

MARIA TURNAU-MORAWSKA

WARSTWY CHALCEDONOWE TREMADOKU  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH  
STUDIUM PETROGRAFICZNE

Tabl. XII — XVII

*Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy  
Cross Mountains (Central Poland)  
A petrographic study*

(Pl. XII — XVII)

**Streszczenie.** Na podstawie analiz petrograficznych stwierdza autorka, że warstwy chalcedonowe Gór Świętokrzyskich okolic Bogorii i Łagowà zbudowane są z rytmicznie przewarstwiających się piaskowców i mułowców glaukonitowych, czertów ilastych, gez oraz chalcedonitów bogatych w ily gąbek. Pierwotnym źródłem krzemionki były produkty rozkładu pelitu mineralnego długo zawieszzonego w wodzie morskiej w okresie zahamowania procesów erozyjnych na sąsiednim lądzie. Przy odpowiedniej koncentracji krzemionki uwolnionej przy tym procesie i przy nieznacznej zmianie kwasowości środowiska zachodziło wytrącenie żeluz krzemionkowego mieszającego się jeszcze z pelitowym detrytusem mineralnym przy tworzeniu się czertów ilastych, a osadzającego się jako czysty chalcedonit w następnej fazie sedymentacji. Wzmożenie procesów erozyjnych na lądzie dostarczało materiału dla tworzenia się gez i następnego cyklu piaskowców i mułowców glaukonitowych.

WSTĘP

Chalcedonity tremadoku Gór Świętokrzyskich, znane jako środowisko konserwacji graptolitów opracowanych przez R. Kozłowskiego (1948), należą do utworów krzemionkowych stosunkowo rzadko w literaturze petrograficznej opisywanych i niełatwych do sedymentologicznej interpretacji. Osobliwość tych skał polega na rytmicznym przewarstwianiu się osadów niekiedy prawie czysto krzemionkowych z utworami o wyraźnie okrucowym charakterze, przy czym granice między utworami o odmiennej genezie są najczęściej bardzo ostre.

J. Czarnocki (1919, str. 82) opisując warstwy chalcedonowe z Zalesia pod Łagowem wypowiada się o nich jako o „powstałych zapewne pod wpływem daleko posuniętych zmian diagenetycznych” (1919). Nie wyjaśnia jednak bliżej warunków i przyczyn tej diagenety.

Odmienny pogląd w tej dziedzinie wypowiada J. Samsonowicz (1948). Chalcedonity są jego zdaniem utworem syngenetycznym powstałym na drodze periodycznej koncentracji i wytrącania się w morzu krzemionki przynoszonej do morza epikontynentalnego z płaskiego lądu. Ląd ten podlegał okresami wietrzeniu jedynie chemicznemu, okresami zaś denudacji mechanicznej i dostarczał wówczas materiału dla wkładek mułowcowo-piaszczystych.

Opierając się na wynikach własnych analiz petrograficznych, głównie mikroskopowych, podaję w niniejszym artykule skład mineralny i klasyfikację skał przewarstwiających się w warstwach chalcedonowych oraz przedstawiam mój pogląd na szczegółowy przebieg tworzenia się wkładek krzemionkowych oraz skał im towarzyszących.

Materiał opracowany pochodził z odsłoneń w Wysoczkach koło Bogorii, z wąwozu Chojnów Dół koło Zbelutki oraz z Zalesia pod Łagowem. Z dwu pierwszych odsłoneń pobrałam materiał sama lub z pomocą pracowników Katedry Petrografii UW. Okazy z Zalesia zostały mi uprzejmie dostarczone przez mgra H. Tomczyka. Okazy z najczystszych warstw chalcedonowych w Wysoczkach, dziś już częściowo zasypanych, zawdzięczam prof. R. Kozłowskiemu.

#### WYNIKI ANALIZ PETROGRAFICZNYCH CHALCEDONITÓW I SKAŁ IM TOWARZYSZĄCYCH

##### 1. Warstwy chalcedonowe z Wysoczek

Na wycieczce odbytej w r. 1956 w towarzystwie mgra H. Tomczyka, mgra Nowakowskiego i kand. K. Łydki pobrałam próbki skał z odsłoneń opisanego przez J. Samsonowicza jako łomik trzeci (1948) (tabl. XII, fig 1). Szurf, w którym odsłonięte niższe warstwy zostały przez tego autora opisane, uległ zasypaniu. Następstwo warstw o różnym charakterze petrograficznym w obecnie zachowanym odsłonięciu przedstawia się, idąc od stropu do spągu, według przyjętej przeze mnie klasyfikacji następująco:

Mułowce i piaskowce glaukonitowe kruche z wkładkami luźnych piasków glaukonitowych (około 70 cm).

Mułowce i piaskowce glaukonitowe zlewne (około 40 cm).

Mułowce i piaskowce glaukonitowe łupkowate z wtrąceniami geoz i chalcedonitów (około 40 cm).

Mułowce i piaskowce glaukonitowe zlewne (około 40 cm).

Mułowce i piaskowce glaukonitowe łupkowate z wtrąceniami geoz i chalcedonitów (50 cm).

Mułowce glaukonitowe zlewne (około 20 cm).

Zbocze zarośnięte (około 2 m).

Warstewka około 5-centymetrowa chalcedonitu.

Warstewka ok. 3-centymetrowa czertu ilastego z glaukonitem  
Dół zarośnięty z gruzem.

Blіszą charakterystykę wymienionych głównych typów litologicznych podam rozpoczynając od warstewek najniżej odsłoniętych:

Czert ilasty z glaukonitem. Makroskopowo jest to skała szarzielona, zlewna, z plamkami i żyłkami ochrowożółtymi. Pod mikroskopem bez górnego nikola widać na tle masy żółtozielonkawej gruzelki wodorotlenków żelaza oraz ziarna glaukonitu o średnicy około 0,2 mm. Tło skały zbudowane jest z minerałów o zmiennym, przeważnie wyższym od balsamu współczynniku załamania. Przy skrzyżowanych niokolach główna masa skały bardzo słabo reaguje na światło spolaryzowane jako zbudowana przypuszczalnie z bardzo drobnowłóknistego chalcedonu i nisko dwójłomnych minerałów ilastych. Podrzednie widoczny jest kwarc detrytyczny o wielkości 0,01 — 0,05 mm średnicy, na ogół ostrokrawędzisty, często także o konturach nadzartych, jakby ulegał rozpuszczaniu. Towarzyszą mu blaszki muskowitu oraz biotyту, przeważnie zielonego i stopniowo ulegającego glaukonityzacji, ziarenka cyrkonu i apatyту, gruzelki izotropowych fosforanów oraz wypełnione fosforanami szczątki ramienionogów. Bardzo rzadko pojawia się niewyraźnie zblіźniaczony skaień.

Chalcedonit. W obecnie zachowanym odsłonięciu w Wysoczkach stwierdziłam występowanie tylko jednej ciągłej warstewki chalcedonitu, występującej nad czertem ilastym w dolnej części łomiku. Wtrącenia chalcedonitów w piaskowcach łupkowatych są na ogół bardzo cienkie, często ujawniające się dopiero w mikroskopie lub też występują one w postaci nieregularnych buł i soczewek. Dla celów bliższej fizjografii mikroskopowej chalcedonitu skorzystałam z próbek zebranych przez R. Kozłowskiego w niższych, obecnie nie odsłoniętych poziomach.

O stosunku wkładek chalcedonitów do skał towarzyszących dowiadujemy się — więcej niż z mojego opisu łomiku — z pracy J. Samsonowicza (1948). W artykule tym podającym charakterystykę geologiczną serii tremadoku pod względem paleontologicznym opracowanej przez R. Kozłowskiego (1948) autor wyróżnia jako główne typy skał piaskowce i chalcedon<sup>1</sup>. Natomiast przy opisie tej serii w pracy z r. 1920 wspomina jeszcze o brunatnych łupkach krzemionkowych ze szczątkami ramienionogów występujących na granicy między chalcedonem a piaskowcem (str. 64). W 16-metrowym kompleksie warstw studiowanych przez J. Samsonowicza występuje 46 wkładek chalcedonu w piaskowcach o łącznej miąższości 2,8 m. Zatem chalcedon stanowi 17,5% osadu. Chalcedon występuje w warstwach ciągłych lub przerywanych a także w soczewkach, miąższość wkładek wynosi zwykle 3 — 7 cm, czasem dochodzi do 10 lub nawet 15 cm. Największa koncentracja chalcedonu występuje w środku serii. Warstwy chalcedo-

---

<sup>1</sup> J. Samsonowicz i wielu geologów używa nazwy „chalcedon”. Petrografowie dotąd raczej używają nazwy chalcedon dla minerału, chalcedonit dla skały.

nu wyrównują wszelkie nierówności i są spękane prostopadle do warstw. Świeży chalcedon prześwieca, jest niebieskawy, przełam jest muszłowy, połysk szklisty. W stanie zwietrzałym staje się białawy lub żółtawy. W obrębie chalcedonu zauważyć można zawsze ziarna glaukonitu.

Do tego szczegółowego i wiernego opisu skały dorzucę uwagę, że często widoczne są w obrębie chalcedonitów gniazda brunatno-żółtych wodorotlenków żelaza oraz próżnie wypełnione częściowo kryształkami epigenetycznego kwarcu.

Analiza mikroskopowa szlifów wykazuje, że głównym składnikiem skały jest chalcedon, wykształcony w najczystszych jej typach w dobrze wykształconych sferolitach o średnicy około 0,1 mm. Igły gąbek w stanie na ogół dobrze zachowanym widoczne są we wszystkich szlifach mikroskopowych, których kilkanaście z różnych okazów chalcedonitów zostało szczegółowo zbadanych. Nie uprzedzając wniosków co do genezy skały można ją w klasyfikacji zaliczyć do spongiolitów. Zarysy igieł gąbek najlepiej są widoczne w obrazie mikroskopowym bez nikola (tabl. XIII, fig. 1) dzięki różnicy współczynnika załamania składnika wnętrza gąbki oraz chalcedonowej masy otaczającej. Często bowiem igły wypełnione są drobnokrystalicznym kwarcem lub też wnętrza igieł wypełnione drobnowłóknistym chalcedonem oddzielone jest cienką warstwą kwarcową od chalcedonowego tła skały. Dzięki procesom rekrytalizacji pierwotnie izotropowej krzemionki kanaliki igieł rzadko są zachowane. Z faktów ważnych dla wniosków genetycznych należy podkreślić, że igły gąbek często ułożone są równolegle, jakby kiedyś były zawieszane w nie zakrzepłej, rzadkiej jeszcze masie krzemionkowej, a także są najczęściej ośrodkami sferolitów chalcedonu, stanowiąc wyraźne ośrodki krystalizacji żeluzkrzemionkowego (tabl. XIII, fig. 2). Nie można zauważyć w opisanych tu czystych chalcedonitach procesu rozpuszczania igieł gąbek. Jeśli kontury igieł gąbek są tu i ówdzie zatarte, zachodzi to wskutek ogólnej rekrytalizacji skały, przechodzenia chalcedonu w kwarc i rozrastania się ziarn czy włókien minerałów krzemionkowych.

Na fotografii (tabl. XIII, fig. 1) widać obok zarysów sferolitów chalcedonowych, igieł gąbek oraz szczątków ramienionogów składniki mineralne będące również często ośrodkami krystalizacji żeluzkrzemionkowego. Wśród minerałów rozpoznać można glaukonit o żywozielonej barwie, często o kształtach amebowatych, biotyt brunatny lub częściej zielony o barwach identycznych z barwą glaukonitu (glaukonityzacja), muskowit, limonit, romboedry częściowo zlimonityzowanego syderytu, kwarc detrytyczny, rzadko mikroklin i albit oraz piryt. Na fotografiach (tabl. XIV, fig. 1,2) widać, że niekiedy ośrodkiem sferolitów chalcedonowych są okruchy skał krzemionkowo-ilastych podobnych do opisanych poprzednio czertów. Zawierają one obok tła słabo reagującego na światło spolaryzowane okruchy kwarcu, skaleni (mikroklin, albit) oraz skorupki ramienionogów.

Dość częste w chalcedonitach są gniazda autogenicznego kwarcu (fot. 4). Również kwarcem wypełnione są spęknięcia przecinające chalcedonity prostopadle do uławicenia.



Rzadka, lecz ważna dla wniosków genetycznych jest obecność w niektórych chalcedonitach śladów kalcytu wypełniającego szczątki nie dających się ściśle oznaczyć organizmów (igły gąbek? tabl. XV, fig. 1).

Szczątki graptolitów spotykałam w analizowanych chalcedonitach jedynie w strzępach form wydłużonych wypełnionych substancją nieprzeźroczystą.

Mułowce i piaskowce glaukonitowe. Średnia wielkość ziarna tych skał oznaczona pod mikroskopem przekracza rzadko 0,1 mm średnicy. Z uwagi na fakt, że pomiary tej średniej w skałach scementowanych metodą mikroskopową dają wartości nieco niższe od rzeczywistej — w klasyfikacji skał można skały tu opisane umieścić na granicy mułowców i piaskowców drobnoziarnistych.

Według opisów J. S a m s o n o w i c z a (1948) piaskowce w całej serii tremadoku z Wysoczek są barwy żółtawej lub zielonawej, tworząc warstwy o grubości 4—10 cm, wyjątkowo 20 cm. Skała jest zawsze drobnoziarnista i na ogół mało zwięzła poza dwoma ławicami w części wschodniej łomiku, które są zwięzłe i mają według autora spoiwo krzemionkowo-ilaste. Na powierzchniach niektórych warstw widoczne są ślady fal. Glaukonit jest stałym składnikiem skał wykształconym w ziarnach drobnych i jednostajnie rozmieszczonych.

Pobrane przeze mnie próbki pochodzą przeważnie z warstw piaskowców zwięzłych, zlewnych, gdyż te warstwy są obecnie najlepiej odsłonięte. Skład mineralny mułowców zlewnych i kruchych (używam tu ogólnie nazwy mułowiec), jak widać z tabeli 1, jest podobny. Mułowce zlewne zawierają mniej spoiwa krzemionkowo-ilastego niż mułowce kruche, gdyż w pierwszych spoiwo to jest częściowo zrekrystalizowane na autogeniczny kwarc i miejscami skały zlewne przybierają charakter kwarcytów.

T a b e l a 1

Skład mineralny mułowców glaukonitowych z warstw chalcedonowych w Wysoczkach w % obj.

	1	2	3
Kwarc	71	66	59
Mikroklin	4	4	1
Albit, oligoklaz	2	3	1
Biotyt	3	1	1
Muskowit	2	2	1
Glaukonit	7	10	11
Spoiwo krzemionkowo-ilaste	5	7	23
Minerały nieprzeźroczyste, fosforany w gruzełkach i szczątkach ramienionogów	6	7	4

1. Mułowiec zlewny znad warstwy chalcedonowej
2. Mułowiec zlewny znad pierwszej warstwy łupków z gezami
3. Mułowiec kruchy z serii stropowej odsłonięcia

Ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy około 0,08 mm są ostrokrawędziste lub też zregenerowane wtórnym kwarcem i pozazębiane z ziarnami sąsiednimi. Skalenie należące do mikroklinu i kwaśnych plagioklazów są zupełnie świeże, ale z powodu drobnego ziarna nie zawsze dają się dobrze odróżnić od kwarcu, jeśli nie są zbliżnione. Z tego względu ich procent podany w tabeli jako wynik analizy planimetrycznej jest przypuszczalnie za niski w stosunku do rzeczywistego. Z tabeli można też odczytać, że procent skaleń maleje w kierunku stropu serii. W oparciu o nieliczne analizy nie można jednak tej zmienności uważać za istotną. Biotyt ma przeważnie barwę zieloną, podobną do barwy glaukonitu, zachowując jednak właściwy mu pokrój i silny pleochroizm. Czasami proces glaukonityzacji jest już dalej posunięty i biotyt przechodzi stopniowo w drobnoluszczkowate agregaty o charakterze glaukonitu. Muskowit jest wykształcony w drobnych łuszczkach lub większych blaszkach. Glaukonit rzadko wykazuje żywozieloną barwę charakterystyczną dla tego minerału w chalcedonitach. Tutaj jest on przeważnie bladozielony, wyblakły, na brzegach zwykle pożółkły. W mułowcach bogatszych w spoiwo często ma granice nieostre, jakby się rozpląwał w masie otaczającej. Spoiwo jest barwy żółtawej w różnych odcieniach, bardzo słabo reaguje na światło spolaryzowane i ma podobny charakter jak główna masa czertów ilastych. Wyraźnie włóknisty chalcedon jest tu rzadki, nie można jednak mówić o spoiwie opalowym. Według charakteru reliefu tej masy określam spoiwo jako zbudowane z bardzo drobnokrystalicznej krzemionki, nisko dwójłomnych minerałów ilastych oraz śladów substancji fosforanowej.

Wśród minerałów nieprzeźroczystych rozpoznałam tlenki i wodorotlenki żelaza, piryt, częściowo zlimonityzowane romboedry syderytu oraz gruzełkowatą substancję węglową. Szczątki skorupki ramienionogów, nie tak liczne jak w chalcedonitach i gezach, są jednak często spotykane. Wypełnione są one jasnobrunatną lub bezbarwną substancją fosforanową (tabl. XV, fig. 2).

Wśród akcesorycznych minerałów ciężkich spotyka się jedynie cyrkon i niebieski turmalin.

Mułowce glaukonitowe łupkowate z wtrąceniami gez i chalcedonitów. Już w terenie można zauważyć, że w warstwach łupkowatych, kruchych, rozdzielających mniej lub więcej zlewne masywne mułowce, występują wtrącenia bulaste lub soczewkowate utworów twardszych, które pod mikroskopem wykazują obecność licznych igieł gąbek. Często też w obrębie jednego szlifów mikroskopowego zaznaczają się przewarstwienia i zazębienia się łupków mułowcowych o charakterze czysto okruchowym ze skałami o charakterze gez i prawie czystych spongiolitów.

Mułowce glaukonitowe łupkowate są to skały żółtawoszare, niekiedy zielonkawe, zwłaszcza na świeżym przełamie, brunatno wietrzejące, na ogół kruche, bardziej zwięzłe tam, gdzie są przeniknięte wtrąceniami czystej krzemionki. Ich skład mineralny, przedstawiony w tabeli 2, jest podobny do składu poprzednio opisanych mułowców.

Od poprzednio opisywanych skał mułowce łupkowate różnią się

Tabela 2

Skład mineralny mułowców glaukonitowych łupkowatych w % obj.

	1	2
Kwarc	70	55
Mikroclin	3	3
Albit, oligoklaz	2	7
Glaukonit	10	9
Biotyt	1	5
Muskowit	2	3
Spoivo krzemionkowo-ilaste	8	7
Minerały nieprzeźroczyste	2	9
Gruzelki fosforanów i szczątki ramienionogów	2	2

1. Mułowiec łupkowy z niższej części profilu
2. Mułowiec łupkowy z wyższej części profilu

teksturą, która jest równoległa, zaznaczona ułożeniem blaszek łyszczków i części skorupiek ramienionogów.

Charakter petrograficzny wtrąceń gezewo-spongiolitowych może być częściowo odczytany z mikrofotografii (tabl. XVI, fig. 1,2). Na fotografii (tabl. XVI, fig. 1) widać gezę bardzo bogatą w igły gąbek, przechodzącą już w chalcedonit o charakterze spongiolitu. Fotografia (tabl. XVI, fig. 2) odpowiada gezie bardziej piaszczystej z wyższej części odsłonięcia, zawierającej gruzelki o charakterze ekskrementów zwierząt morskich. Analiza mikrochemiczna przy użyciu reakcji z molibdenianem amonowym na nie nakrytym szlifie, wykonana przez kand. K. Ł y d k ę, wykazała obecność fosforu w tych gruzelkach. Skala ta bogata jest w igły gąbek, glaukonit, kwarc detrytyczny i autogeniczny, chalcedon oraz spoivo krzemionkowo-ilaste. Tu i ówdzie widać w szlifie ostre granice między skałą o charakterze detrytycznego mułowca i wtrąceniem spongiolitu z dobrze wykształconymi sferolitami chalcedonu.

Analizę chemiczną tej skały wykonaną przez mgra H. P e n d i a s a przeliczyła na skład mineralny mgr M. B o r k o w s k a. Wyniki analizy i przeliczenia podane są w tabeli 3.

Tabela 3

Skład chemiczny i mineralny gezy z odsłonięcia w Wysoczkach

Skład chemiczny w % wag.		Skład mineralny w % wag.	
SiO <sub>2</sub>	83,59	Rutyl	0,49
TiO <sub>2</sub>	0,49	Fosforany	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	Plagioklaz (15% An)	12,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	Glaukonit	10,00
CaO	1,19	Ilit	4,81
MgO	0,50	Skaleń potasowy	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	Muskowit	3,03
K <sub>2</sub> O	1,27	Tlenki żelaza	0,37
Na <sub>2</sub> O	1,52	Woda	0,33
H <sub>2</sub> O—	0,61	Wolna krzemionka	65,62
H <sub>2</sub> O+	1,25		

Z przytoczonych liczb dotyczących składu mineralnego gezy wynika, że skład mineralny skał tego typu w warstwach chalcedonowych nie odbiega zbyt jaskrawo od składu mułowców z tym, że w mułowcach wolna krzemionka występuje głównie w postaci kwarcu detrytycznego, a w gezach jest zawarta w dużym procencie w igłach gąbek. Przeliczenia dokonano w założeniu, że geza zawiera 10% glaukonitu. Tę okrągłą (dla uproszczenia rachunku) liczbę wolno było przyjąć, gdyż ilość glaukonitu w mułowcach waha się około 10%, a z porównania obrazów mikroskopowych wynika, że ilości te w mułowcach i gezach są podobne. Z analizy chemicznej wynika, że gezy zawierają dużo skaleni, więcej niż to wynika z analizy planimetrycznej mułowców, chociaż w obrazach mikroskopowych tych ostatnich skalenie bardziej rzucają się w oczy. Fakt ten potwierdza moje przypuszczenie, że analiza planimetryczna badanych mułowców wykazała zbyt niską w stosunku do rzeczywistej zawartość skaleni.

## 2. Warstwy chalcedonowe z wąwozu Chojnów Dół koło Zbelutki.

Najbardziej interesujące pod względem petrograficznym i największej moim zdaniem rzucające światła na genezę warstw chalcedonowych są skały z odsłonięcia określonego przez G. Kociszewską (1956) jako kwarcyty krzemionkowe zlewne z wkładkami piasku glaukonitowego. Według autorki kwarcyty te odpowiadają warstwom poziomu trzeciego w profilu Zalesia opracowanego przez J. Czarnockiego (1928). O tym poziomie pisze J. Czarnocki, że jest wykształcony jako zwięzłe kwarcyty miejscami o zlewnej krzemionkowej budowie, przekładane cienkowarstwowanymi piaszczystymi łupkami z wkładkami piasku glaukonitowego zawierającego cienkie otoczaki miękkiego łupku zielonego.

Według moich obserwacji na wycieczce odbytej w towarzystwie mgra R. Blaszkęgo w czerwcu r. 1957 w odsłonięciu „kwarcytów krzemionkowych zlewnych” w wąwozie Chojnów Dół warstwy tremadoku mają miąższość około 5 m (fot. 2). Ławice o grubości około 40 cm są tu przekładane kilkucentymetrowymi ławiczkami o wyraźnym subtelnym warstewkowaniu.

Okaz pobrany z serii gruboławicowej jest barwy szarozielonej, bardzo zwięzły i zlewny. Przy bliższej obserwacji zwłaszcza na zwietrzalej powierzchni można i tu również stwierdzić teksturę warstewkową przypominającą warstewkowanie sezonalne. Szarozielone warstewki jasne przekładają się tu z warstewkami ciemniejszymi, w częściach zwietrzałych brunatnymi. Warstewki są równoległe do powierzchni ławicy, niekiedy wykazują obecność drobnych fałdów o charakterze wgłęć utworzonych w nierównomiernie plastycznym osiadającym materiale. Tu i ówdzie w tym okazy widoczne są jednak części zupełnie zlewne, nie warstewkowane, podobne do chalcedonitów.

Pod mikroskopem widać, że w ławicach przekładają się warstewki mułowców glaukonitowych oraz gez lub spongiolitów. Te ostatnie po-

dobne są do chalcedonitów tworzących w Wysoczkach grubsze wkładki i wtrącenia.

W częściach mułowcowych o przeciętnej średnicy ziarna około 0,08 mm widać ostrokrawędziste ziarna kwarcu, świeże zbliżniaczone skalenie należące do albitu, oligoklazu i mikroklinu, muskowitz, zielony częściowo zglaukonityzowany biotyt oraz glaukonit w dwu odmianach: intensywnie zielony i zindywidualizowany oraz bladozielony i niewyraźnie odgraniczony od spoiwa zbudowanego z autogenicznego kwarcu. Podrzędnie wchodzi w skład mułowca silnie dwójłomne minerały ilaste o charakterze ilitu, obok nich minerały ilaste o niskiej dwójłomności bliżej nie oznaczone. Zdarzają się pyłki tlenków i wodorotlenków żelaza oraz pirytu, wreszcie szczątki ramienionogów wypełnione fosforanami. Te ostatnie podkreślają obok minerałów blaszkowatych równoległą mikroteksturę warstw mułowcowych. Tu i ówdzie spotyka się nagromadzenia minerałów ciężkich, zwłaszcza przy granicy mułowca i gezy (tabl. XVII, fig. 1).

Granica między warstwą mułowcową i gezową jest zwykle ostra. Na tej granicy obok nagromadzeń minerałów ciężkich spotyka się czasem większe ziarna glaukonitu lub też pofałdowane skupienia minerałów ilastych.

Warstewki gezowo-spongiolitowe są zbudowane z igieł gąbek, chalcedonu, minerałów ilastych o różnej dwójłomności, często gruzełkowatych, z mniejszej lub większej domieszki kwarcu okruchowego, glaukonitu oraz szczątków skorupki ramienionogów. Materiał okruchowy jest skąpy tam, gdzie skała przechodzi w czysty chalcedonit, a chalcedon występuje tu w dobrze wykształconych sferolitach. Z prawie czystego chalcedonitu zbudowane są części zlewne nie warstwowane, spotykane w omawianej serii gruboławicowej odsłonięcia.

W niektórych szlifach dostrzec można obok wkładek i wtrąceń gezowo-spongiolitowych także drobne wkładki i wtrącenia czertów ilastych, podobnych do opisanych wśród skał z Wysoczek.

Przewarstwianie się wszystkich trzech typów skał: mułowca, gezy z wtrąceniem spongiolitu oraz czertu ilastego widać szczególnie wyraźnie w szlifie mikroskopowym z cienkoławicowej serii opisanego odsłonięcia. Czert ilasty jako bardzo drobnoziarnisty słabo reaguje na światło spolaryzowane. Można w nim mniej lub więcej wyraźnie rozróżnić na tle agregatów krzemionkowo-ilastych mułek kwarcowy, glaukonit oraz łuseczki chitynowe. Niekiedy widać tu niewyraźne zarysy igieł gąbek wypełnionych drobnowłóknistym chalcedonem lub kwarcem.

Powyżej opisanego odsłonięcia „kwarcytów krzemionkowych zlewnych” leżą w wąwozie Chojnów Dół według G. Kociszewskiej: Piaskowce glaukonitowe z ławicami chalcedonu oraz piaskowce glaukonitowe jasnozielone bez wkładek chalcedonu.

Odpowiadają one warstwom poziomemu czwartego i piątego w profilu z Zalesia opisanym przez J. Czarnockiego (1928). Wyżej pojawiają się w omawianym wąwozie szarogłazy i łupki gotlandu.

Na wycieczce w r. 1957 pobrałam próbki wymienionych piaskow-

ców glaukonitowych oraz wkładek chalcedonowych i opracowałam szereg szlifów mikroskopowych.

Analiza mikroskopowa piaskowców z wkładkami chalcedonitów wykazuje, że również zachodzi tu przewarstwianie się mułowców, utworów gezowo-spongiolitowych oraz czertów ilastych. Przewarstwianie jest jednak mniej regularne niż w „kwarcytach krzemionkowych” o subtelnym warstewkowaniu, a miąższość różniących się petrograficznie osadów dochodzi do kilku centymetrów.

Stosunek przestrzenny czertów ilastych do mułowców i skał z chalcedonem bywa różny. Najczęściej jednak stwierdziłam pojawianie się tych czertów na granicy mułowców i gez, które następnie przechodzą w chalcedonity spongiolitowe.

Piaskowiec glaukonitowy z wyższego poziomu nie wykazuje regularnych wkładek chalcedonitu, lecz studium obrazów mikroskopowych szlifów stwierdza obecność niewielkich wtrąceń gez i spongiolitów, tu i ówdzie z czystym grubowłóknistym chalcedonem. Makroskopowo piaskowiec ten jest skałą bardzo zwięzłą, barwy trawiazielonej do żółtozielonej, brunatno wietrzejąca, występująca w ławicach kilkucentymetrowych, na których powierzchni widać liczne blaszki miki białej. Pod mikroskopem widać, że skała ma charakter mułowca o przeciętnej średnicy ziarna około 0,05 mm. Przewagę w składzie mineralnym stanowi kwarc w ziarnach ostrokrawędzistych. Towarzyszące mu minerały, jak glaukonit, skalenie, łyszczyki, minerały ilaste, mają bardzo podobny charakter do minerałów zawartych w mułowcach z Wysoczek. Liczne szczątki skorupki ramienionogów o jednokierunkowym ułożeniu nadają skale mikroteksturę równoległą. Przejścia mułowca do wtrąceń gezowo-spongiolitowych są na ogół bardzo ostre, a na granicy utworów często widać nagromadzenia substancji ilastej, zwykle brunatno zabarwionej od przerostów limonitowych.

### 3. Warstwy chalcedonowe z Zalesia pod Łagowem

Jak wspomniałam we wstępie, odsłonięcia w Zalesiu nie są mi znane w terenie, a do opracowania petrograficznego skorzystałam z próbek przesłanych mi przez mgra H. Tomczyka. Według jego informacji wychodnia tremadoku w profilu w Zalesiu pod Łagowem jest obecnie słabo odsłonięta. Widać zaledwie około dwumetrową serię piaskowców glaukonitowych z ciągłymi wkładkami chalcedonitów, które tworzą tu dwie zasadnicze warstwy położone obok siebie, o przeciętnej miąższości 20 cm każda. Próbkę, które otrzymałam, należą przypuszczalnie do poziomu czwartego, ewentualnie piątego warstw ordowiku wyróżnionych przez J. Czarnockiego. Są to próbki chalcedonitów i sąsiadujących z nimi piaskowców ewentualnie mułowców.

Chalcedonity. Ich struktura i skład mineralny są podobne jak w chalcedonitach z Wysoczek i Zbelutki. Również są tu charakterystyczne gruzełki i okruchy utworów krzemionkowo-ilastych, stanowiące często ośrodki krystalizacji większych sferolitów chalcedonu.

Gruźelki te — podobnie jak też igły gąbek — często są poukładane w warstewkach równoległych. Sferolity chalcedonu zawierają najczęściej jako ośrodek igłę gąbki, kawałek skorupki ramienionoga lub okruch nieprzeźroczysty należący do substancji węglowej. W jednym ze szlifów mikroskopowych zauważyłam postrzępiony, jakby skorodowany agregat kalcytu, o średnicy około 0,5 mm. W części chalcedonitu graniczącej z mułowcem glaukonitowym liczne są ostrokrawędziste ziarna kwarcu detrytycznego o średnicy około 0,02 mm, blaszki miki białej oraz szczątki organiczne fosforanowe lub chitynowe. Zdarzają się ziarna bladozielonego glaukonitu, czasem o strukturze i pleochroizmie przypominających biotyt. Składniki detrytyczne i szczątki organiczne zwykle są ułożone w masie chalcedonowej w warstewkach równoległych.

**Mułowiec glaukonitowy.** Makroskopowo jest to skała szarozielona, zwięzła, z plamkami intensywniej zielonymi zawierającymi skupienia glaukonitu, z plamkami szarymi wtrąceń chalcedonitów lub czertów ilastych oraz z rdzawymi smugami tlenków i wodorotlenków żelaza. — Pod mikroskopem rozpoznać można te same i w podobnych ilościowych stosunkach minerały co w innych odsłonięciach warstw chalcedonowych. Jedynie skalenie spotyka się tu znacznie rzadziej. Spostrzeżenie to przedstawiające przyczynek do wskazania źródła materiału okruchowego nie może być niestety potwierdzone konkretnymi liczbami, gdyż okaz analizowany miał ziarno za drobne dla celów pomiarów planimetrycznych. Przeciętna średnica ziarn tego mułowca wynosi 0,06 mm z pominięciem większych okruchów skał wtrąconych do mułowca przypuszczalnie wskutek śródformacyjnego kruszenia skał starszych. Są to najczęściej strzępy czertów ilastych (tabl. XVII fig. 2), starszych mułowców oraz agregatów ilastych podlegających glaukonityzacji. Zdarzają się również w mułowcu drobne wtrącenia chalcedonitu z igłami gąbek.

#### ZAGADNIENIA ZWIĄZANE Z GENEZĄ WARSTW CHALCEDONOWYCH

##### 1. Źródło krzemionki chalcedonitów i warunki jej wytrącania się

Przy opisie wkładek chalcedonitów w warstwach chalcedonowych tremadoku Gór Świętokrzyskich podkreśliłam obfitość igieł gąbek w tych skałach i niekiedy pisząc o badanych chalcedonitach używałam po prostu nazwy: spongiolit. Skały o tej nazwie są w systematyce skał osadowych zaszeregowane do skał krzemionkowych organogenicznych. Jak wiadomo jednak, podział skał na organogeniczne i chemiczne jest zbyt schematyczny i sztuczny — jak każdy resztą podział w klasyfikacji skał — i często stąd wynikają nieporozumienia w odniesieniu do genezy skały.

Skały, w których igły gąbek stanowią znaczną przewagę w stosunku do krzemionkowego spoiwa, są bez względu na pierwotną przyczynę nagromadzenia gąbek — skałami organogenicznymi. Są one nimi również wtedy, gdy spoiwo będące w przewodzie pochodzi niewątpliwie lub bardzo prawdopodobnie z rozpuszczenia igieł gąbek. Jeśli natomiast

krzemionka przeważającego nad szczątkami organicznymi spoiwa pochodzi ze źródła o charakterze nieorganicznym, osad należy zaliczyć do skał nieorganicznych lub do typu o mieszanej genezie.

Do typu skał o mieszanej genezie zaliczam chalcedonity tremadoku Gór Świętokrzyskich, a źródło głównej masy chalcedonu w tych skałach, jak również pierwotną przyczynę rozwoju i nagromadzenia gąbek widzę w procesach nieorganicznego rozkładu minerałów krzemianowych.

Teoria nieorganicznego źródła krzemionki przynoszanej ze zwietrzelin skał krzemianowych z ładu a wytrącanej w postaci żelów na dnie morza była wysuwana przez W. A. Tarra (1917) i znalazła wielu zwolenników zwłaszcza wśród petrografów amerykańskich. Została ona bardzo ostro skrytykowana przez C. W. Corrensa (1939) w oparciu o prace eksperymentalne. Krytyce powyższej można przeciwstawić argument, że we wczesnym paleozoiku wody rzeczne mogły przynosić znacznie więcej niż obecnie rozpuszczonej krzemionki lub drobnej zawiesiny rozartych krzemianów rozkładających się pod działaniem wody morskiej, gdyż skały krzemianowe na lądzie musiały być na znacznie większych przestrzeniach odsłonięte niż dzisiaj. Można też przypuścić, że woda morska była wówczas mniej alkaliczna, więc wszelkie reakcje zachodzące na pograniczu środowiska słabo alkalicznego i słabo kwaśnego, sprzyjające wytrącaniu krzemionki były bardziej prawdopodobne.

Jak wspomniałam we wstępie, teorię nieorganicznego źródła krzemionki według hipotezy Tarra przyjmuje również J. Samsonowicz (1948). Moje obserwacje mikroskopowe stwierdzające, że igły gąbek stanowią ośrodki krystalizacji sferolitów chalcedonu i często są ułożone równolegle w masie chalcedonowej, jak też wykazujące rytmiczność niekiedy bardzo subtelną w przewarstwianiu się utworów o różnym petrogenetycznym charakterze, w ogólnych zarysach potwierdzają pogląd J. Samsonowicza. Trudności w przyjęciu tej hipotezy bez zastrzeżeń widzę jednak w fakcie występowania świeżych skaleni i mało zmienionego biotyty nie tylko w piaskowcach, mułowcach i gezach, ale także wśród materiału okruchowego stanowiącego domieszkę w chalcedonitach.

Punktem wyjścia mojej hipotezy jest charakter petrograficzny czertów ilastych tworzących nie tylko wkładki, lecz także mniej lub więcej postrzępione okruchy wśród innych osadów warstw chalcedonowych. W czertach tych widać w masie krzemionkowo-ilastej glaukonit oraz materiał okruchowy zbudowany z kwarcu nadżartego procesami rozpuszczania, a czasami skaleni. Materiał organogeniczny zwykle dość obfity należy do szczątków ramienionogów. Igły gąbek są nieobecne lub pojawiają się sporadycznie i nie wykazują zjawisk rozpuszczania.

W świetle tych obserwacji wyobrażam sobie przebieg sedymentacji warstw chalcedonowych w sposób następujący:

Po osadzeniu się piasków i mułów z glaukonitem nastąpiło zahamowanie procesów erozyjnych na lądzie i rzeki znosiły do morza tylko najdrobniejszy materiał pelitowy. Wobec występowania świeżych skaleni i mało zmienionego biotyty w całej serii tremadoku nie przypusz-



czam, aby wietrzenie chemiczne na lądzie było intensywne. Podobne jak tu wypowiedziane przeze mnie wnioski w odniesieniu do warunków wietrzenia skał macierzystych dla warstw chalcedonowych wysunął po raz pierwszy A. Gaweł (1950) przy rozpatrywaniu zjawisk sylyfikacji w karpackich utworach fliszowych. Dobry stan zachowania skałeni w piaskowcach karpackich świadczy według tego autora, że wietrzenie na lądzie nie mogło dostarczać zarówno materiału terygenicznego, jak i roztworów krzemionkowych dla sylyfikacji. Podobnie więc jak A. Gaweł przyjmuję, że najdrobniejszy materiał pelityczny pochodził głównie z mechanicznego roztarcia skał na lądzie i długo pozostawał w zawieszeniu w wodzie morskiej, zanim utworzył się osad. W tych warunkach zawiesina podlegała daleko idącemu rozkładowi z uwolnieniem krzemionki gromadzącej się w postaci hydrozolu. Po osiągnięciu odpowiedniej koncentracji zol ten ulegał wytrąceniu przy zmianie kwasowości środowiska. Doświadczenia przedstawione w pracy Corrensa (1925) wykazały, że hydrozol krzemionkowy najłatwiej wytrąca się w postaci żelu, gdy roztwór słabo kwaśny zostaje zobojętniony, a następnie słabo zalkalizowany. Takie nieznaczne wahania pH środowiska mogły zachodzić w morzu tremadoku. Odczyn środowiska tego morza był przypuszczalnie zbliżony do obojętnego wobec nieznacznie mniejszego zasolenia wody w porównaniu z obecnym. Słabe przejściowe zakwaszenie mogło nastąpić w pierwszych stadiach rozkładu substancji organicznej. Dalszy rozkład z wydzieleniem amoniaku kompensował te odchylenia tak, że krzemionka uwolniona pod działaniem wody morskiej z pelitu krzemianowego długo utrzymywała się w stanie hydrozolu, dochodząc do znacznej koncentracji. Wytrącenie żelu krzemionkowego nastąpiło po nieznacznej alkalizacji środowiska produktami rozkładu krzemianów, lub też przejściem do roztworu jonów wapnia pochodzących z rozkładu fosforanowych części ramienionogów. Nie można też pominąć faktu reliktyw kalcytowych w badanych osadach ordowiku. Osady te mogły być w pierwszych stadiach sedymentacji mniej lub więcej wapienne; jeśli to założenie jest słuszne, przechodzenie jonów wapnia do roztworu powodowało alkalizację środowiska sprzyjającą wytrąceniu żelu krzemionkowego.

Po osadzeniu się czertów ilastych, w których wytrącona krzemionka mieszała się z dużą ilością nie rozłożonej zawiesiny mineralnej, a sedymentacja zachodziła przypuszczalnie w morzu nieco głębszym niż płytkowodny basen osadzania się mułowców, mogło nastąpić nieznaczne spływanie morza tremadoku, przy czym warunki na sąsiednim lądzie pozostały jeszcze bez zmiany. Wówczas czerty ilaste były częściowo rozmywane, dlatego ich gruzełki i okruchy spotyka się w chalcedonitach. W morzu lepiej przewietrzanym rozwijały się gąbki. Resztki minerałów krzemianowych rozkładały się, czysty żel krzemionkowy „zalewał” szczątki organiczne, powodując dobrą ich konserwację.

Po wznowieniu procesów erozji na lądzie tworzyły się najpierw gezy, następnie piaskowce i mułowce. Te ostatnie na ogół ostro odgraniczone są od gez, gdyż rozwój gąbek był nagle zahamowany przez zasypanie mułem i piaskiem. Wszelkie zmiany zachodzące zarówno w morzu, jak i na lądzie musiały być nagłe, gdyż granice między utwo-

rami o różnym charakterze petrograficznym są przeważnie ostre i wyraźne. Procesy przedstawione przeze mnie powtarzały się rytmicznie.

## 2. Warunki tworzenia się glaukonitu w warstwach chalcedonowych

W obrazach mikroskopowych skał badanych można śledzić procesy glaukonityzacji biotyту i agregatów ilastych. W pierwszym stadium procesu minerały te zielenieją, w dalszych — przybierają charakterystyczną dla glaukonitu strukturę i własności optyczne. W niektórych poziomach serii tremadoku można zauważyć rozkład glaukonitu polegający na stopniowym odbarwianiu tego minerału z wyzwaniem wodorotlenków żelaza i jakby jego rozpływaniu się w spoiwie krzemionkowym. Świeże i dobrze ukształtowane ziarna glaukonitu występują zazwyczaj w obrębie czystych chalcedonitów, stanowiąc ośrodki krystalizacji sferolitów chalcedonu. Tutaj miały one widocznie dobre warunki konserwacji, gdy natomiast w osadach mniej zwartych i jednorodnych, a często przerabianych podlegały podobnym procesom rozkładu jak spokrewnione z nimi minerały ilaste. Największe i najintensywniej zielone ziarna glaukonitu spotyka się na granicy mułowca i czertu ilastego. Granica ta odzwierciedla tę fazę sedymentacji, w której następowało zahamowanie dopływu grubszego materiału klastycznego, a męty ilaste były przez dłuższy czas zawieszane w wodzie morskiej. Podczas procesów późnej diagenety czy też być może już w czasie procesów wietrzeniowych zachodziło ługowanie spoiwa na granicy warstw o różnym składzie petrograficznym. Dlatego też między ławicami skał zwięzłych występują często luźne piaski glaukonitowe.

## 3. Uwagi dotyczące możliwych wpływów wulkanizmu na genezę warstw chalcedonowych

Dotychczasowe dane geologiczne nie dały podstaw do przypuszczenia, że w ordowiku Gór Świętokrzyskich rozpoczęły się już zjawiska wulkaniczne zaznaczające się w sylurze tego terenu. Wiadomo jednak, że ordowik był na ogół okresem intensywnej wulkanicznej działalności. W moich badaniach mikroskopowych pilnie poszukiwałam minerałów lub struktur świadczących o ich wulkanogenicznym charakterze. W szczególności zwróciłam uwagę na czerty ilaste oraz strzępy utworów krzemionkowo-ilastych pojawiających się wśród chalcedonitów, gez i mułowców. W oparciu o studia mikroskopowe oraz niektóre analogie zaczerpnięte z literatury zwrócę uwagę na pewne fakty, które może będą pożyteczne przy dalszych badaniach ordowiku Gór Świętokrzyskich.

William W. R u b e y (1929) przyjmuje dla kredowych łupków krzemionkowych z północnych Rocky Mountains genezę związaną z rozkładem popiołu wulkanicznego, który był poddany długotrwałemu działaniu wody morskiej. Wytrącanie się krzemionki zachodziło pod wpływem rozkładającej się substancji organicznej. Obecne w łupkach krzemionkowe szczątki organizmów uważane są przez autora za przypadkowe, a nie będące źródłem krzemionki. Mułek i piasek opisanej

serii osadowej są jego zdaniem częściowo wulkanicznego, częściowo normalnie okrucowego charakteru.

Jak stwierdzam na podstawie opisów w pracy R u b e y a, niektóre typy skał z serii kredowej Rocky Mountains wykazują wyraźne analogie z czertami ilastymi warstw chalcedonowych. Przyjęcie dla tych warstw analogicznej hipotezy petrogenetycznej daje nieco odmienny od przedstawionego w poprzednim rozdziale, ale bardzo przejrzysty obraz kształtowania się badanych warstw. Czerty ilaste byłyby w świetle tej hipotezy osadem zbudowanym z mniej lub więcej rozłożonych popiołów wulkanicznych. Popioły te osadzone na lądzie lub też w morzu dostarczyły przy dalszym rozkładzie krzemionki dla chalcedonitów. Erupcjom wulkanicznym mogły też towarzyszyć podmorskie ekshalacje krzemionkowe. W tych warunkach mogły się masowo rozwijać igły gąbek. Zwiększona dzięki erupcjom piroklastycznym ilość fosforu w wodzie morskiej sprzyjała rozwojowi ramienionogów o skorupkach fosforanowych. Procesy wulkaniczne mogły zachodzić rytmicznie, powodując ostro rozgraniczną naprzemianległość skał okrucowych i bogatych w chemicznie wytraconą krzemionką.

Podkreślam jednak, że w badanych przeze mnie utworach nie znalazłam ani konkretnych minerałów, ani konkretnych struktur świadczących, że do osadu dostał się popiół wulkaniczny. Moja hipoteza byłaby potwierdzona, gdyby udowodnić obecność montmorylonitu w badanej serii. Minerały ilaste czertów stanowią jednak zbyt drobnoziarniste skupienia zmieszane z krzemionką, aby się dały czy to chemicznie, czy to optycznie zidentyfikować. Czerty ilaste mogły się tworzyć z jakiegokolwiek pelitu bogatego w krzemiany i wolną krzemionkę, niekoniecznie związanego z wulkanizmem. Gąbki mogły się bujnie rozwijać w stowarzyszeniu z rozdrobnionym i uwalniającym krzemionkę materiałem okrucowym z lądu, jak to podkreśla A. G a w e ł (1950). Analogie z łupkiem „Mowry shale” W. R u b e y a dałyby więcej podstaw dla wniosków petrogenetycznych, gdyby praca tego autora dostarczała więcej faktów świadczących o wulkanogenicznym pochodzeniu opisanych przez niego skał.

#### 4. Pochodzenie materiału okrucowego warstw chalcedonowych

Jak podkreślałam w części opisowej tej pracy, mułowce, piaskowce oraz gezy warstw chalcedonowych bogate są w skalenie, ilość tych minerałów dochodzi do 14%, a może nawet jest wyższa. Przeważają wśród nich kwaśne plagioklasy, podrzędny jest mikroklin.

Dotychczasowe moje obserwacje szlifów mikroskopowych utworów kambryjskich Gór Świętokrzyskich, zarówno podścielających warstwy chalcedonowe ordowiku, jak też i zebranych na innych terenach tych gór są na ogół bardzo ubogie w skalenie. Nic nie wiemy oczywiście o składzie mineralnym tych pięter kambru, które zostały zerodowane. Niemniej jednak nie wydaje mi się prawdopodobne, aby tak bogate w skalenie osady jak piaskowce i mułowce tremadoku warstw chalcedonowych mogły powstać z wyłącznego przerobienia starszych pias-

kowców. Nasuwa się zatem przypuszczenie, że w okresie sedymentacji badanego ordowiku były odsłonięte jakieś skały krystaliczne bogate w skalenie. Jako źródło skaleni można by wskazać ewentualnie syngenetyczne z osadami skały wulkanogeniczne, gdyby istniały konkretne dowody ich tworzenia się w tremadoku. Takich dowodów jednak dotąd nie znaleziono.

Odsłonięcie utworów krystalicznych bogatych w skalenie, jeśli zachodziło w czasie ordowiku, mogło zachodzić jedynie lokalnie. Jak wykazują badania petrograficzne R. Blaszkęgo (1957), nad utworami ordowiku północnego skrzydła „niecki międzygórskiej” we wkładkach piaskowcowych wśród zlepieńców tremadoku nie znalazły się ślady skaleni ani też wśród okruchów zlepieńca — skały zawierające w swym składzie skalenie.

#### 5. Środowisko sedymentacji warstw chalcedonowych

Obecność autogenicznego glaukonitu oraz śladów fal na powierzchni warstw piaskowców wskazuje na płytkowodne środowisko badanej serii ordowiku. Tenże glaukonit oraz obfitość szczątków gąbek pojawiających się w różnych poziomach warstw chalcedonowych; świadczą o morzu otwartym i dobrze przewietrzanym. Nieznaczne pogłębienie zbiornika morskiego oraz zwolnienie procesów sedymentacyjnych zaznaczyło się w czasie sedymentacji czertów ilastych. Częste rytmiczne zahamowania procesów sedymentacyjnych dają się dobrze odczytać w szlifach mikroskopowych, gdzie widać na granicy warstewek o różnym składzie nagromadzenia glaukonitu, gdzieindziej minerałów ciężkich czy też pofałdowanych warstewek ilastych. Nagromadzenia szczątków organicznych, szybko niekiedy zasypywane materiałem okruchowym z ładu, stwarzały tu i ówdzie nieznacznie redukcyjne warunki środowiska sedymentacji; o czym świadczy obecność pirytu, syderytu i substancji węglowej w niektórych poziomach osadu. Rzadko jednak dochodziło do warunków redukcyjnych zapobiegających tworzeniu się glaukonitu. Dobra konserwacja wielu szczątków organicznych była związana nie tyle z warunkami oksydacyjno-redukcyjnymi środowiska co zatopieniem ich w żelu krzemionkowym krystalizującym później w postaci chalcedonu.

Zjawiska spękań chalcedonitów i wypełnienia ich wtórnym kwarcem były przypuszczalnie związane z wysychaniem żelu krzemionkowego i późniejszym wypełnianiem szczelin krzemionką, którą cały osad był nasycony.

#### 6. Warstwy chalcedonowe Gór Świętokrzyskich w zestawieniu z innymi podobnymi seriami osadowymi

W literaturze petrograficznej podkreśla się fakt, że utwory krzemionkowe chemicznego i biochemicznego pochodzenia częściej spoty-

kane są wśród skał węglanowych oraz ilastych anizeli wśród skał okruchowych, zwłaszcza bezwapiennych (Pettijohn 1948).

J. Czarnocki zwrócił uwagę (1928), że wśród utworów ordowiku serie podobne do warstw chalcedonowych Gór Świętokrzyskich spotyka się w Czechosłowacji (J. Koliha 1926) w miejscowości Brezany niedaleko Českého Brodu. Badacz tych osadów J. Koliha (1926), rozpatrujący głównie zagadnienia stratygraficzne, podaje opis skał w terenie bez bliższej analizy ich petrografii i genezy. Występują tu szarogłazy o spoiwie krzemionkowym, jasnoszare, miejscami zielonawe. W niektórych poziomach skała ma charakter kwarcytu. Tu i ówdzie spotyka się wkładki szarogłazów łupkowatych oraz łupków ilastych zielonawych ciemnoszarych, brunatnych lub nawet czarnych, zawierających szczątki graptolitów. Szarogłazy są drobnoziarniste, czasem gruboziarniste, zlepieńcowate. W górnej części profilu odsłoniętego w kamieniołomie szarogłazy krzemionkowe lub kwarcyty przechodzą w szarogłazy piaszczyste, bardziej gruboławicowe. Przejście to jest stopniowe, a na granicy występują utwory bulaste kwarcytu. Szarogłazy górnej części zawierają bujną faunę ramienionogów.

Przypuszczalnie opisane przez J. Kolihę kwarcyty tworzące wkładki i utwory bulaste odpowiadają chalcedonitom Gór Świętokrzyskich. Szarogłazy mogą mieć skład mineralny podobny do piaskowców i mułowców niektóre zaś do gez. Niektóre szarogłazy łupkowate lub łupki ilaste odpowiadają być może opisanym przeze mnie czertom ilastym. Z występowania w ordowiku czeskim łupków ciemnych wnioskować można, że środowisko sedymentacji było w niektórych fazach bardziej redukcyjne niż w Górach Świętokrzyskich.

W odniesieniu do innych osadów krzemionkowych ordowiku wspomina Pettijohn (1948) o warstwowanych czertach geosynkliny kaledońskiej w południowej Szkocji. Bliższych danych o petrografii tych utworów ani też odnośnej literatury autor nie podaje.

Z serii osadowych ze skałami krzemionkowymi opracowanych przez naszych petrografów najwięcej analogii z warstwami chalcedonowymi widzę wśród niektórych utworów fliszowych, np. w kompleksach z rogowcami w Karpatach śląskich opracowanych przez Z. Sujkowskiego (1933). Ławice rogowców o miąższości 4—40 cm przewarstwiają się tu z łupkami przechodzącymi w piaskowce glaukonitowe. Rogowce mają miejscami charakter czystych chalcedonitów z igłami gąbek, gdzieindziej są to gezy o spoiwie krzemionkowym lub wapiennym. Obecnością węglanu wapnia w całej serii różnią się te utwory od opisanych warstw chalcedonowych. Stosunek igieł gąbek do masy chalcedonowej, w której są gęsto rozsiane, jest według opisu Sujkowskiego nieco inny niż w ordowiku Gór Świętokrzyskich. Igły nie stanowią tu centrów krystalizacji chalcedonu ani też nie są w masie chalcedonowej ułożone równoległe, lecz są one w poprzek poprzerastane włóknami chalcedonu.

Również duże podobieństwo do warstw chalcedonowych ordowiku wykazują — jak to wynika z opisów Sujkowskiego (1933). — warstwy spongiolitowe znad Czarnego Czeremoszu w Karpatach Wschodnich. Występuje tu dużej miąższości seria skał zbudowana

z piaskowców, gez i spongiolitów. Spongiolity są bezwapienne, piaskowce mają ślady kalcytu, gezy większą jego domieszkę.

Omawiając zagadnienie genezy spongiolitów karpackich rozpatruje S u j k o w s k i jedynie warunki sedymentacji tych osadów stwierdzając, że były to utwory płytkowodne, ale tworzące się poniżej zasięgu silnych fal. Zagadnienia źródła krzemionki potrzebnej dla bujnego rozwoju gąbek autor nie porusza.

Nie ulega jednak wątpliwości, że masowy rozwój gąbek musi być uwarunkowany nie tylko ukształtowaniem basenu sedymentacji, ale także i szczególnym jego wzbogaceniem w krzemionkę. Stowarzyszenie osadów zawierających igły gąbek z regionami aktywnej działalności wulkanicznej stwierdzone jest w wynikach badań ocenograficznych, jednakże nie jest to regułą, gąbki krzewią się niekiedy bujnie i w terenach odległych od wulkanizmu (W. P. Petelin 1954). Dalsze badania osadów zarówno współczesnych, jak i kopalnych powinny lepiej oświetlić to zagadnienie.

Można się dopatrzeć podobieństwa litologicznego opracowanych utworów tremadoku z chalcedonitami spongiolitowymi jurajskimi opisanymi przez A. M o r a w i e c k i e g o (1956). Chalcedonitom towarzyszą utwory piaszczysto-pelitowe. Według opisu autora odsłonięcia są niezbyt dobrze zachowane, zwiędzłe, nie da się więc stwierdzić wyraźnego rytmu w przeławiceniu osadów. Krzemionkowe spikule gąbek wykazują nadgryzienia świadczące o ich rozpuszczaniu w osadzie. Przeważnie obserwuje się pod mikroskopem przekryształizowanie pierwotnej substancji igieł na włóknisty chalcedon. Autor przyjmuje niewątpliwe organogeniczne pochodzenie krzemionki, a jako środowisko sedymentacji — dość płytkie morze otwarte. Co do warunków pomyślnych dla krzewienia się gąbek zwraca autor uwagę na powszechną syngenetyczną sylifyzację osadów malmu, świadczącą o silnym wzbogaceniu w krzemionkę morza jurajskiego. To wzbogacenie było przypuszczalnie związane z penepłenizacją i silnym wietrzeniem chemicznym na lądzie jurajskim.

Z tych kilku przytoczonych przykładów serii osadowych różnego wieku zawierających wkładki skał z igłami gąbek wynika, że warstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich nie są z punktu widzenia czysto petrograficznego wybitnie osobliwym typem skał. Niektóre jednak cechy wyróżniają te warstwy spośród innych podobnych utworów. Jak kilkakrotnie wspominałam, igły gąbek analizowanych przeze mnie chalcedonitów i gez są dobrze zachowane. Fakt ten zasługuje na uwagę, gdyż mamy do czynienia z osadami dolnego ordowiku, a wielu petrografów skał osadowych jak L. C a y e u x (1929), W. H. T w e n h o f e l (1951), F. H. H a t s c h i R. H. R a s t a l l (1952), A. C a r o z z i (1953) i inni podkreślają rzadkość zachowania się igieł gąbek w osadach wczesnego paleozoiku. O ile mi wiadomo nie opisano dotąd spongiolitów i gez w osadach starszych niż dolny karbon (L. Cayeux 1929, str. 282). Przyczyną dobrego zachowania igieł gąbek mógł być fakt, że krzemionka nie pochodziła z rozmywania tychże, lecz że szczątki gąbek były „zalewane” krzemionką nieorganicznego pochodzenia i w szybko wytrącanym żelu krzemionkowym dobrze się konserwowały.

Drugą cechą warstw chalcedonowych, która je wyróżnia od innych podobnych osadów, jest brak w nich lub prawie zupełny brak węglań wapnia. Stwierdzona jednak przeze mnie obecność sporadycznych organizmów wapiennych (być może wapiennych igieł gąbek) oraz postrzępionych gniazd kalcytu nasuwa przypuszczenie, że pierwotny osad był wapienny, lecz węgiel wapnia był syngenetycznie zastępowany przez krzemionkę.

#### WNIOSKI

1. W warstwach chalcedonowych tremadoku Gór Świętokrzyskich zaznacza się rytmiczna naprzemianległość piaskowców i mułowców glaukonitowych, czertów ilastych, gez oraz spongiolitów. Te ostatnie stanowią właściwe wkładki chalcedonitu tworzącego warstewki lub buły, na ogół ostro odgraniczone od skał towarzyszących. Grubość przewarstwiających się osadów o różnym charakterze petrograficznym waha się od ułamków milimetra do kilkunastu centymetrów. Tak zwane kwarcyty krzemionkowe w Zbelutce stanowią bardzo subtelną naprzemianległość wymienionych typów skał, dającą się zauważyć jedynie pod mikroskopem.

2. Pierwotnym źródłem krzemionki dla wkładek chalcedonowych były produkty rozkładu pelitowych okruchów mineralnych długo zawieszonych w wodzie morskiej w okresie zahamowania erozji na lądzie i dopływu grubszego materiału detrytycznego. Powstający na tej drodze żel krzemionkowy dochodził stopniowo do znacznej koncentracji, każde zaś niewielkie obniżenie kwasowości środowiska mogło powodować jego przejście w stan żelu a następnie krystalizację chalcedonu dokoła „zarodków” organicznych i mineralnych, jak igły gąbek, skorupki ramienionogów, glaukonit oraz resztki nie rozłożonego pelitu mineralnego. Pomyślnych warunków dla wytrącania krzemionki można się dopatrywać w przypuszczalnie niższym niż obecnie zasoleniu morza o prawie obojętnym odczynie roztworu. Każda nieznaczna nawet zmiana tego odczynu wynikała z rozkładu pelitu mineralnego i szczątków organicznych mogła być impulsem do masowego wytrącania się żelu krzemionkowego.

3. Mułowce i gezy warstw chalcedonowych zawierają liczne i świeże skalenie należące głównie do kwaśnych plagioklazów, a także nie zmieniony lub częściowo tylko zglaukonityzowany biotyt. Te fakty skłaniają mnie do przypuszczenia, że materiał okruchowy warstw chalcedonowych nie pochodził z przeróbki utworów kambryjskich, lecz że dostarczył go jakiś masyw krystaliczny, lokalnie przynajmniej odsłonięty na lądzie tremadoku.

4. Przypuszczenie, że w okresie sedymentacji utworów dolnego ordowiku zachodziły już procesy wstępnych faz wulkanicznych na terenie Gór Świętokrzyskich, okazuje się pożyteczne dla interpretacji genezy warstw chalcedonowych. Naświetla ono i uzupełnia obraz sedymentacji nakreślany we wnioskach poprzednich. Wyniki moich badań petrograficznych nie dostarczyły jednak konkretnych danych stanowiących argumenty dla tego przypuszczenia.

5. Stwierdzenie występowania geiz i spongiolitów w opracowanych utworach tremadoku ma znaczenie dla ogólnej rejestracji typów skał osadowych w seriach różnego wieku. Na ogół skały obfitujące w igły gąbek opisywane są jako charakterystyczne dla utworów mezozoiku, wśród osadów paleozoicznych lepiej poznane są — o ile mi wiadomo — tylko skały gąbkowe karbonu. Wydaje mi się, że pozorna osobliwość opisanych przeze mnie warstw chalcedonowych jest wynikiem naszej niedostatecznej znajomości skał osadowych nie tylko Polski, ale i całego świata.

Z Zakładu Petrografii Skał Osadowych  
Uniwersytetu Warszawskiego

## WYKAZ LITERATURY

### REFERENCES

1. Błaszke R. (1957), Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Warszawa.
2. Carozzi A. (1953), *Pétrographie des roches sédimentaires*. Lausanne.
3. Cayeux L. (1929), *Les roches sédimentaires de France: Roches siliceuses*. Paris.
4. Czarnocki J. (1919), Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich. *Prace Tow. Nauk. Warszawskiego*. 3. *Wydz. nauk. mat. i przyr.* 28, str. 1—182, Warszawa.
5. Czarnocki J. (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 Państw Inst. Geol.* 4, zes. 3—4, Warszawa.
6. Correns C. W. (1925), Ueber Verkieselung von Sedimentgesteinen. *Neues Jahrb. Mineral etc.* 52. Abt. A., Stuttgart.
7. Correns C. W. (1939), *Die Sedimentgesteine (Die Entstehung der Gesteine*. F. W. Barth. C. W. Correns. P. Eskola). Berlin.
8. Gaweł A. (1950), O procesach sylikacji w karpackich utworach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, zes. 1/2, Kraków.
9. Hatsch F. H., Rastall R. H. (1952), *The petrology of the sedimentary rocks*. London.
10. Kociszewska G. (1956), Zdjęcie geologiczne w okolicach Zbelutki w Górach Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Warszawa.
11. Koliha J. (1926), Balticko-polska facie spodniho ordoviku w Čechach. *Facies baltico-polonais de l'Ordovicien inférieur en Bohème*. *Věstn. statn. geol. úst. ČSR*. Roč. 2.
12. Kozłowski R. (1948), Les graptolithes et quelques nouveaux groupes d'animaux du tremadoc de la Pologne. *Palaeont. Pol.* 3.
13. Morawiecki A. (1956), O chalcedonicie spongiolitowym z nad Pilicy (Chalcedonite from the Pilica Valley Poland). *Arch. Miner.* 19. z 1, Warszawa.
14. Petelin W. P. (1954), O sowniennych kriemniowo gubkowych morskich osadkach. *Biul. Mosk. O-wa ispytatielej prirody. Otd. geol.* 29 nr 1, str. 67—70
15. Pettijohn F. J. (1948), *Sedimentary Rocks*. Chicago.
16. Rubey W. (1929), Origin of the siliceous Mowry shale of Black Hills Region U. S. *Geol. Prof. Paper*. 154.



17. Samsonowicz J. (1920), O stratygrafii kambru 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 centrale). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1. z 1, Warszawa.
18. Samsonowicz J. (1948), Caractéristique géologique du tremadoc de Wysoczki. *Palaeont. Pol.* 3 .
19. Sujkowski Z. (1933), Niektóre spongolity Tatr i Karpat (Sur certains spongolithes de la Tatra et des Karpates). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 7, z. 4. Warszawa.
20. Tarr W. A. (1917), Origin of the chert in the Burlington Limestone. *Amer. Journ. Sci.* 10. 4.
21. Twenhofel W. H. (1951), Principles of sedimentation. New York a. London.

## SUMMARY

**Abstract.** Basing upon petrographic analyses the authoress concludes that the Tremadoc series of the Holy Cross Mountains (environs of Bogoria and Łagów) are composed of rhythmically interbedded sandstones and siltstones, argillaceous cherts, rocks of the gaize-type and chalcedonites rich in sponge spicules. The primary source of silica was the decomposition of pelitic detritic material floating a long time on sea water during intervals in erosion processes on land. By sufficient concentration of silica and by a slight change of pH conditions the silica gel was precipitated. It mixed at first with the pelitic detritus forming the argillaceous cherts, pure chalcedonites were formed in the next stage of sedimentation. After renewal of erosion processes on land, coarse detritus reached the sea, clastic rocks with sponge spicules were formed and afterwards more layers of sandstones and siltstones were deposited.

The authoress presents her results of petrographic investigations and petrogenetic conclusions concerning the chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc of the Holy Cross Mountains. Observations concerning lithology of this sedimentary series and conclusions as to the origin are presented in previous geological papers of J. Czarnocki (1919, 1928) and J. Samsonowicz (1929, 1948). The first of the mentioned authors supposes a diagenetic origin of the chalcedonite intercalations, the latter presumes an origin connected with a syngenetic precipitation in marine water of the silica liberated during the process of weathering of source rocks. Petrographic studies of the rocks have not been performed till now. The rocks in question are, however, worth of a more detailed examination as connected with the environment in which graptolites studied by R. Kozłowski (1948) **lived and were buried**. Their remains are found in the chalcedonites. From petrogenetic point of view these rocks are interesting as a rather seldom association of pure siliceous and clastic sediments.

The results of petrographic, mainly microscopic investigations of the chalcedonites and associated rocks of some outcrops such as: Wysoczki near Bogoria, Zalesie and Zbelutka near Łagów led the authoress to following conclusions:

Tremadoc series with chalcedonites of the Holy Cross Mountains is composed of rhythmically interbedded glauconite sandstones and silt-

stones, argillaceous cherts, sponge-spicule mudstones (gaize) and chalcedonites which may be classified as spongolithes. The thickness of the alternating sediments showing generally abrupt changes in petrographical character varies from parts of millimetres to several centimetres. The chalcedonite intercalations which form mostly parallel beds often appear as nodules and lenses. Small patches of chalcedonite are often seen under the microscope among the clastic rocks.

As to the source of the silica composing the chalcedonites the authoress presumes mainly chemical processes of its precipitation. The presence of sponge spicules forming centres of the chalcedony spherulites and often occurring in parallel layers in the silica matrix is in the authoress' opinion connected with environment enriched in silica, but does not prove that the sponges were the primary source of silica. The siliceous rocks were probably formed by the following process: After the deposition of coarser clastic material in a littoral environment a decrease of erosion processes on land followed abruptly and only fine pelitic material reached the sea. Basing upon the observation that the clastic rocks of the series contain a large amount of fresh feldspars and biotite, and that admixtures of these minerals are met in the same state in the siliceous rocks, the authoress presumes no intensive processes of chemical weathering on land. The fine mineral pelite was produced by mechanical abrasion and reaching the sea it floated a long time before accumulation. In these conditions it could be decomposed by sea water releasing free silica accumulating in form of hydrophyllic colloid. Attaining a certain concentration it coagulated when *pH* conditions changed even slightly. These conditions were in the Ordovician sea probably near the neutral point as the salinity of the water might have been little lower than at present. In these conditions any small change in *pH* produced by decomposition of organic and mineral remains may lead to coagulation of the colloidal silica and its crystallisation in form of chalcedony. The silica gel „inundated” sponge spicules, remains of graptolites and brachiopods so well preserved in the siliceous rocks. In the first stage of formation of the mentioned rocks the silica gel mixed with abundant not entirely decomposed pelitic detritus, and thus the impure argillaceous cherts were formed. Their sedimentation was probably performed in a slightly deeper sea. Afterwards the depth was reduced, the cherts were partly eroded, hence their fragments are often seen in the pure chalcedonites. The silica was redissolved in slightly changed conditions, the rest of silicates was decomposed. A new silica concentration and variation in *pH* conditions produced the precipitation of nearly pure silica gel crystallising in large spherulites of chalcedony formed around organic or mineral centres.

After renewal of erosion processes on land abundant detritic material mixed with silica gel and sponge spicules, rocks of gaize type were formed. They pass rather abruptly into layers of sandstones and siltstones with siliceous cement but without remains of sponges which, burried in abundant sand, could not develop further. The chalcedony intercalations disappear in the top of the Tremadoc series, where the clastic sedimentation prevails.

The authoress discusses the possible influence of volcanic processes on the origin of the investigated rocks. These processes evident in the Silurian of the Holy Cross Mountains, could perhaps begin in the Ordovician supplying tuffitic material and silica of magmatic origin. This hypothesis could be useful in explaining some rock forming processes of the investigated series. However, the authoress cannot present direct evidence supporting this hypothesis.

As to the provenance of the detrital material of the rocks containing fresh feldspars and biotite, the authoress does not suppose the Cambrian sediments to be the source rocks. Probably some crystalline rock masses must have been at least locally uplifted in times of Lower Ordovician.

The authoress emphasizes as an interesting observation the presence of sponge spicule rocks with well preserved spicules in the Ordovician sediments. These rocks are seldom mentioned among sediments of the early Paleozoic.

*Institute of Sedimentary Petrography*  
*Warsaw University*

OBJAŚNIENIA TABLIC XII—XVII  
EXPLANATION OF PLATES XII—XVII

Tablica XII

Plate XII

- Fig. 1. Odsłonięcie warstw chalcedonowych w Wysoczkach koło Bogorii  
Fig. 2. Odsłonięcie „kwarcytów krzemionkowych” tremadoku w wąwozie Chojnów Dół koło Zbelutki  
Fig. 1. Outcrop of the Tremadoc series with chalcedonite intercalations at Wysoczki near Bogoria  
Fig. 2. Outcrop of the Tremadoc siliceous rocks at Chojnów Dół near Zbelutka

Tablica XIII

Plate XIII

- Fig. 1. Chalcedonit z Wysoczek. Z lewej strony widać zarysy sferulitów chalcedonu. Z prawej obok igieł gąbek i szczątków ramienionogów widać ziarna glaukonitu i kwarcu oraz blaszki miki. Obraz bez górnego nikola. x 34  
Fig. 2. Chalcedonit z Wysoczek. Widać igłę gąbki stanowiącą ośrodek krystalizacji sferulitów chalcedonu. W centrum obrazu gniazdo kwarcu. Na dole okruch czertu ilastego, nikole skrzyżowane, x 34  
Fig. 1. Chalcedonite from Wysoczki. On the left outlines of the chalcedony spherulites. On the right sponge spicules, brachiopod remains, glauconite, quartz and mica, ordinary light, x 34  
Fig. 2. Chalcedonite from Wysoczki. Sponge spicule as center of crystallization of the chalcedony spherulites. Authigenic quartz in the middle of the figure. In the lower part a fragment of impure chert, crossed nicols x 34

Tablica XIV

Plate XIV

- Fig. 1. Chalcedonit z Wysoczek. Widać zarysy sferulitów chalcedonu wytrącającego się na granicy okrucha czertu ilastego. Obraz bez górnego nikola. x 34  
Fig. 2. Ten sam szlif mikroskopowy przy skrzyżowanych nikolach, x 34  
Fig. 1. Chalcedonite from Wysoczki. Outlines of chalcedony spherulites precipitated on the margin of a chert fragment. Ordinary light, x 34  
Fig. 2. The same thin section, crossed nicols, x 34

Tablica XV

Plate XV

- Fig. 1. Chalcedonit z Wysoczek. Szczątki organiczne (igły gąbek ?) wypełnione kalcytem. Obraz bez górnego nikola, x 105  
Fig. 2. Mułowiec glaukonitowy z Wysoczek. Obok minerałów detrytycznych i glaukonitu widać szczątek ramienionoga. Obraz bez górnego nikola, x 34  
Fig. 1. Chalcedonite from Wysoczki. Organic remains (sponges of spicules ?) composed calcite. Ordinary light, x 105  
Fig. 2. Glauconitic siltstone of Wysoczki. Detritic minerals, glauconite and brachiopod remain, ordinary light, x 34

Tablica XVI

Plate XVI

- Fig. 1. Geza z odsłonięcia w Wysoczkach. Widoczne igły gąbek, kwarc, glaukonit i spoiwo chalcedonowe. Obraz bez górnego nikola, x 25
- Fig. 2. Geza z Wysoczek z gniazdem gruzełkowatych fosforanów. Obraz bez górnego nikola, x 34
- Fig. 1. „Gaize” from Wysoczki. Sponge spicules, quartz, glauconite, chalcedonic cement. Ordinary light, x 25
- Fig. 2. „Gaize” from Wysoczki with a nest of nodular phosphates, ordinary light, x 34

Tablica XVII

Plate XVII

- Fig. 1. Granica mułowca i czertu ilastego w „kwarcycie krzemionkowym” ze Zbelutki. Widać nagromadzenia minerałów ciężkich i warstewkę ilitu blisko tej granicy. Obraz bez górnego nikola, ok. x 30
- Fig. 2. Mułowiec glaukonitowy z Zalesia z okruczem czertu ilastego. Obraz bez górnego nikola, ok. x 30
- Fig. 1. Layer of siltstone and argillaceous chert with heavy mineral enrichment and clay film on the limit. Ordinary light, ca x 30
- Fig. 2. Glauconitic siltstone of Zalesie with a chert fragment. Ordinary light, ca x 30















