

Kazimierz ŁYDKA

Młodszy prekambry i sylur rejonu Myszkowa

Szereg wierceń wykonanych przez Instytut Geologiczny w rejonie Myszkowa — w okolicach wsi Mrzygłód i Kotowice — udostępnił m. in. badaniom mineralogiczno-petrograficznym paleozoiczne i starsze formacje osadowe. Skały te występują dyskordantnie pod cienkim nakładem triasu i plejstocenu.

Pierwsze wyniki badań materiałów z tych wierceń były publikowane w 1957 r. przez F. Ekierta i T. Wiesera, a następnie zostały uzupełnione przez S. Siedleckiego (1962) oraz K. Łydkę, S. Siedleckiego (1963). Początkowo wszystkie osady starsze od triasu zaliczano do górnego karbonu. Określenie to zostało oparte na oznaczeniu odcisków paproci pochodzących, jak wykazały badania autora, z poziomu występowania czarnych łupków sylurskich. Prawdopodobnie próbka, która posłużyła do określenia wieku tej serii, została zaklinowana z warstw nadległych w czasie głębienia otworu wiertniczego. Praca S. Siedleckiego (1962), a zwłaszcza znalezienie przez niego fauny graptolitowej oznaczonej przez H. Tomczyka, jednoznacznie rozstrzygnęły problem wieku części serii osadowej określając go na ludlow. Oznaczone graptolity zostały zaliczone jako zespół poziomu *Lobograptus scanicus* do dolnego ludlowu.

S. Siedlecki (1962) określał serie osiągnięte otworami wiertniczymi (Mrzygłód 2, 6 i 9) jako „warstwy z Mrzygłodu” należące do dolnego ludlowu, natomiast warstwy z wierceń Mrzygłód-1 i Kotowice-1 — jako „warstwy z Kotowic”, odpowiadające wiekowo najwyższej części gotlandu (środkowy i górny ludlow) lub jako warstwy przejściowe pomiędzy sylurem a dewonem. F. Ekiert (1971) „warstwy z Kotowic” rozpozniomował, wyróżniając wśród nich wszystkie poziomy stratygraficzne poczynając od najwyższego prekambry aż do syluru włącznie.

Różnice w poglądach na pozycję stratygraficzną „warstw z Kotowic” wynikały z braku możliwości przedstawienia sekwencji na podstawach biostratygraficznych. W omawianym regionie faunę znaleziono jedynie w szarych łupkach pochodzących z głębokości 162—175 m otworu wiertniczego Mrzygłód-9. Występujące tu graptolity dokumentują poziom *Lobograptus scanicus* dolnego ludlowu. W innych skałach o odmiennym wykształceniu niż zawierające graptolity nie znaleziono materiału biostratygraficznego dokumentującego wiek tych serii.

Zapoznanie się z materiałami pochodzącymi z wierceń zlokalizowanych w rejonie Mrzygłodu i Kotowic skłoniło mnie do bliższego zajęcia się skałami osadowymi formacji przedtriasowych. W ciągu ostatniego dziesięciolecia wykonałem ich pełną kompleksową analizę: analizy mikroskopowe, zarówno mikroskopem optycznym, jak i elektronowym, a także termiczne, chemiczne oraz rentgenostrukturalne. Dzięki zastosowaniu wymienionych metod dało się uzyskać w miarę pełną charakterystykę litologiczną interesujących nas formacji. Na podstawie danych mineralogiczno-petrograficznych o zmienności wykształcenia i charakteru wtórnych postsedymentacyjnych procesów ustalono sekwencje stratygraficzne formacji starszych od triasu (K. Łydka, 1971). Wśród wierceń wykonanych w rejonie Mrzygłodu i Kotowic najbardziej komunikatywne materiały osiągnięto z badań rdzeni z otworów Kotowice-1 oraz Mrzygłód-1, 6, 9.

WYNIKI BADAŃ

Przeprowadzone badania mineralogiczno-petrograficzne sedymentów i metasedymentów przedtriasowych osiągniętych wierceniami doprowadziły do rozpoznania wśród nich formacji skalnych różnego wieku, należących do dwóch różnych pięter strukturalnych. Formacje skalne starszego piętra strukturalnego stwierdzono pod triasem w wierceniu Mrzygłód-1 i Kotowice-1, serie osadowe młodszego piętra strukturalnego natomiast pod triasem w otworach Mrzygłód-2 do 10. Bliższą charakterystykę tych serii przedstawiono na podstawie wyników analiz materiałów pochodzących z otworów wiertniczych Mrzygłód-6 i 9. Dane uzyskane z materiałów pochodzących z pozostałych otworów, położonych w bezpośrednim sąsiedztwie wymienionych ostatnio otworów, potwierdzają przedstawione wnioski, dostarczając informacji o stosunkach i procesach petrogenetycznych, które będą przedmiotem dalszych badań skał tego regionu.

Charakterystyczne cechy mineralogiczno-petrograficzno-strukturalne serii skalnych starszego piętra strukturalnego pozwalają na ich paralelizację z seriami zaliczanymi do ryfeju lub algonku, ogólnie mówiąc, do wyższego prekambry z rejonu zapadliska przedkarpackiego, opisywanego przez wielu badaczy. Najbliższe rejonowi Mrzygłodu i Kotowic wystąpienia prekambry zostały opisane z wierceń usytuowanych w Puszczy Niepołomickiej i we wschodniej części niecki miechowskiej (Mędrzechów-1).

Jedną z charakterystycznych cech opisywanych osadów prekambry jest naprzemiangle ułożenie warstw materiału pelitycznego i pelityczno-aleurytowego oraz psamitowo-aleurytowego, rzadko czysto psamitowego. Miąższość następujących po sobie warstw jest trudna do ustalenia z uwagi na intensywne deformacje tektoniczne; wydaje się jednak, że nie były to warstwy o dużych miąższościach, a prawdopodobnie rzędu kilkunastu, co najwyżej kilkudziesięciu centymetrów.

Drugą charakterystyczną cechą opisywanych osadów jest częste, dobrze rozpoznawalne, frakcjonalne warstewkowanie ujawniające się występowaniem lametek o miąższościach rzędu paru dziesiątych milimetra. Rzadziej pojawiają się frakcjonalne i gradacyjne warstwowania miąższości paru centymetrów.

Materiał reprezentujący serie prekambru jest zróżnicowany również mineralogicznie. W niższych poziomach występują częściej osady należące do frakcji psamitowych, zawierające materiał słabo wyselekcjonowany procesami wietrzenia chemicznego i mechanicznego. W warstwach znajduje się materiał pochodzący z obszarów alimentacyjnych zbudowanych ze skał metamorficznych, głównie gnejsów, obok których z rzadka pojawiają się elementy skał wulkanicznych w postaci drobnych fragmentów skał o strukturze mikrolitycznej i składzie bądź to spilitów, bądź też keratofirów. Wyższe serie osiągnięte wierceniami Kotowice-1 i Mrzygłód-1 reprezentowane są głównie przez osady ilaste i ilasto-aleurytowe, często frakcjonalnie warstwowane. Warstwy udostępnione wierceniami Mrzygłód-1 reprezentują najwyższe poziomy prekambru tego regionu.

Dalszą cechą serii prekambryjskich jest ich zaangażowanie tektoniczne. Skały pochodzące z wierzeń Kotowice-1 i Mrzygłód-1 ułożone są zarówno płaszczynami warstwowania sedymentacyjnego, jak i płaszczynami wtórnego złupkowania prawie pionowo, a kąty pomiędzy tymi kierunkami wynoszą około $50-80^\circ$. Upady płaszczyn złupkowania i warstwowania zmieniają się w profilach osiągniętych opisywanymi wierceniami w granicach $70-90^\circ$. Wtórny charakter złupkowania ujawnia się dzięki wyraźnemu sedymentacyjnemu warstwowaniu, polegającemu na naprzemianległym ułożeniu drobniejszego i grubszego materiału.

Wtórne złupkowanie spowodowane jest reorientacją części składników poprzez lokalną blastezę minerałów warstwowych, powstawaniem bardziej grubokrystalicznego serycytu przechodzącego w wyraźne, choć drobne blasty muskowitu, niekiedy o bladobrunatnym zabarwieniu i własnościach optycznych fengitu, lokalnie przeobrażającego się w wyraźnie pleochroiczne blaszki biotyту. Często równie jak grubokrystaliczny serycyt pojawiają się różnej wielkości okrągławe ksenoblasty chlorytu o własnościach optycznych penninu.

Deformacja i ustawienie prawie pionowe płaszczyn sedymentacyjnego warstwowania i wtórnego złupkowania nastąpiły, jak można sądzić z wykształcenia i zachowania osadów młodszego piętra strukturalnego poznanego na podstawie materiałów osiągniętych otworami wiertniczymi Mrzygłód-2 do 10, przed udokumentowanym graptolitami sylurem.

Porównanie opisanych skał z Mrzygłodu i Kotowic ze skałami z wierzenia Mędrzechów-1, gdzie stwierdzono występowanie sfałdowanych serii prekambru poniżej prawie horyzontalnie ułożonego nie zmienionego i udokumentowanego graptolitami ordowiku, pozwala natomiast na wysunięcie wniosku, że zmiany te miały miejsce w kambrze lub jeszcze w prekambrze, a w każdym razie przed ordowikiem. Wtórna transwersalna łupkowatość połączona jest z występowaniem drobnych fałdków ciągniętych o amplitudach parumilimetrowych. Wśród serii wykazujących reorientację części składników mineralnych stwierdzono występowanie porwaka tektonicznego, wykazującego analogiczne przeobrażenia jak skały otaczające. Porwak ten znaleziono na głębokości 192 m w otworze Mrzygłód-1 wśród warstw metamulowca ilastego. Ma on skład marglistego dolomitu i teksturę cienkowarstwową. Cienkie smużki drobno- i średnio-krystalicznego dolomitu. W smużkach widoczne są pojedyncze drobne blasty muskowitu. W brzeżnych partiach porwaka obserwuje się cienkie

daktylitopodobne przerosty z autochtoniczną skałą otaczającą, świadczące o tym, że obie skały ulegały równocześnie procesom wyprasowania i przekształcania prowadzącego do złupkowania transwersalnego.

O wieku deformacji tektonicznych i związanych z nimi przeobrażeń skał prekambryjskich możemy wnioskować ze sposobu wykształcenia skał kambru subholmiowego południowych stoków Gór Świętokrzyskich. Serie osadów kambru subholmiowego nie wykazują oznak przeobrażeń spotykanych w materiałach skalnych prekambryjskich z otworów wiertniczych Kotowice-1, Mrzygłód-1 i Mędrzechów-1, słuszny wydaje się więc wniosek, że przeobrażenie tych ostatnich rozpoczęło się już w okresie prekambryjskim.

Tabela 1

Wyniki analiz chemicznych

Składniki	Kotowice-1	Mrzygłód-1		
	łupek serycytowo-chlorytowy (649 m)	metaszarogłaz (618 m)	metaszarogłaz (558 m)	łupek serycytowo-chlorytowy (265 m)
SiO ₂	59,92	69,86	66,55	57,95
TiO ₂	1,12	0,73	0,59	1,12
Al ₂ O ₃	17,56	11,88	14,75	19,16
Fe ₂ O ₃	2,73	3,66	1,17	4,58
FeO	4,85	2,28	3,59	3,20
MnO	0,03	0,03	0,10	0,05
CaO	0,80	0,79	2,25	0,37
MgO	3,30	1,88	2,15	2,65
Na ₂ O	3,34	3,19	2,57	1,83
K ₂ O	2,77	1,74	3,04	4,49
H ₂ O+	3,06	2,01	3,25	3,73
H ₂ O—	0,08	0,08	0,09	0,35
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,10	0,18
CO ₂	śl.	0,53	śl.	śl.
S	0,09	1,85	0,20	0,11
Razem	99,78	100,61	100,40	99,77
Wyniki przeliczenia analiz chemicznych na ilościowy skład mineralny				
Kwarc	20	43	38	27
Albit	30	27	23	16
Ortoklaz	10	5	13	11
Chloryt	20	7	16	17
Serycyt	10	9	8	23
Epidot	5	—	—	—
Piryt + apatyt	5	4	2	1
Tl. Fe i Ti	—	4	—	5
Domolit	—	1	—	—

Wykonane analizy składu chemicznego i mineralnego (tab. 1) wskazują na obecność w osadach prekambryjskich znacznych ilości materiału pochodzenia wulkanicznego. Zarówno obserwacje mikroskopowe, jak też wyniki analiz chemicznych rejestrują koncentracje tego materiału wśród drobnoziarnistych składników skał. Zaznacza się to dużym udziałem skaleni oraz łyszczyków i szkliwa przeobrażonych w chloryty i serycyt. Zarówno sedymenty pelityczne, jak też grubiej ziarniste o sumarycznym szarogłazowym składzie zbudowane są z tego samego jakościowo materiału, a obserwowane zmiany są spowodowane zróżnicowaniem granulometrycznych frakcji tego samego wyjściowego materiału skalnego obszaru alimentacyjnego. Na podkreślenie zasługuje niewielki udział węglanów w pierwotnym składzie sedymentów, zaznaczający się jedynie w najniższych poziomach osiągniętych opisywanymi wierceniami. Wtórne przemiany wyjściowego materiału doprowadziły do częściowego zaniku węglanów i powstania minerałów epidotowych w miejscu występowania pierwotnych substancji marglistych.

Reakcje modyfikujące pierwotny skład sedymentów prekambryjskich przebiegały jako przemiany izochemiczne. Najbardziej istotna była zmiana stopnia związania wody. Pierwotnie główną rolę odgrywała woda słabo związana, przede wszystkim hygroskopijna. Wskutek przeobrażenia pierwotnych minerałów ilastych w minerały typu serycytu i chlorytów główna masa wody związana jest obecnie w postaci grup OH w strukturach tych nowo powstałych minerałów.

Do drugiej formacji, reprezentowanej przez osady poznane z otworów wiertniczych Mrzygłód-2, 4, 6, 7, 8, 9, 10, należą serie leżące pod nadkładem osadów triasowych. Ich charakterystykę oparto na wynikach analiz materiałów z wierceń Mrzygłód-6 i 9 jako najbardziej charakterystycznych.

Poczynione obserwacje wskazują, że skały osadowe osiągnięte wszystkimi wymienionymi wierceniami tworzą serię należącą do jednego cyklu diastroficznego. Biorąc pod uwagę, że z wiercenia Mrzygłód-9 pochodzi fauna graptolitowa dokumentująca jej wiek jako dolny ludlow, możemy przyjąć, że osadowe skały tej serii z obszaru Mrzygłodu należą do jednej formacji sylurskiej. Charakter występujących tu sedymentów, a mianowicie naprzemianległe ułożenie łupków ilastych, ilasto-aleurytowych i li-dytowych świadczy o tym, że mamy do czynienia z jedną formacją o wykształceniu typowym dla serii o wielusetmetrowych miąższościach. W przeważającej swej masie są to skały ciemno zabarwione (szare, zielonkawe, rzadziej brunatne) i cienko frakcjonalnie warstewkowane. Warstewkowanie ułożone jest zgodnie z łupkową oddzielnością i wykazuje upady średnio około 45° , zmieniające się w zakresie $30-60^\circ$. Pierwotny skład mineralny osadów sylurskich był mało zróżnicowany; we frakcjach ilastych dominowały hydromiki i chloryty, które osadzały się wraz z koloidalną krzemionką, dając w efekcie procesów diagenetycznych skały ilasto-krzemionkowe o różnej proporcji wymienionych składników. Materiał grubszy, głównie aleurytowy, złożony z kwarcu, podrzędnie ze skaleni o składzie albit-oligoklaz, mniejszych ilości węglanów i jeszcze mniejszych mikroagregatowych substancji węglistych, odgrywa w składzie tych formacji rolę podrzędną.

Tabela 2

Wyniki analiz chemicznych

Składniki	Mrzygłód-9		Mrzygłód-6			
	łupek ilasty (175,5 m)	łupek blastopelitowy (322,6 m)	skała chlorytowo-węglanowa (166–167 m)	rogowiec (215–216 m)	skała wapienno-krzemianowa (234–235 m)	łupek rogowcowy (260–261 m)
SiO ₂	62,84	60,94	20,99	63,84	49,64	64,56
TiO ₂	0,99	0,77	0,67	0,61	0,73	0,53
Al ₂ O ₃	15,42	15,22	8,82	14,68	12,79	14,16
Fe ₂ O ₃	2,51	3,57	3,47	1,99	3,42	1,94
FeO	2,65	2,94	8,65	3,00	6,34	3,61
MnO	0,07	0,05	0,14	0,07	0,35	0,06
CaO	0,48	0,58	17,65	5,74	11,87	4,81
MgO	4,65	4,15	12,01	3,00	8,67	4,09
Na ₂ O	0,14	0,41	0,70	1,70	2,63	1,19
K ₂ O	3,99	4,10	1,08	3,37	0,27	2,98
H ₂ O+	4,90	4,48	2,75	1,28	1,88	1,18
H ₂ O–	0,49	0,42	0,64	0,25	0,76	0,16
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,26	0,08	0,10	0,07
CO ₂	—	—	21,90	—	—	—
S	0,60	1,69	0,11	0,65	1,20	0,91
Razem	99,80	99,83	99,84	100,26	100,65	100,25
Wyniki przeliczenia analiz chemicznych na ilościowy skład mineralny						
Kwarc	43	45	5	34	7	31
Albit	2	3	5	14	22	10
Ortoklaz	9	6	—	—	—	—
Chloryt	21	17	30	3	23	8
Serycyt	21	26	10	27	3	26
Amfibol	—	—	—	13	20	15
Wollastonit	—	—	—	8	18	6
Kalcyt	—	—	14	—	—	—
Dolomit	—	—	34	—	—	—
Piryt	1	3	2	1	3	2
Tlenki żelaza	3	śl.	śl.	śl.	4	2

Cała formacja sylurska opisywanego regionu została w sposób selektywny zmieniona kontaktowo-termicznie przez liczne, choć stosunkowo niewielkich rozmiarów intruzywne masy magm o zmiennym składzie — od kwaśnych do zasadowych, od granitoidowych do gabroidalnych. Zaznaczył się tu także wyraźnie wpływ hydrotermalnych roztworów mineralizujących szczeliny ciosowe, a lokalnie impregnujących całą masę skalną formacji pochodzenia osadowego. Najbardziej typowe przeobrażenia kontaktowo-termiczne stwierdzono w skałach z otworu wiertniczego

Mrzyglód-6, gdzie na kontaktach ze skałami magmowymi typu mikrogranitów występują skały należące do grupy hornfelsów tremolitowo-chlorytowych i skały wapienno-krzemianowe o składzie: amfibol (tremolit), wollastonit, albit i chloryt wśród głównych składników. W otworze wiertniczym Mrzyglód-9, zwłaszcza w jego partiach spagowych, stwierdzono również występowanie blastopelitowych łupków serycytowo-chlorytowych o teksturze plamistej.

Wyniki przeprowadzonych analiz mikroskopowych i chemicznych skał zachowanych w stanie nie zmienionym i skał wykazujących najwyższy stopień termicznego przeobrażenia ilustruje tabela 2.

Ostatnim typem procesów petrogenetycznych, które zaznaczyły swoją działalność na skałach tego regionu, są przejawy wtórnej mineralizacji hydrotermalnej. Obserwuje się je zarówno w obrębie skał wieku prekambryjskiego, jak i wśród formacji młodszych, sylurskich. Przy przeglądowych badaniach utrudniają one bardzo odróżnienie skał niższego i wyższego piętra strukturalnego. Dopiero dokładna analiza mineralogiczno-petrograficzna pozwala zarejestrować istotne różnice pomiędzy formacjami obu pięter.

Na podkreślenie zasługują w pierwszym rzędzie licznie pojawiające się w skałach o różnym wykształceniu litologicznym obu formacji cienkie żyłki o miąższości od kilku dziesiątych milimetra do paru milimetrów. Żyłki te przecinają pod różnymi kątami kierunkowe struktury skał otaczających. Wyróżniają się żyłki o różnym przebiegu w stosunku do masy skał otaczających. Niektóre są wyraźnie i ostro odgraniczone od skały otaczającej, inne mają granice nieostre, a ich minerały przechodzą do skały otaczającej. Żyłki wyraźnie różniące się i ostro odgraniczone od skały, którą przecinają, występują z reguły w warstwach stropowych i z dala od magmowych skał żyłowych przecinających serie osadowe.

Najbardziej typowe wykształcenie żyłek wykazujących związki ze składnikami występującymi w masie skał otaczających obserwuje się wśród skał blastoaleurytowych w niższych poziomach serii odwierconych w otworach Kotowice-1 i Mrzyglód-1. Pojawiają się tu żyłki wypełnione różną treścią mineralną, a więc żyłki tremolitowe, żyłki biotytowe lub też żyłki z grubokrystalicznym epidotem. W miarę oddalania się od żyłki epidotowej w masie skały otaczającej obserwuje się malejący udział epidotu, a także zmianę jego wykształcenia, polegającą na zmniejszaniu się wielkości subhedralnych kryształów i przechodzeniu w końcu w mikroagregatowe skupienia rozsiane bezładnie w całej masie skalnej.

Również na uwagę zasługują występujące głównie wśród skał blastopelitowych i blastopelitowo-aleurytowych cienkie żyłki nieostro odgraniczające się od otaczającej masy skalnej, wypełnione drobnokrystalicznym adularem. Adular ten zazębia się z występującymi w skałach otaczających drobnouseczkowatymi minerałami typu serycytu i chlorytów.

W żyłkach obu rodzajów — w pierwszy mrzędzie obok klinozoizytu, w drugim obok adularu — występuje bladozielony chloryt o subnormalnych barwach interferencyjnych, tworzący niewielkie skupienia drobnoblastkowych kryształów lub sferolityczne drobnoziarniste agregaty.

Znacznie częściej niż wyżej wspomniane występują żyłki ostro odgraniczające się od masy skał otaczających, cienkie, maksymalnie parumilimetrowej miąższości, prostoliniowe w przebiegu, na ogół o bardzo uroz-

maiconym składzie mineralnym. Najczęściej żyłki te mają wyraźnie strefową budowę. Ich brzeżne partie wypełnione są często idiomorficznymi, ostrymi romboedrami adularów o sektorowej budowie; nieco późniejszy wydaje się być w nich niekiedy idiomorficzny bipiramidalny kwarc, dookoła którego krystalizuje bezbarwny w płytce cienkiej fluoryt w postaci drobnokostkowych kryształów, któremu towarzyszy często baryt o fibrolitycznym wykształceniu i również w śladowych ilościach pojawiający się, jasnobrązowy w płytce cienkiej, sfaleryt. Centralne partie żyłek wypełnia grubokrystaliczny dolomit, rzadko idiomorficznie wykształcony, oraz zielony pennin w robaczkowatych agregatach, przerastających kryształy dolomitu. Wśród całej masy żyłek rozrzucone są pojedyncze lub też skupiające się w agregaty idiomorficznie wykształcone kryształy pirytu, rzadziej inne minerały nieprzeźroczyste.

Częściej niż wyżej opisane spotyka się żyłki o mniej urozmaiconym składzie, zawierające adular, kwarc, chloryt i dolomit o różnym stopniu idiomorfizmu, a także żyłki kwarcowo-chlorytowe. Występują również żyłki monomineralne — kwarcowe lub czysto węglanowe: dolomityczne albo kalcytowe, a także żyłki czysto pirytowe lub markasytowe. Na podkreślenie zasługuje sposób ich wykształcenia i występowania: z reguły przecinają one żyłki o bardziej urozmaiconym składzie. Węglany wypełniające żyłki są z reguły drobno- do mikrokrystalicznych. Żyłki kwarcowe wypełnione są palisadowym kwarcem, żyłki siarczkowe drobnokrystaliczną masą pirytu lub markasytu, rzadziej innych minerałów rudnych.

Dalszą charakterystyczną cechą regionalną stwierdzoną w toku analizy profilu osiągniętego badanymi rdzeniami wiertniczymi są występujące miejscami strefy zbrekcionowania — skatakłazowania sztywnych mas skalnych. Strefy te pojawiają się na niewielkich odcinkach we wszystkich badanych profilach, koncentrując się w pobliżu tych partii rdzeni, gdzie znaleziono magmowe skały żyłowe. Poszczególne odcinki skatakłazowanych rdzeni osiągają miąższości paru metrów. Fragmenty skatakłazowanych skał są spojone kwarcem żyłowym, któremu towarzyszą drobne, idiomorficznie wykształcone kryształy adularu i pirytu oraz drobne ilości łusczkowatego penninu.

Przejawy wtórnej hydrotermalnej mineralizacji związane są z charakterystycznymi asocjacjami mineralnymi. Sekwencję powstawania minerałów ustalono na podstawie ich wykształcenia i sposobu rozmieszczenia w obrębie żyłek oraz istniejących relacji pomiędzy żyłkami o różnych paragenezach mineralnych. Poniżej przedstawiono zróżnicowanie żyłek idące w parze z obniżaniem się temperatur górotworu.

Z procesami przebiegającymi w najwyższych temperaturach związane są żyłki tremolitowe i biotytowe, a także żyłki wypełnione głównie grubokrystalicznymi minerałami z grupy epidotu. W obu typach towarzyszącymi minerałami są kwarc i chloryt o własnościach optycznych penninu. Jako późniejsze powstawały żyłki zawierające adular, kwarc, fluoryt, baryt, pennin, sfaleryt, dolomit oraz piryt, rzadziej inne minerały rudne. Trzecim ogniwem w zróżnicowanym zespole występujących żyłek są żyłki zawierające adular, kwarc, pennin i dolomit. Następnymi ogniwami są żyłki kwarcowo-chlorytowe i kolejno czysto kwarcowe oraz wiążące się z ostatnimi etapami mineralizacji żyłki czysto węglanowe: kalcytowo-dolomityczne i czysto kalcytowe, a również czysto pirytowe.

Zyłki zaliczane do ostatnich etapów działalności mineralizacji hydrotermalnej — poza tym, że przecinają żyłki wcześniej utworzone — odznaczają się charakterystycznym wykształceniem wypełniających je składników, które są od drobno- do mikrokrystalicznych.

Cała plejada tych bardzo zróżnicowanych żyłek wykazuje wzajemne powiązania poprzez rodzaj wypełniających je minerałów, jak i sposób ich występowania, które wiążą je w jedną paragenetyczną asocjację pokazującą ewolucję procesów działalności wulkanicznej i powulkanicznej, rozpoczętych prawdopodobnie w permie i kontynuowanych w następnych okresach geologicznych. Moment zakończenia działalności tych procesów na podstawie badań dotychczasowych trudno jest umiejscowić w jakimś konkretnym okresie geologicznym.

Występowanie żyłek ostro odgraniczających się od masy skał otaczających jest z dopływem roztworów bezpośrednio powiązanych z procesami hydrotermalnymi pochodzenia magmowego, natomiast pojawienie się cienkich żyłek nieostro odgraniczonych od skały otaczającej i wypełnionych drobnokrystalicznym adulem wskazuje na inicjalne procesy selektywnej mobilizacji składników skałotwórczych serii osadowych. Proces gromadzenia się mobilizatów o składzie chemicznym skaleni potasowych został poznany między innymi w trakcie prac eksperymentalnych Winklera i v. Platena, którzy stwierdzili, że mobilizaty o takim składzie pojawiają się w stosunkowo niskich temperaturach i przy niskich ciśnieniach.

*
* *
*

Skały sylurskie, zwłaszcza pochodzące z górnej części otworu wiertniczego Mrzygłód-9, reprezentują sedymenty najmniej zmienione pod wpływem intruzji magmowych; są one również najslabiej dotknięte regionalnymi procesami epigenetycznymi. Oznaki oddziaływania termicznego zazaczyły się jedynie w najniżej leżących warstwach, gdzie osady pelitowo-aleurytowe przeobrażone zostały izochemicznie w łupki blastopelitowe. Osady sylurskie osiągnięte otworem wiertniczym Mrzygłód-6 zostały intensywnie przeobrażone przez procesy metamorfizmu termiczno-kontaktowego. Asocjacja minerałów: amfibol (tremolit) — wollastonit — chloryty wskazuje na temperatury rzędu 500—600°C. Skład chemiczny tych skał pozwala na wyciągnięcie wniosku, że były to pierwotnie sedymenty o składzie mułowców szarogłazowych o spoiwie ilasto-węglanowym.

Sedymenty najwyższego prekambriu badanego regionu wykazują cechy właściwe utworom gromadzącym się w zbiorniku morskim o charakterze basenu geosynkinalnego, do którego dopływał materiał pochodzący z obszarów alimentacyjnych zbudowanych ze skał metamorficznych, którym w podrzędnych ilościach towarzyszyły skały wulkaniczne typu spilitów lub keratofirów. Na podkreślenie zasługuje występowanie znacznie większych ilościowo elementów wulkanicznych wśród drobnoziarnistego materiału, co związane jest zapewne z przejawami wulkanizmu współczesnego procesom sedymentacji lub nieco je wyprzedzającego. Takie stwierdzenie pozwoliłoby na paralelizowanie sedymentacji serii prekambryj-

skich opisywanego regionu z utworami piętra spilitowego Barrandieny, a także z analogicznymi seriami osiągniętymi głębokimi wierceniami na obszarach platformowych północno-wschodniej Polski. Oznaki wtórnych procesów stwierdzone wśród serii osadów prekambryjskich świadczą o tym, że składniki pochodzenia osadowego w różnym stopniu podlegały przemianom w warunkach podwyższonej temperatury i podwyższonego ciśnienia, właściwych dla początkowych etapów metamorfizmu regionalnego.

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, ul. Zwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 15 marca 1973 r.

PIŚMIENNICTWO

- EKIERT F. (1957) — Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzi w okolicy Zawiercia. *Kwart. geol.*, **1**, p. 106—122, nr 1. Warszawa.
- EKIERT F. (1971) — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **68**. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S. (1963) — On Algonkian Deposits in the Environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. géogr.*, **11**, p. 75—81, nr 2. Warszawa.
- ŁYDKA K. (1971) — Litostratygrafia dolnego paleozoiku rejonu Mrzygłodu i Kottowic. *Kwart. geol.*, **15**, p. 708—709, nr 3. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1962) — On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. géol. géogr.*, **10**, p. 41—46, nr 1. Warszawa.
- WIESER T. (1957) — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. *Kwart. geol.*, **1**, p. 113—123, nr 1. Warszawa.
-

Казимеж ЛЫДКА

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ И СИЛУР МЫШКОВСКОГО РАЙОНА

Резюме

Силурийские породы, вскрытые прежде всего в верхней часки скважины Мжиглуд-9, представляют собой осадочные отложения, менее всего изменившиеся под влиянием магматических интрузий; они слабее ощутили на себе воздействие региональных эпигенетических процессов. Признаки термического воздействия обозначались лишь в самых нижних слоях, где пелитово-алевритовые осадки были изохимически преобразованы в blastopellitic сланцы. Силурийские осадки, вскрытые скважиной Мжиглуд-6, были интенсивно преобразованы процессами контактно-термического метаморфизма. Ассоциация минералов: амфибол (тремолит) — wollastonite — chlorite указывает на температуру порядка 500—600°. Химический состав этих пород позволяет сделать вывод, что первоначально это были осадочные отложения с составом грауваккового алеврита и глинисто-карбонатным цементом.

Осадочные отложения верхнего докембрия исследуемого района имеют черты, свойственные отложениям, накапливающимся в морском бассейне геосинклинального характера, в который поступал материал из областей питания, сложенных из метаморфических пород с небольшим количеством вулканических пород типа спилитов или кератофинов. Заслуживает внимания появление в мелкозернистом материале более значительного количества вулканических элементов, что по всей вероятности связано с проявлениями вулканизма, совпадающего по времени с процессами седиментации либо несколько опережающего их. Такое утверждение позволило параллелизовать седиментацию докембрийских серий исследуемого района с отложениями спилитового горизонта Баррандзена, а также с аналогичными сериями, вскрытыми глубоким бурением в платформенных областях Северо-Восточной Польши. Признаки вторичных процессов, обнаруженные в докембрийских отложениях, свидетельствуют о том, что компоненты осадочного происхождения в разной степени подвергались преобразованию в условиях повышенной температуры и повышенного давления, свойственных начальным этапам регионального метаморфизма.

Kazimierz ŁYDKA

LATE-PRECAMBRIAN AND SILURIAN IN THE MYSZKÓW AREA

Summary

The Silurian rocks, in particular those deriving from the uppermost part of the bore-hole Mrzygłód-9, represent sediments only slightly transformed by magmatic intrusions as well as the least influenced by regional epigenetic processes. Symptoms of the thermal influence are only visible in the lowermost layers in which the clay-siltstones were isochemically transformed into blastopellitic slates. The Silurian sediments from the bore-hole Mrzygłód-6 show a high degree of contact thermal transformation. The mineral association, amphibole (tremolite) — wollastonite — chlorite, indicates temperatures of about 500°—600°C. The chemical composition of these rocks suggests that the primary sediments were greywacke siltstones with clay-carbonate matrix.

The late Precambrian sediments of the region under investigation display features characteristic of formations accumulated in a geosynclinal marine basin and composed of material deriving from an alimention area built of metamorphic rocks accompanied by spilites and keratophyres. The occurrence of a greater quantity of volcanic elements in the finer grained material indicates volcanic activity simultaneous to the sedimentation processes or slightly preceeding them. This could allow one to compare the investigated Precambrian sediments with those of the Barrandien spilite stage, as well as with the basaltic rocks from bore-holes in the area of north-eastern Poland. Evidence of secondary processes in the Precambrian sediments suggests that the components of sedimentary origin were transformed in conditions of raised temperature and pressure characteristic of the early stages of regional metamorphism.

TABLICA I

Fig. 1. Fragment rdzenia wiertniczego — łupek serycytowo-chlorytowy; pofalowane pionowo ustawione płaszczyzny sedimentacyjnego warstwowania, przecięte płaszczyznami wtórnego złupkowania również pionowo ustawionymi. Mrzygłód 1, głęb. 266,5 m; pow. 2 ×

Fragment of drill core — sericite-chlorite slate, folded and vertically oriented bedding surfaces. Slate cleavage surface inclined horizontally. Mrzygłód 1, depth 266,5 m; enl. about × 2

Fig. 2. Laminowany łupek serycytowo-chlorytowy; płaszczyzny kłiważu po przekątnej. Mrzygłód 1, głęb. 266,0 m; pow. 20 ×

Laminated sericite-chlorite slate; slate cleavage diagonal to bedding. Mrzygłód 1, depth 266,0 m; enl. × 20



Fig. 1



Fig. 2

TABLICA II

Fig. 3. Metaszarogłaz — ostrokrawędziste jasne ziarna kwarcu i albitów oraz ciemniejsze mikroagregatowe skupienia minerałów epidotowych. Kotowice 1, głębokość 661,0 m; pow. 50 ×

Metagreywacke — angular light grains of quartz and feldspars, darker microaggregates of epidote minerals. Kotowice 1, depth 661,0 m; enl. 50 ×

Fig. 4. Łupek serycytowo-chlorytowy — wtórna laminacja prowadzi do powstania drobnych blastów muskowitu. Kotowice 1, głęb. 466,0 m; pow. 50 ×

Sericite-chlorite schist — the secondary lamination resulting in locally observed fine muscovite blasts. Kotowice 1, depth 466,0 m; enl. × 50

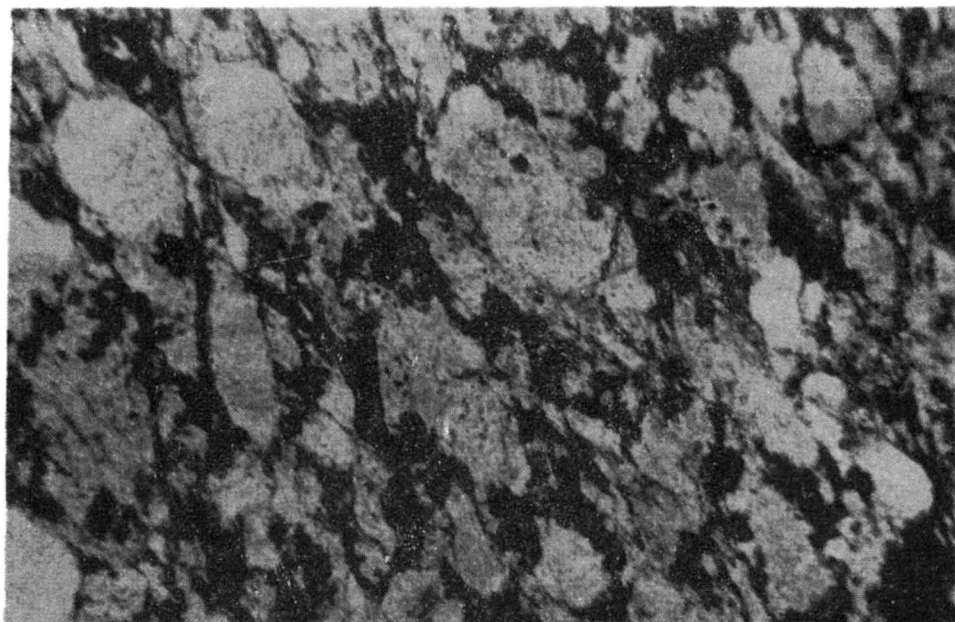


Fig. 3



Fig. 4

TABLICA III

- Fig. 5. Łupek serycytowo-chlorytowo-kwarcowy przecięty żyłą adularu. Kotowice 1, głęb. 660,0 m; pow. 50 ×
Sericite-chlorite-quartz slate intersected by an adularia veinlet. Kotowice 1, depth 660,0 m; enl. 50 ×
- Fig. 6. Skała wapienno-krzemianowa — ciemniejsze plamy wzbogacone w amfibole i chloryty, jaśniejsze w wollastonit, albit i kwarc. Mrzyglód 6, głęb. 235,0 m; pow. 20 ×
Lime-silicate rock — darker patches rich in amphibole and chlorite, light coloured areas characterized by high content of wollastonite, albite and quartz. Mrzyglód 6, depth 235,0 m; enl. × 20

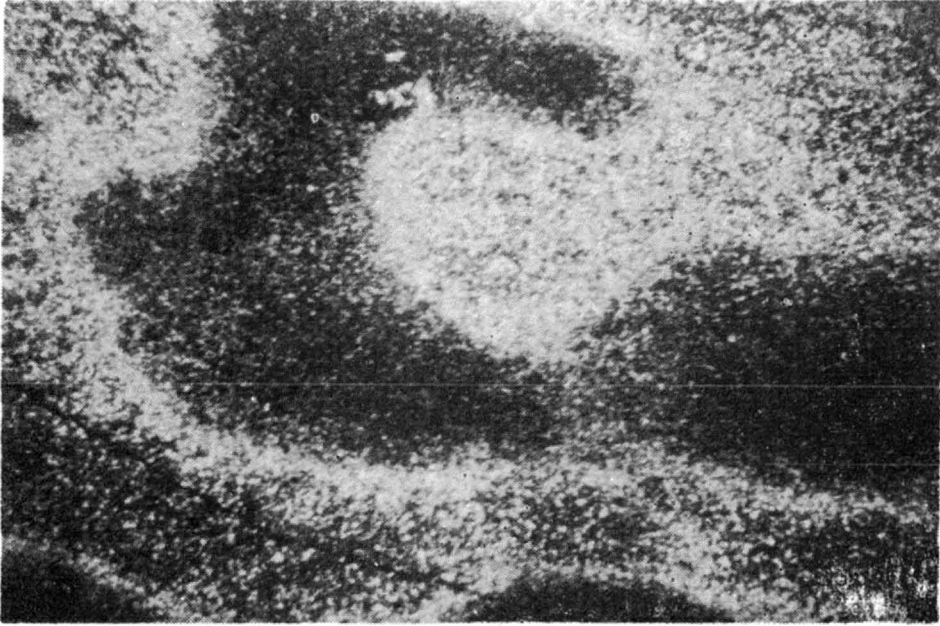


Fig. 5

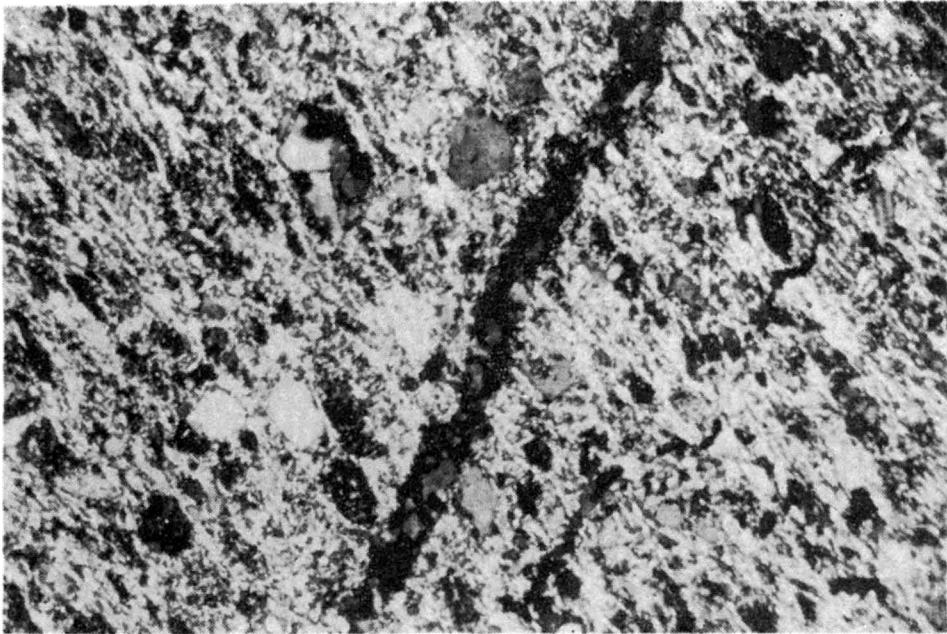


Fig. 6

TABLICA IV

Fig. 7. Wachlarzowate kryształy barytu z towarzyszącymi pojedynczymi kryształami adularu wypełniające środek żyłki przecinającej metaszarogłaz. Kotowice 1, głęb. 414,0 m; pow. 40 ×

Fan-like barite crystals and single adularia filling the interior of veinlet cutting across the metagreywacke. Kotowice, 1, depth 414,0 m; enl. × 40

Fig. 8. Żyłka przecinająca metaszarogłaz widoczny w lewym górnym i prawym dolnym rogu. Środek żyłki wypełniony euhedralnym adularem i kwarcem. Kotowice 1, głęb. 549,0 m; pow. 100 ×

Veinlet intersecting metagreywacke visible in upper-left and lower-right corners. The interior of veinlet filled with euhedral adularia and quartz. Kotowice 1, depth 549,0 m; enl. × 100

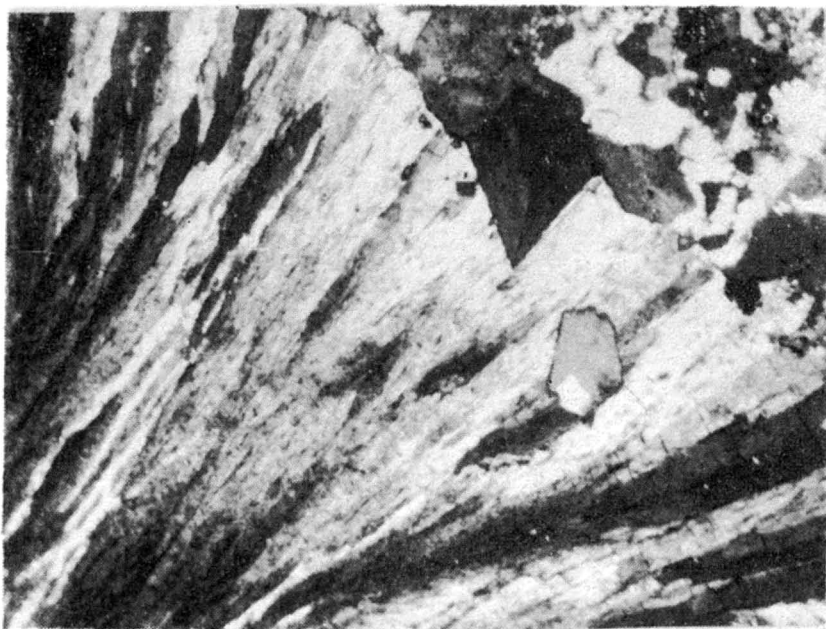


Fig. 7

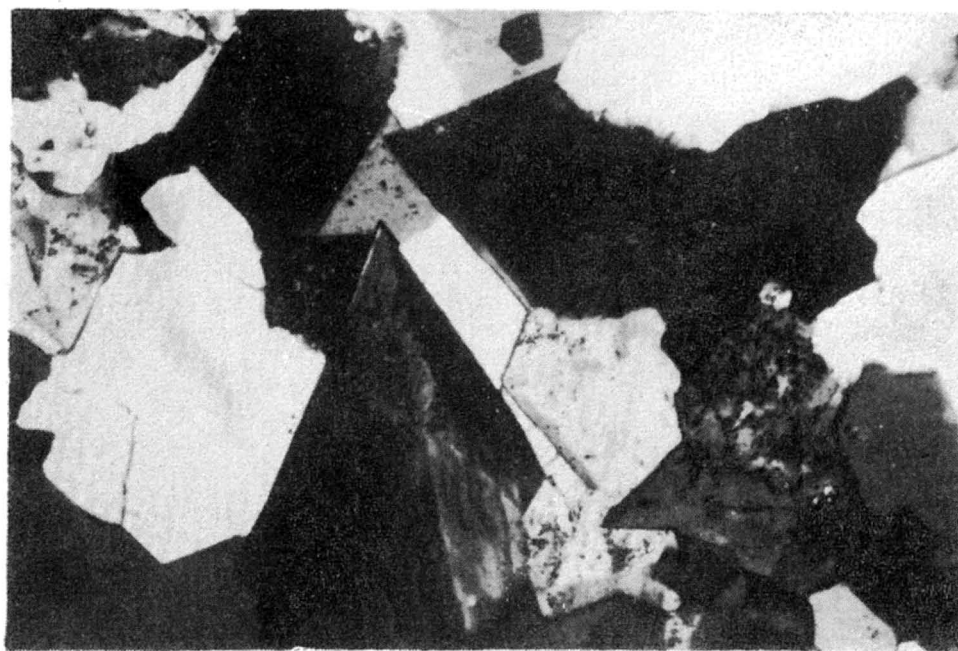


Fig. 8