

O WIEKU OSADÓW GÓRNEGO PIĘTRA RZEPIŃSKIEGO W ANTYKLINIE WYDRYSZOWSKIEJ – GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

UKD 551.734.2(–197.2) górne piętro rzepińskie : 56.016 konodonty : 552.527'513'54(438.13–17 antyklina Wydryszowa)

Rezultaty badań przedstawione w tym artykule stanowią część wyników uzyskanych w czasie realizacji tematu mieszczącego się w problemie międzyresortowym (MRI. 16) „Geodynamika obszaru Polski” wykonywanym przez Instytut Nauk Geologicznych PAN. Ze względu na znaczenie tych wyników dla stratygrafii paleozoiku Gór Świętokrzyskich oraz tektoniki ich północnego zbocza, a zwłaszcza antykliny wydryszowskiej, autorzy zdecydowali się już obecnie udostępnić je szerszemu ogółowi geologów zainteresowanych problematyką geologiczną regionu świętokrzyskiego.

Niegraptolitowe osady górnego syluru w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich zamknięte w piętrach: wydryszowskim i rzepińskim do dziś nie doczekały się szczegółowego studium litologicznego. W pracach licznych autorów poruszających problem udziału osadów obu wymienionych pięter w budowie geologicznej Gór Świętokrzyskich spotkać można stwierdzenia o „szarogłazach z materiałem piroklastycznym”, bez powołania się na jakiegokolwiek źródło informacji. Również w opublikowanych pracach J. Czarnockiego brakuje bądź wskazania określonych publikacji dotyczących opracowania petrografii tych osadów, bądź też ścisłych informacji zamieszczonych w tekście.

Odrębnym problemem jest wiek i typ osadów obu

pięter w miejscach, gdzie piętra te zyskały definicję formalną, a więc w Wydryszowie i Rzepinie. Z publikacji E. i H. Tomczyków (21) można się dowiedzieć o osadach piętra rzepińskiego występujących tak w odsłonięciach, jak i w wierceniach w całym regionie łysogórskim. Jednak różnorodność litologiczna tych osadów przy ubóstwie bądź braku w nich fauny nie daje pewności czy skały w tych profilach rzeczywiście reprezentują to samo piętro.

W niniejszym artykule częściowo wypełniono tę lukę podając szczegółowy opis petrograficzny skał należących do piętra rzepińskiego, zebranych przez autorów z odsłoneń na prawym brzegu Świśliny, w rejonie Kolonii Rzepin (ryc. 5). Zgodnie z następstwem ławic przedstawiono dwa odsłonięcia (ryc. 1, 2), które w linii prostej dzieli odległość ok. 250 m. W odsłonięciu A opisano kompleks skał należących do piętra rzepińskiego dolnego, a w B kompleks skał reprezentujących piętro rzepińskie górne (6, 12). W skałach pierwszego z odsłoneń występuje stosunkowo bogata fauna, głównie brachiopody, skały drugiego odsłonięcia pozbawione są makrofauny, natomiast znaleziono w nich istotny dla prawidłowego określenia wieku zespół konodontów. W celach porównawczych nawiązano do skał wchodzących w skład piętra wydryszowskiego odsłaniających się w rejonie wsi Matyjasiowiny, położonej na W od Rzepina.

POZYCJA STRATYGRAFICZNA
PIĘTRA RZEPIŃSKIEGO
W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Według J. Czarnockiego (6) „piętro rzepińskie charakteryzuje się dużą różnorodnością utworów”. Obok dominujących łupków i szarogłazów budują je szarogłazy wapieniste i wapienie, występujące jako wkładki, najczęściej pod postacią soczewek. Z obecnością wapieni wiąże J. Czarnocki występowanie bogatej fauny znalezionej w Rzepinie, Wydryszowie i Rudkach oraz w innych miejscowościach. Ten sam autor dzieli piętro rzepińskie na część dolną i górną, reprezentujące w skali ogólnej odpowiedniki ludłowu środkowego oraz górnego. Faunę stanowiącą dokumentację paleontologiczną dla obu tych części znaleziono podczas robót ziemnych w Rzepinie, Bełczu i Rudkach (6).

H. Tomczyk (18) osady piętra rzepińskiego korelował z poziomami graptolitowymi *Pristiograptus ultimus* i *Monograptus angustidens* oceniając ich miąższość jako przekraczającą 600 m. E. Tomczykowa (19) wyraziła pogląd, że zasięg piętra rzepińskiego odpowiada poziomom: od *Pristiograptus ultimus* do *Pristiograptus transgrediens* włącznie. Autorka ta szczegółowo opracowała faunę, głównie trylobity z wcześniej omówionego przez J. Samsonowicza (22) profilu Łężyca – Bełcz.

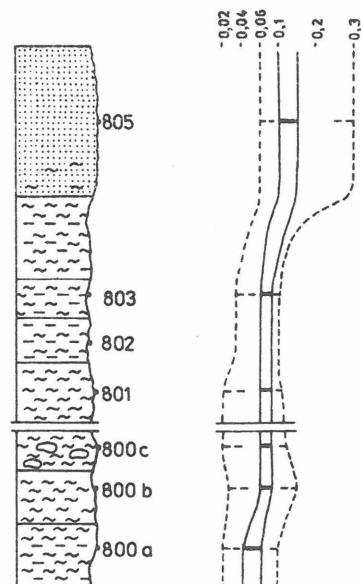
Badania E. i H. Tomczyków (20) w rejonie Bostowa i Dobruchny przyniosły wiele nowych, istotnych danych biostratygraficznych, na których podstawie autorzy ci piętro rzepińskie dolne korelują z najwyższym ludłowem (poziom *Monograptus ex gr. formosus*), a piętro rzepińskie górne z podlasiem (poziomy: *Monoclimacis ultimus* i *Monograptus angustidens*).

Osady piętra rzepińskiego w południowej części północnego zbocza Łysogór w przeciwieństwie do osadów tego piętra występujących w profilu stratotypowym, a więc w rejonie Rzepina, mają bardziej bogatą i jednoznaczną stratygraficznie faunę, głównie dzięki stosunkowo dużej reprezentacji trylobitów i graptolitów (20, 21). Fauna piętra rzepińskiego w Rzepinie nie jest tak jednoznaczna i w zasadzie rozpoznana była jedynie z dolnej części tego piętra (5, 6, 12, 23, 24). Skamieniałości znalezione na lewym brzegu doliny Świśliny składem swoim niewiele różnią się od zespołów fauny właściwych dla piętra rzepińskiego dolnego. O ich pozycji stratygraficznej będzie mowa w dalszej części tego artykułu.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA
UTWORÓW PIĘTRA RZEPIŃSKIEGO
W REJONIE RZEPINA

Odsłonięcie A. W odsłonięciu tym (ryc. 1 i 5) występują mułowce wiśniowe i oliwkowo-wiśniowe przeławiczone naprzemianlegle kilkucentymetrowej grubości wkładkami cienkoblaszkowych łupków ilasto-mułowcowych. Na powierzchniach ławic widoczne są blaszki łyszczyków. W mułowcu środkowej części profilu obserwuje się skorupki brachiopodów i fragmenty organizmów kolonijnych. W stropie odsłonięcia występuje ławica cienkopłytowego piaskowca drobnoziarnistego barwy oliwkowej (ryc. 1).

Mułowce wykazują teksturę słabo kierunkową, podkreśloną niekiedy smugami ilastymi, strukturę aleurytową, w której najczęściej występujące ziarna mają rozmiary 0,06–0,08 mm. Ostrokrawędzisty materiał detrytyczny luźno tkwi w tle skalnym, głównie złożonym z minerałów ilastych typu illitu, z nieznaczną domieszką chlorytu. Partiami tło skalne przepojone jest kryptokrystaliczną



Ryc. 1. Odsłonięcie A w Rzepinie Kolonii, profil osadów piętra rzepińskiego (dawniej dolnego), objaśnienia jak na ryc. 2

Fig. 1. Outcrop A at Rzepin Kolonia; section of the Rzepin stage (formerly Lower Rzepin stage), explanations as given in Fig. 2

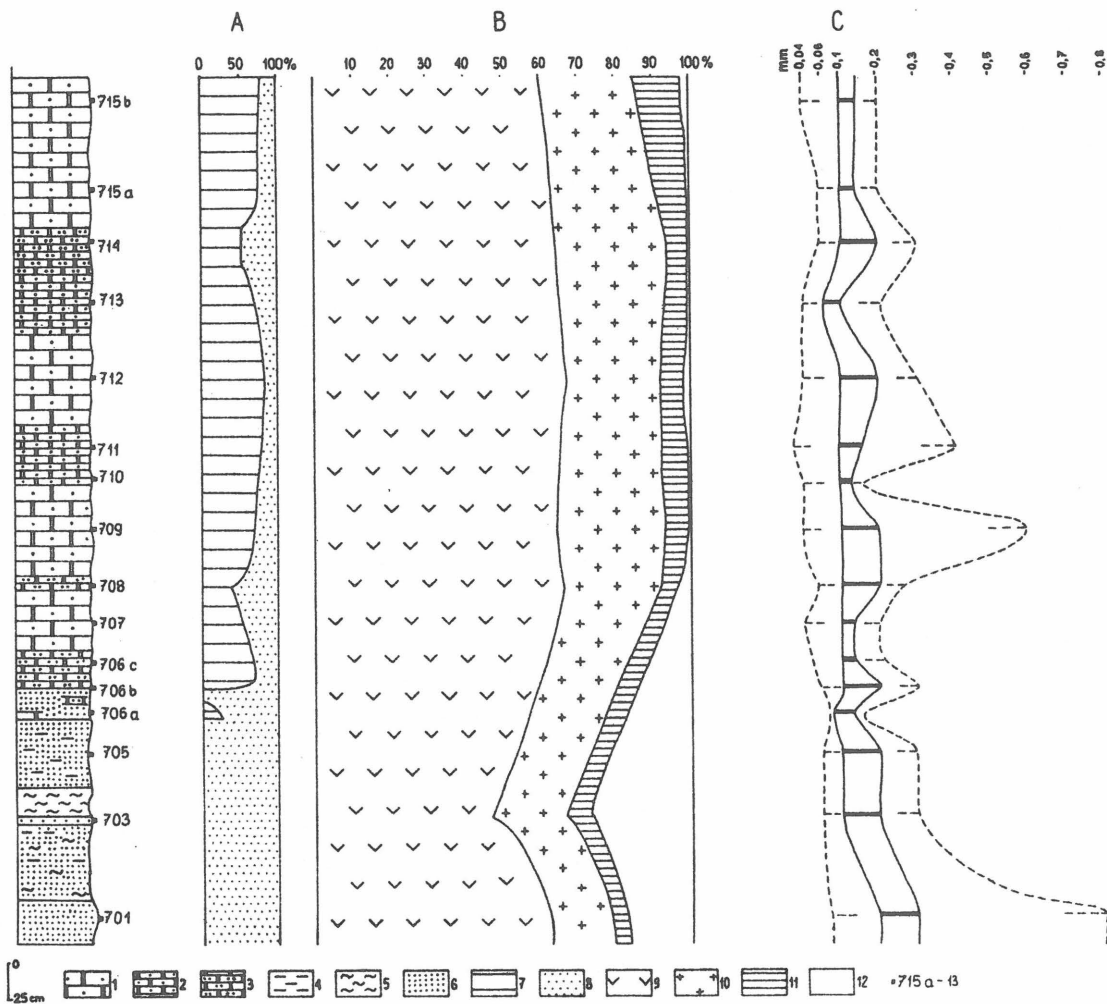
krzemionką, gdzieś widoczne są drobne skupienia mikrytowych węglanów. Mułowce zawierają dużą ilość wodorotlenków żelaza.

Piaskowiec należący do arenitów litycznych jest równoziarnisty o ziarnie przeważnie ostrokrawędzistym i słabo obtoczonym, tylko niektóre ziarna są dobrze obtoczone o kształtach owalnych i kulistych. Większość ziarn występuje we frakcji 0,10–0,15 mm, a spoiwem jest po części miazga skalna i po części minerały ilaste typu illitu.

Materiał detrytyczny w mułowcach i piaskowcu jest taki sam, jedynie zmienia się udział poszczególnych składników na korzyść kwarcu w mułowcach oraz okruchów skalnych w piaskowcu. W skład tego materiału wchodzi głównie kwarc, często z regeneracyjnymi obwódkami, które łączą po kilka ziarn kwarcu. Łyszczyki – muskowitz i biotyty występują w cienkich, przeważnie powyginanych blaszkach. Na ogół są one dobrze zachowane, niekiedy uległy przemianom, tak że w części blaszki zaznacza się budowa drobnołuseczkowa. Obserwuje się też wydzielenia tlenków żelaza wzdłuż płaszczyzn łupliwości łyszczyku. Niektóre z blaszek biotyty są częściowo schlorytyzowane.

W piaskowcu obecny jest też chloryt allogeniczny o dobrze wykształconych blaszkach, o pleochroizmie w odcieniach bladezielonych i subnormalnych sinofioletowych barwach interferencyjnych, należących do penninu. Skalenie są zwykle zmętniałe, czasami utkane brunatnym pigmentem, niekiedy częściowo schlorytyzowane na brzegach ziarn i wzdłuż płaszczyzn łupliwości. Większość skaleni należy do albitu o zawartości An 9–10%. Najczęściej spotykane okruchy skalne należą do skał krzemionkowych kryptokrystalicznych i kwarcytowych bardzo drobnoziarnistych. W mniejszych ilościach obecne są okruchy skał ilastych illitowych oraz okruchy o budowie agregatowej bladezielone, złożone z drobnołuseczkowych minerałów – jedne o typie chlorytu, inne o typie seladonitu.

Minerały ciężkie są dobrze obtoczone o kształtach owalnych i kulistych. Najczęściej spotykanym minerałem przezroczystym jest cyrkon, rzadziej występuje złocistożółty rutil, turmalin o pleochroizmie w odcieniach zielono-oliwkowych i apatyt. W skład frakcji ciężkiej wchodzi



Ryc. 2. Odsłonięcie B w Rzepinie Kolonii, osady górnego emsu (dawniej wydzielane jako piętro rzepińskie górne)

Fig. 2. Outcrop B at Rzepin Kolonia; Upper Emsian rocks, formerly differentiated as the Upper Rzepin stage

A – stosunek węglanów do materiału klastycznego, B – składniki materiału klastycznego po przeliczeniu na 100%, C – wielkość ziaren w mm. Pionowa linia przerywana z lewej strony ryciny – granica wielkości najmniejszych ziaren; pionowa linia przerywana z prawej strony – granica wielkości największych ziaren; pionowe linie ciągłe wyznaczają przeciętną wielkość ziaren; 1 – wapień gruboławicowe, 2 – wapień cienkoławicowe, 3 – wapień piaszczyste cienkoławicowe, 4 – iłowce, 5 – mułowce, 6 – piaskowce, 7 – procentowy udział węglanów w skale, 8 – procentowy udział materiału detrytycznego w skale, 9 – kwarc, 10 – kwarc, 11 – łuszczyki, 12 – pozostałe składniki, 13 – numer i miejsce pobrania próbki.

A – ratio between carbonates and clastic material, B – share of components of clastic material in per cent, C – size of grains in mm. Broken vertical line at the left of the column – size limit of the smallest grains, broken vertical line at the right – size limit of the greatest grains; continuous vertical lines show mean size of grains. 1 – thick-bedded limestones, 2 – thin-bedded limestones, 3 – sandy thin-bedded limestones, 4 – claystones, 5 – mudstones, 6 – sandstones, 7 – percentage of carbonates in rock, 8 – percentage of detrital material in rock, 9 – quartz, 10 – feldspars, 11 – micas, 12 – other components, 13 – sampled point and number of sample

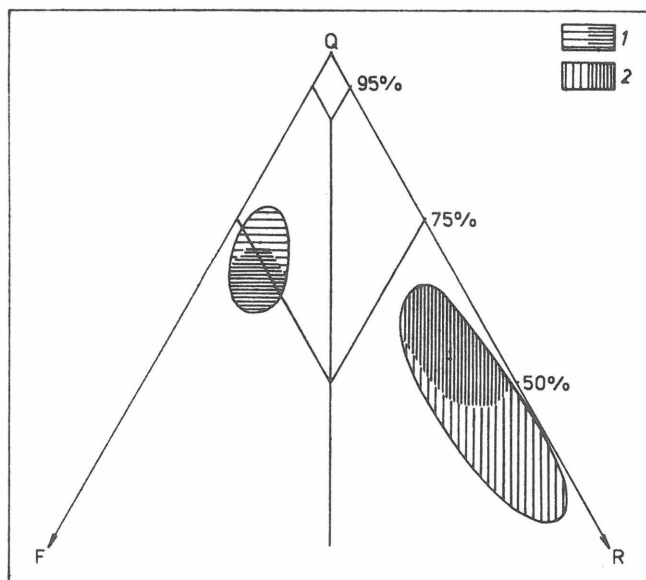
również dobrze obtoczone minerały nieprzezroczyste. Minerale te rzadko obserwowane w mułowcach występują licznie w piaskowcach koncentrując się w smugi. Fakt ten może świadczyć o tworzeniu się osadu w płytkiej ruchliwej strefie zbiornika wodnego, w którym miało miejsce ciągłe przemieszczanie materiału detrytycznego, powodujące jego naturalną segregację tak pod względem wielkości ziarna, jak i ciężaru właściwego.

Odsłonięcie B. W jego profilu (ryc. 2) dolna część kompleksu o miąższości 1,8 m reprezentowana jest przez piaskowce wiśniowoszare występujące w ławicach o grubości 0,45 m. Na ich powierzchniach występują liczne blaszki łuszczyków. Piaskowce te przeławicowe są naprzemianległe mułowcami i iłowcami o miąższości ławic od 0,05 do 0,25 m. W górnej części profilu o miąższości 4,1 m występują wapień piaszczyste (z rzadkimi kilkumilimetrycznymi warstewkami margli) o barwie szarowiśniowej

i ochrowej. Wyraźna równoległa laminacja przyczynia się do płytowej oddzielności skały. Powierzchnie ławic i lamin pokryte są wielką ilością muskowitu.

Piaskowce z dolnej części profilu należą do arenitów arkozowych i subarkozowych, mają one strukturę równoziarnistą, w której przeciętna wielkość ziarna wynosi 0,1–0,2 mm. Kierunkowa tekstura podkreślona jest ułożeniem blaszek muskowitu oraz smugami ilastymi, ziarna są przeważnie ostrokrawędziste i słabo obtoczone.

Głównym składnikiem skały jest kwarc o spokojnym, czasem falistym wygaszaniu światła. Na części ziarn widoczne są regeneracyjne obwódki. Obok kwarcu detrytycznego występuje kwarc w postaci żyłek przecinających skałę w różnych kierunkach oraz w postaci spoiwa, miejscami wypełniającego luki międzyziarnowe. Muskowit licznie występuje w kształcie cienkich blaszek i grubych pakietów, przeważnie powyginanych. Blaszkę jego mają nie-



Ryc. 3. Położenie osadów górnosylurskich (1) i dolnodewońskich (górnomoemskich) (2) w układzie klasyfikacyjnym Pettijohna (1972)

Fig. 3. Position of Upper Silurian (1) and Lower Devonian (Emsian) (2) rocks in the Pettijohn's (1972) classification scheme

kiedy czarną obwódkę tlenków żelaza, nieraz tlenki tworzą cienkie smugi wzdłuż płaszczyzn łupliwości. Spotkano też pakiet muskowitu w zroście z biotytem. Skalenie są przeważnie czyste, czasem lekko zmetniałe, zbrunatniałe. Wśród nich obecne są plagioklasy zbliżnione albitowo, należące do albitu o zawartości An 0–2%. Są też ziarna albitu o niewidocznym zbliżnieniu. Wiele z tych ziarn wykazuje niejednorodne, strefowe wygaszanie światła. Spotyka się również mikroklin z kratką bliźniaczą.

Obok skaleni detrytycznych występują w osadzie również skalenie autogeniczne, tworząc obwódki na skaleniach detrytycznych. Cechy optyczne obwódek są charakterystyczne dla albitu. Niekiedy obwódki obrastają ziarna skaleni detrytycznych w sposób umożliwiający utworzenie się kryształów o kształtach hipautomorficznych. Skalenie autogeniczne wnikają także w luki międzyziarnowe, łącząc po parę ziarn detrytycznych, jak również tworzą kryształy o kształtach hipautomorficznych i automorficznych, występujące w lukach międzyziarnowych oraz żyłkach kwarcowo-skaleniovych przecinających skałę poprzecznie do kierunku warstwowania.

Okruchy skalne występują sporadycznie, wśród nich obecne są okruchy zbudowane z illitu lub serycytu, okruchy skał krzemionkowych kryptokrystalicznych, jak też pojedyncze ziarna skaleniowo-kwarcowe o przerzucie pismowym i ziarna kwarcowo-muskowitowe. Nieliczne minerały ciężkie mają dobrze obtoczone ziarna, w skład ich wchodzi cyrkon, turmalin o pleochroizmie w odcieniach żółto-oliwkowych, rutyl złocistożółty często zleukoksenizowany. Spoiwo w tych piaskowcach jest skałe i tworzą go minerały ilaste typu illitu. Substancja ilasta występuje również w smugach i soczewkach. Rolę spoiwa spełnia także kwarc i skalenie autogeniczne. Rzadziej jako spoiwo występują tlenki i wodorotlenki żelaza oraz sporadycznie agregatowe węglany złożone z drobnych romboedrów dolomitu.

Wapień piaszczysty z górnej części profilu przeważnie składają się z mikrytowego węgla, którego głównym składnikiem jest dolomit. Tło węglanowe zabarwione jest plamście wodorotlenkami żelaza, występującymi również w postaci smug i żyłek. W wapieniach tych stosunkowo licznie (od 19 do 50% objętości skały) występuje materiał

detrytyczny równomiernie rozmieszczony, o ziarnach ułożonych kierunkowo, co podkreślone jest przede wszystkim przez ułożenie blaszek muskowitu. Materiał detrytyczny jest dobrze wysortowany, ziarna są ostrokrawędziste, a przeciętna ich wielkość mieści się we frakcji 0,1–0,2 mm. Skład materiału detrytycznego jest taki sam jak w piaskowcach dolnej części opisywanego profilu. W wapieniach spotyka się cienkie żyłki kwarcowo-skaleniovych, w których autogeniczny skał o cechach optycznych albitu wykształcony jest często w postaci hipautomorficznych i automorficznych kryształków. Obok wspomnianych żyłek obserwuje się również gniazda i żyłki kalcytowe, niekiedy przecinające żyłki kwarcowo-skaleniovych.

Obecność autogenicznych skaleni i kwarcu w piaskowcach i wapieniach świadczy o późnodiagenetycznej feldszpatyzacji i sylifikacji skał całego profilu.

Analiza zawartości materiału detrytycznego z wapieni przeliczonego na 100% i umieszczonego w trójkącie klasyfikacyjnym (ryc. 3) wykazała, że znalazł się on w polu arenitów arkozowych i subarkozowych, analogicznie jak piaskowce niżejległe występujące w tym samym profilu. Wielkość materiału klastycznego w wapieniach jest taka sama jak w niżejległych piaskowcach. Fakty te sugerują, że do zbiornika sedimentacyjnego, niezależnie od zmiany środowiska sedimentacji osadów, dostarczany był taki sam materiał detrytyczny z tego samego źródła, przy zachowaniu stale działającego i niezmiennego w sensie fizycznym środka transportu materiału. Skład materiału detrytycznego mógłby sugerować pochodzenie tego materiału w znacznej mierze ze skał krystalicznych typu granitoidów.

Na podstawie przytoczonych obserwacji stwierdza się, że osady odsłonięcia B w Kolonii Rzepin różnią się wyraźnie od starszych osadów z tej miejscowości (odsłonięcie A) i z Matyjaszowin w antyklinie Bronkowic. Osady piętra wydrzyszowskiego z Matyjaszowin, to piaskowce o składzie arenitów litycznych, w których występują również okruchy skał wulkanicznych. Osady piętra rzepińskiego dolnego w odsłonięciu A, to mułowce i piaskowce o składzie arenitów litycznych. Piaskowce z odsłonięcia B mają skład mineralny arenitów arkozowych i subarkozowych bez udziału materiału wulkanicznego. Wynika z tego, że osady z odsłonięcia A i B otrzymywały materiał skalny z odmiennych źródeł.

CHARAKTERYSTYKA MIKROSKAMIENIAŁOŚCI I WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

W wapieniach piaszczystych występujących w odsłonięciu B (ryc. 2, 5) napotkano niewielki, lecz cenny zespół konodontów i kilka skolekodontów, rzucających nowe światło na pozycję stratygraficzną utworów zaliczanych do piętra rzepińskiego górnego. Wśród konodontów oznaczono: *Drepanodus* sp., *Icriodus* ex gr. *corniger* Wittekindt, *Spathognathodus* cf. *frankenwaldensis* Bischoff et Sanne-mann, *Panderodus striatus* (Stauffer), *Panderodus* cf. *valgus* Phillip. Skolekodonty reprezentują zapewne elementy aparatu Xaniopron Kielan-Jaworowska (8).

W wymienionym zespole największe znaczenie dla stratygrafii niewątpliwie mają ikriodusy z grupy *Icriodus corniger* Wittekindt. Gatunek ten w Europie ma określoną pozycję stratygraficzną, wyznaczając w profilach dewonu Belgii i Niemiec zonę *Icriodus corniger*, obejmującą swoim zasięgiem ems górny i eifel dolny (3, 10). Ikriodusy znajdujące się w kolekcji (ogólnie biorąc) mają cechy morfologiczne grupy, do jakiej je zaliczono, ale w szczegółach stanowią przykład morfologicznego przejścia od ikriodusów o cechach budowy, zgodnie z Bultynkiem (3) właściwej

dla ikriodusów starszych (zarys jamy bazalnej; basal cavity), brak „antispur”, sposób ułożenia ząbków (denticles) na środkowej platformie (middle platform), system grzbiecików podłużnych (longitudinal) i poprzecznych (transversal bridges), ku ikriodusom o cechach młodszych, a więc z wyraźnie ukośnym zarysem tylnego brzegu jamy bazalnej oraz brakiem grzbiecików łączących ząbki środkowej platformy (ryc. 4A–C).

Blizsza analiza ikriodusów pozwala sądzić, że najczęściej cech wspólnych mają one z ikriodusami należącymi do zespołu *Icriodus corniger*-aff. *I. fusiformis* – *I. rectirostratus* Bultynck 1972 (3).

Okaz ilustrowany na ryc. 4A–A' ze względu na zarys jamy bazalnej bliski jest *Icriodus fusiformis* Carls et Gandl 1969 (4), a dwa pozostałe (ryc. 4B–B' i 4C–C') mogą być odniesione do *Icriodus corniger* Wittekindt 1965 (3, 11), z tym że okaz ilustrowany na ryc. 4C–C' jest bliski *I. rectirostratus* Bultynck 1970 (3) (cf. układ ząbków na ostrzu (blade) platformy (3, fig. D).

Zgodnie z Bultynckiem (3) zespół ten wyznacza najniższy kuwin-zonę Cola w Belgii. W terminologii niemieckiej zona ta odpowiada najwyższemu emsowi (10).

Rozprzestrzenienie geograficzne taksonów wchodzących w skład zespołu jest duże. W przypadku *Icriodus corniger* dane z literatury wskazują, że znany on jest w Europie z Reńskich Gór Łupkowych (Ballersbacher Kalk, 9), z gór Eiflu (Heisdorf Schichten, 10), z obszaru Couvin w Belgii (3; poziomy Cola-Co2b II), z Gór Kantabryjskich i wschodniej części Pirenejów (1, 4), z Ameryki Północnej (Onondaga Fm. w stanie Nowy Jork i Dundee Fm w Ohio, 9), z Australii i Nowej Południowej Walii (Timor Lm., 10).

Icriodus fusiformis Carls et Gandl notowany jest z górnego emsu Reńskich Gór Łupkowych, Belgii (Grauwacke de Hiérges; 3), Hiszpanii (Góry Kantabryjskie, Pireneje; 4), oraz Turcji (10).

Pozostałe konodonty z cytowanej powyżej listy mają mniejsze znaczenie stratygraficzne, ze względu bądź na nienajlepszy stan zachowania i liczebność w kolekcji np.: *Spathognathodus* cf. *frankenwaldensis* Bischoff et Sannemann 1958 lub *Panderodus* cf. *valgus* Phillip 1965, albo też z powodu znacznego zasięgu w profilach paleozoiku, jak np.: *Panderodus stratus* (Stauffer 1935).

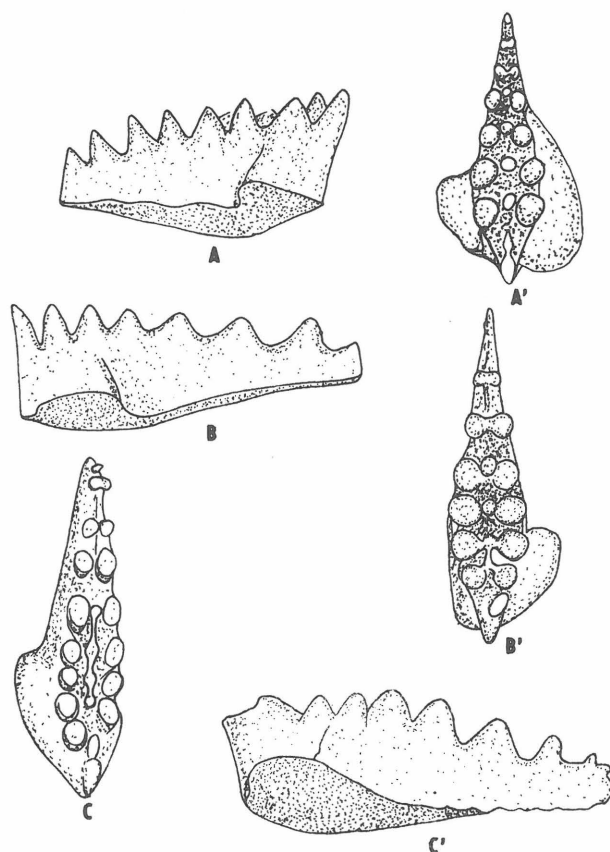
Spathognathodus cf. *frankenwaldensis* charakteryzuje się wyraźnie wyodrębnionym zębem głównym (cusp) oraz typową dla gatunku Bischoffa i Sannemanna liczbą ząbków i lekko łukowatym brzegiem oralnym (oral margin). Gatunek wymieniony jest znany z zędynu Niemiec (zona *Icriodus woschmidtii-postwoschmidtii* do zony *Ancyrodelloides* – *Icriodus pesavis*) i Hiszpanii (10).

Panderodus zbliżony do *P. valgus* Phillip w zasadzie nie wykazuje większych różnic morfologicznych w stosunku do gatunku Phillipa, który dotychczas znany był z dolnego dewonu Australii (16) i Łużyc (7).

Natomiast konodonty oznaczone jako *Panderodus striatus* (Stauffer) charakteryzują się występowaniem od środkowego ordowiku po dewon, z tym że formy starsze, sylurskie i wcześniejsze zgodnie z propozycją Carlsa i Gandla (4) określane są przez wielu autorów jako *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl).

Jeśli chodzi o skolekodonty odniesione do rodzaju *Xanioprion* należy zauważyć, że morfologicznie zbliżone są one do elementów wchodzących w skład aparatu *Xanioprion walliseri* Szaniawski, Wrona 1973, który został opisany z górnodewońskich wapieni profilu Opole Lubelskie (26).

Biorąc pod uwagę powyższe fakty stwierdzić należy niewątpliwie dolnodewoński wiek serii, dotychczas uważanej za górną część sylurskiego piętra rzepińskiego. Cha-



Ryc. 4. *Icriodus* ex gr. *corniger* Wittekindt 1965

A – *Icriodus* o cechach morfologicznych zbliżonych do *I. fusiformis* Carls et Gandl 1969, widok z boku, A' – ten sam okaz, widok z góry; B – *Icriodus* o cechach morfologicznych bliskich *Icriodus corniger* Wittekindt, widok z boku; B' – ten sam okaz, widok z góry; C – inny *Icriodus*, widok z góry, C' – ten sam okaz, widok z boku

Fig. 4. *Icriodus* ex gr. *corniger* Wittekindt 1965

A – *Icriodus* with morphological features close to *I. fusiformis* Carls et Gandl 1969, side view, A' – the same specimen in top view; B – *Icriodus* with morphological features close to *I. corniger* Wittekindt 1965, side view, B' – the same specimen in top view; C – other specimen of *Icriodus*, top view, C' – the same specimen in side view

rakter zespołu ikriodusów pozwala uściślić jej pozycję stratygraficzną do najwyższego emsu. Wnioski wynikające z uwag zawartych w kolejnym rozdziale potwierdzają wyrażoną tu opinię.

Na zakończenie wypada ustosunkować się do wieku osadów stanowiących według J. Czarnockiego (6) przedłużenie dyskutowanych tu osadów na prawy brzeg Świśliny. Zdaniem autorów lista dotychczas rozpoznanej tu fauny *Protocortesorthis fornicatimcurvata* (Fuchs), *Chonetes plebeja* Schnur, *Ch. sarcinulata* Schloth., *Stropheodonta corrugata* Dav., *Schuchertella pecten* L., *Camarotoechia nucula* Sow., *Calymene beyeri* R., E. Richter nie stanowi dobrej podstawy paleontologicznej uzasadnienia podziału piętra rzepińskiego.

POZYCJA OSADÓW GÓRNOEMSKICH Z REJONU RZEPINA NA TLE DEWONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

Korelacja analizowanego kompleksu osadów z osadami analogicznego wieku w regionie łysogórskim nastęrcza określone trudności. W regionie tym najlepiej udokumento-

wanymi profilami, w których zachowana jest ciągłość sedimentacji osadów na pograniczu dewonu dolnego i środkowego są: 1) profil Grzegorzewice-Skały (13), 2) profil na Bukowej Górze w Paśmie Klonowskim (5, 11). Jedyne w profilu Bukowej Góry określono dokładną granicę pomiędzy dewonem dolnym a środkowym, dzięki występującej w osadach najniższego eiflu skamieniałości *Kozłowskiella corbis* (Dahmer), opisaną wcześniej z osadów analogicznego wieku w Harcu Górnym i z warstw granicznych pomiędzy dewonem dolnym a środkowym w Reńskich Górach Łupkowych.

W profilach Grzegorzewice-Skały i Bukowej Góry widoczna jest wyraźna litologiczno-faunistyczna dwudzielność osadów: stropowy dolnodewoński kompleks stanowią bezwęglanowe klastyczne skały z rzadkimi brachiopodami, małżami i ślimakami, natomiast część dolną środkowodewońskiego kompleksu tworzą skały klastyczno-węglanowe i węglanowe z licznym zróżnicowanym jakościowo zespołem skamieniałości.

Kompleks dewońskich osadów z Rzepina, opisanych w tej publikacji, to skały klastyczne i klastyczno-węglanowe pozbawione makrofauny, ale z konodontami m. in. z grupy *Icriodus corniger* (Wittekindt). Zatem można stwierdzić, że kompleks ten zarówno litologicznie, jak i faunistycznie nie przystaje do żadnego ze znanych, a wspomnianych wyżej przejściowych kompleksów skalnych pomiędzy dewonem dolnym a środkowym. Brak makrofauny i obecność

skał klastycznych sugeruje, że mógłby on raczej reprezentować wiek górnoemski niż dolnoeifelski. Jak wspomniano, wśród osadów dolnodewońskich w regionie łysogórskim nigdzie dotychczas nie zauważono osadów węglanowych, ale według M. Tarnowskiej (17) wkładki takich osadów są w stropowej części dolnego dewonu centralnej części Gór Świętokrzyskich. Nie można więc wykluczyć, że reguła ta nie może być naruszona również w regionie łysogórskim.

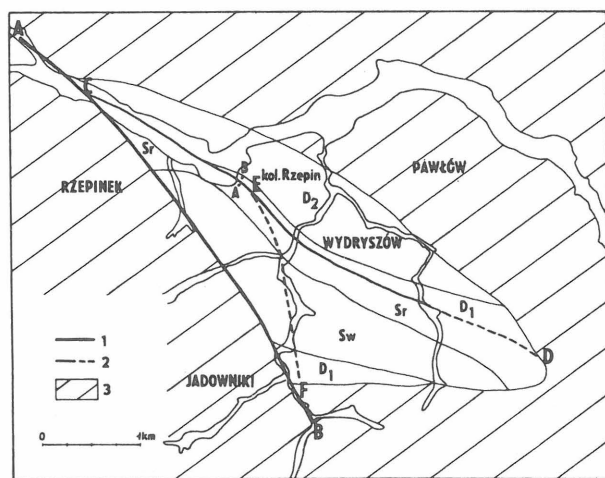
W analizowanym kompleksie z Rzepina zauważono w jednej z ławic wapienia piaszczystego laminację równoległą oraz stwierdzono dobre wysortowanie frakcji okruchowej. Taki typ laminacji wiąże się z wysoką energią przepływu prądu transportującego materiał, co tłumaczyć może brak w osadzie jakichkolwiek szczątków fauny bentonicznej. Można sądzić, iż takie warunki sedimentacji, umożliwiające jednocześnie tworzenie się osadów klastyczno-węglanowych związane były z głębszą strefą morza nerytycznego (27).

UWAGI O TEKTONICE ANTYKLINY WYDRYSZOWSKIEJ

Zmiana poglądów na wiek osadów górnego piętra rzepińskiego wymaga powtórnej analizy budowy antykliny Wydryszowa. W antyklinie tej, której opis i obraz kartograficzny opublikował J. Czarnocki (6), spod osadów triasowych wynurzają się na powierzchnię skały górnego syluru oraz dolnego i środkowego dewonu (ryc. 5). W budowie antykliny odgrywają dużą rolę dwa uskoki. Pierwszy (A–B) ograniczający antyklinę od SW, wzdłuż którego sylur kontaktuje bezpośrednio z utworami mezozoicznymi. Uskok ten o kierunku NW–SE powstał w mezozoiku zapewne w czasie fazy laramijskiej i spowodował podniesienie części podłoża paleozoicznego, które odsłania się w środkowej części laramijskiej antykliny wydryszowskiej.

Drugi uskok (C–D) oddziela skały sylurskie jądra antykliny od osadów dewońskich tworzących północne skrzydło antykliny Wydryszowa. Według interpretacji J. Czarnockiego (6) biegnie on wzdłuż wschodni osadów górnego piętra rzepińskiego, kontaktującego z leżącymi skośnie do niego osadami dolnego dewonu i eiflu. Zrzut tego uskoku, powstałego po dewonie środkowym, a przed cechsztynem, zwiększa się ku NW. Wyniki badań stratygraficznych wykonane w Rzepinie wykazują, że uskok C–D (ryc. 5) ma zrzut większy niż przyjmował pierwotnie J. Czarnocki (6), obcina on bowiem cały dolny dewon i być może część górnego syluru.

Pomiary położenia warstw sylurskich oraz występujące w odsłonięciach A i B drobne przesunięcia wskazują, że uskok C–D jest uskokiem normalnym o powierzchni nachylonej ku N pod kątem 80–75°. Wykonane pomiary wskazują również, iż uskok na N od Rzepina zmienia kierunek w stosunku do propozycji Czarnockiego i biegnie wzdłuż doliny Świśliny, oddzielając utwory piętra rzepińskiego od dewonu środkowego. Znaczna amplituda uskoku C–D w północnej części antykliny Wydryszowa w stosunku do części południowej, gdzie jest ona bardzo mała może wskazywać, że mamy tu do czynienia z dwiema różnymi dyslokacjami, przy czym północny odcinek uskoku C–D stanowi zapewne przedłużenie dyslokacji łysogórskiej. Taką możliwość przewidzieli również H. Tomczyk i E. Tomczykowa (20), łączyli oni jednak niewłaściwie paleozoiczną dyslokację łysogórską z mezozoicznym uskokiem A–B, który ma zupełnie inną genezę. Odcinek uskoku E–F stanowi prawdopodobny przebieg dyslokacji łysogórskiej, przedłużającej się od południa. Jej obecność tłumaczy znaczne przesunięcie na N zasięgu



Ryc. 5. Szkic budowy geologicznej antykliny Wydryszowa (wg J. Czarnockiego, 1957, zmodyfikowany i uproszczony)

1 – uskok, 2 – uskok hipotetyczny, 3 – permo-mezozoik, A – odsłonięcie skał piętra rzepińskiego (dawniej dolnego), B – odsłonięcie skał górnego emsu (dawniej wydzielonych jako górna część piętra rzepińskiego, cf. Czarnocki 1957, fig. 3), D₁ – dewon dolny, D₂ – dewon środkowy, Sw – piętro wydryszowskie górnego syluru, Sr – piętro rzepińskie, najwyższy sylur

Fig. 5. Sketch of geological structure of the Wydryszów anticline (after J. Czarnocki, 1957, modified and simplified)

1 – fault, 2 – inferred fault, 3 – Permo-Mesozoic, A – outcrop of rocks of the Rzepin stage (formerly Lower Rzepin stage), B – outcrop of rocks of the Upper Emsian (formerly differentiated as upper part of the Rzepin stage – see Czarnocki 1957, fig. 3), D₁ – Lower Devonian, D₂ – Middle Devonian, Sw – Wydryszów stage of Upper Silurian, Sr – Rzepin stage – the uppermost Silurian.

A–B – Laramie fault, C–D – Variscan fault according to Czarnocki (5), E–F – extension of Variscan Łysogóry dislocation, A – outcrop of rocks of Emsian Rzepin stage, B – outcrop of rocks of Emsian stage

WNIOSKI

Przedstawione rozważania nad sekwencją osadów piętra rzepińskiego w Kolonii Rzepin pozwalają wysnuć następujące wnioski:

1. Fauna i litologia osadów dolnej części piętra rzepińskiego wykazują genetyczny związek tego kompleksu z górnosylurskimi osadami piętra wydryszowskiego.

2. Osady górnej części piętra rzepińskiego różnią się zasadniczo wiekiem, fauną, litologią i typem środowiska sedymentacyjnego od osadów dolnej części tego piętra. Powstały one przy końcu dolnodewońskiej epoki, po zmianach paleogeograficznych na obszarze Gór Świętokrzyskich, jakie nastąpiły na przełomie syluru i dewonu, w związku z pionowymi ruchami kaledońskimi.

3. W Kolonii Rzepin nie udało się zaobserwować kontaktu pomiędzy osadami dolnej i górnej części piętra rzepińskiego. Analiza strukturalna osadów zdaje się wykazywać, że pomiędzy nimi istnieje uskok. Osady przejściowe pomiędzy sylurem a dewonem znane z innych profilów regionu łysogórskiego (Bostów i Pasma Klonowskie) mogły być w Rzepinie zniszczone lub tektonicznie przemieszczone.

4. Wyraźne różnice jakościowe pomiędzy wspomnianymi kompleksami skał, reprezentującymi dwa człony stratotypowego piętra rzepińskiego, uniemożliwiają, zdaniem autorów, używanie tego terminu w jego dotychczasowym znaczeniu. Sprawa nowej terminologii dla osadów najwyższego syluru łysogórskiego zostanie przedstawiona po zakończeniu badań.

LITERATURA

1. Adrichem Boogaert van H. A. — Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Med.* 1967 vol. 39.
2. Bischoff G., Sannemann D. — Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.* 1958 vol. 86.
3. Bultynck P. — Middle Devonian *Icriodus* assemblages (Conodonta). *Geologica et Palaeontologica* 1972 vol. 6.
4. Carls P., Gandl J. — Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.* 1969 Abh. 132.
5. Czarnocki J. — Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. PIG* 1937 t. 8 z. 4.
6. Czarnocki J. — Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.* 1957. t. 2 z. 3.
7. Freyer G. — Eine unterdevonische Conodontenfauna von Litschen/Lausitz. *Abh. u. Berichte d. Naturkundemus. Görlitz* 1972 Bd. 47 Nr 10.
8. Kielan-Jaworowska Z. — Polychaete jaw apparatuses from the Ordovician and Silurian of Poland and a comparison with modern forms. *Palaont. Pol.* 1966 nr 16.
9. Klapper G., Ziegler W. — Evolutionary development of the *Icriodus latericrescens* Group (Conodonta) in the Devonian of Europe and North America. *Palaeontograph.* 1967 Abt. A 127.
10. Klapper G., Ziegler W. — Genus *Icriodus*

Branson and Mehl. 1938. In: *Catalogue of Conodonts* 1975 vol. II.

11. Łobanowski H. — W: *Geologia i problemy surowcowe północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich.* Przew. LIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kielce 1981.
12. Marcinkiewicz T. — *Geologia okolic Jawora Opatowskiego, Warszówka i Wydryszowa.* (Maszynopis) 1955, Arch. Wydz. Geol. UW.
13. Pajchłowa M. — *Dewon w Górach Świętokrzyskich.* Przew. XXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kielce 1962.
14. Pedder D. G., Jackson J. H., Ellenor D. W. — An interim account of the Middle Devonian Timor Limestone of north-eastern New South Wales. *Proc. Linnean. Soc. New South Wales* 1970 vol. 94.
15. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. — *Sand and sandstone.* Springer-Verlag New York—Berlin—Heidelberg 1972.
16. Phillip G. M. — Lower Devonian conodonts from the Buchan Group, eastern Victoria. *Micropaleontology* 1966 vol. 12 no. 4.
17. Tarnowska M. — *Dewon dolny w centralnej części Gór Świętokrzyskich.* Przew. LIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kielce 1981.
18. Tomczyk H. — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.* t. 35 1962.
19. Tomczykowa E. — Zespoły fauny w sylurze Polski. *Biul. Inst. Geol.* nr 194 1962.
20. Tomczykowa E., Tomczyk H. — Marine sedimentation of the Upper Silurian and Lower Devonian in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Geol. Géogr.* 1970 nr 2.
21. Tomczykowa E., Tomczyk H. — Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. *Przew. LIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Kielce* 1981.
22. Samsonowicz J. — Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. *PIG* 1934.
23. Samsonowicz J. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych, w roku 1935 na północ od kopalni „Staszic”, między Pokrzywianką, Psarką i Świśliną. *Posiedz. Nauk PIG* 44, 1936.
24. Siemiradzki J. — *Geologia Ziemi Polskich.* 1922 t. I.
25. Stauffer C. R. — Conodonts of the Glenwood beds. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1935 vol. 46.
26. Szaniawski H., Wrona R. — Polychaete Jaw Apparatuses and Scolecodonts from the Upper Devonian of Poland. *Acta Palaeont. Pol.* 1973 nr 3.
27. Wilson J. L. — *Carbonate Facies in Geologic History.* Springer-Verlag 1975.

SUMMARY

The paper presents petrographic characteristics of rocks of the Rzepin stage, hitherto regarded as the uppermost Silurian in the Wydryszów anticline (Fig. 5), northern slope of the Holy Cross Mts. Rocks forming lower parts of that stage (Fig. 1) were found to be represented by mudstone-sandstone ones, with composition of lithic arenites (Fig. 3), and those forming the upper parts (Fig. 2) — by arenites and subarenites as well as limestones with marked admixture of detrital material, the same as in arcose arenites (Fig. 3). The latter rock complex, hitherto dated at upper part of the Rzepin stage, Silurian (7, 22), is here

assigned on the basis of the recorded conodont assemblage, especially those of *Icriodus* ex gr. *corniger* Wittekindt (Fig. 4). A detailed analysis of conodonts of that group showed that they display morphological features close to those of taxa belonging to assemblage *Icriodus corniger* aff. *I. fusiformis* — *I. rectirostratus* Bultynck 1972. In the Devonian of Belgium, this assemblage is typical of the Co Ia zone (the lowermost Couvin), corresponding to the uppermost Emsian in the German subdivision (10).

РЕЗЮМЕ

В статье представлена петрографическая характеристика пород входящих в состав жепиньского яруса, представляющего — по проведенным до сих пор исследованиям — самый верхний силур в пределах антиклинали Выдрышова (фиг. 5) на северном склоне Свентокшиских гор. Установлено, что осадки нижней части этого яруса (фиг. 1) представлены алевролитово-

-песчаниковыми породами имеющими состав литических аренитов (фиг. 3). Породы слагающие верхнюю часть этого яруса (фиг. 1) представлены аренитами и субаренитами, а также известняками с большой примесью детритного материала, такого же, как в аркозовых аренитах (фиг. 3).

Этот последний комплекс горных пород, на основании совокупности конодонтов, особенно принадлежащих к *Icriodus* ex gr. *corniger* Wittekindt (фиг. 4) был определен как комплекс девонского возраста, а не как было принято до сих пор — как комплекс верхней части силурского жепиньского яруса (7, 22). Более детальный анализ конодонтов выказал, что у них морфологические свойства сходные со свойствами таксонов входящих в состав комплекса *Icriodus corniger* — aff. *I. fusiformis* — *I. rectirostratus* Bultynck 1972. Этот комплекс в разрезе девона Бельгии определяет зону Co Ia (самый нижний кувин), соответствующую в немецкой терминологии самому верхнему эмсу (10).