седиментационный цикл II Клодавская верхняя серия (серия глинисто-песчанниковая)			Угольно-рудная серия		
	Рэт	Седиментационный цикл I Клодавская нижняя серия (серия глинистых конгломератов и углистых сланцев) Перерыв	Красные аргиллиты?		
Триас	Кейпер	Глины пестрые, красные, светло-зеленые и темносерые		Пестрые кейперовые глины	

Таблица 2

ры Куяв и Малопольской возвышенности

Средняя Каменная Я. Самсонович 1929)	Гожув Силезский—Осины (Е. Зноско. 1955)	Мышкув—Заверце (Ст. Зб. Ружицки, 1930)	Скания (Г. Тредссон, 1951)
	Косьцелиские слои	Косьцелиские слои	Отсутствуют
Островецкая серия	Лысецкие песчаники	Перерыв	Слои Katslösa
Важецкая серия	Лысецкие слои (глинистые)	Надугольная серия „D“ (с <i>Estheria</i>)	Слои Döshult (зона <i>Nilssonina falax</i>)
Громадзицкая серия	Бляновицкие слои	Угольная серия „С“	Слои Helsingborg верхние
	Поломские слои	Подугольная серия „В“ (частью гравиевая)	
Вагайская серия	Перерыв	Перерыв частью (серия гравиевая)	Слои Helsingborg нижние
	Геленовские верхние слои (зона <i>Thaumatopteris schenki</i>)	Перерыв	(зона <i>Thaumatopteris schenki</i>)
	Геленовские нижние слои (зона <i>Equisetites gracilis</i>)	Серия „А“ белых глин и мелкозернистых песков	(зона <i>Equisetites gracilis</i>)
Глобое несогласие	Гожовские слои (зона <i>Lepidopteris ottonis</i>)	Перерыв	Слои Vallakra (зона <i>Lepidopteris ottonis</i>) (Морская трансгрессия с <i>Pteria contorta</i>)
Красные и зеленые кейперовые глины	Пестрые кейперовые глины	Пестрые кейперовые глины	Конгломерат Kageröd

поломским и бляновицким слоям из Верхней Силезии и верхней части громадзицкой серии Свентокшиских Гор. Она принадлежит еще к геттангу, как указывает спорово-пыльцевой анализ бляновицкого угля (М. Р о г а л ь с к а*, 1954). Верхняя цехоцинская серия слагаемая светлозелеными сланцами с *Estheria minuta* var. *brodieana* почти идентична по своему характеру с надугольной серией района Заверця, которая также содержит *Estheria* и аналогично Куявскому району сидеритические прослойки (Ст. Зб. Р у ж и ц к и, 1930). В Свентокшиском районе ее эквивалентом является серия зажецкая (Я. С а м с о н о в и ч, 1929) и главная рудная серия окрестностей Коньске (Р. К р а е в с к и, 1947). Надугольная серия Верхней Силезии (нижняя глинистая часть лысецких слоев) по мнению Е. З н о с к о (1955) содержит наряду с *Lycostrobis scotti* сообщество мегаспор, которое говорит за причислением ее по всей вероятности уже к нижнему синемюру (лейас a_3).

Самую верхнюю часть лейаса Куяв — боруцицкую серию — слагают по большей части песчаники с тонкими глинистыми прослойками. Она несомненно является эквивалентом островецкой серии из восточного склона Свентокшиских Гор и верхней серии песчаников района Коньске. В них появляются уже первые прослойки с морской или по меньшей мере солоноватой фауной (Я. С а м с о н о в и ч, 1929; В. К а р а ш е в с к и, 1947). Из окрестностей Шидловца в Свентокшиском районе происходит также прекрасный экземпляр *Limulus* sp. В Верхней Силезии боруцицкой серии соответствует верхняя часть лысецких слоев, которые покрывают морские отложения аалена (косьцелиские слои) с *Variamussium pumilum* и *Tmetoceras* sp. (Ст. Зб. Р у ж и ц к и, 1953).

Отложения Куяв обнаруживают далеко идущую аналогию с лейасом Скании (Южная Швеция; Г. Т р э д с о н**, 1951). Клодавская нижняя серия соответствует во многих отношениях слоям Vallakra, а весь вышележащий комплекс слоев по кровлю славенцинской верхней серии — слоям Helsingborg. Цехоцинскую серию можно параллелизовать уже со слоями Döshult.

* M. Rogalska.

** G. Troedsson.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

Фиг. 1. Синтетический разрез через серии рэта и нижней части нижнего лейаса в районе Клодавы — Лэнчицы

Синтез опирается на шесть профилей расположенных в ряд с северо-запада на юго-восток. Римские цифры соответствуют номерам серий (седиментационных циклов); буквы — очередным горизонтам (седиментационным подциклам) в пределах этих серий I — клодавская нижняя серия (рэт); II — клодавская верхняя серия (нижняя часть нижнего геттанга); III — ксаверовская серия (верхняя часть нижнего геттанга); IV — славенцинская нижняя серия (верхний геттанг); V — славенцинская верхняя серия (самый верхний геттанг — синемюр)

I — кейпер; 2 — конгломераты из глинистой окатанной гальки; 3 — комковатые породы с частично сохранившейся конгломератовой структурной; 4 — комковатые и полосатые породы; 5 — псевдооолитовые породы; 6 — кварцевые песчаники крупнозернистые и конгломератовые; 7 — песчаники мелко- и среднезернистые с примесью более крупных зерен; 8 — мелкозернистые песчаники; 9 — пелитовые песчаники; 10 — песчаники с глинистыми прослойками; 11 — алевролиты; 12 — серые глинистые сланцы; 13 — углистые сланцы; 14 — сидеритические прослойки; 15 — обильные обломки обугленных растительных остатков и углистых сланцев.

Мощность слоев представлена в их истинной толщине. За поверхность выравнивания принята кровля серии III

Фиг. 2. Синтетический разрез через верхнюю часть лейаса южных Куяв

V седиментационный цикл — верхняя славенцинская серия и цехоцинская серия (самый верхний геттанг — синемюр); VI седиментационный цикл — боруцкая серия (верхний лейас?)

Породы лейаса: 1 — крупнозернистые и конгломератовые песчаники; 2 — мелко- и среднезернистые песчаники с примесью более крупных зерен; 3 — мелкозернистые песчаники светлосерые и серовато-белые; 4 — мелкозернистые песчаники с лимонитовым цементом; 5 — мелкозернистые песчаники с тонкими глинистыми прослойками; 6 — светлосерые аргиллиты и алевролиты; 7 — оливково-зеленые аргиллиты с эсгерами (E); 8 — сидеритические прослойки; 9 — многочисленные обломки растительных остатков; 10 — углистые прослойки

Породы аалена: 11 — базальные песчаники; 12 — сланцы и песчаники с безпорядочным волокнистым напластованием; 13 — темносерые и пепельно-серые сланцы с морской микрофауной аалена

Фиг. 3. Профиль распределения кластических глинистых пород рэта и нижней части нижнего лейаса на Куявах

I — клодавская нижняя серия (рэт); II — клодавская верхняя серия; III — ксаверовская серия (нижний геттанг)

I — кейпер; 2 — конгломераты из глинистой окатанной гальки; 3 — комковатые породы с частично сохранившейся конгломератовой структурой; 4 — комковатые и полосатые породы со сплювовой текстурой; 5 — подошва крупнозернистых кварцевых слоев начинающих серии II и III. Переувеличение 25 X

Фиг. 4. Сравнение состава гальки базальных конгломератов рэта (клодавская нижняя серия) в пяти профилях расположенных в ряд с северо-запада (окрестности Клодавы) на юго-восток (окрестности Лэнчицы). Сравнение ориентировочное, на основании таксации

Состав конгломератов, определенно разный в отдельных профилях указывает на то, что разрез пробегает вдоль линии несогласной с направлением транспорта гальки

Состав гальки: 1 — вишневокрасные глинистые сланцы; 2 — светло зеленые глинистые сланцы, 3 — темносерые глинистые сланцы; 4 — светлосерые доломиты; 5 — глинистые прослойки в конгломератах

Размеры гальки: 6 — свыше 20 см; 7 — от 10 до 20 см; 8 — от 2 до 10 см; 9 -- от 0,5 до 2 см

Фреквенция гальки: один кружок — одиночная; два кружка — немногочисленная; три кружка — многочисленная; четыре кружка — весьма многочисленная

Мощность слоев представлена в их истинной толщине. За поверхность выравнивания принята подошва слоя конгломератов

Фиг. 5. Сравнение состава гальки в базальных конгломератах рэта (клядавская нижняя серия) в трех профилях в окрестностях Клядавы в направлении с юго-запада на северо-восток

Очень сходный состав гальки в слоях конгломератов указывает на то, что разрез пробегает в направлении близком к направлению транспорта гальки

Обозначения как на фиг. 4

Stefan Zbigniew RÓŻYCKI

THE LOWER JURASSIC OF SOUTHERN KUJAWY (CENTRAL POLAND)

(with 5 Fig.)

Summary

Abstract. The Lower Jurassic of the Southern Kujawy region constitutes a large complex of beds about 1000 m. thick. On evidence of the investigated drilling cores, penetrating to a depth of several thousand metres and derived from a number of boreholes conducted in the vicinity of Kłodawa and Łęczycza, the author has worked out in detail the stratigraphy of this complex. He divided it into seven series corresponding to the six major sedimentation cycles and into 30 zones representing minor sedimentation subcycles.

The lowest Lower Kłodawa series (Rhaetic), 85 to 120 m. thick, consists of several beds of conglomerates mainly composed of Keuper clay galls intercalated by clayey and coaly shales. The next two series, namely the Upper Kłodawa (40—60 m.) and the Ksawerów series (90—190 m.) are referred to the Lower Hettangian and are composed of alternating beds of shales and sandstones. These are more numerous in the first mentioned series where beds of clay conglomerates also occur. The fourth series, that of Sławęcín (Upper Hettangian) consists of a nearly 300 m. thick complex of sandstones analogous to the Gromadzice series and to the Skłoby sandstones of the Święty Krzyż area.

Higher up lie the Upper Sławęcín series (about 100 m. of sandstones intercalated by coaly shales) and the Ciechocinek series (light-green argillaceous shales with *Estheria minuta* var. *brodieana*, about 110 to 120 m. thick) containing a number of sideritic interbeddings. This last series most probably belongs already to the Sinemurian and corresponds to the lower part of the Łysiec beds and to the Zarzeczce series (main ore series) of the Małopolska Upland.

The sediments of the Lower Jurassic of Kujawy ends with a 125 m. thick sandstone series of Borucice (Upper Lias) analogous to the Ostrowiec series on the eastern slope of the Święty Krzyż Mts.

On evidence of an analysis of the palaeogeographic conditions we may state, that in the area of the Southern Kujawy, on the boundary between the Keuper and the Rhaetic, slight movements occurred causing the uplift of the Keuper and the formation of an upland several metres high. This elevation has been intensely worn down during the Rhaetic and the Lower Hettangian, subsequently being covered by sediments of a vast continental lakes area, at the end of the Lias transformed into a wide estuary and invaded by the Aalenian sea transgression.

INTRODUCTION

The Rhaetic and the Lias series of Kujawy have a very interesting and varied composition which is evidence of the variability of sedimentation conditions and allows a more close investigation of the palaeogeographic relations in this sector of the Kujawy—Pomerania ridge.

These problems seem to be all the more interesting in as much as they point out to certain conclusions relating to the movements which had taken place at the passing of the Keuper into the Rhaetic, and which were connected with the older phase of the Kimmerian movements. They throw some light on the influence which these movements had on the formation of the Kujawy — Pomerania ridge.

Further interest is added to this problem by a possible attempt to make a closer comparison between the Lower Jurassic of Kujawy and the Rhaetic-Lias of the Małopolska Upland, well known already from papers by F. Rutkowski (1923), J. Samsonowicz (1929), R. Krajewski (1947), St. Zb. Różycki (1930), Wł. Karaszewski (1947, 1949) and J. Znosko (1955).

The investigated group of a dozen or so profiles of the Lower Jurassic lies in the southern part of the Kłodawa anticline. Together they form one row stretching over a length of almost 20 km. from the NW to the SE. In its southern part it lies within the axis zone of the anticline, to the north gradually shifting to its northeastern limb. This allows to make a rather detailed division and to trace more closely the facial changes occurring within the individual series as well as to attempt a reconstruction of the palaeogeographic conditions.

GENERAL NOTES ON THE LOWER JURASSIC OF KUJAWY

The Lias sedimentation series represents the first great member of the extensive Jurassic sedimentation complex and does not constitute formations of a separate sedimentation cycle or beds closing the Keuper sedimentation cycle, contrary to what may appear from observations in the peripheral territories, especially those in Upper Silesia.

The correctness of the above statement can be seen by observations in the Kujawy territories especially in the investigated area which lies in the zone of maximum lowering of the big furrow filled up with the Jurassic sedimentation.

The large Jurassic sedimentation cycle is subdivided into a number of stages and smaller cycles. In the Lias, Dogger and Lower Malm they are mainly of a transgressive character, in the Upper Malm, they

gradually pass into a type of regressive oscillations and become wholly regressive in the Uppermost Jurassic.

As mentioned above, the Lias here constitutes the first large member of the tremendous, almost 2500 m. thick complex of sediments, over 1000 m. of which belong to the Lower Jurassic.

Actually, this is an assemblage of sediments accumulated in a number of great intercontinental water basins which deepened during the stages of the accelerated subsidence while, during periods of relaxed sedimentation, they were filled up with accumulation products.

Hence, in the whole Lias series composed of sediments accumulated in widely spread but shallow basins or in their vicinity on littoral alluvial plains, a distinct rhythm is observable and a number of sedimentation cycles of higher and lower rank may be differentiated.

Table 1

Subdivision of the Kujawy Lias into the sedimentation cycles and equivalent series

Epoch	Cycle	Series	Thickness in m.
Lias	VI	Borucice series (upper sandstone series)	about 125
	Vb	Ciechocinek series (<i>Estheria</i> shale series)	110—120
	Va	Upper Sławęcın series (sandstone-coaly series)	95—100
	IV	Lower Sławęcın series (main sandstone series)	about 300
	III	Ksawerów series (sandstone-clay series)	100—190
	II	Upper Kłodawa series (argillaceous-sandstone series)	35— 50
	I	Lower Kłodawa series (clay conglomerate and coaly shale series)	85—120

Therefore, the author has based his division of the Kujawy Lias not on rock complexes of uniform lithological composition, but on large units of sedimentation rhythm differentiating them as series, corresponding to the greater cycles of sedimentation.

As a rule, these series begin with beds of conglomerates or coarse grained sandstones occurring in their lower part. Each of these series is further divided into a number of smaller units differentiated in this paper as horizons and corresponding to the well distinguishable smaller subcycles of sedimentation. The horizons also start with beds containing a larger quantity of clastic material (mainly fine

grained sandstones) and end with a fine clay suspension (clays and argillaceous shales) often interbedded with abundantly accumulated plant remnants. These, sometimes, impart a coaly shales or even form small seams of coal, some centimetres thick.

We must immediately point out that these subcycles are not the smallest among the units of the Lias sedimentation rhythm strongly accentuated in almost all series and through a number of smaller rhythms passing into tiny beds hardly a few centimetres, or even millimetres thick.

In the whole complex of the Lower Jurassic of Kujawy the author differentiates altogether 30 horizons which can be consistently traced not only in the group of bore-holes being investigated, but in more distant profiles also.

GENERAL CHARACTERISTIC OF MORE IMPORTANT ROCK TYPES OF THE LOWER JURASSIC OF KUJAWY

In the Lower Jurassic of Kujawy besides rocks very similar to those known from series of that age in the Małopolska Upland, occur the rocks of completely different types.

Clay conglomerates and rocks genetically connected with them. The most particular of the Rhaetic and Lias rocks of Kujawy belong doubtlessly to the clay conglomerates and rocks genetically connected with them. They occur in great thickness in the Southern Kujawy region, especially in the two lower Kłodawa series, and are greatly significant in the interpretation of palaeogeographical conditions. They form a thick layer of a basal conglomerate attaining the thickness of several scores of metres and composed of clay galls of various Keuper rocks. The dimensions of the pebbles vary greatly. Most frequently they are several centimetres in diameter, not seldom cobbles occur with a diameter of 10 to 20 cm. and even larger ones up to several decimetres. The matrix of this conglomerate is likewise composed of Keuper clay, but dispersed into small lumps of one millimetre or less.

Argillaceous cherry red Keuper shales constitute the main component of pebbles, other clayey rocks like grey, greyish green and light-green shales or light-grey dolomites are less abundant.

Presenting the same structural features, the second type of the clay conglomerates is of grey colour and almost exclusively contains pebbles of dark grey claystones sparsely dotted with small, red spots. These claystones derive from older horizons than the red clays and *in situ* lie below the variegated Keuper series.

The third type are light-grey conglomerates with faint greenish tints. Pebbles of grey dolomites and of grey and greenish argillaceous shales are predominant here. They are less rounded than claystones, often of irregular and angular shape and bearing only slight traces of transport. This is a rock detritus which has been transported over a short distance only.

The origin of these dolomites is not quite clear, since up to the present time they have never been found indisputably *in situ*. Most probably these are rocks deriving from the Keuper, intercalating with the lower parts of grey clays.

The fourth and rarest type of conglomerates is green and mainly composed of reworked light-green clays from the lower part of the Keuper. The matrix is more clayey and more abundant in this variety of conglomerates. Their recognition is facilitated by the frequent occurrence of dolomite lumps, some centimetres in size, dispersed throughout whole the rock mass.

The individual types of homogenous conglomerates form beds several and even scores of metres thick overlying each other and either separated by a thin layer of mixed conglomerates or else sharply detached without any passage.

In some profiles the sequence of beds, built of different types of conglomerates, is very interesting. The composition of the pebbles frequently corresponds to the inverted stratigraphical succession of rocks within their original deposit. Sometimes it occurs that such a sequence of conglomerates is interrupted to be repeated, starting again with the younger rock pebbles.

As concerns the origin of all these types of clay conglomerates, there is no doubt, that the material of which they are built has been transported over a short distance and that they were formed in connection with the violent outwashing of a rather considerable nearby Keuper upland.

However, the wearing down of this elevation must have occurred in a rather arid climate, so that the lumps of argillaceous shales and of clays were not water-soaked and though lying on the surface during a long period of time, they kept their original shape.

The above supposition is supported by the sandy character of the matrix of conglomerates composed of shale and clay debris.

The transport of the large but extremely very poorly sorted pebbles could have been caused probably by very violent and strong but periodical and rather rare precipitation. It also seems that these conglomerates have been accumulated at the foot of the above mentioned elevation and spread over a wide area forming alluvial cones on the continen-

tal surface still outside the boundaries of the water basin. Otherwise they would not have persisted as conglomerates but would have passed into another type of rock which we shall also encounter within the next series. These rocks are defined as nodular rocks. This is another variety of clay conglomerates with less distinct, often obliterated outlines of individual pebbles. However, the preserved shaly fissility of some lumps shows that they are composed of shale blocks, variously oriented, which were partially crushed and soaked. This is again an accumulation of clay pebbles which penetrated into the water basin and have gradually undergone partial disintegration.

The Kujawy Lias also contains other kinds of rocks connected with those described above by passages and giving further examples of a similar but more advanced process. In this description these rocks are referred to as streaky spotted or variegated rocks corresponding to the clay galls in their terminal stage of disintegration, after their penetration into the water basin.

Their main background is formed of a clayey mass, light-grey, white grey or whitish pink in colour, in which there appear intensely red spots more or less distinctly outlined.

In other cases they form streaks or spots of indefinable shape sometimes scattered into a great number of tiny spots. Pebbles with oval outlines or as irregular angular lumps occur much rarer.

In addition to the above described clay conglomerates and the rocks genetically connected with them, we can find here clay conglomerates of the breccia character composed of various clay rock fragments (light-grey, dark-grey, pink, and red shales) forming irregular lumps with no traces of water transport and cemented into one mass. Probably they were produced by rock slides. There are not many breccias of this type and the role they play within the series is far less important than that of the real clay conglomerates.

In relation to all the types and varieties of clay conglomerates we must again stress the fact that we are dealing here with a relatively short transport, several at the most some scores kilometres long. In some cases we are even near or in direct neighbourhood with the places from which the material for these conglomerates has been brought. The above opinion is also confirmed by the distribution of large sized pebbles and by the direction of the increase of the thickness of the conglomeratic beds concordantly showing that the source of these conglomerates was in the northern part of our section, near the culmination of the anticline.

Sandstones. The sandstones of the Kujawy Lias are distinguished by a strong degree of sorting of their mineral composition of grains. They

are almost exclusively composed of quartz with a small admixture of other minerals consisting mainly of light feldspars from the acid plagioclases group and from the orthoclase group with various degree of weathering. Dark minerals are rare. Mica (muscovite) is rather frequent. The colourless quartz predominates but faintly yellow and pinkish grains occur frequently too.

The degree of roundness of the grains varies, well rounded grains occur rarely, those most common being angular grains, grains with smoothed angles or semi-circular ones. Better rounded are only larger grains with a diameter of fine gravel.

The conclusion is suggested that the detritic grains, components of the Lias sandstones derive from a crystalline massif mainly composed of acid magmatic and metamorphic rocks (granites, gneisses).

Of the autogenetic minerals pyrite grains, scattered in rocks, are pretty frequently encountered.

The sandstones are usually weakly cemented. The matrix is most often pelitic, sometimes calcitic (secondarily?). Better cemented with silica, thin beds of a quartzitic character occur only exceptionally.

Large quantities of plant dust or plant debris, sometimes even coal debris, are frequent in these rocks.

Sandstones vary more strongly in what concerns their mechanical composition. We can find here a full scale of variously grained sandstones grading from fine grained to coarse grained and even to conglomerates.

The fine grained sandstones are best sorted, with a predominance of grains of fraction 0.2—0.1 mm. and finer. The admixture of larger grains up to 0.4 mm. is not great. The degree of segregation is weaker in medium grained sandstones and in the coarse grained intercalations where single quartz pebbles attain several millimetres in diameter. A certain increase in the amount of feldspars or products resulting from their weathering process may be encountered here. In some sandstone horizons, fine clay pebbles appear up to the diameter of a few centimetres mainly consisting of light, often white clays of the kaolin type. Doubtlessly most of the sandstones were sedimented in the water basin. Only some varieties of coarse grained sandstones, with a distinct diagonal stratification, may suggest to be a sedimentary material of more rapidly running streams. There are no sandstones of eolian origin. The majority of quartz grains have glassy („water”) lustrous surfaces. Grains dimmed by wind are rare.

Varieties of yellow or yellow-brown coloured, slightly limonitic sandstones are rather scarce in the Kujawy Lias. As a rule, they occur in the top part of sandstone beds and below the overlying clayey inter-

beddings. The thickness of that part of sandstones tinted by limonite is usually small, rarely exceeding a few decimetres. The fine and very fine grained sandstones are usually limonitic with a pelitic matrix. These rocks reoccur several times. Apparently soil formative processes (podsolization?) occurred here and the above mentioned limonitic beds are but preserved fossil remnants of the hardpan horizon. It is possible that the „corroded” grains of quartz and some horizons of sandstones with calcium carbonate matrix, are likewise connected with the above processes.

Clayey rocks. In the Lower Jurassic of Kujawy next to sandstones come the clayey rocks occupying about 30 per cent of the thickness of the whole complex. However, in two cases only, namely in the Lower Kłodawa series (cycle I) and in the Upper *Estheria* series (upper part of cycle V) they form larger, more concentrated units several scores of metres in thickness.

The clayey rocks are represented here by siltstones, claystones, argillaceous shales, and clays with a large content of kaolin. All the above rocks except for a part of the last mentioned group, are characterised by a distinct stratification, stressed by rhythmical changes in grain thickness and colour of the sediment. The lower part of the beds is as a rule coarser grained and light in colour, the upper — darker and more clayey. However, the stratification is not always made distinct by changes of grain dimensions, sometimes it is expressed by changes of light and dark colours only.

Detritus of plant origin occurs rather frequently within the whole Lias, larger fragments of plants being sometimes also encountered. In some strata the accumulation of carbonised plant debris is so strong that they become the main rock-making element.

Coaly shales. A characteristic type of rocks, often terminating the subcycles of sedimentation, especially in lower series, are the dark grey, dark ashy or almost black clayey coaly shales among which thin beds of coal, a few millimetres to several centimetres thick, sometimes occur. In contradiction to other Lias shales these rocks have a weakly marked rhythm of sedimentation, which is sometimes not visible, thus giving the impression of a much slower sedimentation process than that observable in other rocks of this complex.

THE LOWER JURASSIC PROFILE OF SOUTHERN KUJAWY

As already mentioned, the whole Lower Jurassic complex of Southern Kujawy is divided into seven large sedimentation series with several smaller horizons within each of the series. Their composition is shown in fig. 1 and 2.

The first three series are characterised by distinct facial differences between the zone lying in the northern part of the territory, near the culmination of the Kłodawa salt anticline, and the zone stretching outside of this culmination, in the southern part of the investigated territory. These differences are especially distinctly marked in the lowest Lower Kłodawa series within which, in the neighbourhood of the northern culmination, considerable quantities of conglomerates accumulate, composed of Keuper clay galls. To the south, far from the culmination of the anticline and within the Lower Kłodawa series, six horizons may be differentiated beginning with rocks genetically connected with the formerly mentioned conglomerates, displaying however a gradually effaced conglomeratic structure, resulting from the water environment. The upper parts of the individual horizons are built of grey shales and end with dark coaly shales containing accumulated plant debris. In the north the sediments of this series are 85 m. thick, toward the south, where the thickness of clayey beds has increased, they attain 120 m.

The second sedimentation cycle, which comprises the Upper Kłodawa series, starts with quartz conglomerates passing toward the top into medium grained sandstones. In the southern part the rhythm of subcycles is marked by a fourfold change of sediments from sandy into clayey ones, the previously terminating the coaly shales being however absent. In the northern part of the territory, variegated rocks with more or less altered Keuper clay galls correspond to the sandstone beds of the southern area. The total thickness of this series (before outwashing) exceeded 60 m.

After the accumulation of sediments of the previous series had finished, a period of erosion took place more strongly marked in the southern part. They are then unconformably truncated by a 30 m. thick bed of quartz conglomerates and coarse grained sandstone which begin the Ksawerów series. In the southern part the conglomerates are overlain by fine grained sandstones and argillaceous shales occurring alternately five times and attaining a total thickness of 140 m. A similar sedimentation rhythm is repeated in the northern part, here however, the shale beds are much thinner, the thickness therefore of the entire series lowers to 90 m.

Overlying the former series, the fourth in turn Lower Sławęcín series also begins with quartz conglomerates and is composed exclusively of fine grained sandstones within which there appear for five times numerous interbeddings separating the complexes of the individual subcycles. The lithological composition of this series and its considerable thickness, amounting to almost 300 m., remain almost unaltered through-

out an extensive area and do not display local facial changes near the Kłodawa anticline culmination, as the former series.

The fifth sedimentation cycle begins again with a period of erosion and is composed of two series each showing a different lithology. In the lower part (Upper Sławęcın series) — above the basal conglomerate — sandstones occur alternating with grey shales, similar to those underlying them, but in the final stages of the clay sedimentation of the three here differentiated subcycles containing intercalations of coaly shales and thin layers of brown coal. In the upper part of the fifth sedimentation series there appear light-green shales with *Estheria minuta* var. *brodieana* (Ciechocinek series), not noted anywhere lower. They point to a completely changed environment in which the sedimentation of the second half of the fifth cycle took place. The light-green shales interbedded by sandstones reoccur four times. The Upper Sławęcın series is about 100 m. thick, while the Ciechocinek series has a thickness of 110 to 120 m.

The Borucice series is the last and the highest Kujawy Lias series. Again it mainly consists of light whitish-grey, fine grained sandstones interbedded by clay containing plant detritus and minute fragments of coal. Above this sandy clay succession, which changes three times and is about 125 m. thick, appear darkgrey mudstones with the first marine Lamellibranches and an Upper Lias microfauna (Aalenian).

CONDITIONS OF FORMATION OF THE LOWER KŁODAWA SERIES

A number of observations and resulting from them inferences concerning facial changes was suggested by the description of the individual series, which are indispensable in order to make a stratigraphical parallelisation of individual units possible.

In the first rank we note a distinctly marked difference between the northern part of the territory lying directly at the foot of some considerable elevation, and the southern part situated at its further and lower forefield. After the Keuper sedimentation a levelled accumulation surface remained. However, already at the beginning of the Rhaetic a distinct difference in sedimentation conditions is marked giving evidence of the existence of a rather considerable elevation. The distribution and composition of the conglomerates prove that the culmination of this elevation occurred in the zone of the greatest recent uplifting of the central part of the Kłodawa anticline and is doubtlessly connected with the movements of salt masses which constitute its core (fig. 3).

The Kłodawa elevation started already before the Upper Rhaetic as a rather considerable hill or a group of hills with a relative height

above 300 m. (above the level of the eastwardly adjacent Keuper plain) forming an extensive almost levelled forefield.

Most probably, repeated movements of the salt masses of the Kłodawa anticline took place as early as in the early Mesozoic period.

The top part of the gypsum cap must probably have rested near the surface already before the Keuper, and the older Keuper members sedimented directly on the clays interbedded by gypsum and anhydrites or even on anhydrites only.

A further, rather considerable movement of salt masses followed after the Keuper and before the Rhaetic (Upper?). Its younger sedimentation mantle was thus lifted several hundred metres up, forming a considerable elevation built of Keuper argillaceous shales, hence of nondurable material susceptible to the activity of destructive agents.

Its most uplifted part was situated in the environment of Kłodawa and this is where we can find the most distinct traces of this intensive devastating process.

During this period masses of clay conglomerates up to 50 m. thick accumulated in the vicinity of the culmination directly in its forefield. The thickness of conglomeratic bed diminishes rapidly, with their gradual withdrawal from the main culmination point, in the northeastern as well as in the southeastern direction. The zone of strong accumulation of clay conglomerates is only 1.5 to 2 m. wide, while outside of it the conglomeratic beds become thinner and the size of their pebbles smaller. The distribution of the conglomerates clearly shows that we are dealing here with big alluvial cones.

The dimensions of the pebbles give evidence of a very rapid destruction. Near the elevation, pebbles over 50 cm. in diameter are not exceptional. Very often they exceed 20 cm., in fact 20 to 30 per cent of the mass contains these dimensions of pebbles. The differences in the composition of the conglomerates, lying in the horizontal direction of the axis of elevation (fig. 4), are so remarkable that it hardly suggests this accumulation could have been caused by one water stream only.

Quite another result was obtained by an attempt to compare the composition of conglomerates in a perpendicular direction to the anticlinal axis along its northeastern limb. Contrary to the former case, there is here a distinct agreement in the composition of the pebbles, even changes in the dimensions of the pebbles in the number of their individual fractions are consequently oriented in one direction showing that transport here occurred in conformity with the dip of the anticline limb (fig. 5).

A number of some kilometres long valleys, probably rather strongly eroded in their upper courses, occurred on the elevation slopes, as a rule running in conformity with the anticline limbs. They trended outward of the culmination running in approximate consequence with the direction of the dip of the beds.

Flat alluvial cones were widely spread only at the outlet of these valleys at a distance of several kilometres, coalescing into one joint polygenetic cone which gradually passed into the flat surface of the accumulation plain.

The first cones, those which formed the lowest bed of the conglomerates, lying at the bottom of the first horizon of the lower series (IA), were accumulated on the continental (dry) surface and not into the water basin. On the earth surface only and in conditions of an arid climate the long lasting preservation of such a big accumulation of clay galls, over so wide an area, seems to be possible.

After the first stage of intensive wearing down of the entire ridge and particularly of its main elevation, comes a period of a pause and weakening of the processes. Then, follows a period of weathering and of formation of white and pink clays of the kaolin type, which, after being outwashed from the uplands, spread on the former cone surface covering its upper part with a bed several metres thick.

This change is doubtlessly caused by a certain modification of the climate. It consists not so much in a decrease of total precipitation (which is perhaps even greater), as in a change of its distribution. This is more uniformly distributed over a longer period of time, while violent storms are rarer and less strong. In principle, this is a passage period from a semiarid to a more humid climate. However, the period of a more uniform distribution of precipitations does not last long. There follows another phase of heavy precipitation, of increased erosion, of transportation of large quantities of pebbles and of another revival of intense growing up of great alluvial cones. But the conditions in which these cones are now accumulated differ from the previous ones. Only the upper part of the cones lies on the continent. Their lower peripheral zones are transgressed by waters of a basis which had been formed during the former phase, far from our territory and gradually raising its level submerged the whole marginal zone of the alluvial cones.

At the beginning the borders of the basin lie about 50 to 60 m. below the upper part of the alluvial cones, near the outlets of the valleys at the foot of the elevation. In the closing stage however, the difference between these elevations is smaller amounting only to about

30 m. Thus, we see that the rise of the water level in the basin is rather considerable being about 20 to 30 m. It is connected not only with the increase of the water in the basin but also with its being filled with sediments. Not less than 15 m. of sediments accumulated in that part of the basin which is accessible to our investigations. Thus, the rise of the water level is not accompanied by an equivalent increase in the depth of the basin.

This reoccurring lacustrine stage, with well aerated waters, as evidenced by the light colours of the sediments, lasts for a relatively short period of time, the result being a bed of sediments reaching hardly 2 to 3 m. The conditions in the basin begin to change rapidly. Presumably, the climate becomes this time still more humid and favour the development of an abundant vegetation, which overgrows the shores of the lake and its wide, shallow littoral zone.

The situation within the depths of the lake changes simultaneously, even at a small depth reduction conditions stabilise and favour the accumulation of copious plant substances.

The conditions here resemble those prevailing in the Aral Sea and Balkhash Lake, where such phenomena have been well studied before.

A reduction layer is easily formed at the bottom of such a lake in case when the strength of the wind decreases, similarly to what occurred in dystrophic lakes.

At the bottom of the Jurassic lake, plant remnants together with clay, being to accumulate more frequently. At first, dark grey shales are formed with abundant organic dust, followed by an clayey coaly bed.

At the bottom of the lake accumulation surface becomes almost completely levelled and except the littoral zone, adjacent to the elevation, its gradient does not exceed 1 per cent.

This stage, corresponding to that of the decrepitude of relief, is rapidly interrupted and conditions once more begin to continue swiftly.

The water basin, somewhat diminished during that period, again begins to augment. A new component, the quartz sand, formerly of secondary significance, now plays a more important role in its sediments. The sedimentation of sandy deposits begins above the outwashed surface visible at the extreme south of our territory. Through the source of their material these sandy deposits are connected with other, more distant areas than previously.

The northern upland, still considerably elevated above the level of the accumulation plain, also begins to be influenced by the changed conditions. It experiences another phase of violent destruction in condi-

tions similar to the former. Masses of clay galls are again formed and removed and accumulated into alluvial cones of the forefield.

However, the conditions in which they are accumulated, are considerably different now. The water level of the lake is higher or at least the humidity of the territory is much stronger, since the clay galls dissolve quickly; instead of clay conglomerates a nodular bed is formed in which blocks of conglomeratic structure only occasionally persisted.

The thickness of this bed is still pretty considerable (10—15 m.), but the range of cones of which it is made up is distinctly smaller.

The next horizon (IC) is again associated with the altered aeration of the basin, but is not preceded by so distinctly marked a regression as previously. The coarse clastic bed at its base is also lacking. However, a great transgression stage of the water basin is here distinctly discernible.

The events that follow are almost schematical. Three similar subcycles occur alternately with weakly outlined lower detritic stages and well developed clay phases. Each of the subcycles ends with a carbonaceous sedimentation stage.

Nodular rocks reappear several times in the beginning stages of the subcycles, however, their thickness as well as their range is small and very limited. Most frequently they occur in the northern part of the territory, near the uppermost part of the Kłodawa elevation, but sporadically they are encountered also in the southern part too, indicating that small surfaces of the Keuper ridge still protruded here above the level of sedimentation (reaching there nearly 90 m. of thickness) and were subject to the outwashing process.

While in the south these intercalations are the last of this kind to be encountered, in the northern part they appear also later, within the sediments of the Upper Kłodawa series, the thickness of accumulation amounting then to about 140 m., as measured from the bottom of the lower clay conglomerates.

This, doubtlessly points to differences in the height of the destructed Keuper ridge on the anticlinal axis; previously it had probably been twice as high as in the final stages. Thus, in the south its relative height (above the level of conglomerates bottoms) was about 180 m., and in the north about 300 m. In fact it was undoubtedly even higher.

In the horizon IE, during the phase preceding the accumulation of coaly shales, thin siderite intercalations and interbeddings occur within light grey shales, thus, indicating the periodical deterioration of the aeration conditions in the waters near the bottom of the lake.

The earlier forefield of the Keuper hills is completely covered by sediments of all the remaining upper series which encroach their culmination.

At the end of the sedimentation period of the Lower Kłodawa series only last monadnocks surmount the level of the lake.

COMPARISON OF THE LOWER JURASSIC OF KUJAWY WITH THAT OF THE MAŁOPOLSKA UPLAND

Even a first sight inspection of the presence of big sandstone series in Kujawy points to a far reaching likeness with the eastern slope of the Święty Krzyż Mts. and the area of Końskie, though the thickness of the sandstone series there is almost three times smaller.

Much less tangible are the analogies with the Upper Silesian territories where there is a complete lack of sandstone series. However, close investigation of formations occurring in these areas, shows a great similarity between the *Estheria* shales of the Ciechocinek series in Kujawy and the olive-green argillaceous shales of the series overlying the coal in the vicinity of Myszków and Zawiercie. Another evidence of the likeness between the two regions is the occurrence of gravel beds and of clay in both of them, though, the conditions of their occurrence differ in spite of a similarity in their stratigraphical position.

Thus, the Kujawy sediments embody features of both of these Lias regions of the Małopolska Upland. This permits to draw a number of stratigraphical correlations based on analogies of sedimentation.

Both the Kłodawa and the Ksawerów series have their equivalents in the coal-ore series of the area of Końskie (R. Krajewski, 1947) and are similar to the Zagaje series of J. Samsonowicz (1929) from the eastern slope of the Święty Krzyż Mts.

In both the cases these are series composed of clayey bed assemblages alternating with sandstone beds, clearly showing a more considerable rhythm of the repeating sedimentation of sand clay with intercalations of sideritic and carbonaceous rocks. Similarly as in the Upper Kłodawa series of Kujawy, the sandstones are mainly concentrated in the central part of this bed assemblage.

Formations resembling those of Kujawy and described by J. Znosko (1955) are also encountered in the vicinity of Praszka and Gorzów. He determined the proper arrangement of these formations definitely clarifying all the doubtful questions which had existed since the times of F. Roemer (1867). Three Lower Jurassic series have been here differentiated (the Gorzów beds, the Lower Helenów (Hellewald) and Upper

Helenów beds), fairly well corresponding to the three lower series of the Kujawy Rhaetic and Lias.

The Gorzów beds mainly consisting of clays (variegated, spotted, mostly reddish-brown and grey-greenbrown) and clay „breccias” with secondary arenaceous intercalations and carbonised plant detritus, greatly resemble the rocks known from the Lower Kłodawa series. In both cases we are dealing with resedimentation of material derived from destruction of the Keuper basement which often preserved its initial red tint.

The Lower Helenów beds composed of fine-grained, pelitic sands with argillaceous intercalations, display a similar change of sedimentation conditions as is recorded from the Upper Kłodawa series containing sandstones with some clayey intercalations.

Finally, the Upper Helenów beds displaying a markedly differentiated character of an argillaceous complex (grey and greenish clays with arenaceous interbeddings and clayey arenaceous shales with abundant plant detritus) show a similar direction of change in the sedimentation conditions as in Kujawy, where the Ksawerów series containing a distinct predominance of clayey rock, follows the sandy Upper Kłodawa series.

The floral material of Kujawy calls for further investigation, and therefore we lack data which would allow to base on so important an element for on Rhaetic and Lias, as the flora is in determining the age of the individual series. In the Święty Krzyż Mts., on the other hand, flora is abundantly represented and doubtlessly permits to establish the age of the upper part of the Zagaje series as Lower Lias (flora containing *Thaumatopteris schenki* from Gromadzice) and that of its lower part presumably as the Rhaetic (*Pecopteris angustissima* Pusch = *Lepidopteris ottonis* Schenk?).

Such a decidedly Rhaetic flora occurs in the vicinity of Gorzów Śląski, where typical specimens of *Lepidopteris ottonis* Schenk from Dobiercice (Wilmsdorf) and Maciejów (Matzdorf), have long been recorded. They are derived from the Gorzów beds, as confirmed by J. Znosko. On evidence of sedimentary analogies between the Silesian and Święty Krzyż areas on one hand, the region of Kujawy on the other, we may establish the age of the Lower Kłodawa series as the Rhaetic (*Lepidopteris ottonis* zone) while referring the Upper Kłodawa and the Ksawerów series to the Lower Hettangian (*Equisetites gracilis* and *Thaumatopteris schenki* zones).

Only in the northern part and the eastern periphery of the Święty Krzyż Mts. can we find lithological equivalent of the great complex of sandstones represented by the Lower Sławęcín series of Kujawy

(main sandstone series). Its stratigraphical position as well as the type of the here represented rocks, correspond to the Gromadzice series of J. Samsonowicz (1929) from the region lying near the middle course of the Kamienna river and to the Skłoby sandstone series of R. Krajewski (1947) from the region of Końskie. The position of these series, in relation to the overlying (Zarzecze series and the main ore series) as well as the underlying beds (Zagaje series and the coal-ore series) is completely analogous, so that their correlation and equivalence with the main sandstone series of Kujawy is unquestionable. However, important differences in thickness of this series in its various regions call attention. According to J. Samsonowicz (1929) its thickness in the vicinity of Starachowice reaches 30 to 45 m., the Skłoby sandstones are recorded by R. Krajewski to be 70 m. thick, while in the Southern Kujawy this series attains almost 300 m. Further north, in the vicinity of Ciechocinek (J. Samsonowicz, 1954) it decreases again, but is still over 200 m.

No lithological equivalents of this series can be found in Upper Silesia. A lacuna of sedimentation occurs there during its formation and intensive erosion is recorded from many profiles. Recently this has been shown very convincingly by J. Znosko (1955), particularly in his beautiful section of the vicinity of Gorzów Śląski.

Most probably a part of the quartz gravels, by J. Znosko referred as a whole to the Połomia series, also correspond to the main sandstone series as far as the age is concerned.

The composition of the deposits of the fifth sedimentation series of the Lower Kujawy Lias is much more complex than that of the previous series. This is expressed by the subdivision of this series into two, the Upper Sławęcín (sandstone — coal) and the Ciechocinek series (*Estheria* argillaceous shales). If we consider both these series as one, in spite of the previous subdivision into horizons corresponding to sedimentary subcycles, we may differentiate within it the four following groups: the first, lower, composed of coarse-grained sandstones; the second, arenaceous, with small clayey interbeddings; the third, clayey arenaceous group, with coaly interbeddings and the fourth, upper clayey (*Estheria*), with frequent small sideritic beds and with relatively thin, only several meters thick sandstone beds bearing a character of single intercalations.

This arrangement of beds greatly resembles the conditions observed in the upper part of the Lower Lias complex of the vicinity of Zawiercie, Myszków and Częstochowa. There, gravels are overlain by sands and shales with coaly interbeddings, while above, almost identical with the Kujawy ones (Ciechocinek series), lie the greenish olive

Chart of regional stratigraphical divisions of

Stratigraphical subdivision		Southern Kujawy	Northern Kujawy	Święty Krzyż Mts.		
		(St. Zb. Różycki, 1958)	Ciechocinek (J. Samsonowicz, 1954)	Końskie region (R. Krajewski, 1947; Wł. Karaszewski, 1947)		
Middle Jurassic	Aalenian — Bajocian	Sandstones and bottom claystones of Dogger				
Lower Jurassic	Upper Lias	VI sedimentation cycle Borucice series (Upper sandstone series)	Ostrowiec series	Upper sandstone series		
			Lower Lias	Pliensbachian	V sedimentation cycle	Ciechocinek series (<i>Estheria</i> shale series)
	Sinemurian	Upper Sławęcın series (Sandstone-coaly series)				Gromadzice series
		Upper Hettangian		IV sedimentation cycle Lower Sławęcın series (Main sandstone series)	Zagaje series	
	Lower Hettangian			III sedimentation cycle Ksawerów series (Sandstone-clay series)		Carbon-ore series
		II sedimentation cycle Upper Kłodawa series (argillaceous-sandstone series)				
	Rheatic	I sedimentation cycle Lower Kłodawa series (clay conglomerate and coaly shale series)	Red claystone?			
Hiatus						
Trias	Keuper	Variegated, red, light-green and dark grey clays		Variegated Keuper clays		

Table 2

the Lower Jurassic in Kujawy and the Małopolska Upland

Święty krzyż Mts.	Upper Silesia		Scania (G. Troedsson, 1951)
Central course of Kamienna river (J. Samsonowicz, 1929)	Gorzów Śląski—Osiny (J. Znosko, 1955)	Myszków—Zawiercie (St. Zb. Różycki, 1930)	
	Kościeliska beds	Kościeliska beds	Lacking
Ostrowiec series	Łysiec sandstones	Hiatus	Katslösa beds
Zarzecze series	Łysiec beds (clayey)	D Coal overlying series (with <i>Estheria</i>)	Döshult beds (<i>Nilssonina falax</i> zone)
Gromadzice series	Blanowice beds	C Coal series	Upper Helsingborg beds
	Połomia beds	B Coal underlying series (partly gravel series) Hiatus (partly gravel series)	
	Hiatus		
	Upper Helenów beds (<i>Thaumatopteris schenki</i> zone)	Hiatus	Lower Helsingborg beds (<i>Thaumatopteris schenki</i> zone)
Zagaje series	Lower Helenów beds (<i>Equisetites gracilis</i> zone)	A White clays and fine —grained sands series	(Equisetites gracilis zone)
Angular unconfor- mity	Gorzów beds (<i>Lepidopteris ottonis</i> zone)	Hiatus	Vallakra beds (<i>Lepidopteris ottonis</i> zone) Sea transgression with <i>Pteria contorta</i>
Cherry-red and green Keuper clays	Variegated Keuper clays	Variegated Keuper clays	Kageröd conglomerate

argillaceous shales with thin sideritic beds in their lower part and likewise containing *Estheria* (St. Zb. Różycki, 1930).

According to the nomenclature introduced by J. Z n o s k o (1955), they correspond to a part of the Połomia beds, to the Blanowice beds and to the lower part of the Łysiec beds (clayey series).

In the Święty Krzyż Mts. the sediments of the fifth sedimentation cycle of Kujawy are equivalent to the deposits within the sector of the middle course of the Kamienna river in the upper part of the Groma-dzice series and in the entire Zarzecze series of J. S a m s o n o w i c z, while in the vicinity of Końskie, they correspond to the arenaceous shales and main ore series of R. K r a j e w s k i.

Sets of shales from the VD, VE and VF horizons show a particularly strong similarity with the main ore series and the Zarzecze series containing numerous sideritic beds resembling the „pearl” ores from the Końskie and Starachowice territories.

Thus, the *Estheria* argillaceous shales series of Kujawy (Ciechocinek series) almost exactly correspond to the Łysiec beds of Upper Silesia and the Zarzecze series or to the main ore series of the Święty Krzyż Mts., whose age may be established, in accordance with J. Z n o s k o's view, as the Sinemurian. The underlying beds with brown coal, forming the upper part of the Sławęcın series, are probably equivalent to the Blanowice beds of the vicinity of Myszków and Zawiercie. In the Święty Krzyż Mts. the arenaceous shale series of R. K r a j e w s k i, and probably the upper part of his Skłoby sandstone series, correspond to the entirety of the Upper Sławęcın series.

The interesting and detailed studies of Wł. K a r a s z e w s k i (1947) on the Skarżysko region confirm this opinion too and even allow for a more detailed analogy with the Kujawy region.

The uppermost series of the Kujawy Lias, namely that of Borucice, almost exclusively composed of sandstones with scarce and thin clayey intercalations, is doubtlessly equivalent to the Ostrowiec series of Samsonowicz from the middle course of the Kamienna river and to the upper sandstone series of Krajewski from the vicinity of Końskie.

Evidence for the above is supplied by the lithological composition of this series as well as by its position at the bottom of marine Dogger sediments and the top of *Estheria* argillaceous shales of the Ciechocinek or Zarzecze series.

Such an interpretation is suggested by the lithological composition of this series, though, thus far, no fauna has been found in the Kujawy region definitely showing that these are no more sediments of an intercontinental lake area but that this is some large estuarium or even a shallow sea bay. This also leads us to the observations made by

J. Samsonowicz (1929, 1934) on the eastern slope of the Święty Krzyż Mts. and to the more recent observations on the vicinity of Skarżysko by Wł. Karaszewski (1947, 1949); both of them found intercalations with marine or at least brackish fauna within the Ostrowiec series.

An exceptionally beautiful specimen of *Limulus* sp. found in the vicinity of Szydłowiec, also derives from the last series. Up to 1939 it was kept in the collections of the Geological Dpt. of the Warsaw University and is well known to the author.

The upper part of the Łysiec series, lying within the top of the argillaceous shales with *Estheria* and already covered by Aalenian deposits — Kościeliska (Kostelitz) beds — with the *Variamussium pumilum* and *Tmetoceras* sp. (St. Zb. Różycki, 1953), is probably the Upper Silesian equivalent to the above series.

The lack of palaeontological data hinders the establishment of the age of the Borucice series, similarly as that of the Ostrowiec and the upper part of the Łysiec beds, with the exception of the flora from the Chmielów clays.

However, mainly on basis of the stratigraphical position of this series, J. Samsonowicz (1929, 1934) and J. Znosko (1955) think it reasonably referable to the Upper Lias or to the Upper or Middle Lias. This view seems to the author to be correct in relation to the Borucice series too. In Skania (South Sweden) the division of the Rhaetic and the Lias, worked out by G. Troedsson (1951), shows a far reaching analogy to the equivalent formations of Kujawy. The Lower Kłodawa Lias, in various aspects, corresponds to the Vallakra beds, while the entire overlying complex of beds, up to the top of the Upper Sławęcın series correspond to the Helsingborg beds. The Ciechocinek series should already be correlated with the Döshult beds.

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Synthetic section through the Rhaetic series and the lower part of the Lower Lias in Kłodawa—Łęczyca region

Correlation based on six profiles arranged from NW to SE. Roman figures corresponding to numbers of series (sedimentation cycles); letters — to consecutive horizons (subcycles of sedimentation) within these series

I — Lower Kłodawa series (Rhaetic); II — Upper Kłodawa series (lower part of the Lower Hettangian); III — Ksawerów series (upper part of the Lower Hettangian); IV — Lower Sławęcin series (Upper Hettangian); V — Upper Sławęcin series (Uppermost Hettangian — Sinemurian)

1 — Keuper; 2 — conglomerates with clay galls; 3 — nodular rocks with partly preserved conglomeratic structure; 4 — nodular and streaked rocks; 5 — pseudoolitic rocks; 6 — coarse-grained and conglomeratic quartz sandstones; 7 — fine and medium-grained sandstones with an admixture of coarser grains; 8 — fine-grained sandstones; 9 — pelitic sandstones; 10 — sandstones with clayey interbeddings; 11 — siltstones; 12 — grey argillaceous shales; 13 — coaly shales; 14 — sideritic interbeddings; 15 — abundant debris of plant remnants and coaly shales. The thickness of beds is presented in their real thickness. The top of series III has been used as an reper level

Fig. 2. Synthetic section trough the upper part of the Lias of Southern Kujawy V sedimentation cycle — Upper Sławęcin series and Ciechocinek series (Uppermost Hettangian — Sinemurian); VI sedimentation cycle — Borucice series (Upper Lias?)

Liassic rocks: 1 — coarse-grained and conglomeratic sandstones; 2 — fine and middle-grained sandstones with admixture of coarse grains; 3 — light grey and greyish white fine-grained sandstones; 4 — fine grained sandstones cemented with limonite; 5 — fine-grained sandstones with thin argillaceous intercalations; 6 — Light grey claystones and mudstones; 7 — olive-green claystones with *Estheria* (E); 8 — sideritic intercalations; 9 — abundant fragments of plant remnants; 10 — coaly intercalations

Aalenian rocks: 11 — basal sandstones; 12 — shales and sandstones of disturbed appearance; 13 — dark grey and ashy grey shales with Aalenian marine microfauna

Fig. 3. Section illustrating the distribution of the clastic clayey rocks of the Rhaetic and of the lower part of the Lower Kujawy Lias

I — Lower Kłodawa series (Rhaetic); II — Upper Kłodawa series; III — Ksawerów series (Lower Hettangian)

1 — Keuper; 2 — conglomerates with clay galls; 3 — nodular rocks with partly preserved conglomeratic structure; 4 — nodular and streaked rocks with a flow structure; 5 — bottom of coarse-grained quartz beds beginning series II and III. Vertical scale exaggerated $\times 25$

Fig. 4. Chart showing pebble composition in basal Rhaetic conglomerates (Lower Kłodawa series) in five profiles arranged from NW (vicinity of Kłodawa) to SE (vicinity of Łęczyca). Provisional chart based on estimation

Strongly varied composition of conglomerates in individual profiles indicates that the section runs along a line unconformable to the direction of pebble transportation

Composition of pebbles: 1 — cherry-red argillaceous shales; 2 — light-green argillaceous shales; 3 — dark-grey argillaceous shales; 4 — light-grey dolomites; 5 — clayey interbeddings within conglomerates

Dimensions of pebbles: 6 — above 20 cm.; 7 — from 10 to 20 cm.; 8 — from 2 to 10 cm.; 9 — from 0.5 to 2 cm

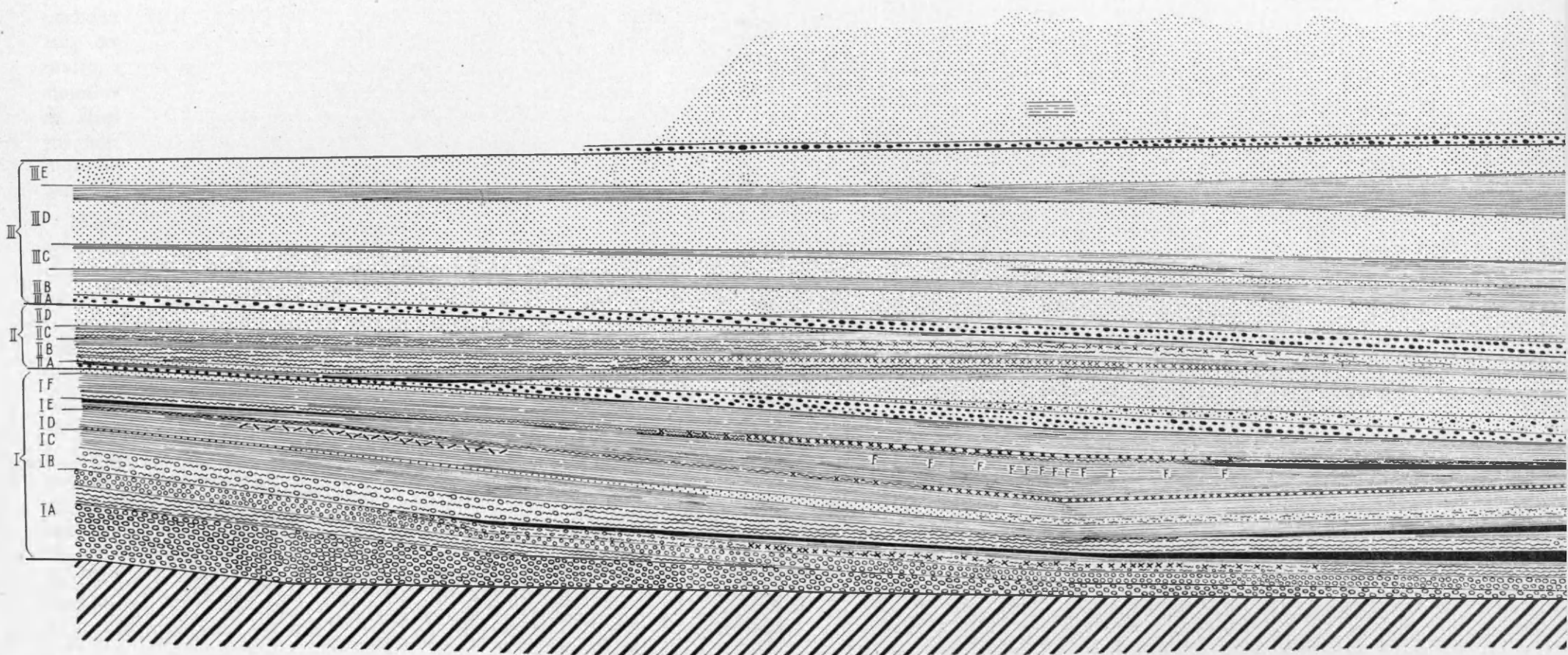
Frequency of pebbles: one circle — single; two circles — scarce; three circles — numerous; four circles — abundant

Thickness of beds in figures corresponds to the real thickness. Bottom of conglomeratic beds used as the reper level

Fig. 5. Chart showing pebble composition in basal Rhaetic conglomerates (Lower Kłodawa series) in three profiles of Kłodawa vicinity arranged from SW to NE

The strong similarity of composition of pebbles in individual conglomeratic beds shows that the section runs in a direction similar to that of the transportation of pebbles
Explanation as in fig. 4

NNW



Skala pozioma
pionowa 0 20 40 60 80 m 1 km

Fig. 1. Przekrój syntetyczny przez serie retyku i niższej części li

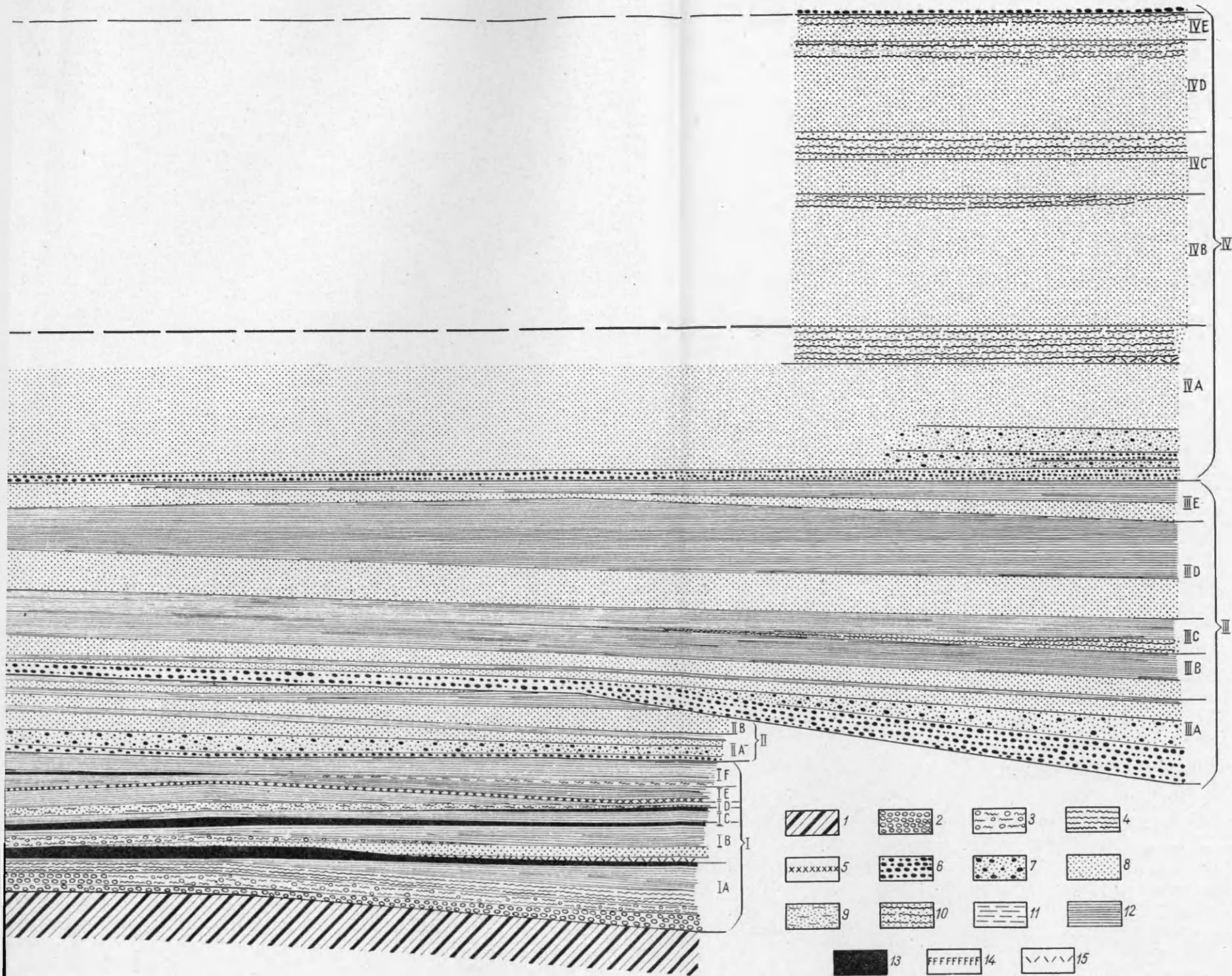
Zestawienie oparte na sześciu profilach uszeregowanych w kierunku z północnego zachodu na południowy w litery—kolejnym poziomom (podejkiom sedimentacyjn

I—seria kłodawska dolna (retyk); II—seria kłodawska górna (niższa część hettangu dolnego); III— seria klawerowa
V—seria sławęcińska górna (hettang najwyższ

1—kajper; 2—zlepienie z toczenców ilowych; 3—skały gruzlowate z częściowo zachowaną strukturą zlepieńcową; gruboziarniste i zlepieńcowate; 7—piaskowce drobno- i średnioziarniste z domieszką ziarn grubszych; 8—piasko
ilastymi; 11—mulowce; 12—ilolupki szare; 13—lupki węgliste; 14—przewarstwienia syderytyczne;

Miąższości warstw podano rzeczywiste (zredukowane). Jako pozio

SSE



asu dolnego w rejonie Kłodawy — Łęczycy

chód. Cyfry rzymskie odpowiadają numerom serii (cykliw sedimentacyjnych);
m) w obrębie tych serii

ska (wyższa część hettangu dolnego); IV—seria sławęcińska dolna (hettang górny);
y—synemur)

4—skaly gruzlowate i smugowe; 5—skaly pseudooolitowe; 6—piaskowce kwarcowe
ce drobnoziarniste; 9—piaskowce pelitowe; 10—piaskowce z przewarstwieniami
y—obfite okruchy szczątków zwęglonych roślin i lupków węglistych
wyrównania przyjęto strop serii III

NNW

SSE

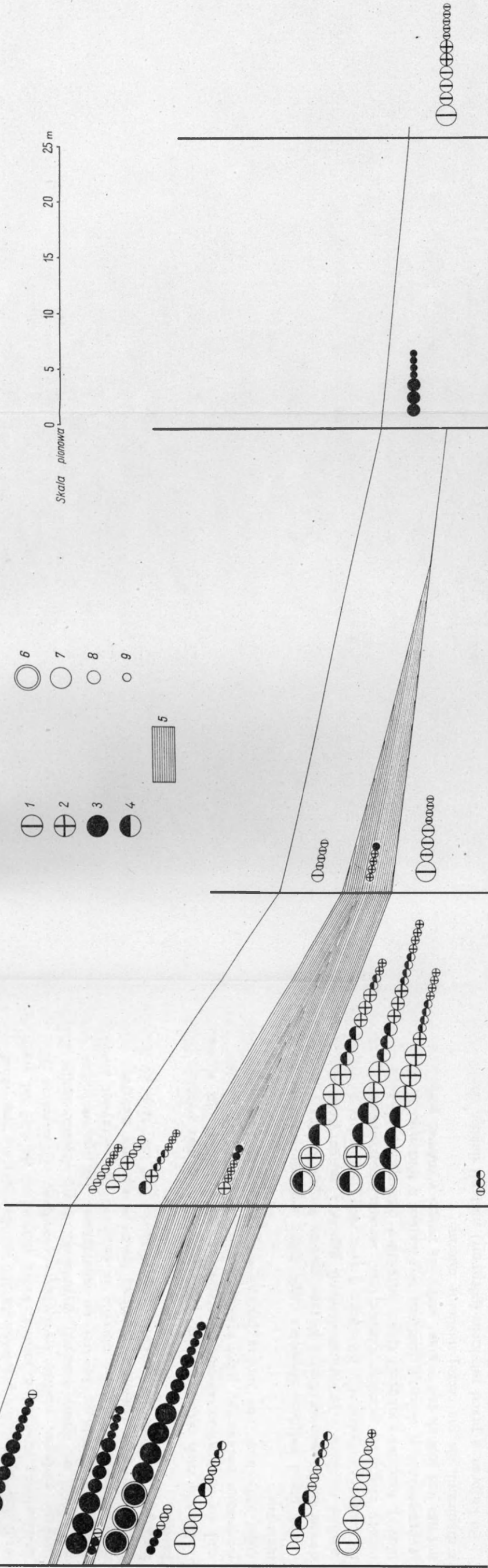


Fig. 4. Zestawienie składu otoczaków w zlepniach podstawowych retyku (seria kłodawska dolna) w pięciu profilach uszczegółwionych z północnego zachodu (okolice Kłodawy) na podłużny wschód (okolice Łęczycy)

Zestawienie orientacyjne, oparte na szacowaniu

Skład zlepniaków zdecydowanie różny w poszczególnych profilach wskazuje że przekrój przebiega wzdłuż linii niezgodnej z kierunkiem transportu i toczaków

Skład otoczaków: 1—ilości w ślimowoczerwone; 2—ilości septynowe; 3—ilości ciemno-złote; 4—dłonie jasno-złote; 5—przeważnie ilaste wśród zlepniaków

Wymiary otoczaków: 6—ponad 20 cm; 7—od 10 do 20 cm; 8—od 5 do 10 cm; 9—od 0,5 do 2 cm; frekwencja otoczaków: jedno kilka—poje kilka—liczne; trzy—liczne; cztery—bardzo liczne

Grubość warstw przyjęta na rysunku odpowiada miąższościom rzeczywistym (zredukowanym), jako powierzchnie wyrowania przyjęto ślad warstwy zlepniaków