

HENRYK TOMCZYK i MARIA TURNAU-MORAWSKA

## Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego

**STRESZCZENIE:** Przedstawiono stratygrafię i petrografię ordowiku w Łysogórach, udowadniając występowanie tam znacznej luki obejmującej tremadok, arenig i prawie cały lanwirm. Sedymentacja na tym obszarze rozpoczęła się dopiero na granicy lanwirnu i landeillu osadami wapiennymi z oolitami i pizolitami szamozytowymi. Z przeprowadzonej korelacji z obszarem południowym wynika, że ordowik dolny leży tu na różnych ogniwach kambriu dolnego, bądź środkowego. Cykl sedymentacyjny na obszarze południowym został zakończony osadzeniem się wapieni lanwirnu z oolitami żelazistymi. Autorzy sądzą, że z końcem lanwirnu nastąpiły ruchy, które na nowo ukształtowały basen sedymentacyjny w Górach Świętokrzyskich. Powyższe fakty wskazują na analogię w kształtowaniu się osadów ordowiku na sąsiednich obszarach Przedgórze Kampiat i na Niżu Polskim.

### WSTĘP

W dotychczasowej literaturze geologicznej dotyczącej ordowiku Gór Świętokrzyskich brak jest ścisłych nawiązań korelacyjnych między obszarem południowym — kieleckim, a północnym — łysogórskim. Wynika to głównie z faktu, że wykształcenie litologiczne ordowiku Łysogór było dotąd słabo poznane. W wypowiedziach na temat tej korelacji opierano się bądź na przesłankach hipotetycznych, bądź na danych dotyczących dobrze już od dawna poznanego ordowiku obszaru kieleckiego — południowego. Wyniki nowszych obserwacji przemawiają raczej za wyraźną odrębnością facjalną i odmiennym kształtowaniem się basenów sedymentacyjnych w Łysogórach i na obszarze kieleckim. Należy jednak podkreślić, że ordowik zarówno w obszarze kieleckim jak i łysogórskim nie wykazuje pełnego wykształcenia. Występują bowiem na tych obszarach poważne luki stratygraficzne, które intensywnie wzajemnie się uzupełniają, dając w efekcie dość konsekwentny obraz zmian facjalnych lub przerw sedymentacyjnych, związanych głównie z wyraźnymi jeszcze ruchami kaledońskimi (Tomczyk 1964a, b).

W pracy autorów dotyczącej ordowiku Brzezin, południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (1964) — powyższe zagadnienia były

już poruszone. W niniejszej pracy autorzy starają się bardziej konsekwentnie powiązać poszczególne profile ordowiku Gór Świętokrzyskich z synkliny bardziańskiej, z synklinorium centralnego, okolic Kielc, Brzezin, Zbrzy oraz Łysogór. W chwili obecnej autorzy rozporządzają już dostatecznym materiałem obserwacyjnym dla podjęcia nie tylko szerszych wniosków stratygraficznych, ale także dla odtworzenia środowiska i warunków sedymentacji tych osadów w regionie północnym — łysogórskim, centralnym i południowym Gór Świętokrzyskich. Zestawienie tych wniosków może doprowadzić do bardziej wnikliwego zrozumienia zagadnień sedymentacji na obszarze Gór Świętokrzyskich i innych jednostek geologicznych naszego kraju, na przykład do ściślejszego powiązania cyklów sedymentacyjnych między Przedgórzem Karpat z jednej strony, a platformą wschodnioeuropejską z drugiej.

W niniejszej pracy autorzy opierali się z jednej strony na danych z literatury dotyczącej omawianych zagadnień, z drugiej na opracowaniu stratygraficzno-litologicznym niektórych nowych profilów uzyskanych wierceniami. Szczególnie ważnych faktów dostarczyły profile z Łysogór, gdzie ordowik nie zawsze dostępny jest do bezpośrednich badań w terenie. Punktem wyjścia dla przedstawionych tu rozważań jest profil z Jeleniowa, który był odwiercony już w roku 1958 z inicjatywy H. Tomczyka w ramach prac badawczych Instytutu Geologicznego. Opis tego profilu przedstawiony jest tu bardzo szczegółowo. Natomiast inne wiercenia: w Bukowianach, Kleczanowie i Lenarczycach, opisane zostały schematycznie, gdyż w stosunku do wiercenia z Jeleniowa, bądź do odsłoneń od dawna znanych, stanowią one materiał jedynie uzupełniający. Wiercenia w Kleczanowie i Lenarczycach wiążą się na przykład ściśle z obszarem synkliny międzygórskiej, który od szeregu lat był przedmiotem licznych studiów stratygraficznych i petrograficznych. Niemniej jednak te profile dają cenne uzupełnienia dla poznania na ogół słabo odsłoniętych skał ordowickich.

Zagadnienia petrograficzne stanowiące podstawę dla wniosków sedymentologicznych zostały opracowane przez M. Turnau-Morawską, natomiast zagadnienia stratygraficzne przez H. Tomczyka. Wspólne wnioski wyciągnięte z całości opracowania umożliwiły autorom rozwiązać zagadnienie korelacji osadów ordowiku obszaru północnego i południowego oraz scharakteryzować przebieg sedymentacji i zróżnicowania facjalnego utworów ordowiku w Górach Świętokrzyskich.

Autorzy dziękują Zakładowi Złóż Rud Żelaza Instytutu Geologicznego za udostępnienie materiałów z wierceń oraz Dyrekcji Instytutu Geologicznego za przychylnie ustosunkowanie się do opublikowania niniejszej pracy. Wyrazy podziękowania przekazują autorzy również dr Ewie Tomczykowej za podanie im stratygrafii osadów kambru górnego na podstawie trylobitów, oraz mgr Z. Deczkowskiemu za niektóre dane odnoszące się do profilu Lenarczyc i Kleczanowa.

## OGÓLNY PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Z dotychczasowych badań geologicznych w Łysogórach wynika, że znajomość utworów ordowiku w tym regionie nie jest wystarczająca dla scharakteryzowania przebiegu sedymentacji, ani też dla ściślejszego powiązania tych osadów z innymi obszarami Gór Świętokrzyskich, a więc obszarem centralnym — kieleckim i południowo-zachodnim (Brzeziny, Zbrza). Osady górnego ordowiku w Łysogórach, a mianowicie mułowce i ilowce aszgilu z fauną *Tretaspis*, po raz pierwszy zostały wyróżnione przez J. Czarnockiego w roku 1928 w Dębniku i Wólce pod Nową Słupią, oraz w roku 1929 w Kajetanowie, już w zachodniej części Pasma Głównego. Jednak właściwe ich zaliczenie stratygraficzne przeprowadził J. Czarnocki dopiero znacznie później, w latach 1939 i 1950, a dokładniejsze opracowanie i zakończenie tej problematyki znajdujemy w pracach Z. Kielan (1956, 1960).

Warto podkreślić, że J. Samsonowicz już w roku 1925 wspominał o występowaniu ciemnych łupków z graptolitami *Climacograptus* i *Diplograptus* w profilu Jeleniów — Nowiny. Jednakże te utwory zaliczył początkowo do syluru (walent), a dopiero w 1943 roku na mapie odkrytej tych okolic traktuje je jako ordowik. Poza tym J. Samsonowicz stwierdził występowanie ordowiku w Pobroszynie koło Opatowa (1932, 1934) i podaje faunę *Climacograptus* i *Diplograptus* w ilowcach, poniżej których leżą wapienie. Najniższą część tego profilu stanowić miały piaskowce z *Lingulella*, odpowiadające mniej więcej poziomowi *Thysanotos siluricus* z południowej części Gór Świętokrzyskich. Ordowik z Pobroszyna słusznie zaliczył wówczas J. Samsonowicz do jednostki łysogórskiej (1934). J. Czarnocki natomiast, po udokumentowaniu górnego ordowiku w Łysogórach, tj. mułowców aszgilu i łupków z *Dicellograptus* karadoku przypuszczał, że na tym obszarze reprezentowany jest dolny ordowik (nawiązuje on do profilu w Pobroszynie) o wykształceniu piaszczystym i transgresywnym, jak w regionie kieleckim (1939, 1957). Nowe światło na te zagadnienia rzuciły prace H. Tomczyka (1957, 1962), oparte głównie o rewizję profilu w Pobroszynie w 1952 roku i na analizie profilów wierceń z Jeleniowa, wykonanych w 1957 i 1958 roku. Dalsze badania H. Tomczyka (1964a, b) potwierdziły jego przypuszczenie, że w regionie łysogórskim brak jest dolnego ordowiku, na który przypada tutaj znaczna luka stratygraficzna pomiędzy dobrze udokumentowanym landeilem a górnym kambrem, bądź lokalnie tylko najniższym tremadokiem z *Dictyonema* w zachowanej ciągłości z niżej leżącym górnym kambrem.

W porównaniu z powolnym postępem badań w regionie łysogórskim, bardziej intensywnie przebiegały one w regionie południowym, gdzie utwory ordowiku są odsłonięte znacznie lepiej. Wyniki tych badań mieszczą się nie tylko w licznych pracach J. Czarnockiego i J. Samsonowicza, ale ponadto w pracy R. Kozłowskiego dotyczącej tremadockich den-

droidów (1948), oraz w pracach Z. Kielan o faunie trylobitów aszgilskich (1956, 1960) i W. Bednarczyka o faunie ramienionogów dolnoordowickich (1964). W ostatnich latach rozwinęły się również badania petrograficzne osadów ordowiku na tym obszarze, prowadzone zwłaszcza przez M. Turnau-Morawską (1958, 1960, 1961). Autorka ta przedstawiła charakterystykę petrograficzną i warunki sedymentacji chalcedonitów i mułowców glaukonitowych okolic Bogorii i Łagowa, zlepieńca glaukonitowego i skał towarzyszących okolic Międzygórza oraz piaskowców glaukonitowych i wapieni z oolitami żelazistymi z Mójczy koło Kielc. Wreszcie w ostatniej publikacji, napisanej wspólnie z H. Tomczykiem, (1964) podała ona opis petrograficzny i genezę skał szamozytowo-syderytowych. Praca ta, dotycząca ordowiku Brzezin koło Morawicy, zasługuje również na uwagę ze względu na to, że po raz pierwszy zostały tu zdefiniowane utwory piętra lanwirnu. Ponadto naświetlony w niej został przebieg cyklu sedymentacyjnego i warunków paleogeograficznych i przedstawiona próba korelacji ordowiku Brzezin z innymi profilami.

Z powyższego przeglądu dotychczasowych osiągnięć wynika, że materiał obserwacyjny dotyczący ordowiku Gór Świętokrzyskich jest już dość bogaty, a w zestawieniu z najnowszymi wynikami badań na obszarze Łysogór może dostarczyć danych do nakreślenia pełniejszego obrazu kształtowania się sedymentacji tych osadów.

#### OPIS LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY WAŻNIEJSZYCH PROFILÓW Z OTWORÓW WIERTNICZYCH

Opis litologiczny osadów ordowiku świętokrzyskiego w niniejszej pracy jest ograniczony do regionu łysogórskiego, a tylko częściowo obejmuje nowe profile z obszaru południowego. Pozostałe odsłonięcia ordowiku świętokrzyskiego były już w licznych publikacjach omawiane przez różnych autorów i nie wymagają obecnie dodatkowych opracowań.

Na szczególną uwagę zasługują tu profile wierceń z Jeleniowa, które zostały zlokalizowane w zachodniej części Pasma Jeleniowskiego, na północnych zboczach Góry Jeleniowskiej. Dzięki wierceniom uzyskano pełny przekrój geologiczny od syluru po kambr górny, który wymagać będzie omówienia zarówno od strony stratygrafii, litologii jak i petrografii. Najbardziej szczegółowo opisany został profil Jeleniów 2, gdyż umożliwił on analizę stosunku ordowiku do kambru wzdłuż północnych zboczy całego Pasma Głównego. Przedstawiono również dokładniej profil z wiercenia Jeleniów 3, gdzie reprezentowany jest tylko najwyższy górny kambr, dotychczas słabo znany. Nie został tu natomiast podany opis otworu Jeleniów 1, ponieważ charakteryzuje on tylko stosunki między dolnym sylurem a najwyższym ordowikiem (aszgil), które były już kilkakrotnie poruszane w pracach Z. Kielan (1956, 1960) i H. Tomczyka

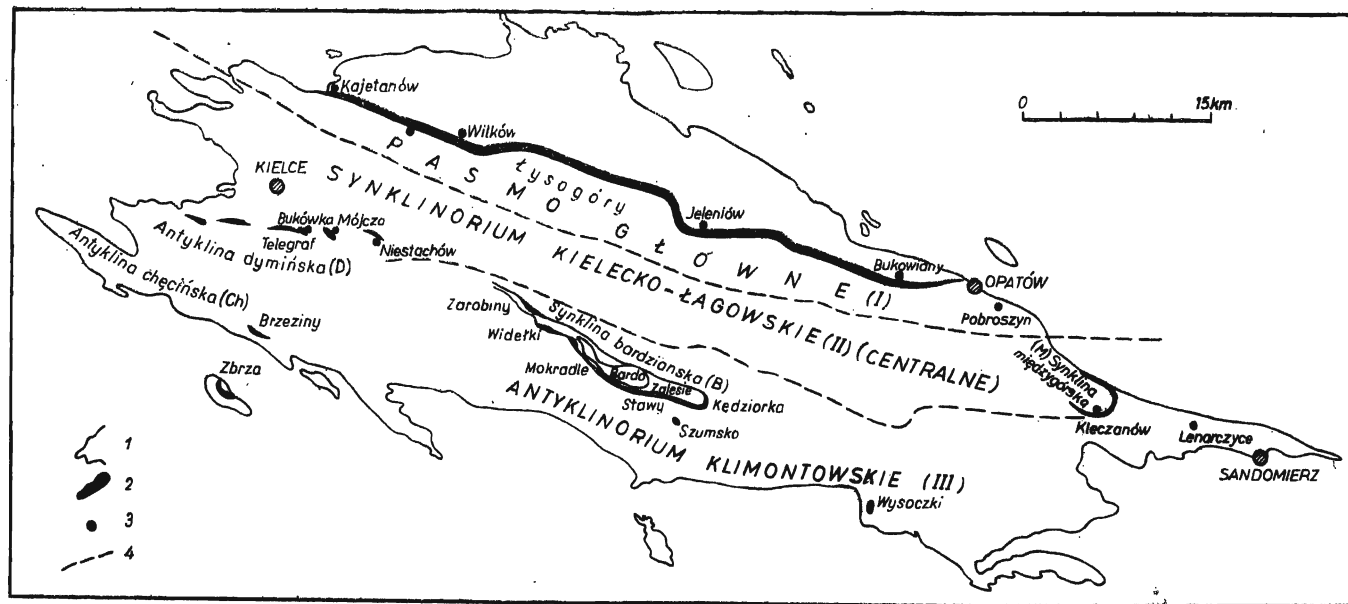


Fig. 1

Mapa występowania osadów ordowiku w Górach Świętokrzyskich (według H. Tomczyka z 1959 r.)

1 zarys utworów paleozoiku, 2 wychodnie ordowiku, 3 lokalizacja otworów, 4 granice między głównymi jednostkami tektonicznymi

Map showing the occurrence of Ordovician deposits in the Holy Cross Mts. (after H. Tomczyk 1959)

1 contour line of the Palaeozoic, 2 Ordovician outcrops, 3 localisation of boreholes, 4 boundaries of the principal tectonic units, I Main range, II Kielce-Łagów synclinalium (Central), III Klimontów anticlinorium, D Dyminy anticline, Ch Chęciny anticline, B Bardzianska syncline, M Międzygórska syncline

(1957, 1962). Zagadnienia omawiane w niniejszej pracy opierają się w dużej mierze na obserwacji kontaktów między ordowikiem a górnym kambrem i na korelacji z obszarem południowym Gór Świętokrzyskich. Opis innych profilów wierceń podany jest tu bardzo schematycznie, gdyż profile te mogą być nawiązane do profilów z Jeleniowa, bądź też do licznych znanych odsłoneń. Profil wiercenia w Bukowianach położonych dalej na wschód, już prawie poza zasięgiem Pasma Jeleniowskiego, jest zupełnie podobny do profilu Jeleniowa 2, i stanowi ogniwo wiążące ordowik regionu Łysogórskiego z ordowikiem z profilu Pobroszyna koło Opatowa. Został on potraktowany schematycznie, gdyż w profilu tym znajdujemy jedynie dowód, że dalej na wschód stosunki geologiczne układają się całkiem podobnie jak w Łysogórach. Profile z Kleczanowa i Lenarczyc zostały tu opisane w związku z zagadnieniem ordowiku z Międzygórzem, gdyż dotychczas brak było odsłoniętego kontaktu między zlepieńcami tremadoku a kambrem w kamieniołomie międzygórskim. Jak już podkreślał J. Samsonowicz (1934), w profilach tych znajdujemy wyraźną analogię do osadów synkliny międzygórskiej.

Opisy poszczególnych profilów przedstawione będą w kolejności idąc od Jeleniowa na wschód, a więc: Jeleniów, Bukowiany 1a, Kleczanów i Lenarczyc. Ich lokalizacja jest podana na mapce (fig. 1), na której zaznaczone zostały także ważniejsze odsłoneńca ordowiku świętokrzyskiego. Podkreślić jednak należy, że profile z Kleczanowa i Lenarczyc nie reprezentują już ordowiku łysogórskiego i należy przyjąć za J. Samsonowiczem ich przynależność do synklinorium centralnego (kielecko-łagowskiego). Zauważyć w nich można analogie litologiczne z ordowikiem okolic Kielc odsłoniętym w Mójczy i Bukówce.

### Jeleniów 2 I.G.

0,0—0,3 m gleba ilasta ciemna z humusem.

0,3—1,4 m less zgliniony żółtawoszary i rdzawobrunatny.

1,4—3,0 m less żółty.

3,0—8,1 m less żółtoszary, miejscami plamisty, w dole rdzawy i zgliniony.

8,1—10,0 m piasek gruboziarnisty i żwirowy, szary, z ułamkami kwarcytów kambryjskich.

10,0—12,0 m żwir z otoczkami skał lokalnych i północnych.

12,0—14,0 m numoszl kwarcytów kambryjskich, głównie ostrokrawędzisty, rzadziej szalbo otoczony.

14,0—16,0 m glina brunatno-rdzawa, miejscami zapiaszczona, z licznymi otoczkami skał lokalnych (głównie kwarcytów i piaskowców kambryjskich), rzadziej północnych.

16,0—18,0 m glina ilasta, tłusta, brunatno-szara, spodem przechodząca w żółtawoszary il, typowy dla zwiętrzałych powierzchni łupków bądź ilowców graptolitowych karadok. Zapewne do tej głębokości sięga nadkład czwartorzędowy.

18,0—21,0 m ordowik-karadok. Ilowce plamiste, jasnoszare z odcieniem niebieskawym bądź brunatnym, silnie zwiętrzałe i słabo łupkowate z licznymi graptolitami: *Climacograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Pleurograptus* sp., oraz liczne frag-

menty rhabdozomów *Dicellograptus* sp. (słabo lub źle zachowanych). Upady zmienne, w granicach od 45 do 40°.

21,0—23,0 m iłowce jasnoszare i szare, bezwapienne, słabo laminowane, miejscami tylko łupkowate z licznymi graptolitami: *Leptograptus* sp., *Pleurograptus* sp., *Climacograptus* cf. *styloideus* Lapw., *Dicellograptus* sp. i inne. Upady około 40°.

23,0—42,4 m iłowce szare wapienste z rzadkimi (wtaraczeniami marglisto-wapiennymi do 5 cm grubości, miejscami laminowane i łupkowate, z laminami na przemian jasnymi i ciemnymi. Fauna liczna, głównie graptolity: *Dicellograptus* sp., *D. cf. pumilus* Lapw., *D. cf. caduceus* Lapw., *Climacograptus* sp., *C. minimus* Carr., *C. tubuliferus* Lapw., *Orthograptus* sp., *O. cf. calcaratus* Lapw., *O. truncatus* Lapw., oraz rzadko ramienionogi *Paterula* sp. i *Lingula* sp. Upady zmienne, w granicach 35 do 30°.

42,4—42,5 m wkładka wapienia ilastego jasnoszarego, częściowo dolomitycznego.

42,5—52,0 m iłowce ciemnoszare wapienste z cienkimi do 3 cm grubości wkładkami wapienno-marglistymi, laminowane i łupkowate z licznymi graptolitami podobnymi jak wyżej. Upad około 30°.

52,0—71,0 m iłowce plamiste szare i jasnoszare, laminowane i łupkowate z nielicznymi wkładkami łupków czarnych, na głębokościach 62—64 m silnie splekane i zilustrowane. Fauna liczna, głównie graptolity: *Dicranograptus* sp., *D. clingani* Carr. (licznie) w asocjacji z *Climacograptus* sp., *C. tubuliferus* Lapw., *Orthograptus* cf. *truncatus* Lapw. i inne. Upady zmienne, od 30 do 27°.

71,0—81,0 m iłowce szare i ciemnoszare, laminowane, z wkładkami łupków czarnych z licznymi graptolitami: *Climacograptus tubuliferus* Lapw., *Orthograptus truncatus* Lapw., *Dicranograptus* sp. Upady około 26°.

81,0—89,0 m iłowce szare bądź ciemnoszare, wapienste, bądź dolomityczne bez laminacji i łupkowatości. Fauna sporadyczna, głównie *Paterula* sp. i *Climacograptus* sp. Upady około 25°.

89,0—102,0 m iłowce i łupki czarne bezwapienste z licznymi graptolitami: *Climacograptus* sp., *C. cf. bicornis* Hall, *Orthograptus* sp., *Diplograptus* sp. Upady zmienne, od 25 do 20°.

102,0—103,5 m iłowce plamiste szare z odzieniem zielonawym, wapienste i zapewne dolomityczne bez graptolitów. Upady podobne jak wyżej.

103,5—103,6 m wkładka wapienia zbitego bądź syderytu barwy szarozielonawej z rozproszonym glaukonitem oraz z częstymi skupieniami pirytu.

103,6—113,0 m iłowce szare, miejscami silnie wapienste, bez laminacji i łupkowatości, z rzadką fauną brachiopodów i nieoznaczalnych szczątków trylobitów. Upady zmienne, od 25 do 22°.

113,0—115,0 m iłowce i łupki szare silnie splekane i wtórnie użyłdne kalcytem grubości około 1 cm, widoczne liczne poślizgi i zilustrowania. Upad około 22°.

115,0—125,85 m iłowce ciemnoszare wapienste, laminowane i łupkowate z rzadkimi konkrecjami krzemionkowo-wapiennymi. Graptolity liczne, głównie *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp. i *Orthograptus* sp. Upad zmienny, około 22—20°.

125,85—125,9 m bentonit jasnoszary z odzieniem niebieskawym, pelityczny o przełamie muszlowym.

125,9—134,0 m iłowce i łupki czarne, laminowane, słabo wapienste, z licznymi graptolitami: *Climacograptus* sp., *C. bicornis* Hall, *Diplograptus* sp., *D. cf. multidentis* Elles & Wood, i inne. Upad około 20°. Na głębokości 127,0 m stwierdzono 2-centymetrową wkładkę bentonitu.

134,0—139,0 m iłowce szare i ciemnoszare, silnie wapienste z rzadkimi wkład-

kami wapieni bądź sydereytów dochodzących do 15 cm grubości, barwy jasnoszarej z odcieniem zielonawym, ponadto często małe płaskie konkrecje skał krzemionkowych, niekiedy o charakterze litytów. Zdarzają się też skupienia pirytu. Graptolity bardzo rzadkie, głównie rodzaju *Climacograptus*. Upad około 20°.

139,0—140,2 m ilowce jak wyżej, jednak silnie spełkane i wiotkie użyłone kalcytem z częstymi poślizgami tektonicznymi.

140,2—142,9 m ilowce szare, silnie wapieniste z graptolitami jak wyżej.

142,9—142,95 m bentonit jasnoszary, pelityczny jak wyżej.

142,95—148,0 m ilowce szare i ciemnoszare, wapieniste, łupkowate, z licznymi graptolitami: *Diplograptus* sp., *D. multidentis* Elles & Wood, *Climacograptus* sp., oraz z liźnziejnymi ramienionogami *Paterula* sp., *P. cf. bohemia* Barr. Na głębokości 146,5 m występuje 3-centymetrowa wkładka wapienia detrytycznego, szarego z „*Orthis*” sp. Upady w granicach 22—20°.

148,0—148,1 m bentonit jasnoszary, pelityczny, miękki i dobrze łupkowany.

148,1—155,7 m ilowce ciemnoszare i szare, wapieniste, zwięzłe i twarde, mięjskami spływowo i przekątnie laminowane z cienkimi warstewkami wapieni detrytycznych. Ponadto widoczne są spełkania pionowe i użyłone kalcytem. Fauna sporadyczna, najczęściej graptolity: *Diplograptus* sp., *D. multidentis* Elles & Wood, *Climacograptus* sp. i *Amplexograptus* sp. Upad około 25°.

155,7—155,8 m bentonit jasnoszary pelityczny o przekątnie muszlowym jak wyżej.

155,8—160,2 m ilowce ciemnoszare, laminowane i łupkowate, silnie spełkane i użyłone kalcytem. W dolnej części występują liczne zlustrowania. Zespół faunistyczny ubogi, kilka okazów *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.) i *Diplograptus* sp. oraz małe okazy *Lingula* sp. Upady zmienne, od 30 do 25°.

160,2—165,4 m ilowce wapieniste ciemnoszare, z cienkimi soczewkami wapieni ilastych, laminowane i słabo łupkowate z licznymi graptolitami: *Diplograptus* sp., *Climacograptus* sp., *C. cf. brevis* Elles & Wood, *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.) i *Glyptograptus* sp. Na głębokości 164 m zaznacza się impregnacja pirytem. Upady w granicach 25—20°.

165,4—174,0 m ilowce wapieniste ciemnoszare jak wyżej, z licznymi wkładkami wapieni zbitych szarozielonawych bądź sydereytów dochodzących do 5 cm grubości. W ilowcach liczne graptolity: *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *Glyptograptus* sp., *Nemagraptus* sp., *N. gracilis* Hall, *Dicranograptus* sp. i *Diplograptus* sp. Upady od 18 do 16°.

174,0—175,3 m lamieil. Iłowce szare z wkładkami wapieni detrytycznych, silnie spełkane i użyłone kalcytem z częstymi poślizgami tektonicznymi. Upad około 16°.

175,3—177,0 m ilowce ciemnoszare, miejscami mangliste, z cienkimi wkładkami bądź soczewkami wapieni ilastych i sydereytów. Fauna rzadka, głównie graptolity: *Nemagraptus* sp., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *Glyptograptus* sp., *Dicellograptus sextans* Hall i inne. Upady około 15°.

177,0—177,1 m wapień detrytyczny, szary, słabo smugowany, z luźnymi ziarnami detrytycznego kalcytu, spełkany i użyłony kalcytem, słabiej pirytem.

177,1—178,9 m ilowce szare, spływowo i przekątnie laminowane z licznymi wkładkami i soczewkami sydereytów dochodzących do 3 cm grubości, bez graptolitów. Upady zmienne, od 15 do 12°.

178,9—180,0 m ilowce wapieniste, szare, nieregularnie laminowane, słabo łupkowate z rzadkimi graptolitami: *Pseudoclimacograptus cf. scharenbergi* (Lapw.), *Dicellograptus cf. sextans* Hall, *Glyptograptus* sp., *G. teretiusculus* His. i inne. Upad około 12°.



180,0—180,2 m wkładka wapienia detrytycznego ciemnoszarego z bardzo rzadkimi oolitami i pizolitami.

180,2—180,4 m ilowce szare wapnisto-margliste o laminacji nieregularnej i spływowwej, słabo łupkowate z bardzo rzadkimi graptolitami: *Glyptograptus tertiusculus* His. i *Glyptograptus* sp. Upad około 10°.

180,4—180,6 m wapień organodetrytyczny szary, składający się z ostrokrawędzistych i słabo obtoczonych ziarn kalcytu z luźno tkwiącymi szczątkami organicznymi, a rzadziej ziarnami łupków i margli, tworząc jakby piaskowiec wapienny. Miejscami widoczne są próżnie (kawerny) po oolitach i pizolitach.

180,6—181,0 m syderyt szarozielony zbity i plamisty, sporadycznie tylko smugowany, przechodzący miejscami w wapień organodetrytyczny o strukturze drobnokryształicznej z nieregularnie rozmieszczonymi oolitami i pizolitami. Przeciętna wielkość oolitów kształtu kulistego lub elipsoidalnego wynosi około 1 mm średnicy, pizolity natomiast o wyraźnie koncentrycznej budowie z nieregularną otoczką zewnętrzną dochodzą do 1 cm średnicy. Oolity i pizolity są zazwyczaj barwy zielonkawej, silnie spękane i mają charakter struktury septariowej. Koncentrycznie są tu ułożone na przemian warstewki krzemianów i węglanów żelaza. W tle skalnym barwy szarej widać rozproszony detrytus organiczny, są to zapewne szczątki graptolitów i namienionogów. Epigenetyczne żyłki kalcytu impregnują skałę jak również rozproszony piryt. Upady od 10 do 8°.

181,0—181,2 m wapień detrytyczny szary, składający się z ostrokrawędzistych lub słabo obtoczonych okruchów wapiennych.

181,2—181,7 m syderyt szarozielonawy z licznymi oolitami i pizolitami, miejscami detrytyczny lub drobnokryształiczny, nieregularnie i spływowo smugowany jak wyżej. Upad około 8°.

181,7—182,0 m wapień detrytyczny szarozielonawy i plamisty, przechodzący miejscami w syderyt, często smugowany z cienkimi przerostami od 3 do 6 cm zlepieńców drobnoziarnistych o spoiwle węglanowym. W zlepieńcu rozmieszczone są nieregularnie otoczki i okruchy ostrokrawędziste i płaskie o przeciętnej średnicy 3—5 mm, a niektóre tylko osiągają 1 cm. Okruchy te należą do wapieni syderytycznych, dolomitów, wapieni jasnych i ciemnych, rzadziej łupków i czarnych ilowców, zapewne z kambru górnego. Zdarzają się też okruchy fosforytów. W tle skalnym nie widać oolitów i pizolitów, ani też wyraźnego detrytusu organicznego. Miejscami widoczna jest impregnacja żyłkami kalcytu i skupieniami pirytu. Upad trudny do określenia, dochodzi zapewne do 6—5°.

182,0—183,2 m wapień syderytyczny szary i szarozielonawy smugowany, przechodzący miejscami w wapień organodetrytyczny z częstymi oolitami i pizolitami jak wyżej; zdarzają się również przewastwienia zlepieńców drobnoziarnistych o grubości warstwek 1—3 cm. Niektóre partie skały, np. na głębokości 182,2 m, wykazują wyraźne zjawiska utlenienia i zwiędzenia. Poszczególne próżnie po pizolitach i oolitach zostały wypełnione brunatnoszarym materiałem, zapewne częściowo utlenionymi krzemianami i węglanami żelaza o zatartej budowie koncentrycznej. Słabo zaznacza się epigenetyczna impregnacja kalcytem i pirytem. Upady są małe i wahają się w granicach 6—4°.

183,2—190,0 m dolny tremadok. Iłowce szare i ciemnoszare laminowane i słabo łupkowate, z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu, lekko wapieniste miejscami o połysku jedwabistym. Na głębokości 185,9 m, 186,5 m oraz 187,5 m występują soczewki bądź konkrecje wapieni szarych i jasnoszarych, zbitych i silnie spękanych oraz wtórnie użylonych, grubość ich dochodzi do 10 cm. Z uwagi na znaczne pokruszenie rdzenia nie był widoczny bezpośredni kontakt między wapieniami a ilowcami, jak również między wapieniami oolitowymi a ilowcami z muskowitem.

Z fauny stwierdzono tu licznie ramienionogi *Lingula* sp., *Lingulella* sp. i *Obolus* sp. oraz nieoznaczalne szczątki trylobitów, a ponadto na głębokości 189 m dwa fragmenty *Dictyonema* sp. Upady od 15 do 16°.

190,0—197,0 m górny kambr. Ilowce szare i ciemnoszare z licznymi blaszkami muskowiutu, bez soczewek i konkrecji wapiennych, jednak z dość liczną fauną ramienionogów *Lingula* sp., *Lingulella* sp., „*Obolus*” sp. oraz szczątków trylobitów, głównie z *Parabolina* sp.; poza tym *Hyolites* sp. Na głębokości 194,6 m E. Tomczykówna stwierdziła obecność trylobita *Parabolina acanthura* (Angellin), przewodniego dla najwyższego kambru górnego. Upady około 15—18°.

197,0—218,0 m ilowce szare i ciemnoszare jak wyżej, z obfitym nagromadzeniem skoruppek ramienionogów (*Lingulella*, *Obolus*), a rzadziej szczątków trylobitów. Upady jak wyżej.

218,0—219,0 m ilowce ciemnoszare jak wyżej, silnie spękane i zilustrowane z dwiema cienkimi (3 cm) wkładkami piaskowców szarych z muskowiutem oraz bogatą fauną *Lingulella* sp. Upad trudny do określenia.

219,0—238,0 m ilowce szare i ciemnoszare z przernostami mułowców młokowych, słabo łupkowate i laminowane, miejscami lekko wapieniste. Fauna liczna, głównie ramienionogów: *Lingula* sp., *Lingulella* sp., *Obolus* sp. oraz bardzo rzadkie szczątki trylobitów *Parabolina* sp. Upady zmienne, od 20 do 25°.

238,0—239,5 m ilowce i mułowce jak wyżej, silnie zilustrowane i spękane, prawie druzgoli tektoniczny. Stwierdzono tu 5-centymetrowej grubości wkładkę wapienną bądź dolomityczną, twardą, spękaną i użyloną, bez fauny. Upad trudny do określenia.

239,5—241,0 m ilowce i mułowce ciemnoszare, spękane, z częstymi poślizgami z licznym detrytusem skoruppek ramienionogów *Lingulella* sp. Upad około 25°.

### Jeleniów 3

0,0—11,0 m nadkład czwartorzędowy.

11,0—13,0 m górny kambr. Zwiętrzała powłoka ilowców ciemnoszarych, plamistych.

13,0—24,3 m ilowce żółtoszare i szare, plamiste i zwiętrzałe, miejscami łupkowate z ubogą fauną *Lingulella* sp. Upady trudne do określenia.

24,3—32,0 m ilowce szare i ciemnoszare, słabo laminowane i łupkowate z rzadkimi przewarstwieniami mułowców szarych z rozproszonym muskowiutem, bez tekstury łupkowej. Fauna sporadyczna: *Lingulella* sp., oraz szczątki trylobitów bliżej nie określonych. Upady około 35°.

32,0—82,0 m ilowce szare i ciemnoszare, laminowane i wyraźnie łupkowate z licznym detrytusem skoruppek *Lingulella* sp., często przekładane mułowcami jasnoszarymi i szarymi o laminacji nieregularnej, z hieroglifami i obfitą miłką. Upady zmienne, od 35 do 25°.

82,0—91,0 m ilowce ciemnoszare laminowane i wyraźnie łupkowate jak wyżej, z bardzo rzadkimi *Lingulella* sp. Niektóre partie silnie spękane z poślizgami (część pokruszony). Upady około 28—25°.

91,0—108,0 m ilowce ciemnoszare jak wyżej, z bardzo bogatą fauną ramienionogów *Lingulella* sp. Upady 25—20°.

108,0—109,5 m ilowce ciemnoszare jak wyżej, z licznymi poślizgami tektonicznymi, silnie spękane i zgniecione, z kilkunasastocentymetrowymi wkładkami mułowców szarych z obfitym muskowiutem. Upad trudny do określenia.

109,5—116,0 m ilowce ciemnoszare wyraźnie łupkowate z częstymi przewarstwieniami ilowców bądź mułowców jaśniejszych bez laminacji i łupkowatości

z obfitym muskowiitem oraz bogatą fauną *Lingulella* sp. oraz trylobitów: *Beltella* sp. i *Parabolina* sp. Upady około 20—18°.

116,0—128,8 m iłowce ciemnoszare jak wyżej, z wkładkami mułowców mikro-wych zwięzłych i twardych oraz cienkie wkładki piaszczyste z muskowiitem. Fauna uboga: *Lingulella* sp., *Beltella* sp. i *Peltura* sp. Upady jak wyżej.

128,8—129,0 m wkładka wapienia ciemnoszarego detrytycznego z okruchami wapieni i domieszką minerałów ilastych.

129,0—152,0 m iłowce ciemnoszare jak wyżej, z wkładkami mułowców z muskowiitem. Liczne *Lingulella* sp., oraz *Peltura* sp., *Beltella* sp. i *Parabolina* sp. Upad jak wyżej.

152,0—177,2 m mułowce i iłowce z muskowiitem, z przewartwieniami piaskowców kwarcytowych szarych, z ubogą fauną *Lingulella* i „*Obolus*”. Upad około 15°.

177,2—185,0 m piaskowce kwarcytowe zwięzłe, jasnoszare i dosyć twarde, spękane i użyłone kwarcem z żyłkami do 2 mm grubości. Brak fauny, upady trudne do określenia.

### Wiercenie Bukowiany 1a (schemat)

0,0—22,6 m nadkład czwartorzędowy.

22,6—68,2 m sylur-ludlow, odpowiedniki warstw wydrzyszojskich. Iłowce pelityczne z wkładkami mułowców mikro-wych oraz z pakietami szarogłazów. Uboga fauna graptolitów, małżów i głowonogów.

68,2—101,0 m ludlow, częściowy odpowiednik łupków (wilkowskich). Iłowce i łupki szarozielone z graptolitami poziomu *Lobograptus scanicus*.

101,0—182,3 m ordowik-karadok, górne warstwy jeleniowskie. Iłowce i łupki ciemnoszare laminowane, miejscami wapniste, z cienkimi wkładkami wapieni dolomitycznych. Na głębokości 138,2 i 154,4 m wkładki bentonitów. Fauna bardzo liczna, głównie graptolity *Climacograptus*, *Diplograptus*, *Orthograptus* i *Dicellograptus* oraz ramienionogi *Lingula* i *Paterula*. Osady te wywazują całkowitą analogię do karadoku z profilu Jeleniów 2.

182,3—198,6 m landeal, dolne warstwy jeleniowskie. Iłowce laminowane nieraz spływowo i przekątnie, liczne wkładki wapieni organodetrytycznych i syderyticznych z oolitami. Wkładki te dochodzą do 20 cm grubości. Fauna sporaliczna głównie graptolitów *Glyptograptus* cf. *teretiusculus* His. i *Didymograptus* sp. w spągu. Osady powyższe wykazują dużą analogię do osadów landealu z wiercenia Jeleniów 2.

198,6—198,8 m wapień syderyticzny zielonawy i plamisty z licznymi oolitami. W dole występuje zlepieniec z płaskimi toczącami do 3 cm wielkości, składającymi się z ciemnoszarych skał ilasto-krzemionkowych.

198,8—292,5 m górny kambr. Iłowce i mułowce ciemnoszare i szare z licznymi blazzkami muskowiitu oraz z częstymi wkładkami piaskowców kwarcytowych, które dominują w dolnej części profilu. Fauna liczna, głównie ramienionogi *Lingulella* sp. i „*Obolus*” sp. oraz rzadsze trylobity *Parabolina*, *Peltura*, *Beltella*, *Angelina* i *Acerocare*.

### Wiercenie Kleczanów (schemat)

0,0—12,0 m nadkład czwartorzędowy.

12,0—187,8 m sylur-ludlow odpowiednik szarogłazów niewachlowskich. Są to piaskowce i szarogłazy przedzielone pakietami iłowców. W dolnej części występują wkładki szarogłazów. Rzadka fauna graptolitów, małżów i głowonogów.

187,8—239,5 m łudlow, odpowiednik warstw prągowieckich. Typowe ilowce graptolitowe od poziomu *S. leinwardinensis* do *Gothograptus nassa* włącznie.

239,5—269,0 m wenlok, odpowiednik górnych warstw bardziańskich. Typowe ilowce i łupki graptolitowe od poziomu *Monograptus testis* do *Cyrtograptus purchisoni* włącznie.

269,0—274,0 m ordowik-lanwirm. Dolomit jasnoszary i szary przechodzący miejscami w wapień oolitowy, brak fauny.

274,0—277,6 m arenig? Piaskowce kwarcytoczne, szare z odcieniem zielonawym z obfitym glaukonitem, przewarstwiane ciemnoszarymi mułowcami. Brak fauny.

277,6—290,70 m ilowce i mułowce ciemnoszare niewyraźnie łupkowate z bardzo drobnymi blaszkami muskowiitu i fauną *Lingulella* sp.

290,7—294,2 m piaskowiec drobnoziarnisty zlewny, szary, miejscami z odcieniem zielonawym z detrytusem skorupiek *Lingulella* oraz z wkładkami mułowców z muskowiitem.

### Wiercenie Lenarczyce (schemat)

0,0—19,0 m nadkład czwartorzędowy.

19,0—44,9 m sylur-wenlok, typowe odpowiedniki górnych warstw bardziańskich. Iłowce i łupki graptolitowe od poziomu *Monograptus testis* do *Cyrtograptus purchisoni*.

44,9—53,0 m dolny lanwirm. Dolomity szare i zielonawe z glaukonitem oraz z rzadkimi oolitami. Stanowią zapewne odpowiedniki wapieni z Mójczy.

53,0—66,0 m ordowik-arenig. Piaskowce kwarcytowe, szare, zlewne, częściowo dolomityczne z rzadkim glaukonitem, nieregularnie laminiowane ilowcem. Ślady po faunie *Nicolella* sp. i in. ramienionogów. Mogą to być odpowiedniki piaskowców z Bukówki.

66,0—68,1 m pogranicze arenigu i tremadoku? Piaskowce szarozielonawe z glaukonitem, fauną „*Obolus*” i zapewne *Thysanotos siluricus*. Stanowią mogą częściowy odpowiednik warstw międzygórskich.

68,1—68,2 m górny tremadok? Zlepienieć podstawowy składający się z piaskich otoczek o średnicy około 5 cm złożonych z piaskowców kwarcytocznych i z fragmentów łupków ciemnych.

68,2—115,6 m środkowy kambry? Iłowce i szare mułowce z wkładkami piaskowców kwarcytocznych, dominujących w dolnej części profilu. W serii tej stwierdzono kilka wkładek zlepieńców drobnoziarnistych oraz bogatą faunę *Lingulella* sp.

### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA WAŻNIEJSZYCH TYPÓW SKAŁ Z OPISANYCH PROFILÓW

W opisie tym uwzględnione zostały nie tylko osady ordowiku, które w tej pracy stanowiły główny przedmiot zainteresowania autorów, ale także niektóre utwory najwyższego kambry. Charakterystyka petrograficzna tych ostatnich utworów, których pozycja stratygraficzna została po raz pierwszy ustalona przez dr E. Tomczykową, przyczynia się do naświetlenia warunków sedymentacji ordowiku Gór Świętokrzyskich. Najwięcej uwagi w opracowaniu petrograficznym poświęcono skałom z wiercenia Jeleniów 2 i Kleczanów, gdyż tutaj napotkano najbardziej charakterystyczne osady z oolitami żelazistymi.

*Jeleniów 2**Górny kambry*

Z głębokości 226 m zanalizowano mułowiec ilasty z wtrąceniami łupku ilastego i drobnoziarnistego piaskowca. Makroskopowo okaz jest zwięzły, niewyraźnie laminowany, nie reaguje na rozcieńczony kwas solny. W analizowanej warstewce mułowca występuje głównie ostrokrawędzisty kwarc o średnicy poniżej 0,05 mm, scementowany agregatem przeważnie wysoko dwójłomnych minerałów ilastych; w niewielkich ilościach pojawia się muskowit oraz piryt. Wkładka łupku ilastego ukazuje w mikroskopie pilśni żółtawo zabarwionych, przeważnie wysoko dwójłomnych minerałów ilastych, przetkanych mułem kwarcowym, blaszkami muskowitu, gruzełkami pirytu i substancji węglistej. Łupek przecięty jest poprzecznie do warstewkowania żyłkami autogenicznego kwarcu, miejscami z kalcytem. Żyłki te zanikają przy przejściu do mułowca. Wkładka drobnoziarnistego piaskowca składa się z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o średnicy do 0,2 mm, scementowanych brunatnoszarą ziemistą masą ilastą nisko dwójłomną i zawierającą przypuszczalnie kaolinit lub agregaty autogenicznego kwarcu. Liczne są tu okruchy fosforanowych skorupiek ramienionogów oraz gruzełki pirytu.

Z głębokości 218 m wybrano do analizy mułowiec kwarcowy z licznymi blaszkami muskowitu, z obfitym detrytusem ramienionogów i skąpym pirytem. Makroskopowo okaz jest szary, zwięzły, niewyraźnie laminowany, przecięty licznymi żyłkami kalcytu. Na powierzchni widoczne są liczne odciski skorupiek ramienionogów. Pod mikroskopem widać głównie drobne ostrokrawędziste lub pozazębiane ziarna kwarcu, bezładnie rozrzucone blaszki muskowitu oraz liczne okruchy skorupiek ramienionogów zbudowanych z fosforanów. Tu i ówdzie porozrzucone są postrzępione agregaty minerałów ilastych o charakterze illitu, czasem z domieszką kaolinitu oraz rzadkie gruzełki pirytu i substancji węglistej.

W głębokości 203 m stwierdzono w materiale skalnym obecność łupku ilastego z pirytem i nieznaczną domieszką mułu kwarcowego. Analizowany okaz jest ciemnoszary niewyraźnie laminowany, wykazujący oddzielność płytkową. Pod mikroskopem widać, że główną masę skały stanowią wysoko dwójłomne minerały blaszkowate o charakterze rozartych łyszczyków. Na tle tych agregatów rozrzucone są kuleczkowate i pałeczkowate gruzełki pirytu i substancji węglistej. Tu i ówdzie widać drobne ostrokrawędziste ziarenka kwarcu.

Z głębokości 192 m zanalizowano mułowiec z pirytem, szczątkami ramienionogów i blaszkami muskowitu. Jest on szary, zwięzły nie wykazujący laminacji, na kwas solny nie reaguje. Pod mikroskopem widać znaczną przewagę ziarn kwarcu o średnicy 0,02—0,1 mm obok obficie rozproszonych podobnej wielkości gruzełków pirytu, często o doskonale kuli-

stych kształtach. Poza tym licznie występują blaszki muskowitu oraz agregaty illitu i kaolinitu, o zarysach przypominających zwietrzałe skalenie. Skaleni świeżych brak jest zupełnie. Dość licznie występują fosforanowe okruchy skorupiek ramienionogów.

### *Najniższy tremadok*

Z materiału skalnego z głębokości 188,6 m wybrano do analizy bułę węglanową występującą w skale ilastej. Okaz jest szary, zwięzły, widoczne są w nim makroskopowo gniazda pirytu, na rozcieńczony kwas solny reaguje wyraźnie. W niektórych częściach były zaznaczone płasko-równoległe warstewkowanie. To warstewkowanie widoczne jest wyraźnie pod mikroskopem oraz zauważyć można bardzo interesującą strukturę skały: między równoległe ułożonymi soczewkami ilastymi zbudowanymi z illitu i pelitu kwarcowego układają się sferolity kalcytowe, a miejscami tworzą w nich przerosty. Piryt rozproszony jest w drobnych, niekiedy większych i dobrze wykształconych ziarnach. Szczątków organicznych brak.

Z głębokości 187 m zanalizowano dwa okazy węglanowe o wyglądzie konkrecji, obydwa reagują wyraźnie na kwas solny. Konkrecja jasna wykazuje pod mikroskopem charakter przekrystalizowanego wapienia o budowie sferolitycznej z drobnymi grudkami pirytu. W ciemnej konkrecji występuje wkładka mułowca o spoiwie kalcytowym, które ma charakter wtórny, gdyż widoczne są zespoły ziarn o zgodnej orientacji optycznej. W tym spoiwie rozproszony jest piryt w postaci drobnych kuleczek, a obok ziarn kwarcu liczne są szczątki fosforanowych skorupiek ramienionogów, ułożonych dłuższymi osiami równoległe i zgodnie z warstewkowaniem mułowca.

Zanalizowano również z tej głębokości bułę wapienną ze śladami fosforanów. Makroskopowo okaz jest jednostajnie szary, zwięzły, cukrowaty. Pod mikroskopem widać sferolity kalcytowe, a wśród nich gniazda jasnożółtych izotropowych fosforanów poprzerastanych kalcytem. Być może, była to pierwotnie konkrecja fosforanowa, w której fosforany zostały częściowo epigenetycznie wyparte przez kalcyt. Rozproszone są drobne grudki pirytu. Brak jest minerałów detrytycznych i szczątków organicznych. Podobny okaz stanowiący warstewkę ciągłą występuje na głębokości 186 m. Pod mikroskopem widać tu również sferolity kalcytowe z gniazdami fosforanów.

### *Landeil*

W materiale skalnym z głębokości 183,0—183,2 m natrafiono na wapień organodetrytyczny z oolitami szamozytowymi. Analizowany okaz jest ciemnoszary, zwięzły, a miejscami zielonkawy lub poprzecinany żyłkami

kalcytowymi; w całej masie wyraźnie reaguje na kwas solny. Na wyszlifowanej powierzchni okazy widoczne są beładnie rozrzucone w masie węglanowej szarzielone elipsoidalne oolity, niekiedy silnie spłaszczone, a czasem kuliste, o średnicy do 0,5 cm. Pod mikroskopem widać na tle drobnoziarnistych agregatów kalcytu poprzerastanych substancją węglistą pokruszone szczątki fauny, ziarna pirytu często skupione w agregaty drobnych kuleczek — oraz blade- lub żółtozielone oolity szamozytowe. Te ostatnie są rozrzucone pojedynczo lub skupione w gniazda, w których oolity bywają pozlepiane i częściowo odkształcone. Koncentryczna budowa oolitów prawie zawsze jest wyraźnie zaznaczona smugami pyłków żelazistych (pl. I, fig. 1). Niekiedy rdzeń jest zbudowany ze szczątków szkarłupnia, czasem z kacytu, a zwykle z szamozytu. Dotknięte procesem kaolinizacji oolity szamozytowe tracą natomiast budowę koncentryczną. Dość liczne są w tej skale okruchy kwarcu detrytycznego o średnicy 0,1—0,3 mm skupiające się w beładnie rozrzuconych gniazdach. Niektóre części analizowanego okazu nie wykazują obecności oolitów, bogate są natomiast w pokruszone szczątki fauny (pl. I, fig. 2). Przybliżony skład mineralny oznaczony mikrometrycznie podaje tabela 1.

Tabela 1

Skład mineralny wapienia organodetrytycznego z oolitami szamozytowymi z wiercenia Jeleniów 2, głębokość 183 m

	% obj.
Węglany	70,5
Szamozyt	22,6
Kwarc	5,8
Piryt	1,1

Z głębokości 182,2—183,0 m zanalizowano wapień z konkrekcjami szamozytu, przypuszczalnie z syderitem, skąpym pirytem i niewielką ilością kwarcu detrytycznego. Makroskopowo okaz jest szary z białymi gniazdami i żyłkami wtórnego kalcytu, tekstura jest beładna. W całej masie wyraźnie reaguje na kwas solny. Pod mikroskopem na tle agregatów zrekrystalizowanego kalcytu widać gniazda bladeżółtego izotropowego szamozytu z obwódkami węglanowymi i niekiedy z rozrzuconymi w tych gniazdach agregatami węglanów (pl. II, fig. 1). Koncentryczna struktura w tych gniazdach nie zaznacza się, a kontury gniazd są nieprawidłowe, mogą to jednak być silnie zdeformowane i zdiagenezowane oolity. Piryt jest przeważnie rozproszony w drobnych grudkach, a niekiedy tworzy większe postrzępione soczewki. Pojedyncze ostrokrawędziste ziarna kwarcu, o średnicy 0,1—0,2 mm, są rozrzucone wśród węglanowego tła. Wyraźnych szczątków organicznych nie widać, ale w niektórych okruchach kalcytu domyślać się można zrekrystalizowanych szczątków ramienionogów.

Podobny wapień występuje na głębokości 182,0—182,2 m. Makroskopowo jest on jasnobrunatnoszary i zawiera brunatne soczewki z elipsoidalnymi lub kanciastymi utworami barwy jasnoszarej o średnicy do 0,5 cm. Zauważyć można tu i ówdzie w okazie zaburzenia teksturalne, jakby spływowe. Pod mikroskopem widać wśród tła węglanowego gniazda wypełnione bladożółtym izotropowym szamozytem. Gniazda te mają kształt owalny, kanciasty lub nieprawidłowy i poprzecinane są żyłkami kalcytu (pl. II, fig. 2). W płycie cienkiej widać dużo szczątków fauny pokruszonej i nieoznaczalnej. Niektóre wydłużone formy wypełnione nieprzezroczystą substancją mogą należeć do szczątków graptolitów. Piryty rozproszony jest w drobnych ziarenkach lub skupiony w gniazda, niekiedy o kształtach przypominających dendryty. Mineralny materiał terrygenny jest skąpy. Przybliżony skład mineralny oznaczony mikrometrycznie podaje tabela 2.

Tabela 2

Skład mineralny wapienia organodetrytycznego z szamozytem z wiercenia Jeleńców 2, głębokość 182,0—182,2 m

	% obj.
Węglany	84
Szamozyt	12
Kwarc	2
Piryty	2

Na głębokości 181,8—182,0 m znajduje się zlepieniec drobnoziarnisty zbudowany z różnych skał węglanowych, a także z ciemnych ilowców i mułowców przesyconych substancją węglistą, z pseudooolitów lub może onkolitów, z okruchów fosforytów i kwarcu. Analizowany okaz jest szary, plamisty z ciemnoszarymi plamami rozlanymi na jasnoszarym tle, przekryształizowany, zwięzły i reaguje wyraźnie na kwas solny. Struktura okruchowa mniej lub bardziej zaznacza się już makroskopowo. Pod mikroskopem widać, że niektóre spośród okruchów ilastych mają charakter redeponowanych utworów szamozytowych, których obwódka jest zawsze ciemniejsza, bardziej utleniona niż rdzeń. Okruchy skał węglanowych należą do wapieni organodetrytycznych zawierających kwarc i drobne oolity szamozytowe o wyraźnej budowie koncentrycznej; ponadto występują tu okruchy skał syderytowych lub ankerytowych. Liczne okruchy fosforytów zbudowane są z ostrokrawędzistego kwarcu scementowanego żółtym izotropowym fosforanem, a niektóre z nich są jednorodne, zbudowane z żółtobrunatnego fosforanu bez domieszek kwarcu. Spoiwo zlepieńca jest kalcytowe, miejscami dobrze przekryształizowane; ponadto jest on poprzecinany cienkimi żyłkami kalcytu.

Z materiału skalnego z głębokości 181,0—181,8 m zanalizowano wapień organodetrytyczny z wtrąceniami oolitów szamozytowych. Ana-



lizowany okaz jest szary, smugowany, zę smugami jaśniejszymi i ciemniejszymi, poprzecinany żyłkami białego kalcytu. Wtrącenia warstewek z oolitami szamozytowymi występują rytmicznie w kilkucentymetrowych odległościach, oolity są zwykle elipsoidalne, a ich dłuższa oś dochodzi do 0,5 cm; ułożone są dłuższymi osiami równolegle. Rzadziej występują oolity kuliste lub o nieprawidłowych kształtach. Pod mikroskopem widać sieczkę skorupek wapienych należących przypuszczalnie do ramienionogów scementowaną kalcytem oraz oolity szamozytowe. Szamozyt jest żółtozielony, izotropowy; często wokół oolitu występuje obwódka syderytowa, a także w jego wnętrzu rozrzucone są ziarna pirytu i syderytu. Koncentryczna struktura oolitu jest niekiedy zaznaczona ułożeniem pyłku pirytowego, przeważnie jednak jest zatarta. Z reguły brak jest rdzenia o odmiennym składzie mineralnym. Często oolity są poprzecinane żyłkami kalcytu, a niekiedy całkowicie skalcytyzowane. Niekiedy zauważyć można proces kaolinizacji szamozytu, co zaznacza się nieznacznym wzrostem dwójłomności. Przybliżony skład mineralny oznaczony mikrometrycznie podaje tabela 3.

Tabela 3

Skład mineralny wapienia organodetrytycznego z oolitami szamozytowymi z wiercenia Jeleniów 2, głębokość 181,0—181,8 m

	% obj.
Węglany	86
Szamozyt	12
Piryt	2

Na głębokości 180,6—181,0 m napotkano na syderytyczny wapień organodetrytyczny z oolitami szamozytowymi. Analizowany okaz jest szary, miejscami z odcieniem brunatnym. Na ciemniejszym szarobrunatnym tle widać liczne rozproszone lub skupione w gniazda oolity, niektóre o kształtach elipsoidalnych lub kolistych (pl. III, fig. 1), a częściej o kształtach nieregularnych (oolity „stożkowe”). Oolity mają barwę zieloną, jaśniejszą od tła. Na kwas solny okaz reaguje wyraźnie. Pod mikroskopem widać obficie występujące szczątki fauny, w których można rozpoznać okruchy małżów, ramienionogów i szkarłupni. Średnice oolitów dochodzą do 1 cm, przy czym większe mają formy „stożkowe”, podobne jak w Mójczy. W niektórych oolitach budowa koncentryczna jest wyraźnie podkreślona ułożeniem gruzełków pirytu. Rdzeń oolitów zbudowany jest z kalcytu, pirytu lub szamozytu nie różniącego się własnościami optycznymi od koncentrycznych powłok. Niekłóre oolity są całkowicie skalcytyzowane. Nie obserwuje się tu materiału terrygenicznego poza nielicznymi drobnymi ziarenkami kwarcu. Liczne są cienkie żyłki epigenetycznego kalcytu. Skład chemiczny opisanego okazu przedstawia tabela 4

Tabela 4

Skład chemiczny wapienia organodetrytyczno-syderytycznego z oolitami szamozytowymi z wiercenia Jeleniów 2, głębokość 180,6—181,0 m

	% wag.
SiO <sub>2</sub>	13,04
TiO <sub>2</sub>	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81
FeO	13,85
MnO	1,44
MgO	2,57
CaO	32,45
Na <sub>2</sub> O	0,40
K <sub>2</sub> O	0,38
H <sub>2</sub> O +	0,85
H <sub>2</sub> O —	0,14
CO <sub>2</sub>	29,80
S	0,83

Skład mineralny obliczony z analizy chemicznej i oznaczony mikrometrycznie przedstawiony jest w tabeli 5. Przy obliczaniu założono, że skład szamozytu odpowiada wynikowi analizy Jacoba (Déverin 1945). Z porównania składu obliczonego ze składem oznaczonym mikrometrycznie z dużym przybliżeniem, gdyż nie udało się mikroskopowo odróżnić różnych węglanów, widać, że zgodność wyników obu metod jest wystarczająca. Budzi jedynie wątpliwość zawartość obliczonego z analizy chemicznej dolomitu, który w skałach żelazistych jest nietrwały. Analiza termiczna różnicowa nie wykazała obecności ankerytu, być może więc magnez podobnie jak i mangan wchodzi w strukturę syderytu. Zawartość

Tabela 5

Skład mineralny wapienia organodetrytyczno-syderytycznego z oolitami szamozytowymi z wiercenia Jeleniów 2, głębokość 180,6—181,0 m

a) obliczony z analizy chemicznej      b) oznaczony mikrometrycznie

	% wag.	% obj.
Kalcyt	49,15	
Syderyt (1,44 MnO)	12,69	77
Szamozyt	17,81	18,5
Dolomit	10,98	
Kwarc	1,5	7,68
Piryt	1,56	3,0
Hematyt	0,16	
Rutyl	0,67	

kwarcu obliczona jest większa od stwierdzonej mikroskopowo. Być może, szamozyt zawiera więcej krzemionki niż to wynika z analizy Jacoba, lub też drobne ziarenka ukrywają się wśród masy węglanowej.

W opisanej skale z głębokości 180,6—181,0 m występuje przypuszczalna koncentracja minerałów żelazistych. Okaz z głębokości 180,4—180,6 m zawiera już bardzo nieliczne oolity szamozytowe i przypuszczalnie tylko ślady syderytu, natomiast stosunkowo bogaty jest w fosforany. Okaz ten jest ciemnoszary, zwiezły, o niewyraźnej strukturze biomorficznej, bez widocznej tekstury zorientowanej. Jest on poprzecinany żyłkami kalcytu i reaguje na kwas solny w całej swej masie równomiernie. Pod mikroskopem widać na tle drobnokrystalicznej masy węglanowej przeważnie zrekrystalizowane szczątki fauny, tu i ówdzie można jednak rozpoznać okruchy szkarłupni, ramienionogów i małżoraczków. W całym polu widzenia analizowanej płytki cienkiej widać tylko jeden elipsoidalny oolit szamozytowy o wyraźnej budowie koncentrycznej, zaznaczonej głównie wtórną infiltracją węglanów. Oolit jest poza tym poprzecinany żyłkami kalcytu. Fosforany zawarte są głównie w okruchach skorupki ramienionogów, gdzie indziej tworzą drobne nieregularne gniazda. Piryty pojawia się w większych skupieniach. Nielicznie występują ostrokrawędziste ziarna kwarcu o średnicy 0,05—0,3 mm.

Wapień organodetrytyczny z głębokości 177,0—177,1 m nie zawiera już oolitów. Jest on szary, zwiezły, cukrowaty, przecięty kilkumilimetrowej grubości żyłkami kalcytu. Pod mikroskopem widać obfite szczątki fauny, wśród których najlepiej dają się rozpoznać okruchy szkarłupni. Oczka siatki szkarłupnia wypełnione są niekiedy jasnobrunatną izotropową substancją przypominającą nieco utleniony szamozyt. Poza tym przypuszczalnie obecne są szczątki ramienionogów, przeważnie kalcytowych, rzadziej fosforanowych, szczątki głowonogów, małżoraczków i otwornic. Dużo jest zrekrystalizowanych zbliżonych ziarn kalcytu. Procesy rekrytalizacji węglanu wapnia zacierają miejscami strukturę organogeniczną skały. Obecne są w skale drobne ziarna fosforanów oraz postrzępione gruzelki piryty. Miejscami zauważyć można w płytce cienkiej utwory o charakterze mikrostylolitów, w których skupiają się cienkie warstewki substancji węglistej. Rzadko pojawiają się drobne ziarenka kwarcu, niekiedy o zarysach automorficznych.

### *Jeleniów 3*

#### *Kambry*

Z głębokości 130 m zanalizowano mikroskopowo łupkę ilasty z pirytem i substancją węglistą, zawierający wtrącenia mułowca ilastego. Analizowany okaz jest łupkiem ciemnym, twardym, rozpadającym się na cienkie płytki, na kwas solny nie reaguje. Obraz mikroskopowy jest

częściowo zaciemniony rozproszoną substancją węglistą. Na tle tej słabo przeświecającej masy ilasto-węglistej widać ostrokrawędziste ziarna kwarcu o średnicy poniżej 0,05 mm oraz blaszki bezbarwnej miki. Wtrącenie mułowcowe składa się z podobnych ostrokrawędzistych ziarn kwarcu, blaszek muskowitu, bliżej nie oznaczonych przetkanych substancją węglistą minerałów ilastych oraz pirytu rozproszonego w postaci drobnych kuleczek.

Z głębokości 125 m zanalizowano mikroskopowo mułowiec ciemnoszary z widocznymi na powierzchni skorupkami ramienionogów i blaszkami muskowitu, przecięty cienkimi żyłkami kalcytu. Na kwas solny reaguje tylko w żyłkach. Pod mikroskopem widać, że skała składa się głównie z ostrokrawędzistych lub pozazębianych ziarn kwarcu o wielkości 0,02—0,05 mm, licznych drobnych blaszek muskowitu, skąpych minerałów ilastych o własnościach optycznych illitu oraz pirytu rozproszonego, głównie w postaci drobnych kuleczek. Dość liczne są okruchy fosforanowych skorupek ramienionogów.

### *Bukowiany 1*

#### *Kambry*

Z tego wiercenia zanalizowano tylko łupek ilasty z głębokości 52 m. Okaz jest szary z niewyraźną laminacją, na tle masy afanitowej widać błyszczące ziarenka pirytu i blaszki miki. Łupek ten zawiera kilkucentymetrowej średnicy soczewkę drobnoziarnistego piaskowca. Pod mikroskopem widać w łupku jasnobrunatno zabarwione minerały ilaste, ostrokrawędziste ziarna kwarcu, gruzelki pirytu i substancji węglistej. Miejscami widoczne są blaszki muskowitu. Soczewka piaskowca składa się z ostrokrawędzistego kwarcu o przeciętnej średnicy 0,12 mm, scementowanego kwarcem autogenicznym, tworzącym tu i ówdzie obwódki regeneracyjne. Dość licznie pojawiają się mętne ziarna przerośnięte serycytem, należące przypuszczalnie do zwietrzałych skaleni. Ponadto zdarza się muskowit, piryt, substancja węglista, a drobne ziarna cyrkonu są stosunkowo liczne.

### *Kleczańów*

#### *Ordowik-arenig?*

Z głębokości 292 m zanalizowano mikroskopowo piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwięzły, z laminacją niewyraźnie zaznaczoną, nie reagujący na kwas solny. Pod mikroskopem tekstura równoległa zaznaczona jest równoległym ułożeniem skorupek ramienionogów. Głównym składnikiem jest kwarc często z obwódkami regeneracyjnymi, a miejscami spoiwo tworzą żółte izotropowe fosforany. Rzadko pojawia się glaukonit w ziarnach drobnych ostrokrawędzistych, wyblakłych, niewątpliwie allochto-

nicznych. Poza tym występuje piryt w gniazdach lub rozproszonych gruzełkach, bezbarwny łyszczyk i stosunkowo liczne ziarna cyrkonu i oliwkowego turmalinu. Tu i ówdzie widać skorodowane strzepy węglanów.

Podobny piaskowiec występuje w głębokości 290,5—291,0 m. Na uwagę zasługują widoczne w płytkach cienkich mikrostylolity przebiegające równolegle do warstewkowania i zawierające ciemną substancję ilastą lub węglistą.

W materiale skalnym z głębokości 278 m napotkano mułowiec ilasty bogaty w węglany, przypuszczalnie syderyt. Jest on ciemnoszary, afa nitowy, o niewyraźnej laminacji, na kwas solny nie reaguje. W obrazie mikroskopowym widać ostrokrawędzisty kwarc o średnicy około 0,01 mm, drobne łuseczki serycytu, postrzępione gniazda węglanów, ciemną substancję gromadzącą się w partiach bogatszych w serycyt, drobne ziarna glaukonitu i zglaukonitizowanych łyszczyków oraz żółte okruchy fosforytów. Laminacja zaznacza się ułożeniem lamelek serycytu. Piryt rozproszony jest w drobnych gruzełkach.

W głębokości 277 m występuje piaskowiec glaukonitowy bogaty w skorupki ramienionogów, o spoiwie ankerytowo-syderytowym. Makroskopowo analizowany okaz jest szarozielony, o teksturze bezładnej w części stropowej; natomiast w dolnej części okazu, stanowiącego strop wyżej opisanego mułowca, jest on ciemnoszary i wykazuje niewyraźną laminację. Na kwas solny nie reaguje. Przybliżony skład mineralny piaskowca szarozielonego podaje tabela 6.

Tabela 6

Skład mineralny piaskowca glaukonitowego z wierceń Kłeczanów, głębokość 277 m

	% obj.
Węglan (syderyt, ankeryt)	48
Kwarc	45
Fosforany	3
Piryt	1
Glaukonit	3

Według oznaczenia dokonanego przez mgr B. Łącką, skała zawiera 11,3% wagowego  $\text{FeCO}_3$ . Ponieważ, jak wynika z analizy mikrometrycznej, węglanów jest znacznie więcej, skała nie reaguje na kwas solny, a dolomit byłby w tym środowisku nietrwały, nasunęło się przypuszczenie, że w przewodzie obecny jest tu ankeryt. Przypuszczalnie to zostało potwierdzone w wyniku analizy termicznej. Węglany mają w tej skale charakter epigenetyczny, na co wskazuje zgodne ściemnianie światła w agregatach ziarn sąsiadujących. Ziarna kwarcu piaskowca są ostrokrawędziste, źle wysortowane o średnicy 0,06—0,8 mm. Zdarzają się otoczaki kwarców żyłowych o średnicy do 2 mm. Ziarna glaukonitu są ostrokrawę-

dziste, drobne, średnica ich rzadko przekracza 0,05 mm. Dokoła ziarn kwarcu występują niekiedy obwódki glaukonitowe lub fosforanowe, co podkreśla podobieństwo tych piaskowców do piaskowców ordowiku okolic Międzygórze (Turnau-Morawska 1960). Fosforany występują głównie w okruchach skorupek ramienionogów (pl. III, fig. 2) lub też w ziarnach obtoczonych bądź ostrokrawędzistych. Z rzadka rozproszone są grudki pirytu i materiału węglistego. Z minerałów ciężkich obficie występuje cyrkon obok rzadszego turmalinu.

Dolna część skały leżącej na mułowcu ma jakościowo ten sam skład mineralny co wyżej opisany piaskowiec. Spoiwo węglanowe jest tu jednak znacznie mniej obfite, ziarna kwarcu drobniejsze, lepiej wysortowane i częściej spotyka się na nich obwódki glaukonitu lub fosforanów. Obficie występują w spoiwie gniazda substancji węglistej przerośniętej pirytem, nadającej tej części skały barwę ciemną.

### *Ordowik-lanwirn?*

W głębokości 270 m napotkano na interesującą skałę syderytowo-ankerytową z oolitami szamozytowymi. Analizowany okaz jest szary, zwięzły, zawiera rozproszone brunatne lub czarne elipsoidalne oolity o średnicy do 3 mm. Na kwas solny nie reaguje. Pod mikroskopem widać na tle pozazębionych lub romboedrycznych ziarn węglanów — należących przypuszczalnie do syderytu lub ankerytu — z rzadka rozrzucone elipsoidalne, czasem zdeformowane oolity zbudowane z nieznacznie utlenionego szamozytu, w których budowa koncentryczna zaznacza się różnicowaniem barw od jasnożółtej do brunatnej (pl. IV, fig. 1). Szamozyt jest izotropowy lub bardzo nisko dwójłomny, w rdzeniu występuje gniazdo węglanów, rzadko okruch szkarłupnia, czasem pirytu lub wodorotlenków żelaza. Oolity są często porożrywane wskutek diagenetycznej rekryształizacji węglanów (pl. IV, fig. 2). Tu i ówdzie widoczne są płyty szamozytu bez budowy oolitowej.

### STRATYGRAFIA

Przedstawiony w poprzednich rozdziałach materiał stratygraficzny, faunistyczny i petrograficzny, uzyskany na podstawie badań profilów z wierceń prowadzi do wysnucia ogólniejszych wniosków na temat stratygrafii ordowiku Gór Świętokrzyskich. Sumaryczny profil ordowiku Łysogór i jego pogranicza z górnym kambrem może zostać nawiązany do innych i odmiennie wykształconych profilów z obszaru centralnego i południowego Gór Świętokrzyskich. Przy omawianiu stratygrafii tych osadów autorzy szczególną uwagę poświęcili problemowi kontaktów i stosunków geologicznych między ordowikiem a kambrem, jakie wówczas kształtowały się w obrębie całego obszaru świętokrzyskiego. Problem ten

jest ważny wobec pojawiania się zasadniczych różnic facjalnych i tworzenia się odrębnych basenów sedymentacyjnych na tym obszarze. Wnioski stratygraficzne i korelacyjne uzyskane z badań autorów na terenie Gór Świętokrzyskich stanowić mogą podstawę do dalszej i szerzej ujętej korelacji z innymi obszarami, a mianowicie z ordowikiem pokrywy platformowej i z osadami tego wieku z Przedgórze Karpat.

### *Stratygrafia ordowiku w Łysogórach*

Jak wynika z ogólnego przeglądu dotychczasowych badań podanego na stronie 3—4 niniejszej rozprawy, wiadomości o osadach górnego ordowiku podane były już w pracach J. Czarnockiego (1928, 1957). W skład tych osadów wchodzi właściwie tylko dwa odrębne kompleksy, odmienne zarówno pod względem litologicznym jak i stratygraficznym. Górny kompleks reprezentują osady iłowców i mułowców wapnistych, z lokalnymi wkładkami wapieni marglistych oraz z licznymi trylobitami wieku aszgilskiego. Osady te zostały określone jako warstwy wólczańskie, przekraczające miejscami nawet 100 m miąższości. Według Z. Kielan (1956, 1960), osady aszgilu łysogórskiego zawierają bogatą faunę trylobitów, na podstawie których wymieniona autorka wyróżniła dwa poziomy stratygraficzne, tj. starszy z *Eodindymene pulchra* i młodszy ze *Staurocephalus clavifrons*.

Drugi kompleks osadów górnego ordowiku stanowią już warstwy jeleniowskie (Tomczyk 1957, 1962), reprezentowane głównie przez iłowce z bogatym zespołem fauny graptolitów. Miąższość niektórych partii iłowców dochodzi do 200 m. Są to zasadniczo czarne łupki graptolitowe, krzemionkowo-ilaste, miejscami wapniste, z rzadkimi i niewielkimi (1—3 cm średnicy) kongrecjami lidytów bądź ftanitów. Zespoły graptolitów występujących w tych osadach w zupełności przemawiają za piętrami karadok i landeil. W klasycznym odsłonięciu dolnej części mułowców aszgilu w Wólce pod Nową Słupią stwierdzony został bardzo charakterystyczny graptolit *Plematograptus nebula* w asocjacji z fragmentami *Orthograptus* i *Climacograptus*. Pochodzą one zapewne z pogranicza mułowców aszgilu i graptolitowych iłowców karadoku, tj. warstw wólczańskich i jeleniowskich na obszarze Łysogór. Nieco niższy natomiast graptolit *Climacograptus styloideus*, stanowiący najwyższy poziom karadoku, poznany jedynie został z profilu Brzezinek, z osadów ilastych typowych dla warstw jeleniowskich. W profilach Jeleniowa, zarówno w odsłonięciach jak i w wykonanych tam wierceniach, został dobrze udokumentowany poziom *Dicranograptus clingani*, który jest bardzo powszechny w górnym karadoku brytyjskim i świętokrzyskim. Poniżej tego poziomu warstwy jeleniowskie w dalszym ciągu zawierają bogatą faunę graptolitów, głównie *Dicellograptus*, *Diplograptus*, *Orthograptus*, *Climacograptus*, wśród których dominuje poziom *Diplograptus multidens*. Najniższa część karadoku,

łącznie z poziomem *Nemagraptus gracilis*, stwierdzona została jedynie w profilach wierceń Jeleniów 2 i Bukowiany 1a. W poziomie *Nemagraptus gracilis* występują w tych profilach częste wkładki wapieni syderytycznych bądź dolomitycznych, coraz częściej pojawiające się w kierunku spągu. Cały kompleks łupków graptolitowych łącznie z poziomem *Nemagraptus gracilis* został określony przez H. Tomczyka jako górne warstwy jeleniowskie, stanowiące typowe odpowiedniki brytyjskiego karadoku. Granica między dolnymi a górnymi warstwami jeleniowskimi przyjęta została w profilach wierceń tu omawianych następująco: w otworze Jeleniów 2 na głębokości 174,0 m, natomiast w otworze Bukowiany 1a na głębokości 182,3 m. Przeprowadzenie tej granicy na podanych wyżej głębokościach wydaje się słuszne nie tylko z uwagi na dokumentację stratygraficzną dzięki oznaczonej faunie graptolitów, ale również na podstawie zasadniczych różnic litologicznych osadów. Poniżej poziomu *Nemagraptus gracilis* nie ma już bowiem przewagi iłowców graptolitowych, a przeważają raczej osady węglanowe z licznymi wkładkami i zapewne soczewkami wapieni organodetrytycznych i syderytycznych. Natomiast iłowce z ubogą fauną graptolitów głównie poziomu *Glyptograptus teretiusculus* stanowią tylko podrzędne i cienkie wkładki. Niemniej jednak uboga asocjacja graptolitów (*Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *Dicellograptus sextans* Hall, *Glyptograptus* sp. i *G. teretiusculus* His.), występująca w tych iłowcach, bezsprzecznie wskazuje, że dolne warstwy jeleniowskie stanowią odpowiedniki brytyjskiego piętra landeil.

W profilach Jeleniów 2 i Bukowiany 1a zasługują na uwagę partie dolnych warstw jeleniowskich. Zaznacza się tutaj przewaga osadów węglanowych, w skład których wchodzi wapień zwięzły i organodetrytyczne oraz często syderytyczne z licznymi oolitami i stosunkowo dużymi pizolitami. Ponadto coraz częściej pojawiają się drobne wkładki zlepieńcowate i żwirkowe. W profilu Bukowiany 1a (głęb. 198,7 m) już w spągu dolnych warstw jeleniowskich, tj. landeilu, została nawet stwierdzona kilkucentymetrowa warstwa zlepieńca z dużymi stosunkowo otoczakami do 3 cm średnicy. Z powyższych faktów wynika, że dolne warstwy jeleniowskie tworzyły się w zupełnie odmiennym środowisku niż iłowce graptolitowe górnych warstw jeleniowskich. Zachodzą tu ponadto duże różnice w miąższościach tych osadów, gdyż dolne warstwy jeleniowskie stanowią w stosunku do górnych kompleks stanowiący zaledwie 10—15 m.

W omawianych profilach, Jeleniów 2 i Bukowiany 1a, stwierdzono ponadto, że osady landeilu spoczywają bezpośrednio na różnych ogniwach stratygraficznych górnego kambru (Tomczykowa 1964), bądź wprost na najniższym tremadoku z fragmentami *Dictyonema* sp. Fragment tremadoku, występujący w otworze Jeleniów 2 w interwale 183,2—190,0 m, wykazuje ciągłość sedymentacyjną z najwyższym górnym kambrem, tj. z poziomem *Parabolina acanthura* (Angelin), stwierdzonym przez E. Tomczykową już na głębokości 194,6 m.



Stwierdzenie powyższego faktu jest przypuszczalnie najistotniejszym punktem wyjścia dla poruszanych tu zagadnień ogólnej stratygrafii i korelacji. Dotychczasowa literatura geologiczna omawianego obszaru nie dostarczała konkretnych danych co do tego, czy w Łysogórach reprezentowane są osady dolnego ordowiku. Ze starszych prac, a szczególnie J. Samsonowicza (1934), wynika, że w Łysogórach występuje dolny ordowik piaszczysty i transgresywny podobnie jak na obszarze południowym — kieleckim, gdzie jest rozwinięty jako piaskowce glaukonitowe poziomu *Thysanotos siluricus*, a wyżej jako piaskowce z Bukówki i wapienie z Mójczy. Powyższe wnioski opierał J. Samsonowicz głównie w oparciu o profil Pobroszyna pod Opatowem. Jednak prace ziemne i badania stratygraficzno-faunistyczne, przeprowadzone tu przez H. Tomczyka w 1952 r., a następnie wykonane przez Zakład Żłóż Rud Żelaza I.G. wiercenie w 1960 r., nie potwierdziły wniosków J. Samsonowicza. Okazało się, że seria wapienna występująca w Pobroszynie (Samsonowicz 1934, s. 6) stanowi prawdopodobnie typowy odpowiednik dolnych warstw jeleniowskich, w których osady wapienne są już osadami dominującymi. Zachowane próbki tych skał, pobranych jeszcze przez J. Samsonowicza z profilu Pobroszyna, wykazują dużą analogię z wapieniami landeilu z Jeleniowa i z Bukowian. Są one silnie zwietrzałe, brunatnoszare, określane często jako centkowane i plamiste. W szlifach mikroskopowych widoczne są jednak ślady po zwietrzałych oolitach i pizolitach. Ich pozycja stratygraficzna w stosunku do wyżej leżących w tym profilu warstw ilastych z *Diplograptus cf. multidentis* Elles & Wood — również przemawia za występowaniem tu odpowiedników dolnych warstw jeleniowskich. Natomiast opisany przez Samsonowicza piaskowiec z *Lingulella* sp. poniżej kompleksu wapiennego, a zaliczany do dolnego ordowiku, stanowi w rzeczywistości drobną wkładkę piaszczystą w obrębie łowców również z *Lingulella* stanowiących bliżej nieokreślony fragment kambru górnego.

J. Czarnocki (1957) opierając się na danych J. Samsonowicza dotyczących profilu Pobroszyna pod Opatowem również wyraził przypuszczenie, że na północy, tj. w obszarze łysogórskim, reprezentowany jest dolny ordowik w facji piaszczystej i wapiennej, w jakiej jest powszechnie znany z centralnego i południowego obszaru Gór Świętokrzyskich.

W podsumowaniu niniejszego rozdziału autorzy podkreślają, że na północnych skłonach Pasma Głównego, tj. masłowskiego, łysogórskiego i jeleniowskiego oraz dalej na wschód w Pobroszynie, brak jest dolnego ordowiku, a więc lanwirnu, arenigu i prawie całego tremadoku.

#### *Pogranicze kambru i ordowiku w Łysogórach*

Na szczególną uwagę w odniesieniu do rozpatrywanego tu zagadnienia zasługuje zachowany w otworze Jeleniów 2, na głębokości od 183,2 m do 190,0 m, fragment najniższego tremadoku. Jego stosunek do

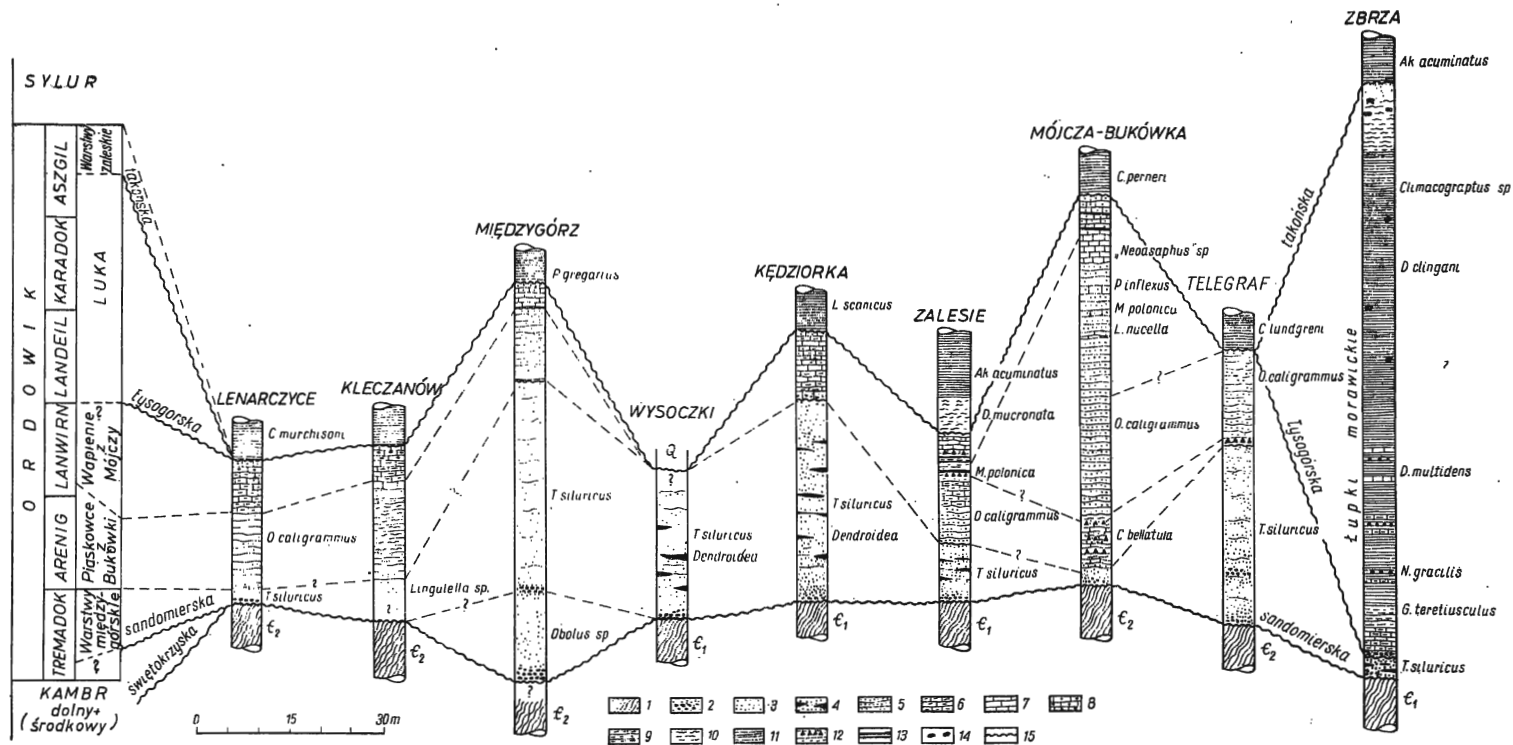


Fig. 2

Stratygrafia i korelacja dolnego ordowiku na obszarze południowym Gór Świętokrzyskich. Skala 1 : 500

1 środkowy i dolny kambry (środkowy kambry dolny), 2 zlepnie, 3 piaskowce glaukonitowe, 4 wkładki chalcodonitów, 5 piaskowce ortidowe, 6 dolomity, 7 wapienie, 8 wapienie oolitowe, 9 ilowce, 10 mułowce wapieniste, 11 łupki graptolitowe, 12 poziomy rud żelaza, 13 bentonit, 14 konkrecje, 15 niezgodności

Stratigraphy and correlation of the Lower Ordovician in the southern area of the Holy Cross Mts. Scale 1 : 500

1 Middle and Lower Cambrian (lower Middle Cambrian), 2 conglomerates, 3 glauconitic sandstones, 4 chalcodonite intercalations, 5 *Orthis* sandstones, 6 dolomites, 7 limestones, 8 oolitic limestones, 9 siltstones, 10 calcareous mudstones, 11 graptolite shales, 12 iron ore seams, 13 bentonite, 14 concretions, 15 discordance

górnego kambru przedstawia się następująco. Najwyższy kambr górny w profilu otworu Jeleniów 2 reprezentowany jest przez monotonną i dość grubą serię ilastą z fauną brachiopodów *Lingulella*, *Obolus*, *Acrotreta* itd., oraz trylobitów typowych, według E. Tomczykowej, dla 5 i 6 poziomu Westergarda. Powyżej poziomu *Parabolina acanthura*, tj. mniej więcej od 190,0 m występują również osady ilaste, jednak z mniejszą ilością blaszek muskowitu oraz bez fauny brachiopodowej. Stwierdzono tu natomiast kilka charakterystycznych wkładek wapienych, których opis petrograficzny podany został w jednym z poprzednich rozdziałów. Zaznacza się tu wyraźna ciągłość sedymentacji w stosunku do niżej leżących osadów górnego kambru. Niemniej opisany kompleks iłowców został wyodrębniony z kompleksu kambryjskiego na podstawie znalezionych w nim dwóch fragmentów rabdozomów *Dictyonema* sp. Obecność tej fauny zdecydowanie upoważnia do zaliczenia tych osadów do dolnego tremadoku.

Podane tu fakty mają istotne znaczenie, ponieważ pozwalają na wnioski co do przerwania cyklu sedymentacji górnokambryjskiej, istnienia luki oraz rozpoczęcia nowego cyklu dopiero z początkiem landeilu. Zagadnienia te zostały już częściowo omówione wcześniej przez H. Tomczyka w pracach publikowanych w 1964 roku. W niniejszej pracy autorki zwracają jeszcze uwagę, że analogiczny do opisanego w tym rozdziale stosunek górnego kambru do ordowiku kształtuje się wzdłuż całego skłonu Pasma Głównego, a także na obszarze łysogórskim.

#### *Pogranicze kambru a ordowiku na obszarze południowym Gór Świętokrzyskich*

Na południowym obszarze świętokrzyskim osady dolnoordowickie znane są z kilku różnych miejscowości. Na wschodzie stwierdzono je w Lenarczycach i Międzygórzu, na południu w Wysoczkach pod Bogorią, następnie w synklinie bardziańskiej i okolicy Kielc oraz na południowym zachodzie w Brzezinach i Zbrzy. W profilach tamtejszych ordowik dolny wykazuje typowy charakter transgresywny i przybrzeżny. Jednak nieco wyższe ogniwa ujawniają obecność osadów strefy płytkonerytycznej wyrażonej sedymentacją piaszczysto-wapienną, a na południowym zachodzie znane są również osady stref głębszych, jak iłowce z graptolitami.

Klasyczne wykształcenie dolnego ordowiku o cechach transgresywnych i piaszczystych znane jest już od dawna z Międzygórza pod Sandomierzem, gdzie J. Samsonowicz (1916) po raz pierwszy stwierdził faunę tremadocką obolidów poziomu *Thysanotos siluricus*. W łomie międzygórskim poniżej piaskowców obolusowych odsłaniają się partie zlepieńców, które traktowane były dotychczas jako zlepieńce podstawowe ordowiku. Dalsze badania ujawniły jednak (Błaszke 1957, Turnau-Morawska 1960, Tomczyk 1962, Bednarczyk 1964), że występują tam zasadniczo

dwie partie zlepieńców przedzielonych kompleksem piaskowców kwarcyticznych i zlepieńcowatych, w których W. Bednarczyk stwierdził *Obolus* (cf. *complexus*) sp. Niemniej jednak kontakt między niższym zlepieńcem a kambrem jest dotychczas nieodstrzygnięty, a w związku z tym brak jest danych rozstrzygających, czy niższy zlepieniec może być traktowany jako podstawowy.

Nowsze naświetlenie zagadnienia kontaktu ordowiku z kambrem w tym rejonie uzyskano przez odwiercenie profilu ordowiku w pobliskich Lenarczycach, oddalonych zaledwie o 6 km na E od Międzygórza. Z obserwacji tego profilu wynika, że poniżej odpowiedników piaskowców z Bukówki z fauną arenigu występuje cienka warstwa piaskowca glaukonitowego z fauną *Obolidae*, zapewne poziomu *Thysanotos siluricus*. Poniżej natomiast występuje cienka warstewka zlepieńca podstawowego, leżąca wprost na utworach środkowego kambru. Jest prawdopodobne, że zlepieniec z Lenarczyc stanowi przynajmniej częściowy odpowiednik wyższego zlepieńca z łomu międzygórskiego. Natomiast występujące w tym łomie niższe ogniwa, a więc piaskowców kwarcyticznych i starszego zlepieńca, nie mają już zapewne odpowiedników wiekowych w profilu Lenarczyc. Można zatem przypuszczać, że na wschód od Międzygórza transgresja morska wkroczyła nieco później.

Nieco odmiennie niż w Lenarczycach przedstawia się profil ordowiku w Kleczanowie, również osiągnięty wierceniem. Profil ten, mimo przynależności do południowego skrzydła synkliny międzygórskiej, wykazuje jednak znaczne różnice w stosunku do ordowiku znanego z łomu międzygórskiego, przypadającego na północne skrzydło tej samej synkliny. W profilu Kleczanowa, bezpośrednio pod sylurem graptolitowym poziomu *Cyrtograptus murchisoni*, występują nieznacznej miąższości utwory dolomityczno-wapienne, które w górnej części zawierają charakterystyczne oolity. Zarówno w profilu Lenarczyc jak i Kleczanowa warstwy te należy traktować jako odpowiedniki wapieni z Mójczy (Turnau-Morawska 1961), które obecnie traktowane są przez autorów jako osady lanwirnu. Poniżej osadów węglanowych w Kleczanowie występują piaskowce glaukonitowe, częściowo kwarcytyczne, które dopiero w dolnej części, począwszy od głębokości 278 m, zawierają ubogą faunę brachiopodów *Lingulella* sp. Brak przewodniej fauny w tych piaskowcach uniemożliwia w decydujący sposób określić wiek tych osadów. Wyniki badań petrograficznych wskazują na ich wybitną analogię z dolnoordowickimi piaskowcami glaukonitowymi z południowego obszaru Gór Świętokrzyskich.

Odmienne nieco wykształcenie wykazuje tremadok znany z wychodni w Wysoczkach pod Bogorią, gdzie w dużym kompleksie skał piaszczysto-glaukonitowych i mułowcowych występują wkładki chalcedonitów. Z opracowania stratygraficznego J. Samsonowicza (1948) i opisanej stąd fauny *Dendroidea* przez R. Kozłowskiego (1948) wynika, że są to osady

górnego tremadoku z charakterystycznym brachiopodem. *Thysanotos siluricus*, a więc młodszego od powszechnie znanego poziomu z *Dictyonema flabelliforme*. Tremadok w tym profilu leży niezgodnie na sfałdowanych osadach dolnego kambru, a jego partie stropowe wraz z ewentualnym przejściem do arenigu nie są tu znane.

Podobne skały tremadoku występują w synklinie bardziańskiej, skąd na uwagę zasługuje profil w Kędziorku odsłonięty w parowie Chojnów Dół (Czarnocki 1939, Kociszewska 1956). W odsłonięciu tym wprost na dolnym kambrze niezgodnie leży 30-centymetrowa warstwa zlepieńca z otoczakami piaskowców kwarcytowych kambru do 15 cm średnicy, przechodząca ku górze w znaczny kompleks piaskowców i mułowców glaukonitowych z wkładkami chalcedonitów podobnych jak w Wysoczkach. W stropie tych piaskowców występuje — według J. Czarnockiego — ponownie zlepieniec, a nad nim niewielkiej miąższości warstwa dolomitów, kontaktująca już niezgodnie z ilastym ludlowem poziomu *Lobograptus scanicus*. W profilu tym górnótremadockie piaskowce zawarte są między dolnym zlepieńcem transgresywnym a górnym zlepieńcem zapewne regresywnym. Natomiast warstwa dolomitów młodszych od tremadoku może być korelowana z podobnymi dolomitami z profilów Zbrzy i Brzezin, których wiek przypada na pogranicze pięter lanwira a landeila.

W omawianej synklinie odsłonięcia ordowiku położone bardziej na zachód: w Zalesiu, w Bardzie-Stawach oraz we wsiach Kozieł i Widełki, wykazują pełniejszy rozwój dolnego ordowiku. Najczęściej nad piaskowcem glaukonitowym poziomu *Thysanotos siluricus* występuje — według W. Bednarczyka (1964) — jeszcze wyższy poziom tremadoku z fauną *Conotreta*, na którym leżą osady arenigu odpowiadające tzw. piaskowcom z Bukówki, z typową dla tego wieku fauną brachiopodów i trylobitów. Lokalnie osady te (np. Zalesie, Zarobiny) przechodzą w wapienie organodetrytyczne z oolitami o laminacji spływowej typu wapieni z Mójczy, które obecnie zaliczane są przez autorów do lanwiru.

Zbliżone stosunki do obserwowanych w synklinie bardziańskiej stwierdzono również w ordowiku okolic Kielc. Jednak tremadok występuje tu tylko w zachodniej części pasma dymińskiego i przy górze Telegraf. Są to piaskowce glaukonitowe poziomu *Thysanotos siluricus* leżące również niezgodnie na dolnym lub środkowym kambrze. Piaskowce te w dolnej części zawierają ciekawą warstewkę zlepieńca śródformacyjnego, natomiast w stropie kończą się 40-centymetrową warstwą mułowców szarogłazowych silnie żelazistych, nad którymi rozwija się znaczny kompleks typowych piaskowców z Bukówki. Na wschód od góry Telegraf, tj. w odsłonięciach Bukówki, Mójczy i Niestachowa, nie stwierdzono dotychczas paleontologicznie udokumentowanych osadów tremadoku. W Bukówce bezpośrednio na kambrze leży niezgodnie 3-metrowa warstwa piaskowców glaukonitowych mało związanych, w stropie zlepieńcowatych, bez fauny, przechodząca w typowe osady arenigu. Wyższe ogniwa ordowiku,

tj. lanwirnu, dobrze odsłonięte są w Mójczy, gdzie nad odpowiednikami piaskowców z Bukówki rozwijają się wapienie z Mójczy, w dolnej części szare z typową fauną trylobitów *Asaphus*, a w górnej oolitowe z wkładkami bentonitów. Są to utwory środowiska płytkowodnego, zapewne przybrzeżnego.

Ordowik występujący w Zbrzy i Brzezinach jest pod względem wykształcenia litologicznego najbardziej zbliżony do ordowiku z obszaru Łysogórskiego z tą tylko różnicą, że w Łysogórzach brak jest dolnego ordo-

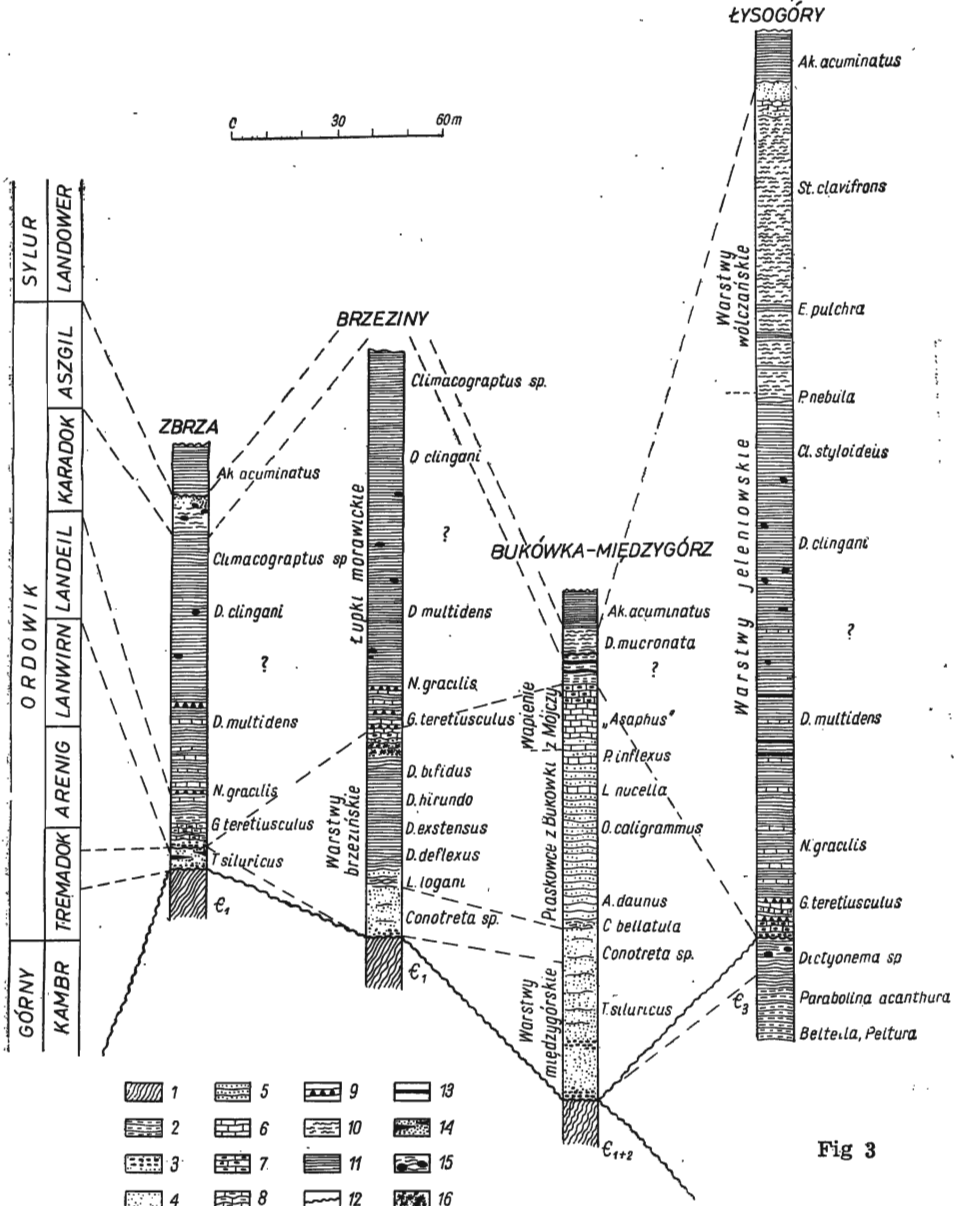


Fig 3

wiku, który tu jest reprezentowany nawet w facji ilastej z graptolitami. W profilach Zbrzy, bezpośrednio na kambrze dolnym bądź na eokambrze, leży niezgodnie kilkumetrowa seria piaskowców glaukonitowych z wkładkami chalcedonitów, zapewne poziomu *Thysanotos siluricus*. W jej strobie występuje warstewka zlepieńca, podobnie jak w profilu w Kędziorku i być może ma ona również charakter regresywny. Wyżej stwierdzono lokalnie warstwy dolomitów przechodzących w iłowce margliste z bardzo bogatą fauną trylobitów, rzadziej graptolitów poziomu *Glyptograptus teretiusculus*. Tak więc między górnym tremadokiem a landeilem występuje tu luka stratygraficzna, przypadająca głównie na arenig. Powyżej landeilu silnie rozwinięta jest seria łupków graptolitowych karadoku (Tomczyk 1957), osiągająca tu około 100 m miąższości.

W pobliskich Brzezinach, położonych zaledwie 5 km na północ od Zbrzy, występuje najbardziej interesujący profil ordowiku świętokrzyskiego, który w 1964 roku był przedmiotem szczegółowego opracowania autorów. Na kambrze dolnym leży tu niezgodnie kilkumetrowy kompleks piaskowców i mułowców glaukonitowych, być może poziomu *Conotreta*. Nad nimi rozwinięta jest gruba seria ilasta z graptolitami arenigu, określona jako warstwy brzezińskie. Na osady lanwirnu przypada tu dolna część poziomu *Didymograptus bifidus* facji ilastej z graptolitami, a wyżej tzw. poziom szamozytowy obejmujący głównie górny lanwirn, tj. poziom *Didymograptus munchisoni* (Tomczyk & Turnau-Morawska 1964). Wymienione powyżej poziomy, tj. *D. bifidus* oraz poziom szamozytowy tworzą razem górne warstwy brzezińskie, które zamykają charakterystyczny cykl rozwojowy graptolitów *Didymograptus* i *Tetragraptus*. Dopiero nad poziomem szamozytowym ponownie występują iłowce graptolitowe poziomu *Glyptograptus teretiusculus*, które ku górze rozwijają się

Fig. 3

Stratygrafia i korelacja głównych profilów ordowiku w Górach Świętokrzyskich  
Skala 1:1000

1 dolny i środkowy kambr, 2 górny kambr (iłowce i mułowce), 3 zlepieńiec, 4 piaskowce glaukonitowe poziomu *T. siluricus* i *Conotreta*, 5 piaskowce typu Bukówki, 6 wapień, 7 wapień oolitowe, 8 dolomity, 9 wapień sydereytowe, 10 mułowce wapińskie, 11 iłowce graptolitowe, 12 niezgodność, 13 wkładki bentonitów, 14 soczewki chalcedonitów, 15 konkrecje, 16 poziom szamozytowy

Stratigraphy and correlation of the principal Ordovician sections in the Holy Cross Mts. Scale 1:1000

1 Lower and Middle Cambrian, 2 Upper Cambrian (siltstones and loams), 3 conglomerate, 4 glauconitic sandstones of the *T. siluricus* and *Conotreta* horizons, 5 sandstones of the Bukówka type, 6 limestones, 7 oolitic limestones, 8 dolomites, 9 sideritic limestones, 10 calcareous loams, 11 graptolite siltstones, 12 discordance, 13 bentonite intercalations, 14 chalcedonite lenses, 15 concretions, 16 chamosite horizon

w gruby kompleks łupków graptolitowych karadoku. Występująca tu facja graptolitowa landeilu i karadoku określona jest jako łupki morawickie, które stanowią litologiczne i stratygraficzne odpowiedniki warstw jeleniowskich z obszaru łysogórskiego.

Z przedstawionej charakterystyki osadów ordowiku obszaru południowego Gór Świętokrzyskich wynikają dwa zasadnicze fakty: 1) ordowik dolny rozpoczynający się tu górnym tremadokiem ma wybitnie charakter transgresywny, 2) osady dolnego ordowiku, zazwyczaj podesłane zlepieńcem, leżą na różnych ogniwach kambru dolnego, rzadziej środkowego, ale nigdy górnego.

#### KORELACJA I PALEOGEOGRAFIA

Zróznicowanie litologiczne ordowiku świętokrzyskiego uzależnione było głównie od zmiennej głębokości basenów i położenia brzegu morskiego. W depresjach i obniżeniach tworzyły się głównie osady ilaste z graptolitami, wykazujące ciągłość sedymentacji, natomiast w strefach przybrzeżnych bądź związanych z progami (barierami) powstawały osady piaszczyste i piaszczysto-wapienne z licznymi lukami i przerwami. Szczególnie w części środkowej (centralnej) Gór Świętokrzyskich w tzw. synklinorium kielecko-łagowskim występowanie ordowiku jest ograniczone do dolnych tylko jego pięter, tj. od tremadoku górnego po lanwirn włącznie. Wyjątek stanowi tu tylko obecne południowe skrzydło synkliny bardziańskiej, gdzie na wapieniach lanwirnu bądź iłowcach hematytowych z wkładkami bentonitów (wiek bliżej nie określony) leżą jeszcze mułowce górnego aszgilu, tzw. warstwy zaleskie (Zalesie, Bardo-Stawy).

Całkiem odmiennie natomiast przedstawia się sedymentacja ordowiku w Zbrzy i w Brzezinach koło Morawicy, gdzie dominująca jest facja graptolitowa, obejmująca zarówno dolny jak i górny ordowik. Natomiast w Łysogórach facja graptolitowa znana jest tylko w piętrach landeil i karadok, a ku górze przechodzi w grubą serię mułowców dolnego aszgilu. Odtworzenie więc przebiegu sedymentacji w nawiązaniu do poszczególnych profilów ordowiku na stosunkowo niedużym obszarze Gór Świętokrzyskich nie jest łatwe. Wykorzystując jednak bogaty i nowy materiał obserwacyjny autorzy starają się przedstawić ogólny rozwój osadów ordowiku świętokrzyskiego w nawiązaniu do przyległych obszarów, tj. Przedgórze Karpat i Niżu Polskiego.

W Górach Świętokrzyskich, z końcem sedymentacji kambru środkowego, zarówno na północy jak i na południu, zachodziły silne ruchy tzw. fazy świętokrzyskiej (Tomczyk 1964a, b). Ruchy te objęły osady dolnego i środkowego kambru, co szczególnie zaznacza się w wyraźnej niezgodności między kambrem a transgresywnie leżącym ordowikiem w odsłonięciach na południu. Ruchy te doprowadziły do wynurzenia



obszaru południowego, na którym odbywała się denudacja w okresie kambru górnego. Natomiast sedymentacja osadu kambru górnego ograniczała się głównie do obszaru Łysogórskiego, gdzie tworzyły się duże kompleksy iłowców i mułowców z *Lingulella* i z trylobitami *Parabolina*, *Peltura*, *Beltella* i inne.

Obserwacje przeprowadzone w profilach z Łysogór prowadzą do wniosku, że po osadzeniu się iłowców z *Dictyonema*, należących zapewne do najniższego tremadoku, nastąpiły intensywne ruchy fazy sandomierskiej (w sensie H. Tomczyka 1964a, b), które przerwały sedymentację górnokambryjską oraz dolnoordowicką najniższego tremadoku. Obszar ten podlegał ruchom wynurzającym, powodującym wystąpienie luki, być może, typu diastemy. Natomiast na południu faza ta znacznie obniżyła częściowo spenepienizowany już obszar południowy Gór Świętokrzyskich, na który wkroczyła transgresja morska w środkowym, bądź górnym tremadoku.

Transgresja tremadocka postępowała prawdopodobnie z północnego zachodu i objęła głównie istniejące jeszcze depresje i obniżenia na obszarze południowym Gór Świętokrzyskich, których kierunki mogły jeszcze przebiegać równoleżnikowo, w częściowej zależności od kierunków fałdów świętokrzyskich (Czarnocki 1919, 1957). Jedno z takich obniżeń przypadało mniej więcej na obszar obecnego synklinorium kielecko-łagowskiego łącznie z synkliną międzygórską na wschodzie. Następną bruzda (obniżenie) przebiegała równolegle do obecnej synkliny bardziańskiej po jej południowej stronie, obejmując jeszcze swym zasięgiem południowe skrzydło tej synkliny. Ponadto równoległa depresja istniała w okolicy Zbrzy i Brzezina, a w kierunku wschodnim sięgała aż do Bogorii (Wysoczki) lub nawet dalej. Basen tremadocki był zatem na tym terenie silnie zróżnicowany, a samo wkroczenie morza było nierównomierne. Świadczą o tym również zmiennej miąższości warstwy zlepieńców i piaskowców glaukonitowych. Dopiero w poziomie *Thysanotos siluricus* nastąpiła częściowa stabilizacja, jednak o wciąż jeszcze zróżnicowanych warunkach sedymentacji świadczą liczne wkładki spongiolitów, gez i innych skał krzemionkowych.

Na pograniczu tremadoku a arenigu nastąpić musiały dalsze ruchy, znacznie słabsze i związane z fazą trysil w zachodniej Europie. Ruchy te spowodowały dalsze lokalne zmiany w kształtowaniu się basenu sedymentacyjnego. Rozszerzenie transgresji zaznacza się w Lenarczycach, Bukówce, Mójczy, natomiast w Brzezinach zbiornik ulega pogłębieniu. Na południu nastąpiła wówczas wyraźna regresja, o której świadczą warstwy zlepieńców w stropie tremadoku w Kędziorce i Zbrzy. Nie jest wykluczone, że regresja ta objęła również i ordowik Wysoczek koło Bogorii. W środkowej części Gór Świętokrzyskich utrzymał się basen płytki i przybrzeżny, w którym tworzyły się osady piaszczysto-wapienne, powszechnie znane jako piaskowce z Bukówki i wapienie z Mójczy. Jedy-

nie w Brzezinach istniał w arenigu basen głębszy, w którym osadzały się ility graptolitowe o znacznej miąższości.

Dopiero z końcem lanwirnu, a ściślej w poziomie *Didymograptus purchisoni*, nastąpiły dalsze poważne ruchy związane zapewne z ruchami młodosardyjskimi, które H. Tomczyk (1964a, b) określa jako fazę łysogórską. Ich działalność objęła prawie cały obszar Gór Świętokrzyskich, powodując nowe ukształtowanie basenu sedymentacyjnego. W Brzezinach nastąpiło wyraźne spłylenie zbiornika, co sprzyjało tworzeniu się osadów szamozytowo-syderytowych z oolitami. W środkowej części Gór Świętokrzyskich o dalszym spłyleniu zbiornika świadczą występujące tam wapienie organodetrytyczne ze śladami rozmycia i spływów, a zawierające oolity żelaziste (Turnau-Morawska 1961).

Ruchy fazy łysogórskiej spowodowały przypuszczalnie w środkowej części Gór Świętokrzyskich zamknięcie płytkiej i przybrzeżnej sedymentacji osadami wapieni organodetrytycznych z oolitami żalazistymi. W Łysogórach natomiast, po długiej przerwie trwającej tu od najniższego tremadoku, ruchy te spowodowały nową transgresję i rozpoczęcie nowego cyklu sedymentacyjnego. Podobne zjawiska zaszły również w depresji Zbrzy, gdzie na pograniczu lanwirnu i landeilu wkracza tu także zbiornik morski rozpoczynający nową sedymentację po przerwie istniejącej w okresie arenigu. W Brzezinach koło Morawicy po krótkotrwałym spłyleniu w poziomie szamozytowym (górnym lanwirn) następuje pogłębienie basenu i osadzenie się iłowców z graptolitami. Po ruchach fazy łysogórskiej już z początkiem landeilu nastąpiła stopniowa stabilizacja sedymentacji, która praktycznie ograniczała się do dwóch basenów. Jeden z nich obejmował tzw. depresję łysogórską na północy, drugi rozwijał się na obszarze południowo-zachodnim w tzw. depresji zbrzańskiej i brzezińskiej. W zbiornikach tych najbardziej intensywna sedymentacja zaznacza się w karadoku osadzeniem się dużej miąższości serii iłowców graptolitowych. Najlepszym dowodem podobnego ukształtowania się obu zbiorników jest podobny rozwój litologiczny i stratygraficzny landeilu i karadoku z Brzezin i Zbrzy, tj. łupków morawickich, w porównaniu z warstwami jeleniowskimi obszaru łysogórskiego.

Po osadzeniu się mułowców poziomu *Staurocephalus clavifrons*, z końcem aszgilu nastąpiły znaczne ruchy, które lokalnie zamknęły sedymentację ordowiku na obszarze łysogórskim i przypuszczalnie południowo-zachodnim, tj. w Zbrzy i Brzezinach. Płytki zbiornik utrzymał się jedynie w południowej części synkliny bardziańskiej (Zalesie, Bardostawy), skąd znane są warstwy zaleskie z *Dalmanitina mucronata* najwyższego aszgilu (Kielan 1956, 1960).

Na obszarze Gór Świętokrzyskich ruchy występujące pod koniec aszgilu oraz na pograniczu z sylurem już od dawna były znane, o czym wielokrotnie wspominał J. Samsonowicz i J. Czarnocki oraz ostatnio H. Tomczyk, wiążąc te ruchy z fazą takońską.

Podany wyżej schemat korelacji i rozwoju sedymentacji osadów ordowiku świętokrzyskiego może być nawiązany do obszarów sąsiednich, tj. Przedgórze Karpat i ordowiku Niżu Polskiego. Omówione fakty znajdują wyraz w załączonej tablicy stratygraficznej (tabl. I) oraz wcześniej opublikowanej tabeli korelacyjnej (Tomczyk & Turnau-Morawska 1964). Jako jedno z ważniejszych uogólnień nasuwa się wniosek, że fazy sandomierska, łysogórska i tańkońska mają wyraźny oddźwięk na Przedgórzu Karpat oraz w ordowiku platformowym, czego wyrazem są transgresje, regresje, luki i przerwy oraz przebieg cykli sedymentacyjnych obserwowanych w podobnej pozycji stratygraficznej jak w Górach Świętokrzyskich.

#### UWAGI SEDYMENTOLOGICZNE W ŚWIETLE BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Przedstawione w tym rozdziale uwagi, dotyczące środowiska sedymentacji ordowiku Gór Świętokrzyskich oraz pochodzenia materiału dla ukształtowania osadów, oparte są na wynikach analiz petrograficznych przedstawionych w niniejszej pracy oraz na wynikach badań z lat poprzednich (Turnau-Morawska 1958, 1960, 1961; Tomczyk & Turnau-Morawska 1964). Uwagi te częściowo potwierdzają, częściowo uzupełniają wnioski przedstawione w rozdziale poprzednim. Nie ulega wątpliwości, że w badaniach ściśle petrograficznych dotyczących ordowiku Gór Świętokrzyskich istnieją jeszcze liczne luki i że wyniki prac wykonanych w latach najbliższych mogą mniej lub więcej zmodyfikować przedstawione tu rozważania. Niemniej jednak materiał analityczny jest na tyle bogaty, że warto jest zestawić go w sposób porównawczy, aby podać obraz zmienności środowisk sedymentacji ordowiku na opracowanym terenie. Obraz ten zostanie przedstawiony oddzielnie dla regionu północnego i południowego Gór Świętokrzyskich. Ponieważ analizy materiałów z wierceń w Łysogórach dotyczyły częściowo także i górnego kambru, omówiono tu krótko charakter osadów, na których leżą osady najniższego tremadoku.

#### *Obszar północny*

Analiza mikroskopowa osadów górnego kambru z Jeleniowa i Bukowian wykazuje, że są to utwory niezbyt płytkiego morza, w którego dennych częściach panowały warunki redukcyjne, a w każdym razie warunki takie nastąpiły w okresie wczesnej diagenety. Świadczy o tym obecność substancji węglistej i piryty. Charakterystyczne są kuleczkowate formy piryty, nasuwające sugestię co do udziału bakterii w ich tworzeniu się.

Utwory najniższego tremadoku wykazują ciągłość sedymentacji i nieznaczne spłylenie zbiornika. Buły węglanowe oraz buły ze śladami

fosforanów powstały przypuszczalnie wśród procesów diagenety lub nawet epigenety. Zjawiska te mogły być związane z przerwą sedymentacji, jaka nastąpiła między tremadokiem a landeilem, lub też po nowej transgresji, która dostarczyła materiału węglanowego przenikającego starsze osady ilaste.

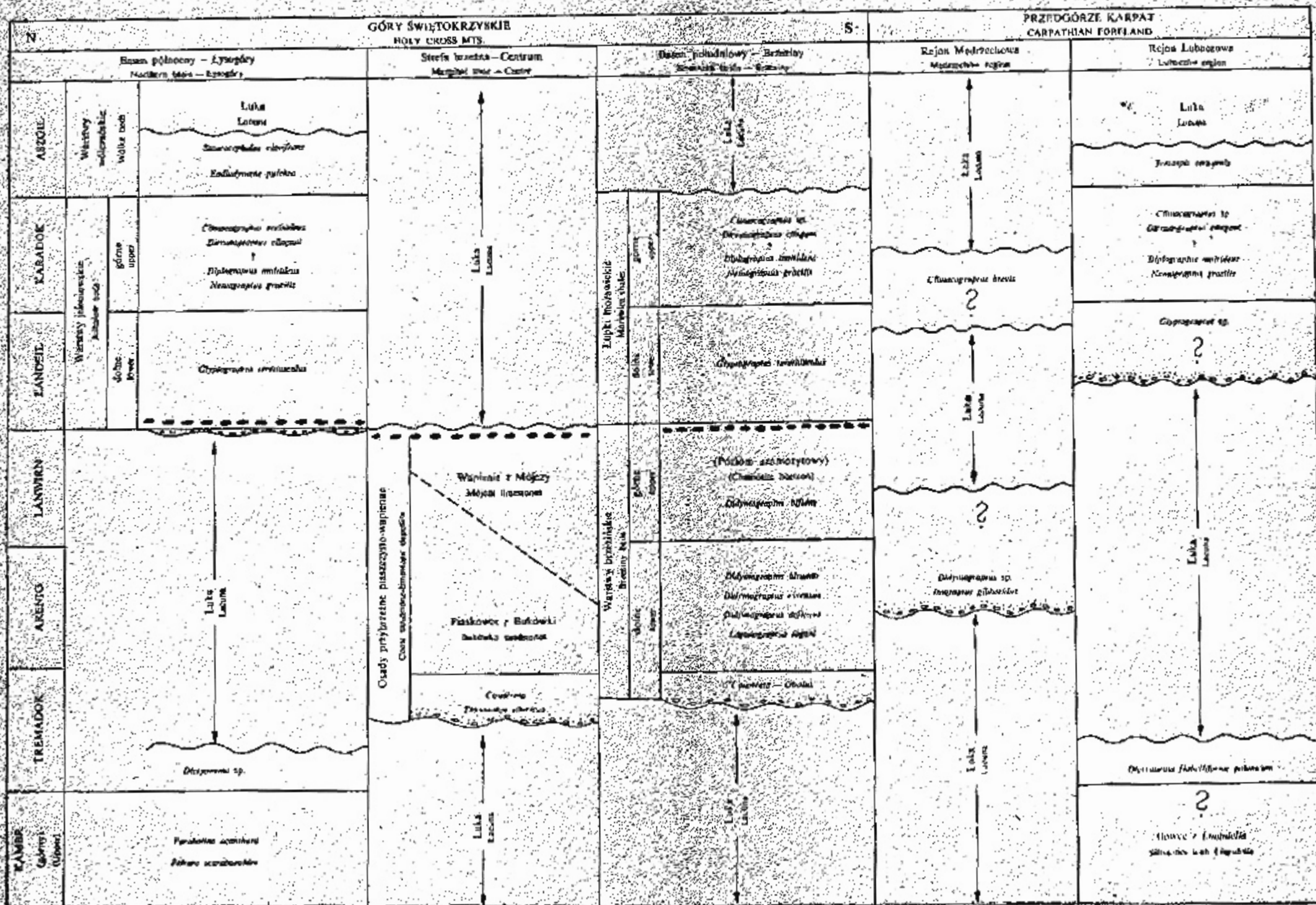
Osady landeilu rozpoczynają się wapieniami organodetrytycznymi z oolitami szamozytowymi. Charakterystyczny jest tu brak relików glaukonitu, który według poglądów wyrażonych w pracy dotyczącej ordowiku Brzezin (1964) stanowił materiał dla utworzenia szamozytu. Utwory szamozytowe zarówno z Brzezin jak i Mójczy (1961) zawierały na ogół ziarna allochtonicznego glaukonitu. Można przypuścić, że transgresja morska landeilu na terenie Łysogór nie od razu się ustabilizowała, że początkowo gromadziły się osady zawierające glaukonit i materiał terrygeniczny, a następnie osady te zostały zerodowane i przerobione. Glaukonit uległ przekształceniu w szamozyt według koncepcji M. Turnau-Morawskiej (1961, 1963), a materiał terrygeniczny zawierający głównie kwarc wszedł w skład wapieni organodetrytycznych landeilu, które w dolnych poziomach zawierają jeszcze kilka procent kwarcu. Natomiast w wyższych poziomach mineralnego materiału detrytycznego brak jest prawie zupełnie, a wzrasta ilość węglanów i koncentrują się krzemiany żelaza. Procent szamozytu jest tu wyższy niż w podobnych równowiekowych osadach w Mójczy, niższy jednak niż w Brzezinach, co zapewne jest wynikiem odmiennego ukształtowania dna morskiego i różnego składu mineralnego podmorskich progów. Nie ulega jednak wątpliwości, że basen ordowiku w omawianym piętrze był płytki. Na płytkowodny charakter oolitowych rud żelaza ordowiku zwraca ostatnio uwagę J. Petranek (1964).

Podobne warunki środowiskowe panowały przypuszczalnie w tym czasie w Pobroszynie. Z tego terenu zanalizowano jedynie bardzo zwietrzałą próbkę z wychodni. Jest to wapień szary z gniazdami czerwono-brunatnych tlenków żelaza. Pod mikroskopem widać na tle drobnokryształicznego kalcytu gniazda częściowo utlenionego syderytu i gruzłowate skupienia limonitu. Struktura oolitowa nie została tu wyraźnie zachowana.

### *Obszar południowy*

Badania petrograficzne ordowiku okolic Międzygórza (Błaszke 1957, Turnau-Morawska 1960) dostarczyły już dawniej wniosków naświetlających warunki sedymentacji. Obecnie te wnioski mogą być uzupełnione dzięki zapoznaniu się z profilem wiercenia w Kleczanowie. Seria zlepieńców i piaskowców w Międzygórzu charakteryzuje się obfitością glaukonitu, którego nagromadzenie się w strefie płytkowodnej morza ordowickiego mogło rozpocząć się już w okresie poprzedzającym główną fazę

### Korelacja ordowiku Gór Świętokrzyskich z Przedgórzem Karpat Ordovician correlation of the Holy Cross Mts. with Carpathian Foreland



akumulacji zlepieńca. Warunki tworzenia się glaukonitu tłumaczy M. Turnau-Morawska w świetle wyników badań I. Hesslanda (1949) transgresją morską na silnie zwietrzały ląd, na którym obficie tworzył się kaolinit. Przebieg podobnego procesu został ostatnio opisany w oparciu o studia terenowe przy transgresji morza kredowego na krystalinik w Sudetach (Gierwelaniec & Turnau-Morawska 1961). W osadach z Międzygórza zawartość glaukonitu zmniejsza się dość konsekwentnie w wyższych poziomach ordowiku, ale minerał ten występuje jeszcze w kilku procentach w piaskowcu żelazistym należącym do piętra karadok. Dotąd nie zauważono w profilu ordowiku Międzygórza oolitów żelazistych, na co zwraca uwagę M. Turnau-Morawska (1961) i tłumaczy ten fakt warunkami bardzo płytkowodnej sedymentacji w strefie przybrzeżnej. Analiza petrograficzna materiału z wierceń w Kleczanowie z głębokości 292—270 m wykazuje wyraźne podobieństwo tych osadów do osadów z Międzygórza leżących powyżej zlepieńca glaukonitowego, zwłaszcza podobne są charakterystyczne obwódki glaukonitu lub fosforanów dokoła ziarn kwarcu. Różnice w składzie mineralnym osadów z Międzygórza i Kleczanowa polegają głównie na tym, że glaukonit w piaskowcach węglanowych z Kleczanowa występuje w mniejszych ilościach i jest niewątpliwie allochtoniczny, co świadczy o większym oddaleniu od terenu alimentacji dostarczającego minerałów lub roztworów bogatych w potas. Z tym faktem oraz zmiennością ukształtowania dna morskiego (garby i progi) może się wiązać występowanie oolitów żelazistych w Kleczanowie, zbudowanych z szamozytu — minerału nie zawierającego potasu.

W odniesieniu do przebiegu sedymentacji ordowiku w synklinie międzygórskiej nasuwają się jeszcze pewne niejasności. Otoczaki mułowców w zlepieńcach, uznane dotąd za kambryjskie, nie są jednak podobne do żadnych poznanych dotąd osadów kambru świętokrzyskiego. Ogromna ilość otoczków fosforytów w tych zlepieńcach jest również zagadkowa. Nasuwa się przypuszczenie, że fosforyty mogą być syngenetyczne, przetransportowane z nieznacznie odmiennego środowiska i włączone do osadu. Jednak przypuszczenie, że otoczaki mułowców pochodzą ze śródformacyjnej przeróbki warstw wieku ordowickiego, prowadziłoby już do daleko idących konsekwencji. Obecnie przeprowadzone studia petrograficzne nad ordowikiem Gór Świętokrzyskich powinny to zagadnienie wyjaśnić.

Jak już wspomniano w rozdziale dotyczącym stratygrafii, odmienne wykształcony tremadok występuje w Wysoczkach pod Bogorią oraz w synklinie bardziańskiej (Chojnów Dół), gdzie w piaskowcach i mułowcach glaukonitowych występują wkładki spongiolitów i gez. Najlepiej zostały poznane osady w Wysoczkach, opisane i genetycznie zinterpretowane przez J. Samsonowicza (1948), a bardziej szczegółowo petrograficznie opracowane przez M. Turnau-Morawską (1958). Są to osady morza nieco głębszego niż warstwy z Międzygórza, jednak obecność autochto-

nicznego glaukonitu i obfitość materiału terrygenicznego świadczą o morzu dość płytkim, co najwyżej środowisku szelfowym. Przy interpretacji genezy omawianych warstw chalcedonowych zwraca uwagę zarówno J. Samsonowicz jak i M. Turnau-Morawska na rytmiczność procesów sedymentacji, której wynikiem jest naprzemianległość warstewek skał krzemionkowych i okrucowych. Według wymienionych autorów, rytmy te uzależnione były z jednej strony od przebiegu procesów wietrzeniowych na zrównanym lądzie, z którego dopływał materiał do morza epikontynentalnego, a z drugiej strony od fizyczno-chemicznych warunków środowiska sedymentacji i rozwoju życia organicznego. W osadach wąwozu Chojnów Dół naprzemianległość warstewek krzemionkowych i mułowcowych uwidoczniła jest tak subtelnym warstewkowaniem, że M. Turnau-Morawska wypowiada przypuszczenie o wpływie zmian sezonalnych. W chwili obecnej nasuwa się jednak odmienna interpretacja obserwowanych faktów i raptownych zmian w składzie mineralnym ostro rozgraniczonych warstewek, nawet w przypadku bardzo subtelnej laminacji. Już J. Czarnocki (1919) opisując warstwy chalcedonowe w Zalesiu pod Łagowem wypowiada się o nich jako o „powstałych zapewne pod wpływem daleko posuniętych zmian diagenetycznych”. J. Samsonowicz (1948) i M. Turnau-Morawska (1958) skłaniają się natomiast do poglądu o syngenetycznym powstawaniu wkładek chalcedonowych w piaskowcach i mułowcach. Oba poglądy mogą być jednak w pewnej mierze uzgodnione. Krzemionka mogła się wytrącać w morzu w okresie zahamowania procesów erozyjnych na lądzie i zmniejszenia dopływu materiału detrytycznego, jednak dokładniejsza segregacja materiału mogła być wynikiem diagenetycznej dyferencjacji, powodującej skupianie się substancji o podobnym składzie i strukturze, podobnie jak to zachodzi przy tworzeniu się kongrecji. W Wysoczkach spotyka się zarówno kongrecje krzemionkowe jak i regularne warstwy i warstewki, co jest zapewne wynikiem mniejszych lub większych zakłóceń w przebiegu procesów sedymentacyjnych i diagenetycznych. Warto też zwrócić uwagę, że przy interpretacji niektórych typów warstwowań i laminacji zbyt małą przywiązuje się wagę do procesów diagenetycznej dyferencjacji.

Co do źródła krzemionki omawianych warstw chalcedonowych, to J. Samsonowicz wiąże jej dopływ z peneplenizacją i wietrzeniem chemicznym na lądzie. Według M. Turnau-Morawskiej, krzemionka koncentrowała się wskutek rozkładu zawiesiny ilastej w wodzie morskiej i przy współdziałaniu procesów życiowych gąbek. W pracy M. Turnau-Morawskiej (1958) wysunięte jest przypuszczenie, że krzemionka mogłaby pochodzić z rozkładu tufów wulkanicznych, aczkolwiek autorka nie znajduje konkretnych danych dla potwierdzenia tej hipotezy. Niedługo po opublikowaniu omawianej pracy badania geologiczne prowadzone w Górach Świętokrzyskich stwierdziły występowanie ordowickich bentonitów (Ryka & Tomczyk 1959, Chlebowski 1964), co prawda w utworach

młodszych od warstw chalcedonowych. Opierając się jednak na tych faktach można przypuścić, że już i w dolnym ordowiku zaznaczyły się na terenie Gór Świętokrzyskich wpływy zjawisk wulkanicznych. Nieobecność skał krzemionkowych w sąsiedztwie obserwowanych bentonitów ordowiku Gór Świętokrzyskich może być wyjaśniona zbyt alkalicznym środowiskiem sedymentacji lub też warunkami nie sprzyjającymi rozwojowi gąbek. Te na razie ogólnikowe wypowiedzi wymagają bliższego wyjaśnienia i uzasadnienia, co niewątpliwie nastąpi dzięki przyszłym petrograficznym badaniom ordowiku świętokrzyskiego.

Wyniki petrograficznych studiów ordowiku z Mójczy należą do najbardziej interesujących, gdyż tam po raz pierwszy stwierdzono obecność oolitów żelazistych w wapieniach, którym początkowo przypisywano wiek odpowiadający piętru karadok, a ostatnio (1964) określono ich przynależność do lanwirnu. Zauważono tu również przejście facji glaukonitowej w szamozytową, zaznaczające się przejściem glaukonitowych piaskowców z Bukówki do wapieni z oolitami szamozytowymi z Mójczy. Podobną prawidłowość zmian facjalnych stwierdzono w Brzezinach (1964) oraz na innych obszarach ordowiku Polski (1961, 1963). Te zmiany tłumaczy M. Turnau-Morawska większą odległością od brzegu tworzenia się osadów z szamozytem w porównaniu z osadami glaukonitowymi i niedostatkami potasu przy obfitości żelaza i dostatecznej ilości magnezu oraz krzemionki dla utworzenia się szamozytu.

Osady żelaziste lanwirnu Brzezin wykazują wyraźną analogię z równowiekowymi osadami Mójczy, aczkolwiek w Brzezinach stwierdza się znacznie większą koncentrację zarówno glaukonitu jak i szamozytu w porównaniu z Mójczą. Tabela 7 zestawia skład mineralny osadów z Brzezin i Mójczy z maksymalną koncentracją szamozytu w wapieniach szamozytowych oraz maksymalną zawartością glaukonitu w piaskowcach glaukonitowych. Dla porównania podano w tej tabeli skład mineralny wapienia szamozytowego z Jeleniowa z maksymalną zawartością szamozytu, oraz piaskowca z Kleczanowa z maksymalną zawartością glaukonitu.

Z powyższych zestawień wynika, że większa ilość szamozytu a zwykle także syderytu w osadach ordowiku świętokrzyskiego uzależniona jest od większej zawartości glaukonitu w skałach niższego poziomu i przypuszczalnie od mniejszej odległości basenu sedymentacji od terenu alimentacji. Wynika z tego, że osady lanwirnu Brzezin tworzyły się bliżej obszaru dostarczającego materiału potrzebnego dla utworzenia skał żelazistych niż osady Mójczy i Kleczanowa. Bliskość terenu alimentacji nie musi być równoznaczna z bliskością brzegu morskiego, chodzi tu raczej o bliskość progów podmorskich, zbudowanych być może ze skał krzemianowych dostarczających minerałów lub roztworów bogatych w potas. Interpretacja warunków środowiska i pochodzenia materiału dla osadów



żelazistych Jeleniowa jest o tyle trudniejsza, że brak tu jest niższych poziomów skał glaukonitowych.

Zarówno skały z glaukonitem, jak i skały z oolitami żelazistymi ordowiku świętokrzyskiego, tworzyły się w morzu płytkim. Autorzy tej pracy w poprzednich publikacjach (1961, 1964) wyrażali przypuszczenie,

Tabela 7

Zestawienie składu mineralnego utworów lanwirnu Gór Świętokrzyskich z maksymalną zawartością szamozytu lub też glaukonitu

## Skały szamozytowe

	Brzeziny	Mójcza	Jeleniów 1
	Wiercenie 48 głęb. 248 m		głęb. 183 m
	% obj.	% obj.	% obj.
Szamozyt	43,6	10,0	22,6
Syderyt	38,4	77,9	70,5
Kalcyt	10,2		
Kwarc	3,2	3,7	5,8
Glaukonit	0,3		
Minerały ilaste	3,0		
Piryt	1,3	0,1	1,1
Dolomit (ankeryt?)		3,5	
Skalenie		4,2	
Tlenki żelaza, apatyt, rutyl		0,9	

## Skały glaukonitowe

	Brzeziny	Mójcza	Kleczańów
	Wiercenie 48 głęb. 252,8 m		głęb. 277 m
	% obj.	% obj.	% obj.
Glaukonit	49,6	1,4	3
Kwarc	23,2	95,2	45
Minerały ilaste	18,7	0,3	
Fosforany	7,3		3
Piryt	1,2	0,5	1
Skalenie		2,4	
Turmalin, cyrkon		0,2	
Syderyt, ankeryt			48

że niektóre typy szamozytowych utworów koncentrycznych przypominają kształty będące wynikiem działalności glonów. Niewiele spotyka się w literaturze danych dotyczących podobnych utworów zbudowanych z szamozytu, a nie jak zwykle z kalcytu. Jednakże Pulfrey (1933) opisuje występujące w utworach dolnego landeilu północnej Walii duże pizo-

lity szamozytowe o nieregularnych zarysach, określając je jako stromatolity. Przyпуска on jednak, że to są utwory nieorganicznego pochodzenia.

#### WNIOSKI

Dotychczasowe studia geologiczno-stratygraficzne i petrograficzne dotyczące ordowiku Gór Świętokrzyskich skłoniły autorów do sformułowania następujących wniosków ogólnych.

1. Ordowicki basen sedymentacyjny na obszarze Gór Świętokrzyskich był bardzo zróżnicowany pod względem ukształtowania dna morskiego i wybrzeża, o czym świadczy występowanie osadów strefy płytkowodnej i przybrzeżnej w facji piaszczysto-wapiennej oraz strefy głębszej w facji ilastej z graptolitami. Zmienność składu mineralnego osadów w niektórych poziomach stratygraficznych przemawia za zmiennością fizyczno-chemicznego środowiska sedymentacji, a także wskazuje na urozmaicony charakter petrograficzny wybrzeża i progów podmorskich, skąd pochodził materiał detrytyczny i roztwory zwietrzelinowe. Ta zmienność daje się niekiedy dobrze prześledzić w poziomach skał zawierających glaukonit lub też oolity szamozytowe.

2. Lokalne zróżnicowanie facji osadów ordowiku świętokrzyskiego pozwoliło autorom wyodrębnić w środkowej (centralnej) części Gór Świętokrzyskich strefę brzeżną i wyniesioną, która oddzielała głębszy basen południowo-zachodni (depresja zbrzańska i brzezińska) od basenu północnego (depresja łysogórska).

3. Ordowik transgresywny (tremadok górny — arenig) obszaru południowego leży niezgodnie na różnych ogniwach stratygraficznych kambru dolnego bądź środkowego, ale nigdy górnego, jak to dotychczas było przyjmowane.

4. W depresji łysogórskiej sedymentacja ordowiku odbywała się tylko w piętrach landeil, karadok i aszgil. Stwierdzono tu znaczną lukę sedymentacyjną, która obejmowała tremadok, arenig i prawie cały lanwirn.

5. Osady landeilu poziomu *Glyptograptus teretiusculus* w Łysogórach leżą lokalnie na różnych ogniwach górnego kambru bądź najniższego tremadoku z fauną *Dictyonema* sp. (otwory Jeleniów i Bukowiany).

6. Cykle sedymentacyjne landeilu i karadoku w depresji łysogórskiej (warstwy jeleniowskie) przebiegały podobnie jak w depresji południowo-zachodniej (łupki morawickie).

7. Luka sedymentacyjna występująca w dolnym ordowiku Łysogór związana jest z ruchami fazy sandomierskiej, natomiast nowy cykl sedymentacji rozpoczęty w landeilu warstwami jeleniowskimi wiąże się z ruchami fazy łysogórskiej.

8. Zjawiska transgresji i regresji oraz stwierdzonych luk i przerw sedimentacyjnych w Górach Świętokrzyskich wykazują zgodność stratygraficzną z podobnymi zjawiskami na obszarze Przedgórze Karpat i północno-wschodniej Polski.

Zakład Geologii Niżu Instytutu Geologicznego  
Warszawa 12, ul. Rakowiecka 4

Zakład Petrografii Skał Osadowych  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warszawa, w czerwcu 1965 r.

#### LITERATURA CYTOWANA

- BASSET D. A. 1963. The Welsh Palaeozoic Geosyncline: A review of recent work on stratigraphy and sedimentation. — The British Caledonides, p. 35—69. Oliver & Boyd, Edinburgh, London.
- BEDNARCZYK W. 1964. Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (The stratigraphy and fauna of the Tremadocian and Arenigian (Oelandian) in the Kielce region of the Holy Cross Mountains, Middle Poland). — *Biul. Geol. U. W.*, t. 4, p. 1—216. Warszawa.
- BLASZKIE-R. 1957. Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopiśmie. Arch. Zakładu Petrografii Skał Osadowych U. W. Warszawa.
- CHLEBOWSKI R. 1964. Bentonit w górnym ordowiku synkliny bardziańskiej w Górach Świętokrzyskich (Bentonite in Upper Ordovician of the Bardo syncline in the Święty Krzyż Mts.). — *Przegląd Geol.*, nr 4. Warszawa.
- CZARNOICKI J. 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich (Stratigraphy and tectonics of the Holy Cross Mts.). — *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, nr 28. Warszawa.
- 1928. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich (Le profil de l'Ordovicien inférieur et supérieur à Zalesie près Łagów comparé à celui des autres régions de la partie centrale du massif de S-te Croix). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4, z. 3/4. Warszawa.
- 1929. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1928 dans les environs de Kajetanów). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 24, s. 38—42. Warszawa.
- 1938. Ogólna mapa geologiczna Polski. Arkusz 4. Kielce. 1:100 000 (Carte géologique générale de la Pologne. Feuille 4. Kielce). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- 1939. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. Nieznane poziomy ordowiku górnego na obszarze łysogórskim (Field work in the Święty Krzyż Mountains in 1938). — *Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 15, s. 1—27, 34—37. Warszawa.
- 1948. Przewodnik XX Zjazdu P. T. G. w Górach Świętokrzyskich w r. 1947 (Guide pour XX Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Mon-

- tagines (de St. Croix en août 1947). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 27, s. 237—295. Kraków.
- 1950. O odkryciu facji graptolitowej w dolnym ordowiku Gór Świętokrzyskich (The discovery of the Graptolite facies within the Lower Ordovician in the Święty Krzyż Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 1, nr 1. Warszawa.
- 1957. Geologia regionu Łysogórskiego (Geology of the Łysogóry region). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 18. Warszawa.
- DECZKOWSKI Z. 1964. Wyniki badań przeprowadzonych w latach 1961—1963 w utworach starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Maszynopis, 66 ss. i załączniki. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- DEVERIEN L. 1945. Étude pétrographique des minerais de feroolithiques du Dogger des Alpes suisses. — Mat. pour la Carte Géol. de la Suisse, vol. 13, no. 2. Lausanne.
- ELLES G. L. & WOOD E. M. R. 1902—1913. A monograph of British graptolites. — Palaeontogr. Soc., part 1—10. London.
- GIERWIELANIEC J. & TURNAU-MORAŃWSKA M. 1961. Geneza glaukonitu przy transgresji morza kredowego na krystalinik na obszarze między Kudową-Zdrojem a Spaloną (Origin of glauconite in the Cretaceous transgressive sediments of Kudowa-Spalona region, Sudeten Mts.). — Arch. Miner., t. 25, z. 1/2, s. 261—279. Warszawa.
- HIENNINGSMOEN G. 1957. The Trilobite family Olenidae. — Skr. Nors. Viden. Akad. i Oslo, I Mat.-Natur. Kl., nr 1, p. 1—303. Oslo.
- HESSLAND I. 1950. Investigation of the Senonian Kristianstad district (S. Sweden). Sedimentation and lithogenesis of the Åhus series. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 34. Uppsala.
- KIELAN Z. 1956. Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich (On the stratigraphy of the Upper Ordovician in the Holy Cross Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 6, nr 3. Warszawa.
- 1960. Upper Ordovician Trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. — Palaeontologia Polonica, no. 11. Warszawa.
- KOCIŚZIEWSKA G. 1956. Zdjęcie geologiczne w okolicach Zibelutki w Górach Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Arch. Katedry Geologii Historycznej U. W. Warszawa.
- KIOŹŁOWSKI R. 1948. Les graptolithes et quelques nouveaux groupes d'animaux du Tremadoc de la Pologne. — Palaeontologia Polonica, no. 3. Warszawa.
- KISIAŹKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. 1952. Zarys geologii Polski. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- PETRAINEK J. 1964. Shallow water origin of early Palaeozoic oolitic iron ores. Developments in sedimentology. Vol. 1. Deltaic and shallow marine deposits. p. 319. Amsterdam — London — New York.
- PULFREY W. 1933. The iron ore oolites and pisolites of North Wales. — J. Geol. Soc. London, part. 4, vol. 89, no. 356, p. 401—430. London.
- RYKIA W. & TOMICZYK H. 1959. Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich (Bentonites in Old Palaeozoic rocks in the Święty Krzyż Mts.). — Kwartalnik Geol., t. 3, s. 689—711. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1916. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich (On the Cambrian rocks of the St. Cross Mountains, Poland). — Tow. Nauk. Warsz., Wydz. Nauk Mat.-Przyr., R. 9, z. 4. Warszawa.
- 1920. O stratygrafii kambriu i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des montagnes de Święty Krzyż — Sainte Croix — Pologne cen-

- trale). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 1. Warszawa.
- 1934. Objaśnienia arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski (Explications de la feuille Opatów. Carte géologique en 1:100 000), nr 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- 1948. Caractéristique géologique du Tremadoc de Wysoczki. *In: R. Kozłowski. — Palaeontologia Polonica*, no. 3, p. 1—5. Warszawa.
- 1956. Cambrian palaeogeography and the base of the Cambrian system in Poland. — XIX Congr. Géol. Intern. México.
- TOMCZYK H. 1954. Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie fauny z łupków graptolitowych (Stratigraphy of the Gothlandian of the Międzygórz basin. Święty Krzyż Mts. on the basis of the fauna from graptolitic shales). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 93. Warszawa.
- 1957. O facji graptolitowej karadoku Gór Świętokrzyskich (The graptolitic facies of the Caradocian in the Święty Krzyż Mts.). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, z. 2—4. Warszawa.
- 1959. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 3 Ordowik (Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 3. Ordovician). Inst. Geol. Warszawa.
- 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań (Stratigraphic problems of the Ordovician and Silurian in Poland in the light of recent studies). — *Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)*, t. 35. Warszawa.
- 1963. Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Ordovician and Silurian in the basement of the Fore-Carpathian depression). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 33, z. 3. Kraków.
- 1964a. The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and phenomena of Caledonian orogeny. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 12, no. 2. Varsovie.
- 1964b. Nowe dane o stratygrafii i tektogenezie starszego paleozoiku w Polsce (New data on stratigraphy and tectogenesis of the older Palaeozoic in Poland). — *Przegląd Geol.*, nr 6. Warszawa.
- TOMCZYK H. & TURNAU-MORAWSKA M. 1964. Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin k. Morawicy w Górach Świętokrzyskich (Stratigraphy and petrography of the Ordovician in Brzeziny near Morawica, Holy Cross Mts., Central Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, nr 4, p. 501—546. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E. 1964. Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski (Ordovician of the East-European platform in the area of Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, z. 3. Warszawa.
- 1965. Stratygrafia najwyższego kambru górnego w Górach Świętokrzyskich. Praca doktorska, maszynopis. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1958. Warstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich. Studium petrograficzne (Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy Cross Mountains, Central Poland. A petrographic study). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 27, s. 169—193. Kraków.
- 1960. Zlepieniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich (A glauconitic conglomerate from the Lower Ordovician in Międzygórz, Holy Cross Mountains, Central Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 10, nr 2, p. 123—148. Warszawa.
- 1961. Charakterystyka petrograficzna ordowiku z Mójczy koło Kielc i porównanie z równowiekowymi osadami innych obszarów Polski (Petrographic cha-

racteristic of the Ordovician from Mójcza in the Święty Krzyż Mountains compared with deposits of identical age from other regions of Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, z. 3, s. 775—787. Warszawa.

- 1963. Zmiany facjalne skał żelazistych w ordowiku podłoża północno-wschodniej Polski (Facies changes in ferriferous deposits in the Ordovician of North-East Poland). — *Ibidem*, t. 7, z. 1, s. 26—36.

YOCHELSON E. L. 1964. *Medestospira*, a new Ordovician Gastropod. — *J. Palaeont.*, vol. 38, no. 5, p. 891—897. Washington.

H. TOMCZYK & M. TURNAU-MORAŃSKA

**PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION OF THE ORDOVICIAN  
IN ŁYSOGÓRY (HOLY CROSS MTS., CENTRAL POLAND)  
IN CONNECTION WITH SOME PROFILES OF THE SOUTHERN REGION**

(Summary)

**ABSTRACT:** The writers present some new observations concerning the Ordovician stratigraphy and sedimentation in Łysogóry and demonstrate the absence of the Lower Ordovician within this area. The sedimentation started here at the boundary of the Llanvirnian and the Mandelillian with deposition of limestones containing chamosite oolites and pisolites testifying to a shallow water environment. A review of correlation with the Ordovician of the southern region of the Holy Cross Mts. leads to the conclusion that the Lower Ordovician overlies here different units of the Lower or Middle Cambrian. The sedimentation cycle of the southern region is terminated with limestones containing chamosite oolites and belonging to the Llanvirnian. The writers suppose that orogenic movements occurred at the end of the Llanvirnian which formed a new sedimentation basin in the Holy Cross Mts. Similar processes probably took place in the neighbouring areas, namely in the Carpathian Foreland and the Polish Lowland.

Studies of borehole profiles in Łysogóry as compared with some new borehole profiles in the southern region of the Holy Cross Mts. and with results of earlier investigations have suggested to the writers some new opinions concerning the Ordovician stratigraphy and sedimentation of the Holy Cross Mts.

In boreholes Jeleniów and Bukowiany in Łysogóry, Cambrian and Llanvirnian deposits were observed, the latter reposing directly on various units of the Upper Cambrian (Tomczykowa 1965b) or of the lowest Tremadocian with fragments of *Dictyonema* sp. The Tremadocian argillaceous rocks with calcareous concretions observed in borehole Jeleniów (183.2—190 m.) show a relation of uninterrupted sedimentation cycle with the uppermost Cambrian of the *Parabolina acanthura* (Angelin) level, which was found by E. Tomczykowa already at a depth of 194.6 m.

Before the writers' investigations were presented in this publication no sound evidence was available as to the occurrence or lack of the Lower Ordovician in Łysogóry. Older publications (Samsonowicz 1934) contain suggestions of a transgressive arenaceous Lower Ordovician in this region, but they are partly based upon the presence of the Lower Ordovician in the southern part of the Holy Cross Mts. This occurs here as glauconitic sandstones of the *Thysanotos siluricus* and *Conotreta* horizons (Bednarczyk 1964) and, in the upper part, as the Bukówka sandstones passing here and there into the Mójcza limestones (fig. 2). On the other hand conclusions as to the presence of the Lower Ordovician in Łysogóry were based upon the profile of Pobroszyn near Opatów (Samsonowicz 1934, Czarnecki 1957).

The present writers did not, however, confirm these opinions suggesting

the presence of the Lower Ordovician in Łysogóry and observed a remarkable stratigraphic hiatus comprising the Tremadocian, Arenigian and Llanyvnnian. This hiatus may be noticed not only in Pobroszyn but also along the northern slopes of the Main Ridge, from the west to east, along a distance of 60 km.

Partly upon results of former investigation (Tomczyk 1964a, b), partly upon new observations, the writers suppose that south and north of the Holy Cross Mts. strong orogenic movements of the Świętokrzyska (Holy Cross) phase took place at the close of the Middle Cambrian sedimentation. These movements comprised the Lower and Middle Cambrian rocks, superposed by transgressive Ordovician sediments but only in the southern part of the Holy Cross Mts. (fig. 2, 3 and tabl. I). These movements, moreover, provoked the emergence of the southern region, on which denudation processes occurred during the Upper Cambrian. The sedimentation of the Upper Cambrian deposits was then confined to the northern Łysogóry region where large complexes of argillaceous and silty rocks with *Lingulella*, *Parabolina*, *Beitella*, *Peltura* and other fossils (Tomczykowa 1965) were formed. These fossils show a strict palaeogeographic correlation with the area of Bornholm, Sweden, Norway and Great Britain (Henningmoen 1957).

The beginning of the Tremadocian was marked by early Caledonian movements of the Sandomirian phase (in the sense of Tomczyk 1964a, b), corresponding to the Sardian phase. These movements interrupted the Upper Cambrian and lowest Tremadocian sedimentation in Łysogóry. The last mentioned area was probably submitted to uplifting, which is evident in the numerous lacunae and diastems. In the south, however, the corresponding crustal deformations lowered the area of partly mature physiography which was submerged during the Middle and Upper Tremadocian.

The Tremadocian marine transgression proceeded gradually from the north-west and expanded in the southern region over depressions which existed here at that time, and whose horizontal directions depended mainly on older folds of the Świętokrzyska orogenic phase. One of the larger depressions concerned the present Kielce-Łagów synclinorium including the Międzygórz syncline in the east (fig. 1). Another depression stretched in a direction parallel to the present Bardo syncline on its southern side. Moreover, an extensive depression existed in the region of Zbrza and Brzeziny and in the eastern direction reached Wysoczki near Bogoria. It is, therefore, evident that the Tremadocian sedimentary basin was differentiated and the submergence irregular. One of the consequences of these conditions is the variable thickness of the conglomerate and sandstone beds in Międzygórz. More stable conditions are observable only in the *Thysanotos siluricus* horizon. Even then, however, some differences occurred in this respect as is shown by the presence of siliceous intercalations in glauconitic sandstones in Wysoczki and other localities (Turnau-Morawska 1958).

At the boundary of the Tremadocian and the Arenigian slight movements set in connected with the Trysil phase in Western Europe, which produced local changes in the shape of the sedimentary basin. In some areas the marine transgression expanded (Lemarczyce, Bukówka, Mójcza), in another region occurred a deepening of a previously existing basin (Brzeziny). In the environs of Zbrza and Kędziorka, however, a regression took place which is evident in the appearance of conglomerates in the top beds of the Tremadocian (figs. 2, 3). It is not excluded that this regression also affected the Ordovician of Wysoczki (Kozłowski 1943, Samszonowicz 1948). In the central part of the Holy Cross Mts. a shallow littoral basin persisted, in which arenaceous and calcareous sediments were deposited, known as Bukówka sandstones and Mójcza limestones. Only in Brzeziny did a dee-

per basin persist during the Arenigian and the Lower Llanvirnian with deposition of graptolite clays known as the Brzeziny beds (tabl. I).

The Llanvirnian in the Holy Cross Mts. and strictly speaking the horizon *Didymograptus murchisoni* was marked by more intense orogenic movements probably connected with late Sardinian movements, defined by H. Tomczyk (1964b) as the Łysogóry phase of the Holy Cross Mts. These movements extended nearly over the whole area of the Holy Cross Mts. producing a new physiography of the sedimentation basin. In Brzeziny a remarkable decrease of water depth took place (Tomczyk & Turnau-Monawiska 1964) which favoured the deposition of chamosite-siderite sediments. In the central part of the Holy Cross Mts. this water depth decrease was marked by the appearance of bioclastic limestones with traces of redeposition and slides, and with numerous ferriferous oolites occurring especially in the top beds of the Mójcza limestones (Turnau-Monawiska 1961). It is not accidental that the character of these limestones show stratigraphical and environmental analogies with the chamosite-siderite horizon in Brzeziny and with the Łysogóry limestones containing chamosite-oolites, that occur here directly under the horizon *Glyptograptus teretiusculus* (Llandeillian).

In the central part of the Holy Cross Mts. orogenic movements of the Łysogóry phase probably terminated the sedimentation process by deposition of shallow-water calcareous rocks with ferriferous oolites. In Łysogóry, on the other hand, after a long interruption in deposition, persisting here since the lowest Tremadocian, these movements produced a new submergence and the beginning of a sedimentary cycle. Similar processes occurred also in the depression of Zbrza where on the boundary of the Llanvirnian and Llandeillian a marine transgression took place after an interruption during the Arenigian. Changes may be also observed in Brzeziny near Monawica where, after a shortlived decrease in water depth (Upper Llanvirnian), there is a deepening of the basin and thick deposits of graptolite clays are accumulated. It is not before the beginning of the Llandeillian that a gradual stabilisation in sedimentary processes prevails, these processes being limited by the presence of only two separate basins: the so-called Łysogóry depression in the north and the depression of Zbrza and Brzeziny in the south-west (fig. 3). The most intense deposition occurred here during the Caradocian where comparatively thick beds of graptolite clays were accumulated. This stabilization in sedimentary processes is evident in similarities of lithologic and stratigraphic development of the Llandeillian and Caradocian in both aforementioned regions.

At the boundary of the Caradocian and Ashgillian strong oscillation in the sedimentation basin cause the disappearance of the graptolite facies. Marly siltstones with trilobite fauna begin to dominate (Kiellan 1960). At the close of the Ashgillian, namely after the formation of the *Staurocephalus clavifrons* horizon, the orogenic movements are rather intense. The Ordovician sedimentary cycle is terminated in the Łysogóry area as well as in the south-west, namely in Zbrza and Brzeziny. A shallow basin persisted only in the southern part of the Bardo syncline (Zalesie, Bardo-Stawy), where the so-called Zalesie beds with *Dalmanitina mucronata* of the uppermost Ashgillian are known (Czarnocki 1928, 1957; Kiellan 1956, 1960).

The orogenic movements occurring at the close of the Ashgillian and at the boundary with the Silurian were already previously observed in the Holy Cross Mts. as mentioned by J. Samsonowicz (1952, 1956) and J. Czarnocki (1957), recently also by H. Tomczyk (1962) who associates these movements with the Taconian phase.



The strictly petrographic, microscopic and chemical investigations performed in the present work and the discussion of previous studies (Turnau-Morawska 1958, 1960, 1961; Tomczyk & Turnau-Morawska 1964) confirm the above stratigraphical and paleogeographical conclusions and provide some interesting sedimentological supplements. The petrographic studies presented in this work concern not only the Ordovician of Lysogóry but also the argillaceous Upper Cambrian rocks of this region and demonstrate that these rocks were deposited at rather considerable depth and in reducing conditions. The Lower Tremadocian, more silty in character and containing epigenetic limestone concretions, was deposited during an uninterrupted sedimentation in relation to the Cambrian, but in a shallower environment. After a sedimentary hiatus persisting till the Llanvirnian, bioclastic limestones with chamosite-oolites and detrital quartz in the lowest horizons, started a new cycle of sedimentation. These deposits show an undoubtedly shallow-water origin. A comparison of the sediments with those of the southern region also containing chamosite-oolites and deposited at the same geological time (Llanvirnian) demonstrate that the ferriferous minerals were mostly concentrated in Brzeziny and in smaller amounts in Mójca and Jeleniów (Lysogóry). The writers conclude that the sediments of Brzeziny were formed at a smaller distance from the source rocks which could be present in a submarine barrier. The greater concentration of chamosite is generally connected with larger amounts of glauconite in the underlying beds and the writers suppose a related origin of the two minerals.

Moreover, on the results of petrographic studies the writers discuss the origin of siliceous rocks (spongiolites, gaezes, cherts) forming intercalations in sandstones in some Tremadocian horizons of the southern region. In previous papers (Samsonowicz 1948, Turnau-Morawska 1958) their origin was explained mostly as connected with weathering processes on the land and decomposition of clay minerals in the sea, partly influenced by life processes of sponges. Later studies, however, ascertained the presence of bentonites in several horizons of the Ordovician (Ryka & Tomczyk 1959, Chlebowski 1964), consequently a relation of the silica source to pyroclastic rocks is not excluded. Apart from the problem of the source silica the writers discuss the environmental conditions of the siliceous rocks and suppose that they were deposited at a slightly greater depth than other sediments of the same age of the Tremadocian in question.

In their final conclusions the writers suggest that the stratigraphical scheme and the evolution of sedimentary processes during the Ordovician of the Holy Cross Mts. point to a remarkable correlation with neighbouring regions, namely the Carpathian Foreland and the Polish Lowland. These correlations are illustrated in figures 2-3 and table I. Moreover, the writers suppose that the Sandominian, Lysogóry and Taconian orogenic phases are also reflected in the Carpathian Foreland and the Polish Lowland. This is evident in the transgressive processes, appearance of sedimentary lacunae and discontinuities, observed in similar stratigraphic positions concerning the afore mentioned regions and the region of the Holy Cross Mts.

*Laboratory of the Geology of the Polish Lowlands  
Geological Survey of Poland  
Warszawa 12, ul. Rakowiecka 4  
and*

*Institute of Petrography of Sedimentary Rocks  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6  
Warsaw, June 1965*

## OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IV

## DESCRIPTION OF PLATES I—IV

## PL. I

## Fig. 1

Oolity szamozytowe w wapieniu organodetrytycznym. Jeleniów, wiercenie 2, głębokość 183,0—183,2 m

× 136

Bez analizatora

Chamosite oolites in a bioclastic limestone. Jeleniów, borehole 2, depth 183.0—183.2 m.

× 136

Without analyser

## Fig. 2

Wapień organodetrytyczny. Jeleniów, wiercenie 2, głębokość 183,0—183,2 m

× 130

Bez analizatora

Bioclastic limestone. Jeleniów, borehole 2, depth 183.0—183.2 m.

× 130

Without analyser

## PL. II

## Fig. 1

Wapień organodetrytyczny z gniazdem szamozytu, z rozproszonym syderytem i żyłkami kalcytu. Jeleniów, wiercenie 2, głębokość 182,0—183,0 m

× 130

Bez analizatora

Bioclastic limestone with a chamosite nest, disseminated siderite and calcite veinlets. Jeleniów, borehole 2, depth 182.0—183.0 m.

× 130

Without analyser

## Fig. 2

Wapień organodetrytyczny ze szczątkowym oolitem szamozytowym. Jeleniów, wiercenie 2, głębokość 182,0—182,2 m

× 130

Bez analizatora

Bioclastic limestone with relic of a chamosite oolite. Jeleniów, borehole 2, depth 182.0—182.2 m.

× 130

Without analyser

## PL. III

## Fig. 1

Oolity szamozytowe w wapieniu organodetrytycznym. Jeleniów, wiercenie 2, głębokość 180,6—181,0 m

× 54

Bez analizatora

Chamosite oolites in a bioclastic limestone. Jeleniów, borehole 2, depth 180.6—181.0 m. × 54

Without analyser

Fig. 2

Piaskowiec o spoiwie ankerytowo-syderytowym. Kleczanów, głębokość 277 m × 125  
Bez analizatora

Sandstone with siderite-ankerite cement. Kleczanów, depth 277 m. × 125  
Without analyser

PL. IV

Fig. 1

Skala węglanowa z oolitami szamozytowymi. Kleczanów, głębokość 270 m × 145  
(Bez analizatora

Carbonate rock with chamosite oolites. Kleczanów, depth 270 m. × 145  
Without analyser

Fig. 2

Oolity szamozytowe poprzerastane węglanami w skale ankerytowo-syderytovej. Kleczanów, głębokość 270 m × 58  
Bez analizatora

Chamosite oolites distorted by carbonate infiltrations in an ankerite-siderite rock. Kleczanów, depth 270 m. × 58  
Without analyser

*Wszystkie mikrografje wykonał J. Niegodzisz*  
*All microphotographs by J. Niegodzisz*

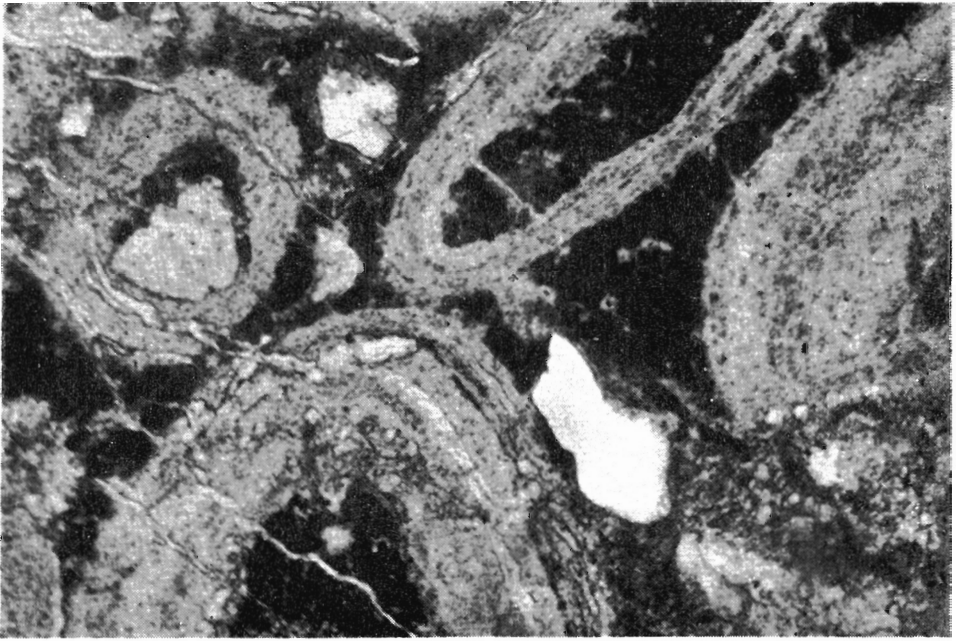


Fig. 1



Fig. 2

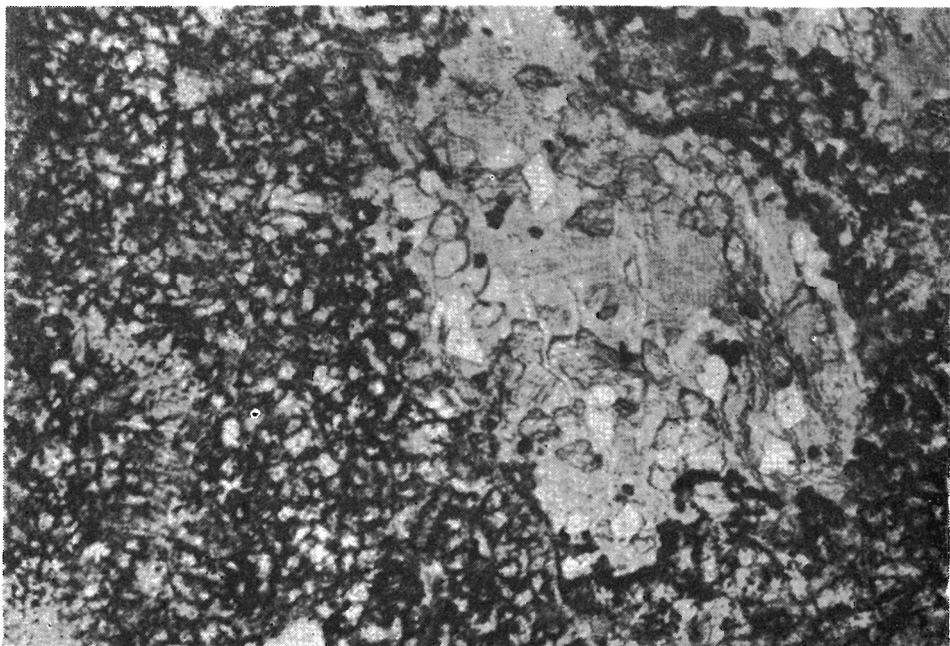


Fig. 1

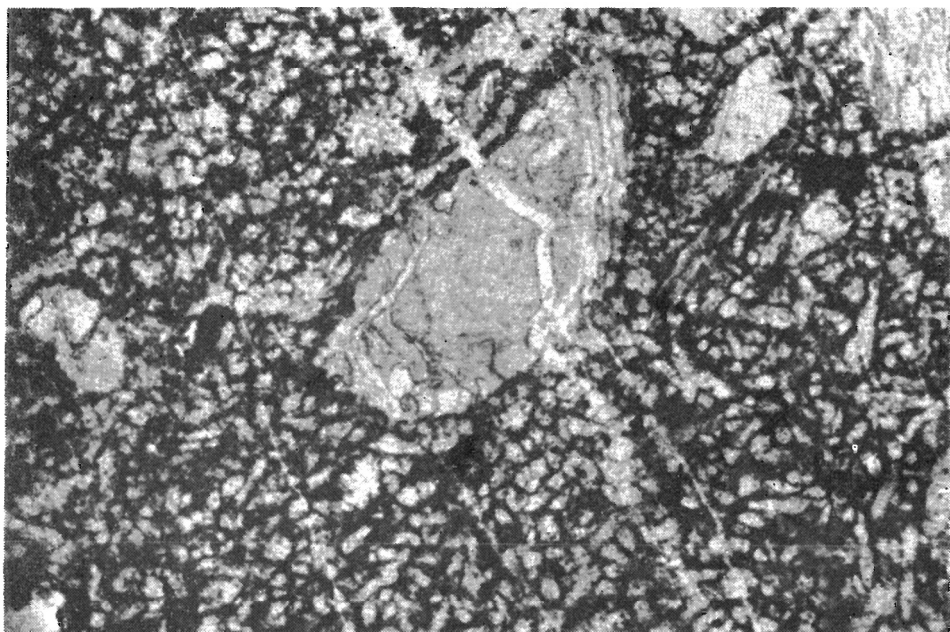


Fig. 2

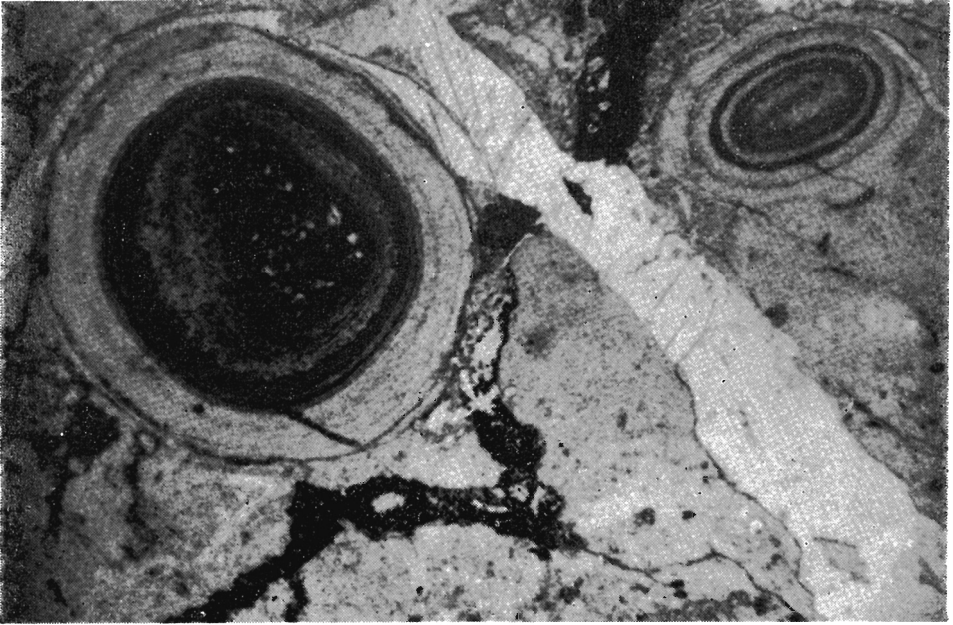


Fig. 1

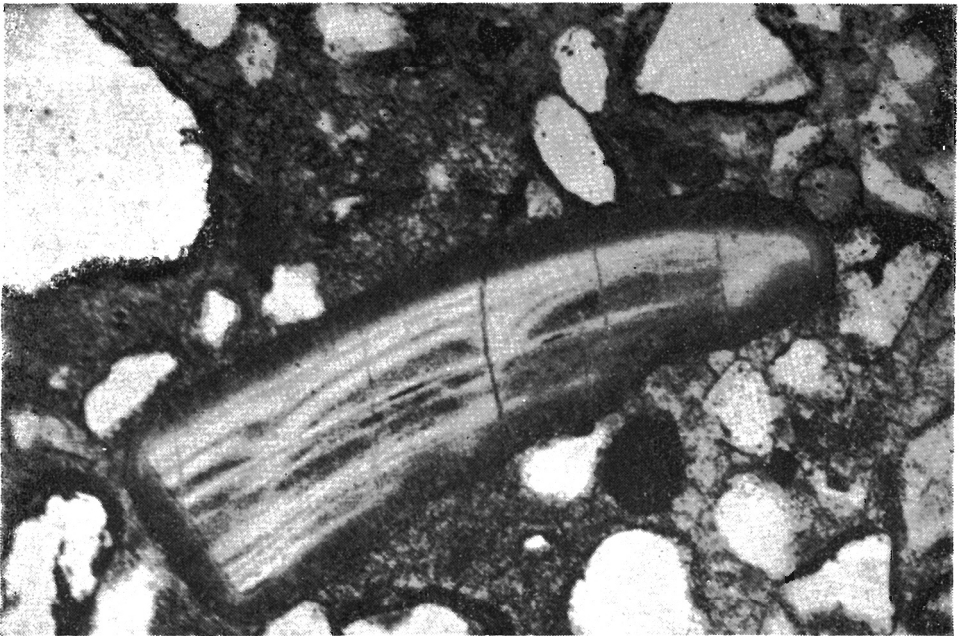


Fig. 2

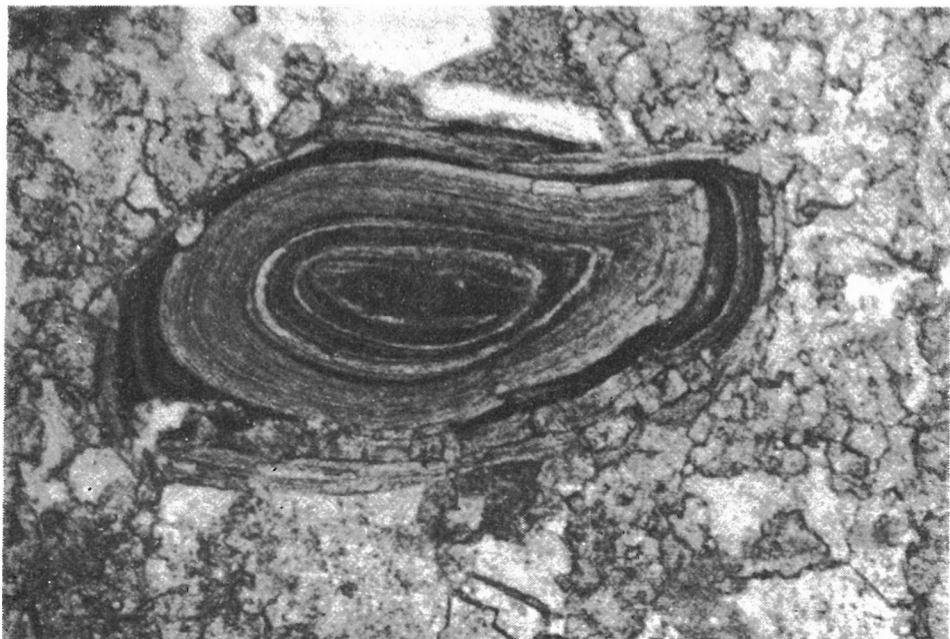


Fig. 1



Fig. 2