

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

Elżbieta KRYSKIEWICZ

PETROGRAFIA PALEOPROTEROZOIKU

Do badań petrograficznych z 25 m rdzenia pobrano 19 próbek, których spis z nazwą petrograficzną i adnotacją dotyczącą wykonanych badań zamieszczono w tabelach 1 i 2.

Tabela 2

Udział skał krystalicznych w paleoproterozoiku
Percentage of crystalline rocks in Paleoproterozoic

Nazwa skały	Miąższość [m]	Udział [%]
Łupki amfibolowe	0,1	0,4
Gnejsy	20,4	81,6
Gnejsy przeobrażone hydrotermalnie	4,5	18,0
Razem	25,0	100,0

Tabela 1

Spis próbek i wykonanych badań ze skał paleoproterozoiku
List of samples and analytical studies in Paleoproterozoic rocks

Głębokość [m]	Nazwa skały	Typ analizy
5095,1	Gnejs zmikroklinizowany	P G
5096,8	Gnejs zmikroklinizowany	P G
5097,7	Gnejs zmikroklinizowany	P
5099,8	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5100,3	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5102,5	Gnejs zmikroklinizowany	P
5102,8	Gnejs zmikroklinizowany	P G
5104,7	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5017,8	Gnejs biotytowy	P G Ach
5109,8	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5111,4	Łupek hornblendowy	P G Ach
5112,2	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5112,9	Gnejs zmikroklinizowany	P G Ach
5114,7	Gnejs biotytowy	P G Ach
5115,0	Gnejs zmikroklinizowany	P Ach
5116,6	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5119,2	Gnejs biotytowy	P
5119,9	Gnejs zmikroklinizowany, przeobrażony hydrotermalnie	P G
5120,0	Gnejs zmikroklinizowany	P

GNEJSY

Dominującymi skałami są popielatozielonkowe gnejsy, które w miarę wzrostu zawartości mikroklinu zmieniają barwę na popielatoróżową. Skały te wykazują wyraźne ukierunkowanie najczęściej pod kątami 50–60°, rzadziej 30–40° i 90–80°, podkreślone obecnością lamin o grubości do kilku milimetrów, a także stopniem uporządkowania i uziarnieniem minerałów. Laminy popielatozielone obfitują w biotyt oraz chloryt i są ukierunkowane, natomiast w laminach bladuróżowych lub bladzielonkawych kierunkowość jest słabiej zaznaczona i jest przede wszystkim rezultatem ułożenia blastów kwarcu. Struktura skały megaskopowo ujawnia niewielkie różnice, widoczne są tu tylko wahania w wielkości składników poszczególnych lamin. Średnioblastyczne są głównie laminy popielatozielonkowe, natomiast drobnoblastyczne są popielatoróżowe.

W płytkach cienkich widoczne jest również ukierunkowanie skał, przy czym oprócz laminacji i uprzywilejowanego ukierunkowania biotyту, chlorytu i kwarcu obserwuje się także kierunkowość w ułożeniu dłuższych osi plagioklaz.

Struktura gnejsów jest drobno- i średnioblastyczna. Dużymi średnicami blastów wyróżniają się zwłaszcza kwarc i plagioklaz (fig. 9), skupione w laminach wraz

P – analiza petrograficzna; G – analiza geochemiczna; Ach – analiza chemiczna

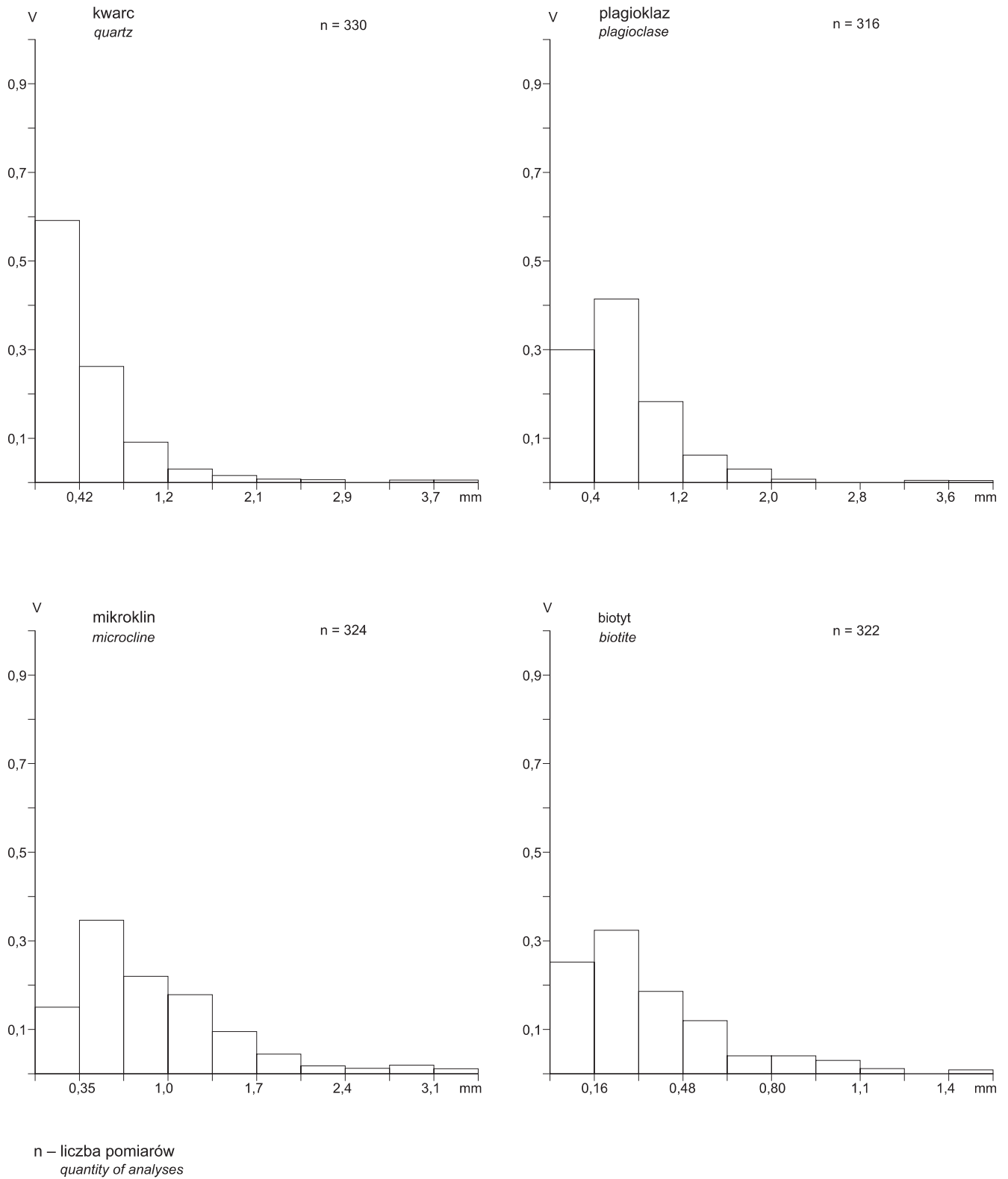


Fig. 9. Histogramy uziarnienia kwarcu, plagioklazu, mikroklinu i biotytu w gnejsach

Histogram of grain quartz, plagioclase, microcline and biotite in gneisses

Tabela 3

Wyniki analiz planimetrycznych gnejsów [% obj.]
Results of planimetric analyses of gneisses [% vol.]

Składniki mineralne	Głębokość [m]																Zakres	Średnia	
	5095,1	5096,8	5097,7	5099,8	5100,3	5102,5	5102,8	5104,7	5107,8	5109,8	5112,9	5114,7	5115,0	5116,6	5119,2	5119,9			5120,0
Kwarc	37,0	37,2	38,6	40,6	35,5	30,4	36,5	18,3	41,0	38,1	32,2	31,0	35,8	38,2	24,2	35,0	24,0	18,3–41,0	33,7
Plagioklaz	19,9	21,4	13,5	9,3	35,5	4,4	48,9	2,8	10,8	5,0	4,2	44,4	12,7	15,5	41,8	13,0	17,5	2,8–48,9	18,9
Mikroklin	36,5	33,6	34,5	34,5	8,8	45,1	2,1	65,9	21,2	11,8	32,8	–	36,2	16,1	5,2	19,1	45,9	0,0–65,9	26,4
Myrmekit	0,7	1,4	1,8	1,3	0,7	0,8	3,1	0,7	1,3	2,1	0,4	–	–	0,3	2,8	0,2	–	0,0–3,1	1,0
Biotyt	1,6	0,2	–	–	3,6	0,3	1,0	–	7,7	5,1	0,2	18,4	7,9	4,5	14,1	1,4	0,2	0,0–18,4	3,9
Muskowit	–	–	<0,1	–	–	–	<0,1	–	–	–	–	0,5	–	–	–	–	–	0,0–0,5	<0,1
Chloryt	2,6	3,4	3,6	6,3	9,8	1,8	7,6	0,7	0,8	–	3,5	0,2	0,2	0,3	0,5	2,2	6,2	0,0–9,8	2,9
Min. nieprz.	0,1	2,2	1,7	1,0	1,4	–	0,4	0,3	1,4	0,3	1,4	0,6	0,9	1,3	1,7	0,9	2,1	0,0–2,2	1,0
Apatyt	–	–	–	–	0,1	0,1	–	–	0,3	0,5	<0,1	–	0,1	<0,1	0,6	–	–	0,0–0,6	<0,1
Cyrkon	–	<0,1	–	–	<0,1	–	–	–	–	–	–	–	<0,1	<0,1	0,1	–	–	0,0–0,1	<0,1
Tytanit	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,0	<0,1	0,1	–	–	0,2	–	–	0,0–1,3	0,1
Epidot	–	–	<0,1	0,7	1,0	2,5	0,4	1,2	1,7	1,8	1,0	–	–	1,1	1,7	0,7	0,8	0,0–2,5	0,9
Sercyt	1,6	0,6	6,3	6,3	3,6	14,6	–	10,1	13,8	34,0	24,3	4,8	6,2	22,7	7,1	27,5	3,3	0,0–34,0	11,0

z biotytem i chlorytem. Składniki te są metamorficznie odmieszane i tworzą monomineralne zespoły złożone z kwarcu, plagioklazu oraz parageny kwarc–biotyt (chloryt). Zespoły mineralne gnejsów pozbawione mikroklinu są nieco lepiej ukierunkowane i średnioblastyczne. Natomiast w skupieniach obfitujących w skałen potasowy struktura jest w zasadzie droblastyczna, a kierunkowość słabiej zaznaczona. Lepidoblasty biotyty i chlorytu rozmieszczona są w skałen nierównomiernie. Ilość tych składników waha się od 0,7 do 18,4% objętościowych. Przejście gnejsów w łupki nie jest wyraźne, zaznacza się stopniowym wzrostem udziału tych składników na przykład w próbce z głębokości 5100,3 m.

Gnejsy są silnie zmienione hydrotermalnie. W wielu próbkach plagioklaz uległ całkowitemu podstawieniu sercytem, a biotyt przeobraził się w chloryt i epidot. Prawidłowości w rozmieszczeniu stref przeobrażonych hydrotermalnie nie stwierdzono.

Laminy popielatoróżowawe cechują się wyraźnym wzrostem udziału mikroklinu, osiągającego miejscami powyżej 65% obj. skały. Mineral ten chętnie gromadził się w laminach monomineralnych i wydaje się prawdopodobne, że wypierał nie tylko plagioklaz, ale również kwarc.

Ze względu na wysoki stopień zmetasomatyzyzacji skały prawie wszystkie punkty analiz planimetrycznych (tab. 3) grupują się wzdłuż boku skaleni–kwarc na projekcji trójkątnej sporządzonej wg. Winklera (1967) dla skał facji amfibolitowej. Większość punktów projekcyjnych mieści się w polu felsów kwarcowo-skaleniowych, a tylko nieliczne znajdują się w typowym polu gnejsów (fig. 10).

Skład planimetryczny gnejsów przedstawiono w tabeli 3. Wynika z nich, że głównymi składnikami tych gnejsów są: kwarc, plagioklaz, mikrolin, podrzędnie występuje biotyt, chloryt, akcesorycznie minerały nieprzezroczyste, muskowit, apatyt i cyrkon. Miejscami dość znaczna rola w budowie skały przypada sercytowi, epidotowi i tytanitowi.

Kwarc wykształcony jest ksenoblastycznie, występuje w blastach o średnicy 0,3–0,8 mm, rzadziej osiąga 4 mm (fig. 9). Wykazuje zniekształcenia dynamiczne, smużyście wygasza światło, miejscami tworzy skupienia charakteryzujące się mozaikowym wygaszaniem światła. Niektóre blasty są spękane i spojone tlenkami żelaza. Rzadziej kwarc bywa poprzerastany skaleniemi. Najczęstsze wzrostki to: minerały nieprzezroczyste, biotyt sporadycznie apatyt, cyrkon.

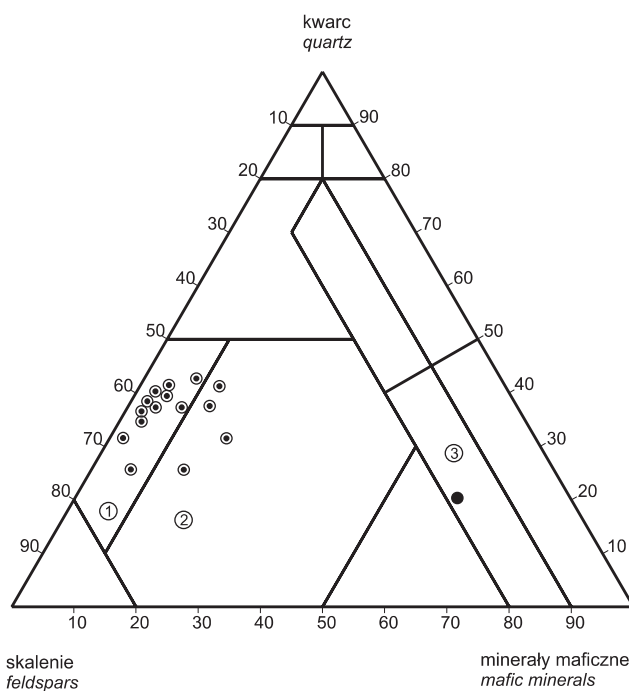
Podstawową grupę mineralną stanowią skaleni, które reprezentowane są przez pla-

Fig. 10. Podział skał metamorficznych facji amfibolowej w projekcji Winklera (1967)

1 – łupki, 2 – gnejsy, 3 – felsy skaleniowo-kwarcowe

Classification projection of metamorphic rocks in amphibolite facies after Winkler (1967)

1 – schists, 2 – gneisses, 3 – feldspar-quartz fels



skalenie feldspars

minerały maficzne mafic minerals

○ gnejsy gneisses

● łupki krystaliczne crystalline schists

① pola klasyfikacyjne classificatory fields

gioklaz i mikroklin. Ksenoblastyczny **plagioklaz** przeciętnie średnicy 0,3–1,2 mm, rzadziej 4,0 mm (fig. 9) nie wykazuje odkształceń dynamicznych. Zwykle jest on zbliżony do polisyntetyczny według prawa albitowego, albitowo-peryklinowego, esteralskiego, esteralskiego, esteralsko-albitowego. Pomiar optyczny plagioklazu wykazały, że jest to andezyn o zawartości cząsteczki anortytowej w przedziale 34–37%, średnio 35% An. Mniej pospolity jest albit – oligoklaz, przeważnie zsercytyzowany, odznaczający się zawartością cząsteczki anortytowej w granicach 9–13%, średnio 10% An (fig. 11). Mineral ten zawiera nieliczne wrostki. Są to najczęściej bardzo drobne blasty minerałów nieprzezroczystych, cyrkonu, apatyty, niewielkie blaszki biotyty zwykle schlorotyżowanego. Czasami można również zaobserwować większe wrostki kwarcu średnicy około 0,15 mm. Niekiedy na granicy blastów plagioklazu i mikroklinu. obecne są wężykowate przerosty myrmekitowe o grubości około 0,2 mm. Najbardziej pospolitymi przeobrażeniami plagioklazu są serycytyzacja i mikroklinizacja. Procesy serycytyzacji najlepiej widoczne są w próbkach przeobrażonych hydrotermalnie, gdzie serycyt

wypiera całe blasty plagioklazu. Mikroklin o przeciętnej średnicy około 0,5 mm (fig. 9) zastępuje plagioklaz w nieregularny sposób. W początkowej fazie tworzy on w plagioklazu przerosty antypertytowe, a w końcowej jest już tylko w niewielkich reliktach.

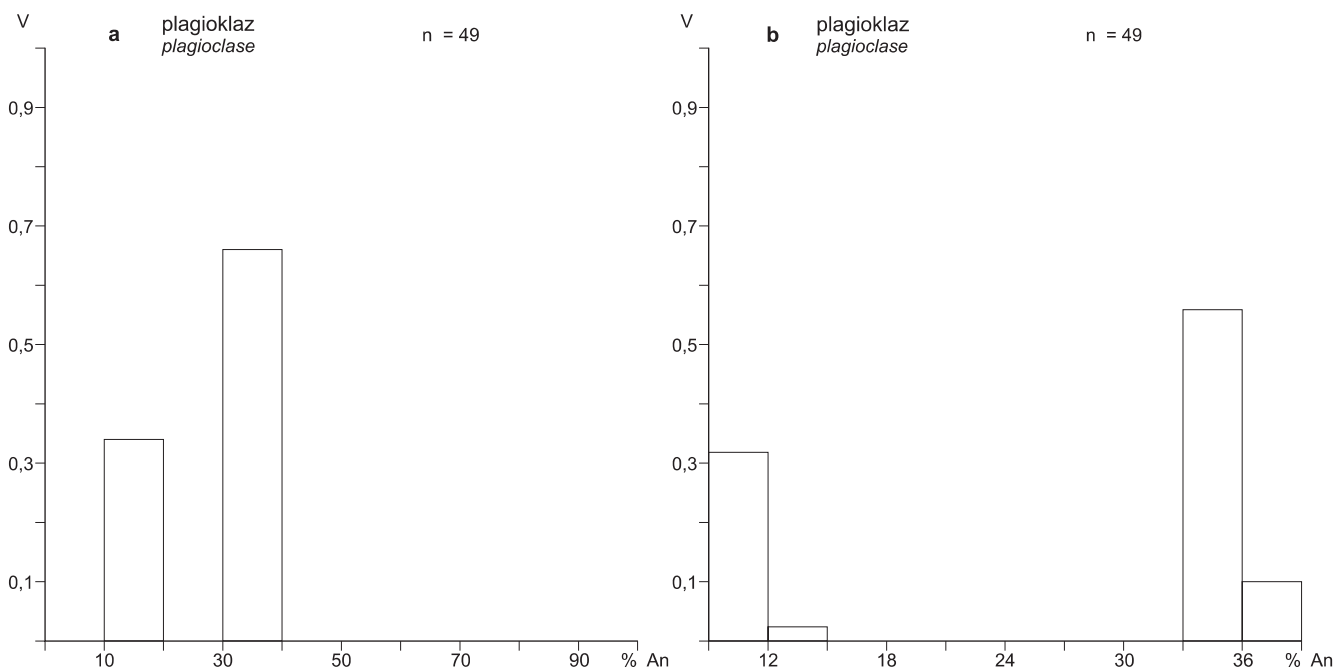


Fig. 11. Histogramy zawartości cząsteczki anortytowej w plagioklazach w przedziałach klasowych: a – co 10% An, b – co 3% An

Histogram of content of anorthite in plagioclases in class intervals: a – every 10% An, b – every 3% An

Mikroklin występuje w postaci ksenoblastycznych form. Zazwyczaj odznacza się charakterystyczną kratką bliźniaczą. Wrostki w mikrolinie nie są częste. Mogą to być niewielkie blasty kwarcu, biotytu, apatyty, cyrkonu, minerałów nieprzezroczystych. Podobnie jak w plagioklazie i w tym mineralie rozwijała się serycytyzacja. Poza tym niekiedy można zaobserwować niewielkie zaawansowanie procesów albityzacji, która ujawnia się w postaci drobnych żyłek albitowych tnących nieregularnie mikroklin.

Biotyt najczęściej występuje w formie pojedynczych blastów, rzadziej w pakietach o przeciętnej długości 0,1–0,4 mm (fig. 9). Mineral ten wykazuje syn- i posttektoniczny charakter, niektóre blaszki są powyginane i pourywane. Biotyt wykazuje pleochroizm w odcieniach α – jasnożółty, β – brunatny. Wrostki w biotycie nie są liczne. Bardzo często biotyt uległ chlorytyzacji, szczególnie w odmianach przeobrażonych hydrotermalnie. Zielonkawy chloryt jest pleochroiczny i odznacza się subnormalnymi barwami interferencyjnymi. Pospolite są również

produkty epidotyacji biotytu. Epidot wykazuje pleochroizm w odcieniach α – prawie bezbarwny, żółtawy, γ – żółtozielonkawy. Niejednokrotnie opisywanym zjawiskom towarzyszy wydzielanie minerałów nieprzezroczystych.

Minerały nieprzezroczyste występują w formie ksenoblastów o maksymalnej wielkości średnicy sięgającej do 3,2 mm. Te największe blasty często mają wrostki epidotu i chlorytu.

Tytanit występuje jako akcesoryczny składnik i obecny jest w nielicznych próbkach. Zwykle obrasta cienką nieregularną obwódką minerały nieprzezroczyste lub obecny jest w postaci ksenoblastów w glomeroblastycznych skupieniach minerałów maficznych.

Ksenoblastyczny **cyrkon** jest silnie splekany, czasami zmętniały. Rzadko można zaobserwować niewyraźną budowę pasową. Średnia elongacji cyrkonu h:l równa się 1,5. Maksymalna wielkość średnicy wynosi 0,19 mm (fig. 12). Apatyt występuje w bardzo małych ilościach, najczęściej poniżej 0,1% objętości skały.

ŁUPKI AMFIBOLOWE

Skały te występują tylko na głębokości 5111,4–5111,5 m. Są to utwory ciemnozielone drobnoblastyczne, wyraźnie ukie-runkowane w wyniku zgodnego ułożenia dłuższych osi hornblendy, spłaszczonych porfiroblastów kwarcu i wtórne ukie-runkowanie blaszek biotytu oraz uporządkowanie epidotu.

Struktura jest heteroblastyczna. Dużymi średnicami blastów wyróżniają się: hornblenda (fig. 13), kwarc i epidot; mniejsze są biotyt, zserycytizowany plagioklaz i minerały

nieprzejrzyste. Na ogół składniki są dość regularnie rozmiesz-czone w polu płytki cienkiej. Miejscami słabo zaznacza się zróżnicowanie składu mineralnego, hornblenda tworzy sku-pienia laminarne, biotyt towarzyszy zwykle epidotowi w wy-raźnie wydzielonych laminach, pseudomorfozy serycytowe po skaleniu wraz z drobnoblastycznym kwarcem biorą współdział w budowie cienkich lamin, a kwarc występuje miejscami w postaci dużych superindywiduów.

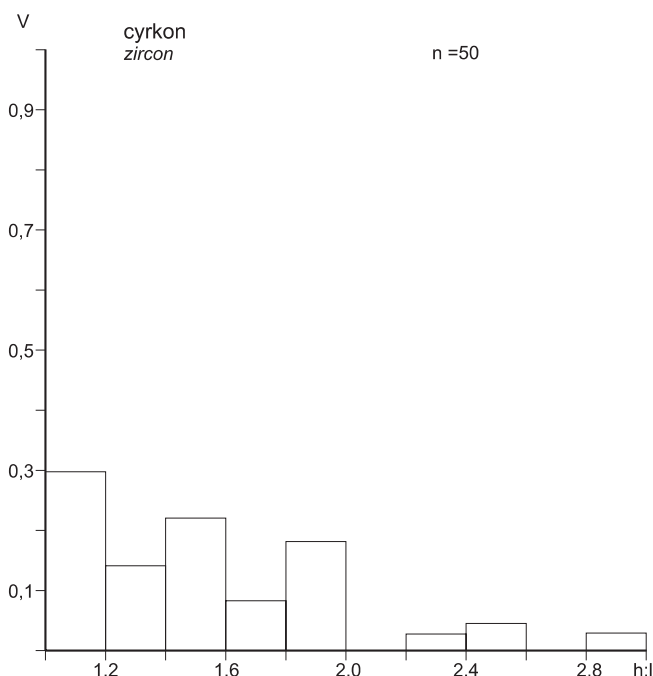


Fig. 12. Histogram elongacji cyrkonu w gnejsach

Histogram of zircon elongation in gneisses

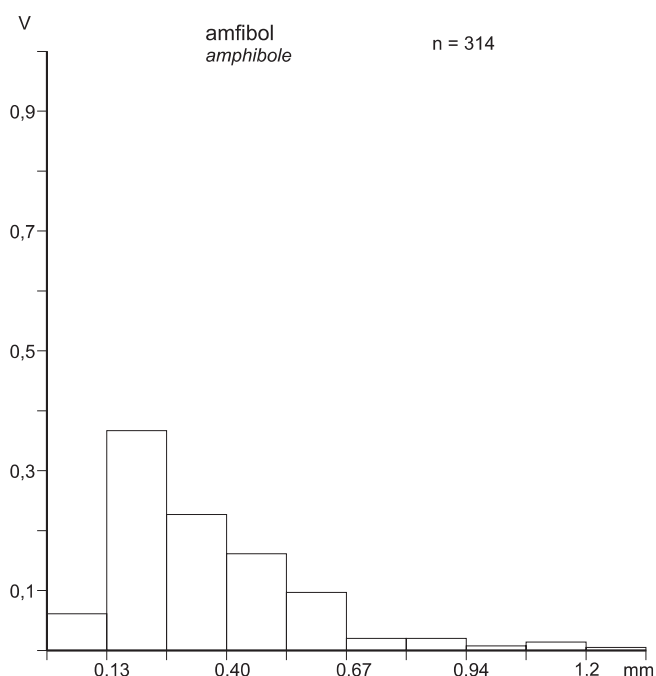


Fig. 13. Histogram uziarnienia hornblendy w łupkach amfibolowych

Histogram of hornblende grains in amphibole schists

Skład mineralny łupka amfibolowego jest następujący [w % obj.]:

hornblenda zwyczajna	43,1
biotyt	14,5
kwarc	19,0
serycyt w pseudomorfozach po plagioklazie	16,9
myrmekit	0,2
epidot zwyczajny	6,0
chloryt	0,3
apatyt i tytanit	<0,1

Kwarc jest ksenoblastyczny. Superindywidua tego minerału, długości do 5,0 mm, wykazują niewielkie smużyste wygaszanie światła. Przeważają formy drobnoblastyczne, współwystępujące z podobnej wielkości przeobrażonymi w serycyt skaleniowymi. Wrostki są nieliczne, składają się przeważnie z apatytu.

Amfibol zajmuje ponad 40% objętościowych skały. Nieliczne blasty są poprzerastne kwarcem. Mineral ten odznacza się pleochroizmem w odcieniach: α – żółtawy, β – zielonkawy, γ – jasnoszmaragdowy. Pomiarów optycznych wykonano na stoliku

uniwersalnym wykazały, że kąt osi optycznych $2V\alpha$ wynosi 70° , kąt z/γ równa się 16° , a dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,023$, co wskazuje na hornblendę zwyczajną. Czasami można zaobserwować produkty biotytyzacji i epidotyzyacji hornblendy.

Biotyt występuje często w formie pakietów blaszek, które zwykle wykazują postkinematyczny charakter: blasty bywają porozrywane, spękane. Mineral ten odznacza się pleochroizmem: α – jasnożółty, γ – brunatny. Często występuje on w glomeroblastycznych skupieniach wraz z innymi minerałami maficznymi. Biotyt często uległ wtórnym przeobrażeniom – chlorytyzacji i epidotyzyacji w podobny sposób jak w gnejsach.

Dość licznie obecny jest w skałe serycyt, który powstał w wyniku przeobrażenia skaleniowego. Niekiedy na granicy pseudomorfoz skaleniowych i kwarcu można zaobserwować drobne przerosty myrmekitowe.

Pospolity bywa epidot, występujący w dużych postkinematycznych blastach, czasami nawet idiolblastach średnicy do 1,5 mm. Stowarzyszony zwykle z biotytem obrahornblendą. Wyraźny pleochroizm, ujemny znak optyczny oraz dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,037$ wskazują, że jest to epidot zwyczajny.

Elżbieta KRYSTKIEWICZ, Wacław RYKA

WYNIKI BADAŃ CHEMICZNYCH SKAŁ PALEOPROTOROZOIKU

W Przedsiębiorstwie Geologicznym w Warszawie wykonano analizy chemiczne dla pięciu próbek (2 próbki – gnejs biotytowy, 2 – gnejs zmikroklizowany i 1 – łupek hornblendowy). Wyniki tych analiz zamieszczono w tabeli 4. Następnie wyniki przeliczono na minerały sposobem Niggiego i przedstawiono w tabeli 5.

Parametry QLM przedstawione zostały na figurze 14. Wynika z niej, że łupek hornblendowy jest skałą niewysyconą krzemionką, natomiast gnejsy są utworami zasobnymi w krzemionkę i odznaczają się niewielką zawartością sumy minerałów maficznych.

Z rozmieszczenia parametrów Or–Ab–An (fig. 15) wynika, że zbadane skały charakteryzują się przewagą minerałów ab lub or, nieco mniej obfity jest minerał an. Różnice między gnejsiem biotyтовым a zmikroklizowanym nie są wyraźne, raz przeważa Kp nad Ne, w innych stosunek ten jest odwrotny. W każdej próbce natomiast fo przeważa nad fa.

Znacznie lepsze uporządkowanie i powiązanie rezultatów analiz chemicznych wynika z przeliczeń wykonanych metodą

Bartha (tab. 6). Już z zawartości komórki standardowej wynika, że skały układają się w następującej kolejności: 2–5–4–1–3, a więc zgodnie ze wzrostem ilości Si, K i Na oraz ubytkiem jonów Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ca i Mg. Na ogół jednak zmienność w obrębie gnejsów jest niewielka i zdecydowanie różni się tylko od łupku hornblendowego (fig. 16). Na projekcji Ca–Mg–Fe sporządzonej metodą Bartha (1962) wynika, że różnice w obrębie gnejsów są głównie niewielką zmianą stosunku Ca : Fe, przy stałej zawartości Mg.

Fig. 14. Projekcja QLM dla skał metamorficznych według Niggiego

Q = q + ru; L = kp + ne + mcal; M = cs + fo + fa + fs + ns; P – punkt piroksenowy; F – punkt skaleniowy

QLM projection for metamorphic rocks based upon normative composition after Niggli

Q = q + ru (quartz, rutile); L = kp + ne + cal (kaliophillite, nepheline, calcium aluminate); M = cs + fo + fa + fs + ns (calcium orthosilicate, forsterite, fayalite, iron silicate, sodium silicate); P – pyroxene point; F – feldspar point

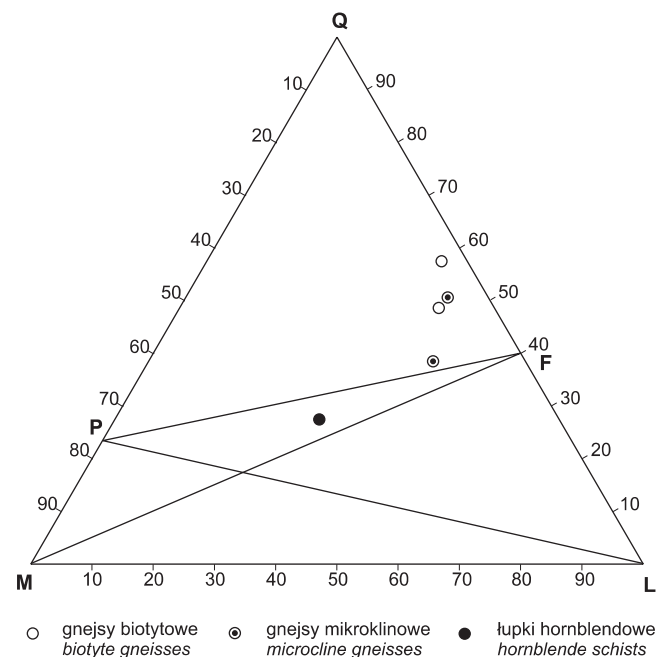


Tabela 4

Wyniki analiz chemicznych skał paleoproterozoiku
Results of chemical analyses of Paleoproterozoic rocks

Składniki	Numery analiz									
	1		2		3		4		5	
	% wag.	s. mol.	% wag.	s. mol.	% wag.	s. mol.	% wag.	s. mol.	% wag.	s. mol.
SiO ₂	64,37	1071	48,46	806	68,80	1145	60,02	999	54,17	901
TiO	0,71	9	0,73	9	0,52	6	1,16	14	1,39	17
Al ₂ O ₃	15,70	154	13,18	129	14,39	141	16,21	159	17,07	167
Fe ₂ O ₃	1,58	10	2,99	19	1,43	9	3,67	23	3,81	24
FeO	3,14	44	7,61	106	2,10	29	5,26	73	6,04	84
MnO	0,031	–	0,104	1	0,022	–	0,05	–	0,057	1
MgO	1,96	49	10,44	259	1,42	35	2,55	63	3,39	84
CaO	3,46	62	10,19	182	3,10	55	4,55	81	6,16	110
Na ₂ O	2,85	46	2,34	38	2,31	37	3,23	52	3,51	57
K ₂ O	5,02	53	2,34	25	4,53	48	2,41	26	3,49	37
P ₂ O ₅	0,20	1	0,15	1	0,10	1	0,13	1	0,18	1
H ₂ O ⁺	0,01	–	0,29	16	0,63	35	–	–	–	–
H ₂ O ⁻	0,06	3	0,09	5	0,08	4	0,08	4	0,08	4
C ₂ O	0,50	11	0,27	6	0,27	6	0,27	6	0,27	6
S	0,00	–	0,00	–	0,00	–	0,00	–	0,00	–
Razem	99,59		99,18		99,70		99,59		99,61	

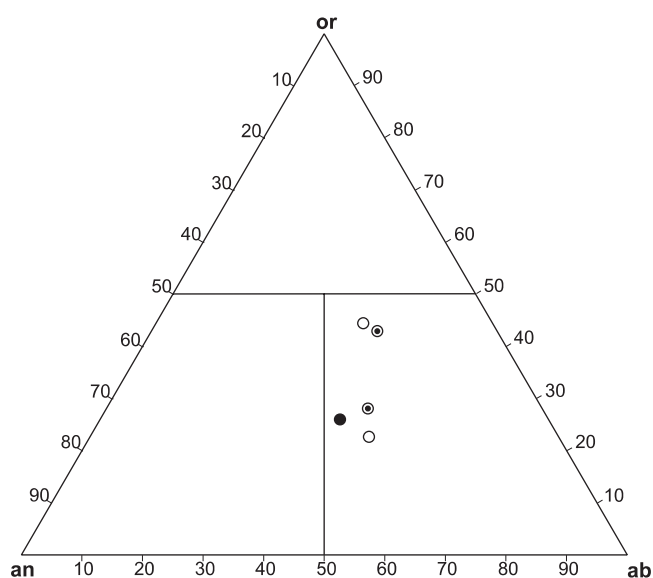


Fig. 15. Projekcja or–ab–an na podstawie przeliczeń metodą Niggliego

Objaśnienia jak na fig. 14

Projection or–ab–an after Niggli method

For explanation see Fig. 14

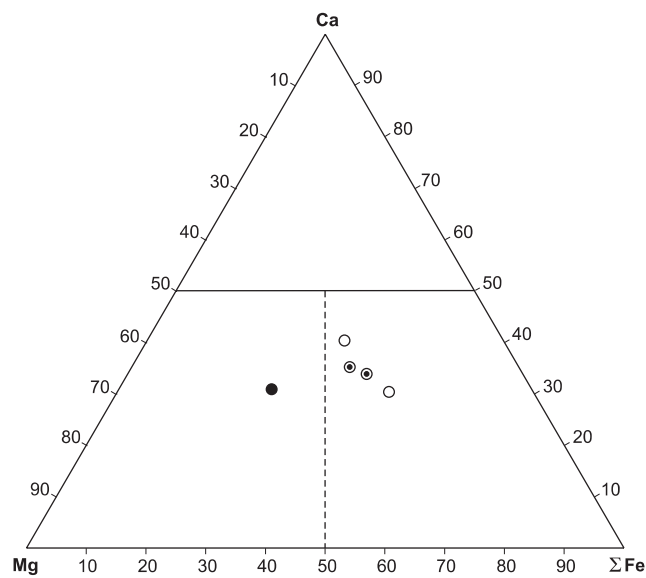


Fig. 16. Projekcja Ca–Mg– Fe na podstawie przeliczeń metodą Bartha (1962)

Objaśnienia jak na fig. 14

Projection Ca–Mg–Σ Fe after Barth method

For explanation see Fig. 14

Tabela 5

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Niggliego

Results of chemical analyses after Niggli method

Minerały	Numery analiz				
	1	2	3	4	5
O	47,2	25,1	54,5	45,0	35,3
Kp	17,9	8,4	16,5	8,9	12,5
Ne	15,5	12,7	12,7	17,7	19,3
Cal	8,1	11,0	7,9	12,3	12,3
Cs	–	9,0	–	–	2,4
Sp	1,2	–	1,7	1,5	–
Fa	2,9	7,4	1,7	4,3	5,1
Fo	3,5	21,7	2,2	4,6	7,1
Mt	1,7	3,2	1,5	3,9	4,0
Ru	0,5	0,5	0,3	0,8	1,0
Cp	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Cc	1,2	0,7	0,7	0,7	0,7
Q	49,8	26,8	57,2	48,9	38,2
L	43,5	33,5	38,7	41,6	46,4
M	6,7	39,7	4,1	9,5	15,4
an	19,5	34,4	21,3	31,6	28,0
ab	37,4	39,6	34,3	45,6	43,7
or	41,3	26,0	44,4	22,8	28,3

Tabela 6

Wyniki przeliczeń analiz chemicznych metodą Bartha

Results of chemical analyses after Barth method

Jony	Numery analiz				
	1	2	3	4	5
Si	58,4	47,4	60,9	55,4	51,5
Ti	0,5	0,5	0,3	0,8	1,0
Al	16,8	15,2	15,0	17,6	19,1
Fe ³⁺	1,1	2,2	0,9	2,5	2,7
Fe ²⁺	2,4	6,2	1,5	4,2	4,8
Mg	2,7	15,2	1,9	3,5	4,8
Ca	3,4	10,7	2,9	4,5	6,3
Na	5,0	4,5	3,9	5,8	6,5
K	5,8	2,9	5,1	2,9	4,2
P	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
C	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3
Suma	96,8	105,2	92,8	97,6	101,3

Anna DZIEDZIC

GEOCHEMIA PALEOPROTEROZOIKU

Przeprowadzone badania wykazały niewielkie różnicowanie zawartości pierwiastków, wynikające ze zmienności składu mineralnego skały.

Oznaczono zawartości Ni, Co, V, Ti, Sc, Ba, Sr oraz w niektórych próbkach zawartości żelaza. Wymienione pierwiastki (z wyjątkiem żelaza badanego na drodze analizy chemicznej) analizowano za pomocą spektralnej analizy emisyjnej na spektrografie PGS-2 firmy Zeiss. W tabeli 7 zestawiono zawartości pierwiastków, a w tabeli 8 podano ich średnie w poszczególnych, wyróżnionych petrograficznie grupach skał. Stwierdzono, że gnejsy kwarcowo-plagioklazowo-biotytowe zawierają w porównaniu z gnejsami zmikroklizowanymi nieco wyższe zawartości Ni, Co, Cr, V, Mn, Sc, Ti i niższe Ba. Natomiast w gnejsach biotytowych zaznacza się równowaga Ni i Co, przy podwyższonej koncentracji chromu i bardzo wyraźnie zwiększonej ilości tytanu.

W rozmieszczeniu chromu i niklu obserwuje się wyraźne różnicowanie w obrębie badanego profilu. Charakterystyczną

cechą jest prawie całkowity brak niklu i znikome (<1 ppm) zawartości chromu do głębokości 5100,3 m. Niewielkie są również w tej partii skał zawartości Sc i Co. Prawdopodobnie procesy związane z hydrotermalnymi i hipergenicznymi przeobrażeniami skał mogły spowodować ich odprowadzenie, ale zastanawiające jest, że na większej głębokości gnejsy, w których również zaznaczają się te przeobrażenia, są jednak zasobne w te pierwiastki. Należy sądzić, że obserwowane różnicowanie jest wynikiem zmiennego składu skał macierzystych.

Wyraźne podkoncentrowanie pierwiastków grupy żelaza występuje w łupku hornblendowym oraz gnejsie biotytowym (głęb. 5114,7 m). Zawartości badanych pierwiastków i ich wzajemne stosunki zdają się wskazywać, że są to metamorficzne odpowiedniki osadów ilasto-mułowcowych przekładanych wtarceniami materiału tufowego. Pod względem geochemicznym skały te wyróżniają się od pozostałych, otaczających je utworów.

Tabela 7

Zawartość pierwiastków w skałach paleoproterozoiku

Content of elements in Paleoproterozoic rocks

Głębokość [m]	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Fe _c	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr	Cs	Ba	Sr
	% wag.			ppm								
5095,1	n.o.*	n.o.	n.o.	1700	200	–	6	27	<1	6	1800	390
5096,8	n.o.	n.o.	n.o.	1900	200	–	7	28	<1	6	1800	230
5099,8	0,86	0,53	1,39	1500	290	–	6	24	<1	6	1500	270
5100,3	n.o.	n.o.	n.o.	1900	600	–	14	100	<1	14	1000	280
5102,8	n.o.	n.o.	n.o.	1600	360	15	9	61	<1	10	1050	300
5104,7	n.o.	n.o.	n.o.	1200	250	–	5	29	<1	5	2200	330
5107,8	2,12	1,06	3,18	3200	690	22	20	105	41	12	1450	330
5109,8	n.o.	n.o.	n.o.	2800	760	21	17	110	43	12	700	340
5111,4	5,05	2,15	7,20	3400	2150	135	49	210	240	39	400	165
5112,2	n.o.	n.o.	n.o.	2900	560	35	26	110	79	13	550	420
5112,9	1,59	1,03	2,62	2300	690	21	19	125	52	14	1650	400
5114,7	4,88	4,21	9,09	13200	2100	28	30	300	130	25	480	370
5116,6	n.o.	n.o.	n.o.	1900	380	10	14	70	11	10	1650	390
5119,9	n.o.	n.o.	n.o.	4000	700	14	25	110	21	13	1050	290

n.o.* — nie oznaczono

Tabela 8

Średnie zawartości pierwiastków w ppm w skałach paleoproterozoiku

Average content of trace elements in amphiboles from Paleoproterozoic rocks

Rodzaj skały	Pierwiastki									
	Ni	Co	V	Cr	Mn	Ti	Sc	Ba	Sr	
Skała horblendowa	135	49	210	240	2150	3400	39	400	165	
Gnejsy biotytowe	25	25	200	85	1350	8200	16	965	350	
Gnejsy zmikroklinizowane	7	11	68	10	428	3700	10	1460	320	
Gnejsy zmigmatyzowane przeobrażone hydrotermalnie	13	16	76	26	488	2400	12	1270	340	

Magdalena SIKORSKA

PETROGRAFIA EDIAKARU (WENDU) I KAMBRU

FORMACJA ŻARNOWIECKA

Formację żarnowiecką tworzą utwory klastyczne, reprezentowane przez piaskowce od grubo- do drobnoziarnistych, odznaczające się bardzo złym wysortowaniem materiału okruchowego. Osady te posiadają charakterystyczne pstre barwy: różowo-szare, różowo-zielone, beżowe, brunatne, szarozielone. Skały gruboziarniste dominują w przyspągowej części profilu, gdzie leżą bezpośrednio na gnejsach podłoża krystalicznego. W obrębie osadów piaszczystych występują cienkie wkładki ilaste. Na podstawie cech sedimentologicznych osadu Jaworowski wyznaczył granice formacji żarnowieckiej w profilu Słupska IG 1na głębokościach 5078,0 i 4891,5 m (Jaworowski, Sikorska, 2003b). Wiek formacji określany jest na ediakar górny-kambr dolny.

Badania petrograficzne utworów z pogranicza neoproterozoiku i kambru dolnego prowadzili Juskowiakowa (1976), Łydko i in. (1980), Sikorska (1998, 2001) oraz Jaworowski i Sikorska (2003b).

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in., (1972), skały formacji żarnowieckiej zaliczono do wak i arenitów, w których wyróżniono odmiany arkozowe, subarkozowe i kwarcowe (tab. 9, fig. 17). Ich uziarnienie określono na podstawie pomiaru średnicy maksymalnego i najczęstszego ziarna kwarcu. Wzajemny stosunek obu wielkości świadczy o stopniu wysortowania materiału detrytycznego.

Piaskowce są niedojrzałe mineralogicznie i teksturalnie. W materiale detrytycznym dominującym składnikiem jest kwarc w postaci ostrokrawędzistych i słabo obtoczonych ziaren. Charakterystyczny jest znaczny udział polikrystalicznego kwarcu oraz kwarcu silnie zdeformowanego tektonicznie o pierzastym wygaszaniu światła (fig. 18 A). W zbadanych próbkach całkowita zawartość kwarcu waha się od 34,5 do 95,2% obj. (średnio 64,3% obj.). Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płytce cieniowej wynosi 0,43 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) 2,33 mm. Niektóre ziarna detrytyczne reprezentują frakcję zwirową. Średnia wielkość stosunku $d_{max} : d_{mf}$ jest bardzo wysoka i wynosi 6,2, co świadczy o bardzo złym wysortowaniu materiału okruchowego.

Skalenie stanowią istotny składnik detrytu piaskowców, w których tworzą duże, niekiedy większe od kwarcu, ostrokrawędziste ziarna. Dzięki intensywnej luminescencji skalenie są doskonale widoczne na obrazach CL (fig. 18 C, D). Pozwalają one dostrzec bardzo drobne ziarna oraz relikty po niemal całkowicie rozpuszczonych skaleniach. Minerale te reprezentowane są głównie przez skalenie potasowe (mikroclin, ortoklaz), a w mniejszej części przez kwaśne plagioklasy. Ich ogólna zawartość (wliczając pseudomorfozy po skaleniach) waha się od śladowych ilości do 31,6% obj. (średnio 12,9% obj.). Skalenie noszą ślady częściowych przeobrażeń: serycytyzacji, chlorytyzacji, karbonatyzacji i sylifikacji (fig. 19 A, B). Charakterystyczne są pseudomorfozy kwarcowe, niekiedy chlorytowo-kwarcowe, po skaleniach przypominające swym wyglądem okruchy skał.

Opisywane piaskowce są bogate w łyszczyki, a szczególnie w muskowit. Ich ilość wynosi zwykle kilka procent, a w dwóch próbkach wyjątkowo sięga 44,6 i 29,0%. Skały z tak dużą zawartością łyszczyków można nazwać mikalitymi, jak to wcześniej zrobił Kopielowicz (1965), w przypadku analogicznych osadów wedyjsko-kambryjskich na platformie rosyjskiej. W badanym profilu mikality występują w postaci bardzo cienkich, szarozielonych wkładek w osadach piaszczystych. Skały te, obok serycytowej masy pelitowej (częściowo powstałej z rozkruszenia łyszczyków) oraz ziaren skalenia i kwarcu frakcji psamitowej, zawierają bardzo dużą ilość muskowitu i biotyty w formie zdeformowanych kompacyjnie, powyginanych pakietów (fig. 18 B).

Frakcja ciężka piaskowców zdominowana jest przez minerały nieprzezroczyste. Spośród przezroczystych minerałów allogenicznym najliczniejszy jest cyrkon, znacznie rzadziej pojawia się turmalin, a w postaci pojedynczych ziaren odnotowano epidot i staurolit (Juskowiakowa, 1976). Obserwowany anataz jest minerałem wtórnym, pochodzącym z przeobrażenia minerałów żelazisto-tytanowych.

Fragmenty skał stanowią podrzędny składnik szkieletu ziarnowego. Odnotowano pojedyncze okruchy skał krysta

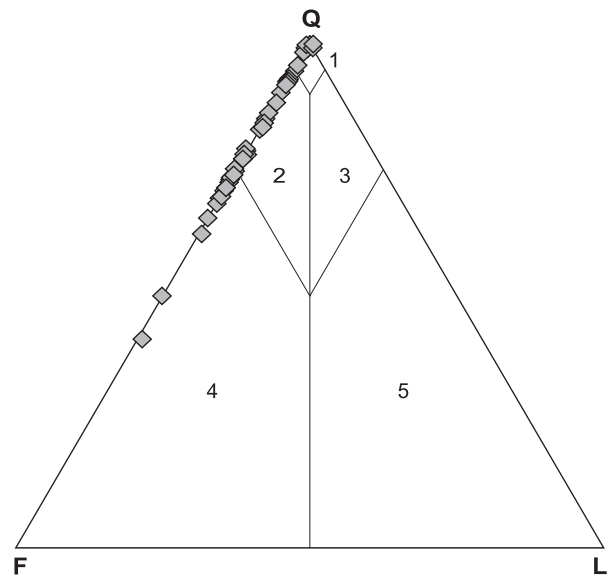


Fig. 17. Piaskowce formacji żarnowieckiej na zmodyfikowanym trójkącie klasyfikacyjnym Pettijohna i in. (1972)

Q – kwarc, F – skalenie, L – okruchy skał; arenity i waki: 1 – kwarcowe, 2 – subarkozowe, 3 – sublityczne, 4 – arkozowe, 5 – lityczne

Żarnowiec Formation sandstones classified according to modified classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz, F – feldspar, L – rock fragments; 1 – quartz arenite and quartzwacke, 2 – subarkose arenite and subarkose wacke, 3 – sublitharenite and sublithwacke, 4 – arkosic arenite and arkosic wacke, 5 – lithic arenite and lithic wacke

Tabela 9

Uziarnienie i skład mineralny piaskowców kambru [% obj.]

Grain size and mineral composition of Cambrian sandstones [% vol.]

Stratygrafia	Głębokość [m]	Numer próbki	Rodzaj piaskowca	Maksymalne ziarno kwarcu [mm] = d max	Największe ziarno kwarcu [mm] = d mf	Stosunek d max : d mf	Kwarc	Skalenie + psmf. po skaleniach	Łyszczyki	Minerały akcesoryczne	Glaukonit + psmf. po glaukonicie	Minerały ilaste	Chloryt	Węglany	Fosforany	Okruchy skal	Inne
KAMBR ŚRODKOWY	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	4524,4	2	ar. kw. b.dr.	0,21	0,07	3,0	90,6	0,0	0,3	4,9	0,0	2,1	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0
	4531,6	3	skarb. ar. kw. śr.	0,69	0,29	2,4	49,7	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	0,0	46,0	0,0	0,0	0,0
	4532,5	5	skarb. ar. kw. b.dr.	0,26	0,07	3,7	51,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	48,0	0,0	0,0	0,0
	4565,4	9	węgl. ar. kw. b.dr.	0,25	0,07	3,6	70,2	0,3	1,2	2,4	0,0	5,1	2,7	18,0	0,0	0,0	+
	4570,7	9a	skarb. ar. kw. b.dr.	0,18	0,06	3,0	54,9	0,0	1,2	2,1	0,0	0,0	0,6	40,9	0,3	0,0	0,0
	4598,0	13	węgl. ar. kw. b.dr.	0,18	0,08	2,2	62,0	0,3	0,0	0,6	0,0	13,8	0,3	22,4	0,6	0,0	0,0
	4605,4	15	ar. kw. b.dr.	0,18	0,08	2,2	86,1	0,0	0,0	1,8	0,0	4,1	4,4	3,6	0,0	0,0	0,0
	4610,9	18	węgl. wa. kw. b.dr.	0,49	0,08	6,1	38,8	0,0	0,5	0,7	0,0	37,2	0,7	22,8	+	0,0	0,0
	4612,4	19	skarb. ar. kw. śr.	1,75	0,29	6,0	65,2	0,0	0,7	0,2	0,0	0,7	0,4	32,8	0,0	0,0	0,0
KAMBR DOLNY	4684,2	30	ar. kw. b.dr.	0,18	0,06	3,0	74,3	0,0	1,2	1,7	0,0	14,0	+	8,8	0,0	0,0	0,0
	4695,4	33	wa. kw. b.dr.	0,21	0,07	3,0	60,6	1,6	2,7	1,4	0,0	25,9	0,0	7,8	0,0	0,0	0,0
	4716,2	37	węgl. ar. kw. grub.	1,58	0,56	2,8	71,9	0,0	0,0	+	8,0	2,2	6,1	11,0	0,0	0,0	0,0
	4722,6	40	ar. kw. b.dr.	0,32	0,07	4,6	88,0	0,0	0,0	0,9	0,0	7,0	0,0	3,8	0,0	0,3	0,0
	4726,9	41	ar. kw. śred.	0,97	0,29	3,3	88,5	0,0	+	0,6	0,0	5,6	0,0	5,0	0,0	0,3	0,0
	4732,7	43	wa. kw. śred.	1,11	0,28	4,0	76,0	0,0	0,7	1,3	0,0	19,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0
	4743,1	45	ar. kw. śred.	1,15	0,28	4,1	88,1	0,0	+	0,9	0,0	10,1	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0
	4752,2	46	wa. kw. b.dr.	0,65	0,08	8,1	77,7	0,9	0,6	1,4	0,0	17,1	0,0	2,3	0,0	0,0	+
	4762,2	49	ar. kw. śred.	1,20	0,47	2,6	89,8	0,6	0,3	0,6	0,0	6,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,3
	4768,0	50	subark. b.dr.	0,57	0,10	5,7	79,7	5,2	0,6	2,6	+	4,7	0,0	7,2	0,0	0,0	0,0
	4780,5	53	ar. kw. grub.	2,15	0,90	2,4	79,4	1,4	0,0	2,7	1,3	1,5	0,0	10,4	2,5	+	0,8

Tabela 9 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	4928,2	96	ar. kw. dr.	2,46	0,15	16,4	90,5	1,1	0,3	0,3	0,0	4,7	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0
	4932,1	98	subark. dr.	2,84	0,15	18,9	78,3	4,5	1,5	1,3	0,0	13,5	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0
	4937,1	100	ar. kw. śred.	3,15	0,44	7,2	88,1	0,8	0,3	0,3	0,0	3,5	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4942,8	102	wa. kw. śred.	1,85	0,46	4,0	79,7	1,5	0,9	+	0,0	16,7	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0
	4946,9	103	subark. śred.	1,53	0,33	4,6	79,0	6,1	6,8	0,3	0,0	1,0	6,8	0,0	0,0	0,0	0,0
	4951,4	104	ar. kw. śred.	1,75	0,42	4,2	87,6	3,9	2,9	0,3	0,0	1,6	2,6	1,1	0,0	0,0	0,0
	4955,9	106	wa. ark. śred.	2,10	0,28	7,5	77,0	6,3	0,0	+	0,0	16,2	+	0,5	0,0	0,0	0,0
	4961,0	107	subark. śred.	2,00	0,42	4,8	82,3	6,5	0,4	+	0,0	0,0	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0
	4965,6	109	subark. śred.	2,49	0,49	5,1	77,2	8,3	0,5	0,3	0,0	13,2	+	0,5	0,0	0,0	0,0
	4968,7	110	subark. śred.	2,60	0,45	5,8	75,9	6,0	2,5	0,3	0,0	15,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	4970,5	111	wa. ark. śred.	2,46	0,25	9,8	50,8	10,2	4,5	1,8	0,0	32,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	4975,0	113	wa. ark. śred.	3,60	0,36	10,0	75,3	6,3	1,2	1,0	0,0	16,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
	4978,1	2\8	ar. subark. grub.	2,12	0,50	4,2	73,3	11,7	1,6	0,7	0,0	10,2	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0
	4981,1	3\10	ar. subark. śred.	1,50	0,40	3,8	74,6	9,8	2,1	0,2	0,0	11,9	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
	4989,6	6\15	ar. ark. śred.	2,35	0,28	8,4	57,6	21,9	5,3	0,3	0,0	14,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	4993,3	7\17	ar. ark. śred.	2,38	0,38	6,3	64,3	22,9	1,6	0,3	0,0	10,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
	4996,6	8\19	ar. ark. grub.	3,00	0,52	5,8	58,3	25,5	+	0,5	0,0	13,8	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
	4999,3	9\9	wa. subark. grub.	2,90	0,68	4,3	61,3	17,0	1,0	0,3	0,0	16,1	3,0	1,0	0,0	0,3	0,0
	5002,7	10\21	ar. subark. grub.	3,20	0,80	4,0	68,6	18,3	0,6	0,6	0,0	8,3	2,3	1,3	0,0	0,0	0,0
	5005,3	11\11	ar. ark. b. grub.	3,12	1,02	3,1	52,6	31,6	1,6	0,6	0,0	10,3	2,6	0,0	0,0	0,3	0,0
	5007,4	12\24	wa. ark. śred.	2,32	0,30	7,7	42,0	19,4	12,2	1,7	0,0	24,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	5012,7	13\27	wa. ark. śred.	1,02	0,25	4,1	53,5	21,3	2,0	1,6	0,0	21,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	5015,8	14\30	ar. ark. śred.	0,85	0,38	2,2	59,0	21,5	3,5	1,0	0,0	14,2	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0
	5019,0	15\15	ar. subark. b. grub.	9,40	1,12	8,4	67,3	18,7	2,6	0,3	0,0	9,5	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
	5022,7	16\16	wa. ark. dr. (mikalit)	1,35	0,18	7,5	18,3	25,6	44,6	2,6	0,0	8,6	+	0,0	0,0	0,3	0,0
	5026,0	17\17	ar. ark. grub.	2,32	0,62	3,7	58,4	25,2	5,1	0,3	0,0	9,4	1,0	0,3	0,0	+	0,0
	5027,9	18\33	ar. ark. grub.	2,20	0,80	2,8	62,1	20,7	2,3	0,8	0,0	8,9	3,6	1,3	0,0	0,0	0,0

Formacja Zarnowiecka

Tabela 9 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Formacja żarnowiecka	5033,4	19\35	wa. ark. grub.	2,62	0,80	3,3	52,1	18,2	6,4	6,4	0,0	16,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	5036,4	20\20	wa. kw. grub.	3,00	0,82	3,6	74,6	0,3	2,3	1,3	0,0	20,5	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
	5040,5	21\37	wa. kw. grub.	2,70	0,70	3,8	68,3	0,0	2,4	2,2	0,0	26,5	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
	5044,4	22\39	wa. kw. śr.	0,88	0,27	3,3	49,0	0,0	17,4	2,6	0,0	31,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5048,3	23\42	wa. subark. grub.	3,50	0,50	7,0	48,6	14,4	7,9	1,2	0,0	27,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5052,2	24\43	wa. subark. śred.	3,15	0,38	8,3	57,1	10,5	4,8	3,2	0,0	24,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5055,0	25\26	wa. ark. b.dr. (mikalit)	0,45	0,12	3,8	24,0	24,1	29,0	4,9	0,0	18,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5060,4	26\47	wa. subark. śred.	1,85	0,38	4,9	58,8	11,5	3,7	1,6	0,0	23,5	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0
	5062,7	27\49	wa. ark. śred.	2,40	0,38	6,3	52,3	27,7	1,5	0,7	0,0	17,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	5066,0	28\30	wa. ark. grub.	2,58	0,55	4,7	55,3	22,2	5,6	1,3	0,0	15,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0

ar. – arenit, arenite; wa. – waka, wacke; ark. – arkoza, arkose; subark. – subarkoza, subarkose; ortkw. – ortokwarcyt, orthoquartzite; kw. – kwarcowy, quartz; kwgl. – węglanowy, carbonate; skarb. – skarbonatyzowany, carbonatised; b.dr. – bardzo drobnoziarnisty, very fine-grained; dr. – drobnoziarnisty, fine-grained; śred. – średnioziarnisty, medium-grained; gr. – gruboziarnisty, coarse-grained; różn. – różnoziarnisty, varr-grained; psmf. – pseudomorfozy, pseudomorphs

licznych (kwarcowe, kwarcowo-skaleniove silnie zchlorytowane i myrmekitowe) oraz osadowych (piaskowce).

Spoiwo w piaskowcach formacji żarnowieckiej to głównie ilasty matryks o złożonej genezie. Dominującym typem, zgodnie z terminologią Dickinsona (1970), jest tu protomatriks, czyli pelit pochodzenia detrytycznego. Jednak niekiedy występuje protomatriks (pseudomorfozy ilaste po skaleniach) oraz pseudomatriks (zgniecione okruchy skał), które wtopione w masę ilastą spoiwa bywają bardzo trudne do zidentyfikowania. Ponadto materiał ilasty jest zrekrytalizowany (zserycytyzowany) i ma charakter ortomatriksu. Badania illitu wykazały wysoki stopień krystaliczności, charakterystyczny dla warunków anchimietamorficzných (Łydka i in., 1980).

Zawartość spoiwa ilastego w piaskowcach jest na ogół wysoka, sięgająca często 20%, a maksymalnie nawet 44,7% obj. (tab. 9). Jego głównym składnikiem jest illit, podrzędnie występuje chloryt, brak zaś kaolinitu. Chloryty występują dodatkowo w postaci autigenicznych, grubokrystalicznych osobników (fig. 19 C), często o rozetkowym wykształceniu. Tworzą osobne skupienia lub występują w pseudomorfozach po skaleniach wraz z kwarcem i kalcytem. Cementy kwarcowy regeneracyjny i kalcytowy pojawiają się sporadycznie.

KAMBR DOLNY

Utwory kambru dolnego leżące bezpośrednio nad formacją żarnowiecką, na głębokości 4891,5–4852,5 m, stanowią, zdaniem Jaworowskiego, kompleks osadów przejściowych do wyżej leżących, typowo morskich, utworów dolnokambryjskich (Jaworowski, Sikorska, 2003a), których strop sięga 4613,5 m. Wraz z tym przejściem zmieniają się barwy osadu z pstrych na beżowe i szare. W obrębie piaskowców pojawiają się liczne cienkie wkładki mułowcowe i ilaste. W górnej części profilu (od głęb. ok. 4715 m) zaczynają dominować skały drobnoziarniste – ilowce pyliste i pyłowce ilaste.

Piaskowce reprezentowane są głównie przez waki i arenity kwarcowe oraz podrzędnie przez subarkozy i waki arkozowe (fig. 20). Charakteryzują się wyższą dojrzałością mineralogiczną i teksturalną niż osady formacji żarnowieckiej. Piaskowce mają zmienne uziarnienie w profilu: występują na przemian, w sposób nieregularny, warstwy piaskowców od bardzo drobnoziarnistych przez średnioziarniste do bardzo gruboziarnistych. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d max) w płycie ciennej wynosi 0,37 mm, a maksymalnego (d mf) 1,70 mm. Materiał okrucowy jest słabo wysortowany, co znajduje potwierdzenie w wysokiej wartości średniego stosunku $d_{max} : d_{mf} = 5,0$ w badanych piaskowcach. W wielu przypadkach, gdy złemu wysortowaniu towarzyszy dobre obtoczenie ziaren mamy do czynienia z inwersją teksturalną typu drugiego (*sensu* Folk, 1968). Sporadycznie odnotowywano bimodalne wysortowanie materiału okrucowego, co wskazuje na występowanie inwersji teksturalnej typu piątego.

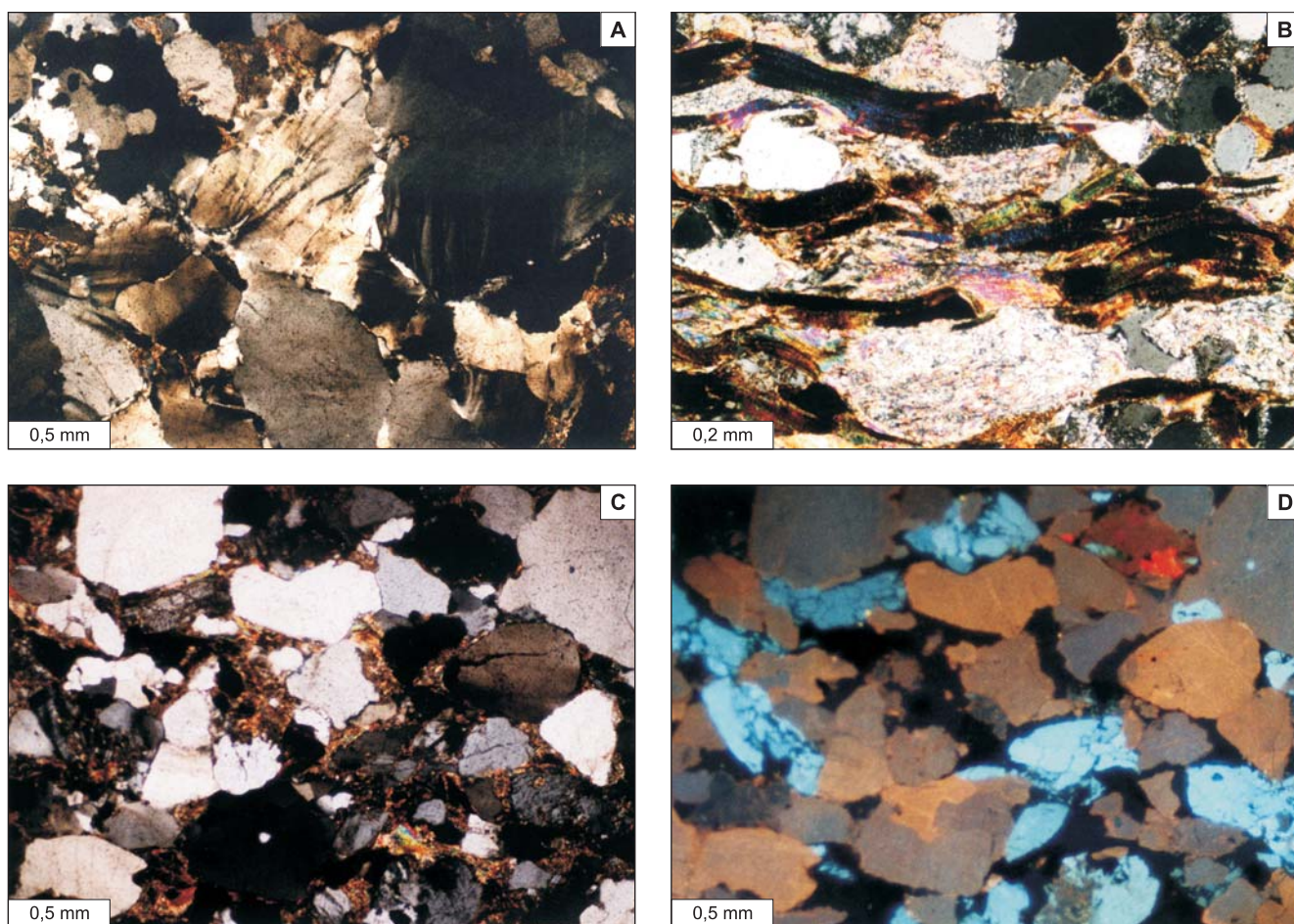


Fig. 18. A – ziarna kwarcu w piaskowcu silnie zdeformowane tektonicznie o pierzastym wygaszaniu światła; B – mikalit – skała okruczowa złożona ze skaleni, kwarcu, serycytu oraz łyszczyków w formie zdeformowanych kompakcyjnie pakietów; C, D – arenit arkozowy gruboziarnisty

A–D – formacja żarnowiecka, głęb.: A – 5019,0, B–D – 5022,7 m; A–C – skrzyżowane nikole (PL); D – katodoluminescencja (CL), ziarna skaleni potasowych o niebieskiej luminescencji

A – strongly deformed quartz grains with nonuniform plumose extinction; **B** – micalith – a terrigenous rock composed of feldspars, quartz, sericite and mica flakes deformed due to mechanical compaction; **C, D** – coarse-grained arkosic arenite

A – Żarnowiec Formation, depth: A – 5019.0, B–D – 5022.7 m; A–C – PL image (crossed polars); D – CL image, K-feldspars with blue CL colour

Dominującym składnikiem materiału detrytycznego piaskowców jest kwarc, którego zawartość zmienia się od 44,9 do 97,0% obj. (średnio 77,7% obj.). Skalenie nie występują we wszystkich piaskowcach, a ich udział w poszczególnych próbkach waha się od ilości śladowych do 10,0% obj. (w profilu kambru dolnego średnio 1,8% obj.). Reprezentowane są niemal wyłącznie przez skalenie potasowe, w różnym stopniu przeobrażone. Podobnie jak skalenie, łyszczyki także występują w mniejszych ilościach niż w formacji żarnowieckiej. Ich zawartość nie przekracza zwykle 1% obj. Okruczy skał (czerzy) odnotowano w śladowych ilościach.

Fracja ciężka w piaskowcach zdominowana jest przez cyrkon. W grupie minerałów przezroczystych allogenicznych obecny jest także turmalin, sporadycznie hipersten, hornblenda i w śladowych ilościach rutyl, spinel, granat, staurolit. Po-

dobnie jak w formacji żarnowieckiej licznie występuje autigeniczny anataz.

Powyżej kompleksu przejściowego, w części próbek pojawia się glaukonit, którego maksymalny udział w skale wynosi 10,0% obj. W próbce z głęb. 4716,2 m, w węglanowym piaskowcu o spoiwie chlorytowym, występują pseudomorfozy chlorytowe po glaukonicie. Ponadto chloryty obecne są w dolnej części profilu (kompleks przejściowy), najczęściej w pseudomorfozach po skaleniach (fig. 19 D).

Spoivo ilaste typu matriks o składzie illitowo-chlorytowym obecne jest we wszystkich piaskowcach, w ilości ok. 10%, maksymalnie 35,7% obj. Cement węglanowy występuje powszechnie (średnia zawartość 3,0% obj.), przy czym jest wyraźnie bardziej obfity w górnej części profilu. W arenitach kwarcowych istotne znaczenie ma kwarcowy cement regene-

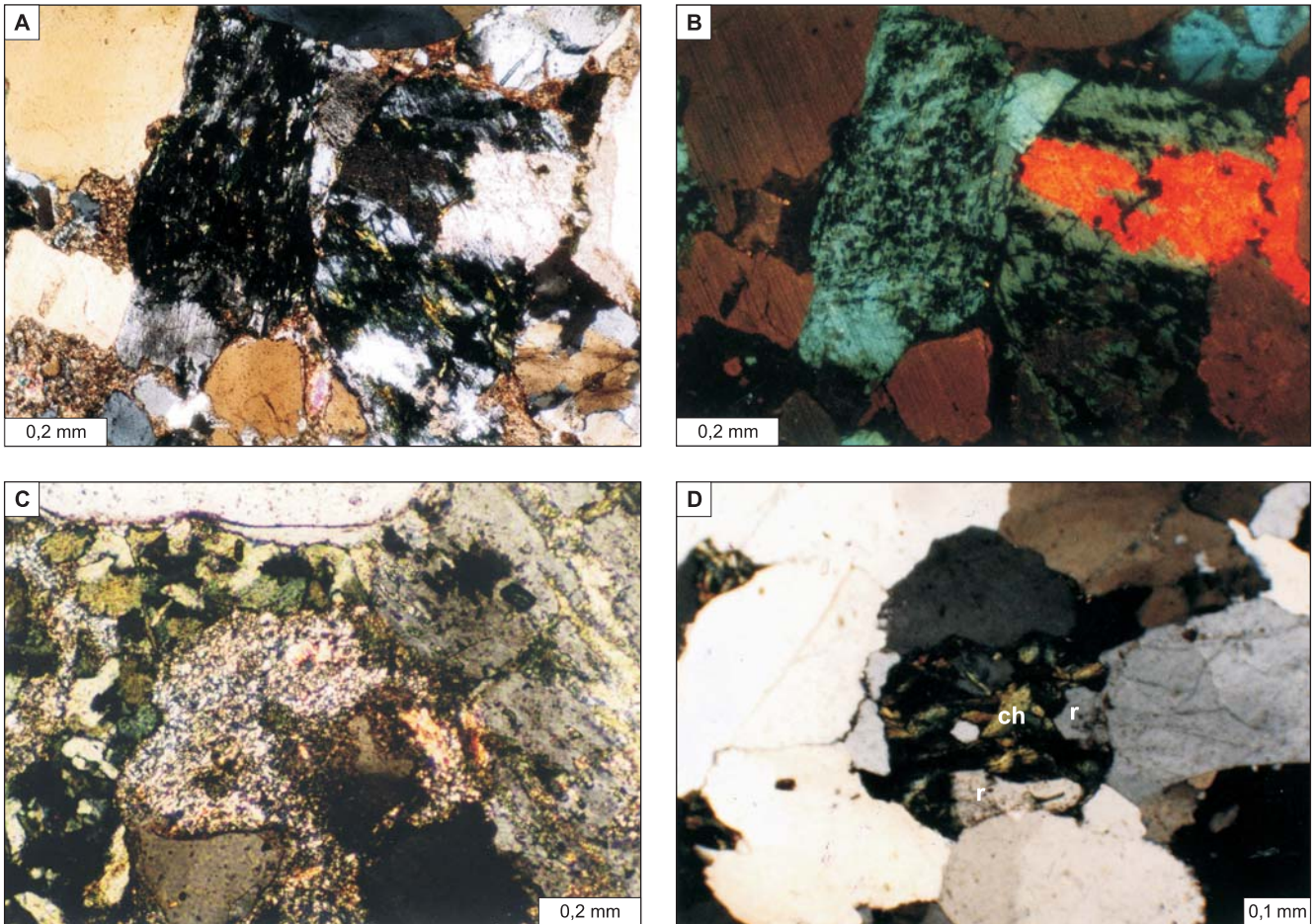


Fig. 19. A, B – waka subarkozowa gruboziarnista: A (PL) – skalenie częściowo zastąpione chlorytem i węglanem, B (CL) – kalcyt (pomarańczowa barwa CL), chloryt (czarny) oraz autigeniczny kwarc (brunatna barwa CL) zastępujące ziarno skalenia potasowego (turkusowa barwa CL); C – chloryt pochodzenia diagenetycznego tworzący rozetkowe skupienia o falistym wygaszaniu światła; D – pseudomorfoza kwarcowo-chlorytowa po skaleniu (?) w arenicie kwarcowym gruboziarnistym

A–C – formacja żarnowiecka, głęb. A,B 4999,3, C 5019,0 m; D – kambr dolny, głęb. 4874,6 m; A, C, D – PL, skrzyżowane nikole, B – CL

A, B – coarse-grained subarkosic wacke: A (PL) – feldspars partly replaced by chlorite and carbonate, B (CL) – calcite (orange CL colour), chlorite (black) and authigenic quartz (brown CL colour) replacing K-feldspar (turquoise CL colour); C – diagenetic chlorite forms rosettes showing undulatory extinction, D – quartz-chlorite pseudomorph after feldspar (?) in coarse-grained quartz arenite

A–C – Żarnowiec Formation, depth: A, B – 4999.3, C – 5019.0 m; D – Lower Cambrian, depth 4874.6 m; A, C, D – PL image (crossed polars), B – CL image

racyjny, tworzący obwódki na ziarnach kwarcu. Są one dobrze widoczne w katodoluminescencji (CL), co dodatkowo pozwala poprawnie ocenić stopień obtoczenia ziarn oraz upakowanie szkieletu ziarnowego. Analiza CL pomogła dostrzec

obecność fosforanów w formie bardzo drobnych skupień czy delikatnych otoczek wokół ziarn. Poza tym odnotowano występowanie fosfoklastów (średnicy 1–2 mm), niekiedy w dużym nagromadzeniu (głęb. 4829,8 m).

KAMBR ŚRODKOWY

Utwory kambru środkowego stwierdzono w profilu na głębokości 4613,5–4516,0 m. W części przyspagowej występują skarbonatyzowane piaskowce, zaś wyżej dominują ciemne osady ilaste (bogate w piryt) z jasnymi wkładkami piaszczystymi. Na głębokości 4610,9 m w skarbonatyzowanym piaskowcu występuje szczególne nagromadzenie fosfoklastów (średnicy 1–3 cm) nadających skale charakter zlepieńca (fig. 21 A).

Piaskowce należą głównie do arenitów kwarcowych, sporadycznie do wak kwarcowych (fig. 20), i w dużej części są silnie skarbonatyzowane. Odznaczają się najdrobniejszym uziarnieniem spośród opisanych wcześniej piaskowców: średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu w płycie cienkiej wynosi 0,12 mm, a maksymalnego 0,47 mm. Wielkości te wskazują na dobre wysortowanie materiału okrucowego: średnia wartość stosunku $d_{max} : d_{mf} = 3,6$.

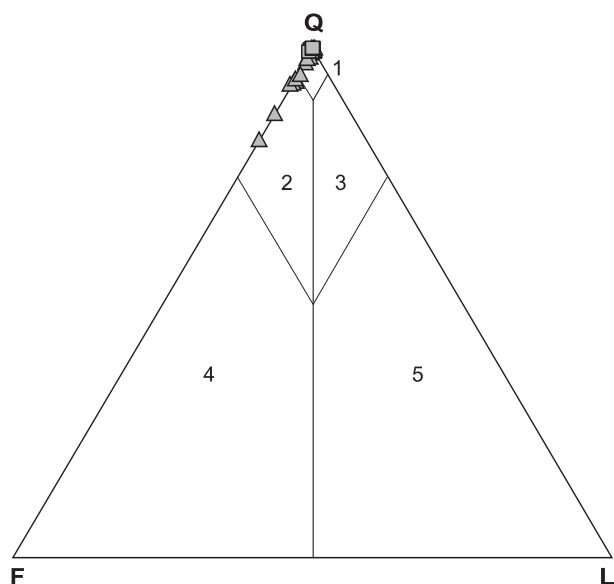


Fig. 20. Piaskowce kambru dolnego i środkowego na zmodyfikowanym trójkącie Pettijohna i in. (1972)

Trójkąty – piaskowce dolnokambryjskie, kwadraty – piaskowce środkowokambryjskie. Pozostałe objaśnienia jak na figurze 17

Lower and Middle Cambrian sandstones classified according to modified classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

Triangles – Lower Cambrian sandstones; squares – Middle Cambrian sandstones. For other explanations see Fig. 17

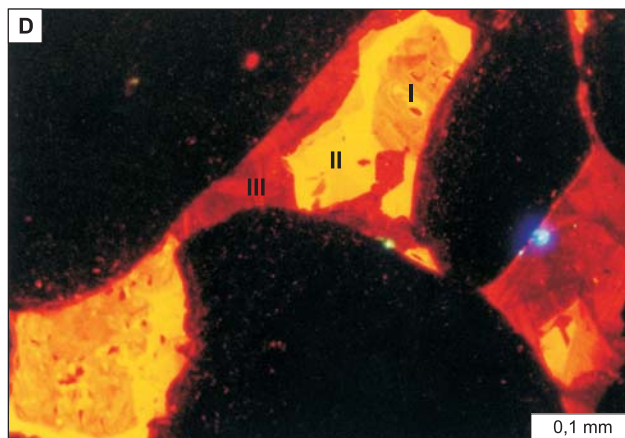
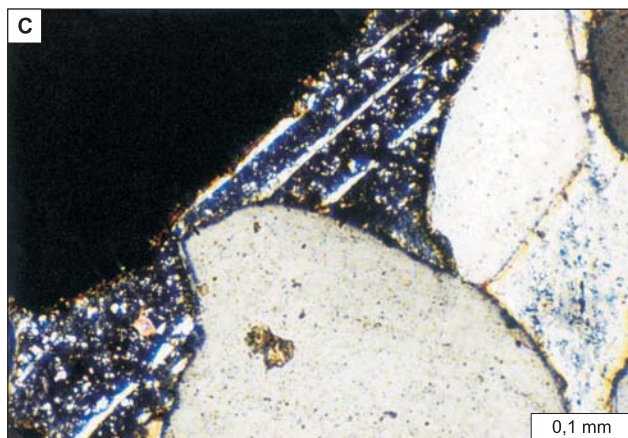
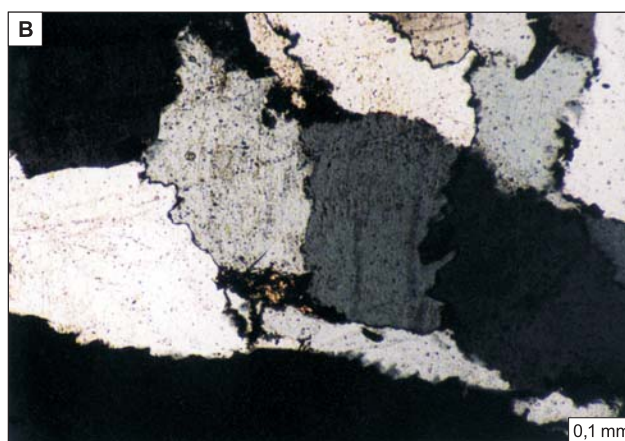
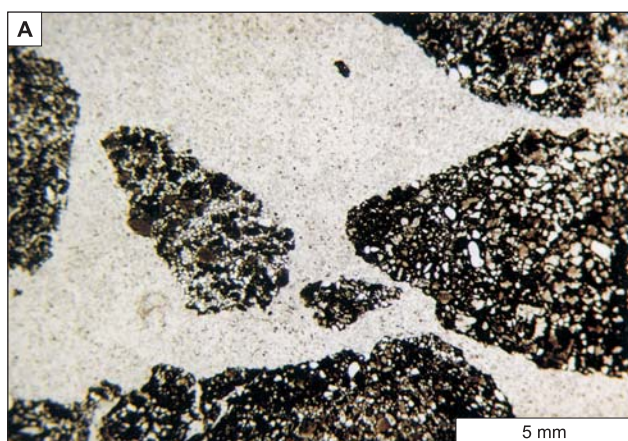
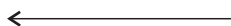


Fig. 21. A – liczne fosfoklasty w skarbonatyzowanym piaskowcu, nadającej skale charakter zlepieńca; B – suturowe kontakty międzyziarnowe wskazujące na silną kompaktację chemiczną; C, D – cement kalcytowy w arenicie kwarcowym średnioziarnistym, D (CL) – widoczna złożona struktura cementu i kolejność krystalizacji trzech faz kalcytowych o różnych barwach CL: I – pomarańczowa, II – żółta, III – czerwona

A, C, D – kambur środkowy, głęb.: A 4610,9; C, D 4612,4 m; B – dolny kambur, głęb. 4852,7 m; A-C – PL (skrzyżowane niole), D – CL

A – numerous phosphoclasts in carbonated sandstone giving the rock conglomeratic appearance; B – sutured grains indicating strong chemical compaction; C, D – calcite cement in medium-grained quartz arenite, D (CL) – complex structure of cement and crystallization sequence of calcite are visible in CL: calcite I orange CL colour, calcite II – yellow CL colour, calcite III – red CL colour

A, C, D – Middle Cambrian, depth: A 4610.9; C, D 4612.4 m; B – Lower Cambrian, depth 4852.7 m; A-C – PL image (crossed polars), D – CL image

Są to piaskowce dojrzałe mineralogicznie i teksturalnie. Zasadniczy składnik szkieletu ziarnowego stanowi kwarc, którego średni udział w piaskowcach wynosi 63,2% obj. Skalenie występują śladowo, nieco częściej pojawia się muskowit i minerały ciężkie, które zdominowane są przez piryty. Wśród minerałów przezroczystych obecny jest cyrkon, turmalin, hipersten i anataz. W badanych piaskowcach nie stwierdzono glaukonitu. Spoiwo ilaste, o średniej zawartości w skale 7,5% obj., ma skład illitowo-chlorytowy. Głównym składnikiem cementu są węglany, których zawartość sięga 48,0% (średnio 26,3% obj.). W katodoluminescencji ujawniły się trzy fazy

kalcytowe o różnej zawartości żelaza w strukturze, które na obrazach CL mają barwy żółte, pomarańczowe i czerwone (fig. 21 C, D). W piaskowcach stwierdzono także obecność regeneracyjnego cementu kwarcowego.

W profilu kambru środkowego istotny udział mają iłowce. Są to skały o czarnej barwie z szarymi soczewkami oraz laminami piaszczystymi i węglanowymi. Masa ilasta ma skład illitowo-chlorytowy i zawiera dużo rozproszonego piryty oraz konkretne pirytowe. W iłowcu z głęb. 4555,7 m stwierdzono autigeniczny chloryt, o subnormalnych niebieskich barwach interferencyjnych, wypełniający mikroszczeliny.

PROCESY DIAGENETYCZNE

Stopień zdiagenezowania osadów kambryjskich jest wysoki z uwagi na dużą głębokość pogrzebienia. Szczególnym przeobrażeniem, graniczącym z procesami anchimetamorficznymi, podlegały skały formacji żarnowieckiej.

Masa ilasta uległa silnej serycycyzacji, z części skaleni powstały pseudomorfozy kwarcowo-chlorytowe i kwarcowo-chlorytowo-kalcytowe, pojawił się autigeniczny monacyt.

W wyżej leżących, typowych piaskowcach morskiego pochodzenia, matriks ilasty nie jest zserycycyzowany, natomiast bardziej intensywny jest proces cementacji kwarcowej, przejawiający się tworzeniem regeneracyjnych obwódek na ziarnach kwarcu. Ku górze profilu nasila się karbonatyzacja. Węglany nie tylko wypełniają pory, ale także zastępują składniki skały: kwarc wraz z obwódkami regeneracyjnymi, skalenie.

Produktem diagenetycznych przeobrażeń minerałów żelazisto-tytanowych jest, licznie występujący w całym profilu, anataz.

Do istotnych procesów diagenetycznych należy kompaktacja. W skałach obserwuje się mechaniczne odkształcenie łuszczyków oraz pokruszone ziarna skaleni. Są też przejawy kompaktacji chemicznej, czyli rozpuszczania ziarn pod wpływem ciśnienia skał nadległych i podwyższonych temperatur (fig. 21 B).

Rozpuszczane są pojedyncze ziarna na kontaktach, np.: kwarc/kwarc, kwarc/skaleń, kwarc/łuszczyk, jak również proces rozpuszczania zachodzi wzdłuż szwów mikrostylolitycznych. Uwolniona w ten sposób krzemionka stanowiła jedno ze źródeł cementu kwarcowego, który krystalizował w wolnych przestrzeniach, tworząc obwódki regeneracyjne. Proces ten wpłynął na redukcję pierwotnej porowatości piaskowców, podobnie jak obecność cementu węglanowego. Skały te nie posiadają dobrych własności kolektorskich.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA ORDOWIKU

LITOFACJA ILASTA

Przedmiotem badań petrograficznych były skały osadowe ordowiku z interwału głębokości 4518,0–4492,5 m. Zostały wyróżnione następujące litofacje: ilasta, węglanowa, piaskowcowo-zlepieńcowa, piroklastyczna.

Litofacja ilasta w nawierconym odcinku profilu ordowiku otworu Słupsk IG 1 jest litofacją dominującą. Jest ona reprezentowana przez próbki z głęb. 4518,4–4501,6 i 4492,5 m.

Spągowa próbka z głęb. 4518,4 m pochodzi z karadoku, a jej kontakt z niżej leżącymi osadami środkowego kambru jest tektoniczny. Formalnie, biorąc pod uwagę skład mineralny tej próbki, należałoby zaliczyć ją do skał krzemionkowych, została ona jednak włączona do opisu litofacji ilastej, ponieważ prawdopodobnie pierwotnie był to iłółpek ilasty, epigenetycznie zsylikowany. Obecnie jest to skała całkowicie zsylikowana, impregnowana opalem i autigenicznym kwarcem. W płycie cienkiej obserwowanej bez analizatora widoczna jest mikrosoczewkowa tekstura brunatnego tła skalnego, przypominająca mikrosoczewkową teksturę iłółpeków o stosunkowo wysokiej zawartości materii organicznej. Skała ta ponadto jest prze-

pełniona pirytem. Rentgenograficznie stwierdzono w niej obecność illitu i chlorytu, kwarcu, kalcytu i piryty, a także podolitu przysłoniętego minerałami krzemionkowymi w płycie cienkiej.

Wyżej w profilu, aż do stropu ordowiku, dominują monotonne iłółpki, różniące się od typowych skał ilastych ordowiku i syluru innych profili znacznie niższą dwójłomnością, co może się wiązać z sylikacją tych skał. Zawierają one zmienną w poszczególnych laminach ilość materii organicznej, niekiedy pojawiają się niewielkie skupienia węglanów (głęb. 4516,8, 4503,6, 4503,1 m), a także pseudomorfozy po igielkowatych szczątkach organicznych (głęb. 4492,5 m), żyłki (głęb. 4509,7 m) i rozsiane w skale romboedry (głęb. 4516,8, 4503,6 m).

Zawartość kwarcu detrytycznego jest w nich niewielka (zwykle pojedyncze ziarna frakcji do 0,12 mm). Zawartość piryty bywa zmienna, niekiedy bardzo duża, jak w próbkach głęb. 4515,4 i 4506,1 m przepelnionych pirytem. Analiza rentgenograficzna próbki skały ilastej z głęb. 4492,5 m (stropowej) wykazała obecność głównie illitu, chlorytu, kwarcu,

skaleni, kalcytu i pirytu. Wyjątek spośród opisanych ilołupków stanowi próbka z głęb. 4506,1 m ujawniająca w badaniach mikroskopowych teksturę „kratkową” i całkowicie pelityczną

strukturę. Analiza rentgenograficzna wykazała tu, poza illitem i podrzędnie chlorytem, obecność minerału mieszanopakietowego illit/smektyt, pirytu, małych ilości kwarcu, skaleni i kalcytu.

LITOFACJA WĘGLANOWA

Litofacja ta w profilach ordowiku zlokalizowanych w NE Polsce występuje jedynie sporadycznie i w nawierconym odcinku profilu otw. Słupsk IG 1 była reprezentowana tylko przez dwie próbki pochodzące z głęb. 4495,2 i 4493,9 m.

Próbka z głęb. 4495,2 m reprezentuje dysmikryt dolomitowy, całkowicie zrekrystalizowany, z pojedynczymi strukturami pochodzenia organicznego, zapewne po mszywiolach, częściowo wypełnionymi substancją prawie izotropową, prawdopodobnie chlorytem. W skale tej występują rzadko rozsiane pojedyncze ziarna kwarcu bardzo zróżnicowanych kształtów, niekiedy klinowe, czasem skorodowane, o wklęsłych powierzchniach, wewnątrz niejednorodne, średnicy dochodzącej do 0,36 mm.

Próbka z głęb. 4493,9 m reprezentuje skałę węglanową znacznie zailoną, o składzie będącym wynikiem znacząco za-

awansowanych procesów epigenetycznych. W jej obrazie mikroskopowym rozróżnić można węglanowo-ilasto-mułowcowe tło skalne widoczne pomiędzy epigenetycznymi partiami sparytowymi, wielkości kryształów przeciętnie w granicach 0,02–0,16 mm. Zawartość kwarcu detrytycznego jest bardzo zmienna w różnych partiach skały, ogólnie niewielka (poniżej 1%), jego uziarnienie waha się w granicach 0,02–0,10 mm, a tylko pojedyncze ziarna osiągają większe rozmiary (w płytce cienkiej jedno ziarno średnicy 0,30 mm). Skała ma teksturę niejednorodną, smużystą, zależnie od udziału skały pierwotnej i wtórnego sparytu oraz charakteru kontaktu między tymi składnikami skały (struktury radialne wtórnego węglanu wokół soczewek skały pierwotnej). Nie jest też wykluczona ogólna sylikifikacja skały, trudna do stwierdzenia metodą mikroskopową w tym typie skały.

LITOFACJA PIASKOWCOWO-MUŁOWCOWA

Litofacja ta w opisywanych profilach pojawia się jedynie sporadycznie, w postaci warstw miąższości około 4 cm (próbka z głęb. 4493,2 m) i około 25 cm (próbka z głęb. 4493,6 m), w stropowych poziomach ordowiku (aszgil). Są to piaskowce mułowcowe oligomiktyczne, złożone głównie z ziarn kwarcu, niewysortowane, o bardzo zmiennym uziarnieniu, w granicach od 0,01 do 1,0 mm (głęb. 4493,2 m) i do 1,3 mm (głęb. 4493,6 m), przy czym w próbce z głęb. 4493,2 m znalezione zostało także ziarno mułowca wielkości 2 mm. Ziarna kwarcu wykazują różny stopień obtoczenia, przy czym przeważają dobrze obtoczone. Obserwuje się przeważnie wygaszanie światła normalne, często także faliste. W obu badanych próbkach występują też ziarna o strukturze mozaikowej, typu łupków kwar-

cytowych. W niewielkich ilościach pojawiają się zwietrzałe ziarna niezblizniaczonych skaleni, zwykle znacznie uwęglanowane. Pojedynczo rozsiane są także listewkowato zblizniaczone plagioklasy oraz blaszki muskowitu i hydromik.

Spoivo tych piaskowców jest zróżnicowane. Przeważnie bywa ono ilaste z materią organiczną, z rozproszonymi skupieniami pelitu węglanowego występującymi w obu próbkach, z pojedynczymi epigenetycznymi romboedrami węglanów oraz z pigmentem i większymi ziarnami pirytu, przy czym w próbce z głęb. 4493,2 m substancja ilasta wykazuje znacznie niższą dwójłomność niż w próbce z głęb. 4493,6 m, której spoivo ilaste wykazuje znaczne podobieństwo z otaczającymi ilołupkami.

LITOFACJA PIROKLASTYCZNA

Litofacja ta w badaniach petrograficznych była reprezentowana przez próbkę z głęb. 4496,9 m. Jest to bentonit miąższości ok. 10 cm, zawierający bardzo liczne krystaloklasty frakcji psamitowej. Są to blaszki biotyту średnicy dochodzącej do 0,8 mm i grubości do 0,2 mm, poprzerastane chlorytem, ziarna skaleni wielkości do 0,5 mm i kwarcu wielkości do 0,7 mm (fig. 22). Ziarna skaleni są bardzo znacznie zmienione, zwietrzałe, skarbonatyzowane, o zarysach obłych, kontrastujących

z ostrokrawędzistymi ziarnami kwarcu, często o krawędziach ekstremalnie ostrych, a często także wklęsłych. Skała ta zawiera również piryt w postaci pigmentu i większych ziarn.

Analiza rentgenograficzna tej próbki wykazała obecność minerału mieszanopakietowego illit/smektyt, mik i chlorytu jako faz indywidualnych, kaolinitu, znacznych ilości skaleni, kwarcu, pirytu, niewielkich ilości kalcytu i śladowych dolomitu.

PODSUMOWANIE

Wyniki badań petrograficznych skał nawierconego odcinka profilu ordowiku otw. Słupsk IG 1 i porównanie z równoległymi osadami opisanymi z innych otworów wiertni-

czych Niżu Polskiego (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a, 1976a) pozwalają na dokonanie pewnych spostrzeżeń i wyciągnięcie następujących wniosków.

Skąły ilaste tworzące zasadniczy zrąb opisanego profilu sę, ogólnie biorąc, typu iłolupków graptolitowych innych profili na Niżu Polski (Bárdossy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974a) z ich niewielką lokalną zmiennością. I tak iłolupki karadoku i aszgilu otw. Słupsk IG 1 często wykazują obniżoną dwójłomność w stosunku do typowych iłolupków tego wieku, co na podstawie wyników analiz rentgenograficznych zinterpretowano jako przejaw wyższej zawartości chlorytu. Skąły te wykazują również silną sylikację, szczególnie próbka z poziomu spągowego, graniczącego z kontaktem tektonicznym, co zapewne ma związek z procesami sylikacji poprzez system nieciągłości tektonicznych.

Wśród iłolupków ordowiku otworu Słupsk IG 1, próbka z głęb. 4506,1 m odznaczająca się strukturą „kratkową”, ujawniła w badaniach rentgenograficznych obecność domieszki minerału mieszanopaketowego illit/smektyt, prawdopodobnie pochodzenia piroklastycznego.

Różniące się od skał litofacji węglanowej innych znanych profili ordowiku, sparty i dysmikryty otw. Słupsk IG 1 są wynikiem silniejszego zaawansowania procesów epigenetycznych w tym profilu.

Pojawianie się przewarstwień piaskowcowych w aszgilu otw. Słupsk IG 1 wskazuje na tendencje spłylenia lub przybliżania się linii brzegowej, chociaż nie jest wykluczony także wpływ działalności prądów. W profilu ordowiku na Niżu Polskim na ogół licznie występują poziomy bentonitowe, sporadycznie pojawiają się także tufy. Wykazują one stałą wspólną cechę, jaką jest obecność minerału mieszanopaketowego illit/smektyt, jako podstawowego składnika tych skał, analogicznie do wcześniej opisanych bentonitów ordowiku i syluru na niżu (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, b, 1974a, 1976a, 1979, 1981, 1990a).

Skład mineralny krystaloklastów: przewaga kwarcu, obfitość biotytu, znaczna przewaga skaleni potasowych nad plagioklazami, obecność apatytu i cyrkonu wskazują na związek badanych skał piroklastycznych z lawami kwaśnymi.

Opisane spostrzeżenia pozwalają wnioskować, że w profilu ordowiku otw. Słupsk IG 1 miały miejsce szczególnie nasilone procesy epigenetyczne, jak sylikacja, rekrystalizacja węglanów, argilityzacja popiołów wulkanicznych, zapewne także silniejsza chlorytyzacja asocjacji minerałów ilastych iłolupków graptolitowych, co zapewne należy przypisać wpływowi stektonizowania górotworu i związanemu z nim wzrostowi temperatury i ciśnienia oraz działaniu krążących roztworów.

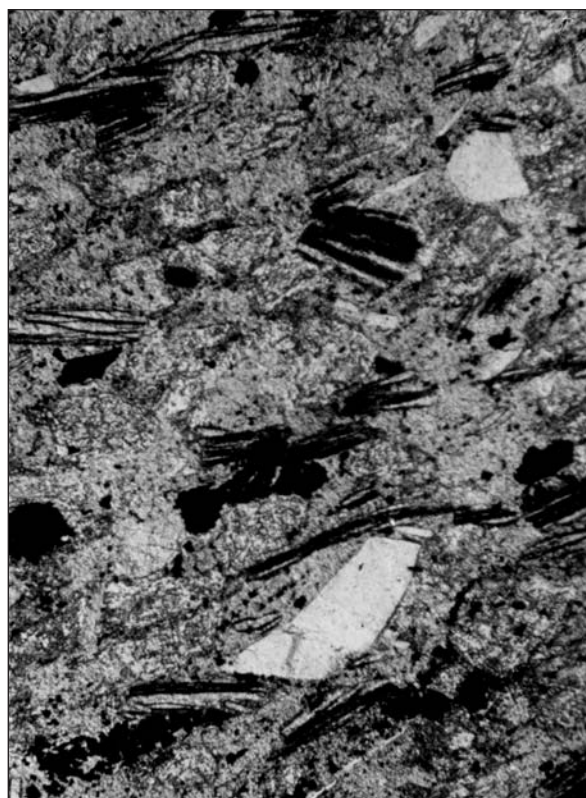


Fig. 22. Bentonit – krystaloklasty kwarcu i biotytu poprzerastanego chlorytem

Ordowik, głęb. 4496,9 m. Bez analizatora, pow. 50 ×

Bentonite – crystalloclasts of quartz and biotite intergrown with chlorite

Ordovician, depth 4496.9 m. One nicol, magn. 50 ×

Występowanie materiału piroklastycznego w postaci warstwy bentonitu i domieszki minerału mieszanopaketowego illit/smektyt w iłolupku z głęb. 4506,1 m, interpretowanego jako pochodzącego z argilityzacji popiołu wulkanicznego, stanowi analogię do wielu równowiekowych profili na Niżu Polskim (lit. cyt.). Szczególne nasilenie działalności wulkanicznej zaznaczyło się właśnie w NW Polsce (stwierdzone zwłaszcza w otworach Lębork IG 1, Kościerzyna IG 1, Darżlubie IG 1).

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

PETROGRAFIA SYLURU

Osady syluru w otworze Słupsk IG 1 zostały nawiercone na głęb. 1150,0–4490,0 m, przy czym ich rdzeniowanie było dość znacznie ograniczone. Z tego powodu, jak również w związku z widoczną monotonią wykształcenia litologicznego tych osadów, do badań petrograficznych pobrano jedynie 66 próbek (tab. 10). Wszystkie pobrane próbki zostały zbadane mikrosko-

powo w płytkach cienkich, ponadto bentonity zanalizowano metodą termiczną oraz rentgenowską.

Wśród badanych osadów, na podstawie uzyskanych wyników analiz petrograficznych, wyróżnione zostały jedynie trzy litofacje: ilasta, mułowcowa, piroklastyczna.

Tabela 10

Głębokości pobrania próbek z osadów syluru

Depth of sample from Silurian deposits

Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]	Numer próbki	Głębokość [m]
Sk 1	1155,6	Sk 12	2860,6	Sk 23	3751,4	Sk 34	4063,4	Sk 45	4222,2	Sk 56	4295,8
Sk 2	1199,7	Sk 13	3084,7	Sk 24	3892,0	Sk 35	4067,9	Sk 46	4228,1	Sk 57	4300,4
Sk 3	1317,5	Sk 14	3283,7	Sk 25	3971,7	Sk 36	4070,6	Sk 47	4238,9	Sk 58	4301,9
Sk 4	1325,6	Sk 15	3396,6	Sk 26	4013,3	Sk 37	4078,	Sk 48	4248,7	Sk 59	4314,9
Sk 5	1427,5	Sk 16	3399,6	Sk 27	4015,1	Sk 38	4090,6	Sk 49	4256,1	Sk 60	4321,7
Sk 6	1837,5	Sk 17	3479,7	Sk 28	4018,6	Sk 39	4149,5	Sk 50	4258,1	Sk 61	4329,6
Sk 7	1839,5	Sk 18	3481,2	Sk 29	4033,9	Sk 40	4161,7	Sk 51	4261,2	Sk 62	4331,3
Sk 8	2088,5	Sk 19	3538,6	Sk 30	4035,5	Sk 41	4163,4	Sk 52	4271,3	Sk 63	4341,8
Sk 9	2291,5	Sk 20	3541,8	Sk 31	4049,8	Sk 42	4180,0	Sk 53	4275,9	Sk 64	4350,9
Sk 10	2494,7	Sk 21	3546,5	Sk 32	4056,0	Sk 43	4199,4	Sk 54	4288,2	Sk 65	4357,5
Sk 11	2498,6	Sk 22	3684,6	Sk 33	4063,2	Sk 44	4213,2	Sk 55	4290,2	Sk 66	4460,7

LITOFACJA ILASTA

Litofacja ta w badaniach petrograficznych reprezentowana była przez 30 próbek. Są to skały zasadniczo pelityczne, jedynie z niewielką zawartością mułku (przeważnie poniżej 1% obj.), złożone z równolegle zorientowanych łusek minerałów ilastych o cechach optycznych analogicznych do cech substancji ilastej łożupków sylurskich z innych znanych profili syluru i zidentyfikowanych jako asocjacja illitu i chlorytu. Występuje w nich także na ogół obfity pigment pirytowy, a także większe skupienia i kryształy tego minerału, substancja organiczna oraz zmienne ilości węglanów, zwykle rozproszonych w podstawowej masie ilastej, niekiedy jednak obecnych w stosunkowo większych ilościach nadających skałom charakter łożuwców wapnionych. Niektóre próbki wykazują laminację, wynikającą bądź z podwyższonej zawartości pirytu i substancji organicznej, bądź też ze stosunkowo większej zawartości materiału detrytycznego frakcji mułkowej.

Ogólnie, zawartość materii organicznej wzrasta w kierunku od stropu do spagu, zgodnie z prawidłowością obserwowaną w innych równoległych profilach. Obraz mikroskopowy skał ilastych syluru w otworze Słupsk IG 1 nie pozwala jednak na wyróżnienie typowych mikrolitofacji – jasnej i ciemnej – łożuwców sylurskich, jak to było możliwe w profilach zlokalizowanych w środkowej i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej oraz na Podlasiu (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b), a można tu jedynie upatrywać typy skał zbliżonych do tych mikrolitofacji, często występujące w postaci cienkich lamin w obrębie poszczególnych płytek cienkich.

W skałach tych sporadycznie pojawia się domieszka detrytycznych ziarn kwarcu o pokroju klinowym lub igiełkowatym. Stwierdzono je w próbce z głęb. 3283,7 m we frakcji poniżej 0,08 mm w ilości minimalnej, w próbce z głęb. 3396,6 m – we frakcji mułkowej (do 0,06 mm), występującej tu w ilości

dochodzącej w niektórych partiach płytki cienkiej do 2% obj., przy czym ziarna wydłużone ułożone są zgodnie z warstwowaniem osadu, podobnie jak blaszki muskowitu, nieliczne wprawdzie, ale o średnicy osiągającej 0,13 mm. W próbce z głęb. 4161,7 m występują także pojedyncze, igiełkowatego pokroju ziarna kwarcu długości dochodzącej do 0,15 mm (fig. 23 A) i blaszki biotyту średnicy do 0,08 mm.

W próbce z głęb. 4300,4 m łożupek wykazuje w płytce cienkiej obecność bardzo licznych blaszek, ułożonych równolegle z warstwowaniem osadu, średnicy do 0,15 mm, często powyginanych, bezbarwnych, o stosunkowo wysokim współczynniku załamania i o bardzo niskiej dwójłomności, nieraz prawie izotropowych, będących zapewne odbarwionym, zbauerytyzowanym biotytem (fig. 23 B). Podobne blaszki średnicy do 0,18 mm stwierdzono też w próbce z głęb. 4290,2 m. Niektóre próbki skał ilastych wykazują, wśród domieszki detrytycznej, także obecność blaszek muskowitu. Został on wspomniany w opisie próbki z głęb. 3396,6 m, jego obecność odnotowano także w innych próbkach. Występowanie blaszek detrytycznego chlorytu w skałach litofacji ilastej stwierdzono w próbce z głęb. 1199,7 m.

Niekiedy w opisywanych skałach występują skupienia minerałów wtórnych. Stwierdzono tu anhydryt (próbka z głęb. 1155,6 m), tworzący konkrecyjne skupienia wielkości 0,5 mm, złożone z idiomorficznych kryształów, długości dochodzącej do 0,12 mm. Niekiedy pojawiają się też agregatowe skupienia kwarcu, jak np. liczne mozaikowe agregaty złożone z osobników wielkości około 0,02 mm w próbce z głęb. 1155,6 m i sferulity kwarcowo-chalcedonowo-opalowe o strukturze radialnej i mozaikowej (fig. 23 C), wielkości dochodzącej do 0,3 mm, oraz żyłki wypełnione epigenetycznymi minerałami krzemionkowymi w próbce z głęb. 4329,6 m.

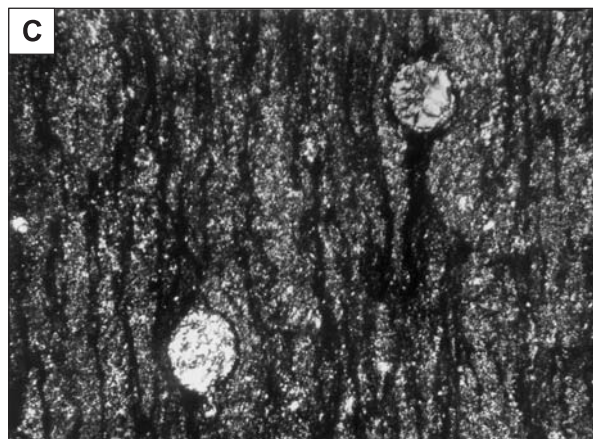
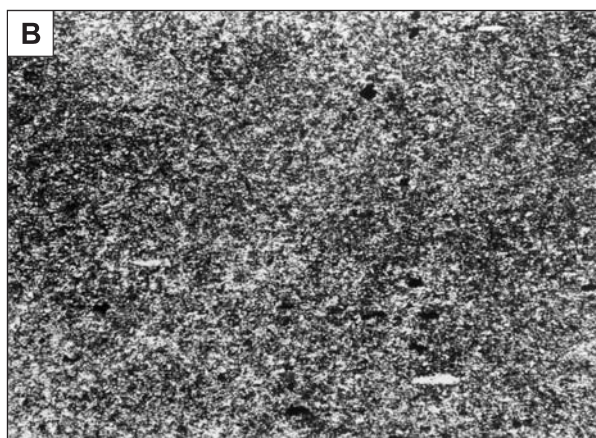
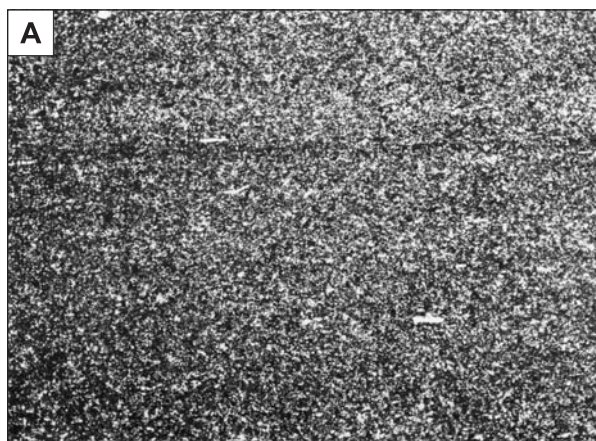


Fig. 23. Hołupek. A – z wydłużonymi ziarnami kwarcu wśród pelitycznej masy ilastej; B – z blaszkami niskodwójłomnego minerału (biotytu zbauerytyzowanego ?); C – o znacznej zawartości materii organicznej z epigenetycznymi sferolitycznymi skupieniami minerałów krzemionkowych

A–C – sylur; głęb.: A – 4161,7; B – 4300,4; C – 4329,6 m; A, B – bez analizatora, pow. 60×; C – skrzyżowane nikole, pow 57×

Clayey shale. A – elongated quartz grains in pelitic clayey matrix; B – scales of a low birefringent mineral (altered biotite ?) in clayey matrix; C – fairly abundant organic matter with epigenetic spherulitic concentrations of silica minerals

A–C – Silurian, depth: A – 4161.7, B – 4300.4; C – 4329.6 m; A, B – one nicol, magn. 60×; C – crossed nicols, magn. 57×

LITOFACJA MUŁOWCOWA

W badaniach petrograficznych litofacja ta była reprezentowana przez 28 próbek. Są to skały przeważnie laminowane. Laminacja ta zwykle bywa wynikiem zmienności spoiwa (węglanowego lub ilasto-węglanowego) oraz zmienności koncentracji pigmentu pirytyowego albo substancji organicznej, przy czym ta ostatnia przeważnie pozostaje w związku z zawartością substancji ilastej.

Opisywane mułowce w przeważającej liczbie zbadanych próbek zawierają głównie materiał detrytyczny złożony z ziarn kwarcu, z podrzędnym udziałem skaleni oraz mik (głównie muskowitu, rzadziej biotyty). Sporadycznie stwierdzano detrytyczne chloryty, cyrkon, turmalin. Z minerałów autigenicznych występują tu przede wszystkim węglany oraz piryty w postaci pigmentu i większych ziarn. Spoiwo bywa węglanowe lub węglanowo-ilaste, często z domieszką substancji organicznej. Są to skały o przeciętnym uziarnieniu materiału detrytycznego poniżej 0,06 mm, zwykle z niewielką zawartością ziarn frakcji drobnego piasku (zwykle w granicach 1–2% obj.)

Tekstura tych skał jest zmienna. Przeważnie są one mikrolaminowane z wyjątkiem serii mułowców piaszczystych, które zostaną omówione oddzielnie, przy czym laminacja bywa pozioma lub skośna.

Sporadycznie wśród mułowców pojawiają się skały wyróżniające się uziarnieniem lub innymi cechami. Tak więc niektóre próbki mułowców odznaczają się grubszą frakcją de-

trytycznego muskowitu (do 0,20–0,23 mm w próbkach z głęb. 1317,5; 2088,5; 3684,6 m) lub jego obfitością (próbki z głęb. 2088,5 i 3684,6 m). Podobnie dwie z tych próbek (1317,5 i 2088,5 m) wyróżniają się obecnością stosunkowo dużych blaszek biotyty (odpowiednio 0,18 i 0,23 mm). W próbce z głęb. 4288,2 m, w drobnoziarnistym mułowcu stwierdzono obecność licznych bezbarwnych blaszek detrytycznych o bardzo niskiej dwójłomności, prawdopodobnie stanowiących produkt rozkładu biotyty, analogicznie do występujących w próbkach iłołupków z głęb. 4290,2 i 4300,4 m.

Na uwagę zasługuje również pokrój ziarn kwarcu, które w niektórych próbkach bywają bardzo wydłużone, o kształcie klinowym lub igiełkowatym (próbki z głęb. 3479,7; 3546,5; 3971,7 i 4295,8 m). W kilku próbkach mułowców (głęb. 1317,5; 1325,6 i 4180,0 m) zauważono pojedyncze ziarna, niekiedy idiomorficzne, sfalerytu.

Oprócz opisanych typowych mułowców w profilu syluru otworu Słupsk IG 1 zaobserwowano także pojawianie się na różnych głębokościach tego profilu dwóch odmian skał mułowcowych, odbiegających bądź uziarnieniem, bądź składem mineralnym, od podanego ogólnego opisu, a mianowicie mułowców piaszczystych i kalcysylitytów.

Jako mułowce piaszczyste zidentyfikowano w badaniach petrograficznych próbki z głęb. 3479,7–3546,5; 4090,6; 4180,0 i 4271,3 m. Są to skały o znacznym, chociaż zmiennym, udziałzie

le materiału detrytycznego frakcji piaszczystej, od około 1–2% obj. do kilkunastu procent, a nawet dochodzącym w niektórych próbkach do ok. 40% obj. (próbka z głęb. 3479,7 m).

Uziarnienie tych skał jest również zmienne: w próbkach z głęb. 3479,7, 3541,8 i 3546,5 m ziarna kwarcu i blaszki chlorytu osiągają 0,35–0,40 mm, a sporadycznie, w przypadku bardzo wydłużonych ziarn kwarcu nawet większe, muskowitu – 0,4 mm, biotyty – 0,5 mm, ziarna skaleni (mikroklin i listewkowato zbliżone plagioklasy) – 0,25 mm, przy czym niektóre ziarna skaleni okazują się świeże, część natomiast wykazuje oznaki zwiertzenia, np. kalcytyzacji w próbce z głęb. 3541,8 m.

Podobnie biotyt, bywa świeży lub, w niektórych blaszkach, zbauerytyzowany lub schlorotyżowany. Występują tu także ziarna cyrkonu i turmalinu oraz agregatowe ziarna polimineralne, złożone z produktów rozkładu – być może – skaleni, niekiedy okruchy skały krzemionkowej kryptokrystalicznej lub opalowej, a także ziarna węglanowe, prawdopodobnie pochodzenia organicznego.

W próbce z głęb. 3481,2 m biotyt (zbauerytyzowany) występuje we frakcji nawet do 0,5 mm, natomiast uziarnienie pozostałych składników detrytycznych jest mniejsze i nie przekracza 0,25 mm; uziarnienie próbki z głęb. 3538,6 m wynosi 0,15 mm w przypadku ziarn kwarcu i 0,18 mm – muskowitu, podobnie w próbkach z głęb. 4090,6 i 4180,0 m, a w próbce z głęb. 4271,3 m – gdzie materiał detrytyczny występuje w ilości nie przekraczającej 1% obj. – jego uziarnienie jest jeszcze drobniejsze (do 0,1 mm). Udział poszczególnych składni-

ków materiału detrytycznego wykazuje tu również znaczne wahania, np. w zawartości muskowitu. Opisany materiał detrytyczny odznacza się bardzo wyraźną ostrokrawędzistością (nieraz o powierzchniach ziarn skorodowanych przez węglany) oraz całkowitym brakiem wysortowania i zazwyczaj nie wykazuje widocznej orientacji w stosunku do płaszczyzny warstwowania, co charakteryzuje zwłaszcza próbki o stosunkowo grubszym uziarnieniu i większym procentowym udziale materiału detrytycznego.

Masa podstawowa tych skał bywa spłśniona, ilasto-mułowcowa, poprzątykana blaszkami hydromik, ze zmienną zawartością węglanów (próbki z głęb. 3479,7–3541,8, 4180,0 i 4271,3 m) lub węglanowa (mikrytowa) i węglanowo-ilasta w próbkach z głęb. 3546,5; 4090,6 i 4180,0 m.

Terminem kalcsylity określono charakterystyczną odmianę mułowców, złożonych prawie wyłącznie z węglanowych ziarn detrytycznych frakcji mułkowej. Ten typ skał reprezentowany był przez próbki z głęb. 4013,3; 4056,0 i 4070,6 (laminy w łożupku), 4228,1; 4348,7 i 4341,8 m. Skały te w płytkach cienkich są słabo przezroczyste, barwy brunatnej, wykazują obecność przeważnie bardzo drobnych ziarn afanitowych węglanów. Ziarna te sporadycznie bywają wydłużone i większych rozmiarów, wykazując cechy pochodzenia organicznego. Podrzednie w tych skałach występuje domieszka detrytycznego kwarcu i muskowitu, zazwyczaj frakcji mułkowej, sporadycznie nieco grubszej (do 0,12 mm w próbce z głęb. 4228,1 m).

LITOFACJA PIROKLASTYCZNA

Skały tej litofacji w profilu syluru otworu Słupsk IG 1 pojawiają się jedynie sporadycznie. Były one w badaniach petrograficznych reprezentowane przez tuf krystaliczny (próbka z głęb. 1839,5 m) oraz przez 7 poziomów bentonitowych (próbki z głęb. 4018,6; 4049,8; 4063,2; 4063,4; 4078,0; 4258,1 i 4261,2 m).

Tuf krystaliczny o spoiwie węglanowym (głęb. 1839,5 m) jest laminowany domieszką ilastą. Materiał detrytyczny (interpretowany jako piroklastyczny) stanowią ziarna kwarcu, ostrokrawędziste, często o przekrojach klinowych, trójkątnych zbliżonych do izometrycznych oraz czworobocznych ziarn skaleni niezblizniaczonych, zwykle znacznie zwiertzałych i uwęglanowionych oraz listewkowato zbliżonych plagioklazów frakcji do 0,25 mm, czasem okruchów ziarn skaleni o budowie pasowej (zonalnej), a głównie biotyty w blaszkach średnicy dochodzącej do 0,5 mm, często powyginanych pomiędzy innymi ziarnami. Niektóre ziarna skaleni wykazują budowę wskazującą na wtórne procesy regeneracji ziarn zniszczonych i pokruszonych (fig. 24 A).

Bentonit, reprezentowany przez próbkę z głęb. 4018,6 m, występuje w warstwie miąższości paru milimetrów. Jest barwy popielatej z licznymi poziomymi, zlustrowanymi żyłkami węglanowymi. W płytce cienkiej wykazuje on obecność substancji ilastej o teksturze „kratkowej” oraz licznych, drobnych krystaloklastów, wśród których wyróżniono kwarc (frakcji do 0,3 mm), biotyt w blaszkach dochodzących do 0,2 mm, tej samej frakcji apatyt i cyrkon, nieraz w postaci słupów dwustronnie zakończonych piramidą, długości dochodzącej do 0,15 mm.

Występuje tu także pigment pirytowy oraz węglany w postaci skupień pelitu, żyłek i pojedynczych romboedrow (fig. 24 B).

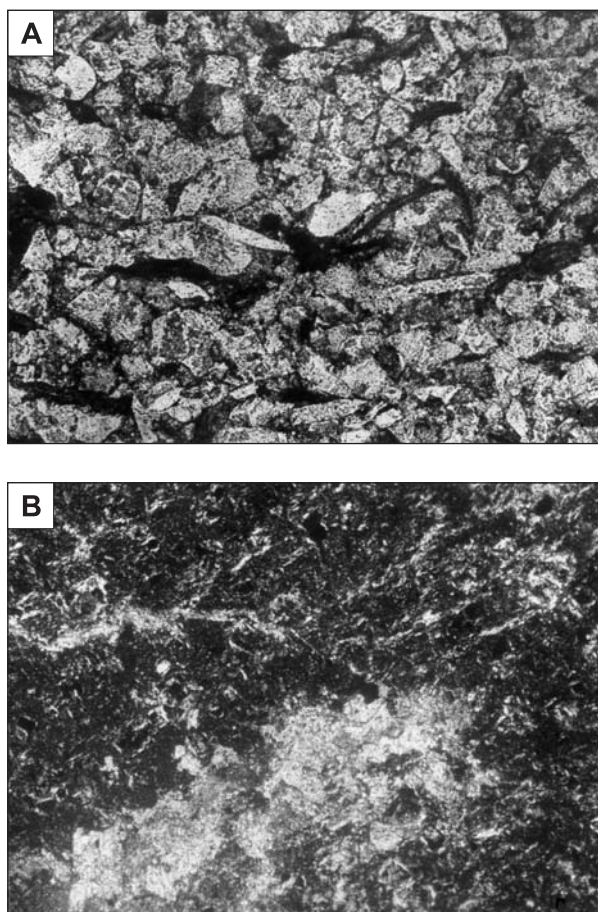
Bentonit z głęb. 4049,8 m występuje w warstwie miąższości paru milimetrów, makroskopowo barwy popielatej, o oddzielności listkowej, również z poziomymi żyłkami węglanowymi. W płytce cienkiej widoczne są żyłki węglanowe oraz partie pelitycznego bentonitu o minimalnej zawartości drobnych krystaloklastów (frakcji 0,03–0,05 mm), prawie wyłącznie nieprzezroczystych.

Zbentonityzowany tufit ilowcowy z głęb. 4063,2 m makroskopowo jest skałą ciemnoszarą, zwięzłą, miąższości 3–4 mm. W płytce cienkiej wykazuje on strukturę „kratkową” i obecność licznych okruchów otaczającej skały ilastej, znacznie przysłaniającej partie bentonitowe.

Bentonit z głęb. 4063,4 m stanowi skałę szarą, zlustrowaną, z poziomymi żyłkami białych węglanów. Mikroskopowo okazał się prawie całkowicie skalcytyzowany, przy czym między żyłkami kalcytu pozostały jedynie niewielkie relikty skały bentonitowej.

Bentonit z głęb. 4078,0 m makroskopowo jest skałą ciemnopopielatą, poziomo uzieloną białymi węglanami, o oddzielności listkowej, śliską w dotyku, miąższości paru milimetrów. Mikroskopowo stwierdzono tu obecność reliktyw całkowicie pelitycznego bentonitu o teksturze „kratkowej” występujących wśród masy węglanowej.

Bentonit z głęb. 4258,1 m występuje w warstwie miąższości 4–5 mm, jest barwy szarej, uzieloną poziomo białymi węglanami i wykazuje oddzielność listkową oraz obecność



**Fig. 24. A – tufit z wydłużonymi ziarnami kwarcu;
B – bentonit z partiami pelitycznego bentonitu i żyłkami
kalcytowymi**

A, B – sylur, pow. 57 ×; A – głęb. 1839,5 m, bez analizatora; B – głęb. 4018,6 m, nikole skrzyżowane

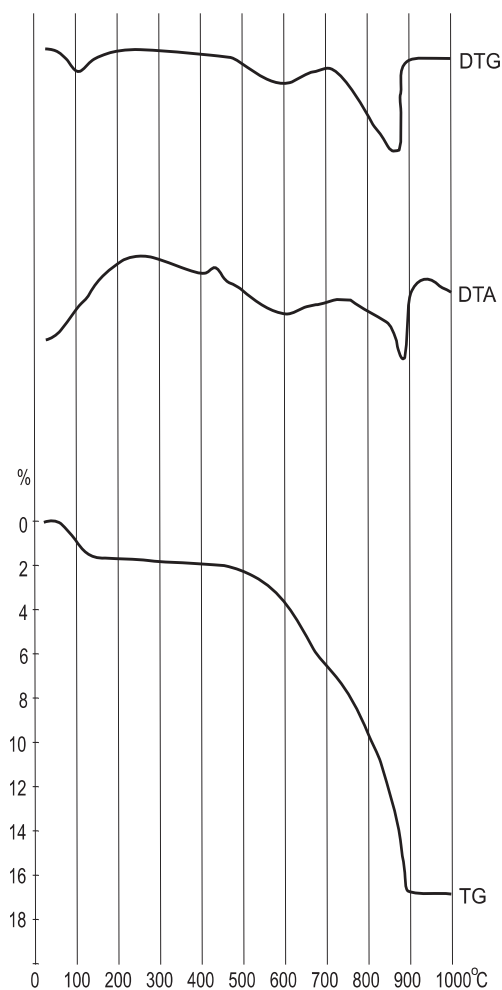
**A – tuffite with elongated quartz grains; B – bentonite with
pelitic portions of bentonite and calcite veinlets**

A, B – Silurian, magn. 57 ×; A – depth 1839.5 m, one nicol; B – depth 4018.6 m, crossed nicols

poziomych poślizgów. Mikroskopowo stwierdzono tu występowanie pelitycznego bentonitu z pojedynczymi krystaloklastami kwarcu frakcji poniżej 0,1 mm oraz żyłek węglanowych.

Bentonit z głęb. 4261,2 m jest również znacznie skalcytyzowany, a jego niewielkie relikty zachowały się tylko w lukach pomiędzy żyłkami wielkokrystalicznego sparytu.

Sześć próbek bentonitów poddanych zostało analizom termicznym w użyciu derywatografu (fig. 25). Badania rentgenowskie wykonane zostały dla wszystkich wymienionych próbek w 4 wersjach, dla próbek: surowych nieorientowanych, preparatów orientowanych osedimentowanych na szkle, nasyconych glikolem oraz dla prażonych w temp. 500°C w czasie 1 godz. Przeprowadzone badania wykazały



**Fig. 25. Derywatogram bentonitu sylurskiego
(głęb. 4018,6 m)**

Derivatograph of Silurian bentonite
(depth 4018.6 m)

obecność we wszystkich analizowanych próbkach minerału mieszanopakietowego illit/smektyt z refleksem podstawowym 10,2–10,4 Å, tj. z bardzo znaczną przewagą pakietów illitowych oraz chlorytu, kalcytu, niewielkich ilości kwarcu, skaleni i pirytu. W przypadku zbentonityzowanego tufitu iłowcowego z głęb. 4063,2 m analiza rentgenograficzna wykazała obecność minerałów typowych dla iłowców (głównie asocjacji illit–chloryt), jak i typowych dla opisywanych bentonitów (głównie minerał mieszanopakietowy illit/smektyt). Zawartość kalcytu, oznaczona metodą termiczną, waha się od 6,6% wag. w próbce z głęb. 4063,4 do 32,4 i 32,0% wag. w próbkach z głęb. 4258,1 oraz 4063,2 m i jest wynikiem przede wszystkim obecności epigenetycznych żyłek węglanowych.

PODSUMOWANIE

Osady syluru w otworze Słupsk IG 1 odznaczają się bardzo znaczną miąższością wynoszącą 3340 m i wynikającymi stąd głębokościami zalegania poziomów starszych. Są to osady bardzo monotonne pod względem wykształcenia litologicznego, bowiem na wspomnianą miąższość składają się praktycznie tylko iłolupki i mułowce, gdyż sporadycznie spotykane w profilu warstewki skał piroklastycznych mają miąższości znikome (rzędu milimetrów).

Substancja ilasta skał zarówno ilastych, jak i mułowcowych w badanym profilu wykazuje cechy analogiczne do cech równoległych osadów ilastych innych profili na Niżu Polskim i większości regionów północnej, środkowej i południowo-wschodniej Europy (Bárdossy, Langier-Kuźniarowa, 1964; Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b). Jest to asocjacja illitu i chlorytu, głównie klinochloru, trwała w stosunkowo szerokim zakresie warunków termodynamicznych i niewykazująca różnicowania w zależności od zmian głębokości, wykrywalnego dostępnymi metodami.

Genezę osadów mułowcowych syluru, odznaczających się odmiennym uziarnieniem, obfitością materiału detrytycznego, a w nim muskowitu, jak również ich charakterystycznym warstwowaniem z występowaniem laminacji skośnej, należy interpretować zgodnie z wcześniejszą sugestią (Langier-Kuźniarowa, 1967, 1971a, 1974b, 1976b, 1977, 1982) jako produkt działania prądów zawieszinowych.

Występowanie w niektórych poziomach skał ilastych i mułowcowych ziarn kwarcu o pokrojach klinowych lub igiełkowatych oraz bliżej niezidentyfikowanych bezbarwnych blaszek o bardzo niskiej dwójłomności, wyróżniających się stosunkowo grubym uziarnieniem w porównaniu z otaczającymi skałami ilastymi lub mułowcowymi, może być interpretowane jako wynik działalności wulkanicznej z dopływem pewnych frakcji materiału piroklastycznego zarówno do iłowców, jak i do mułowców w okresach pomiędzy większymi opadami popiołów wulkanicznych, dających początek warstewkom tufitowym i bentonitowym.

Opisane skały wykazują szereg cech spowodowanych działaniem licznych procesów epigenetycznych, spośród których najsilniej zaznaczyły się pirytyzacja (głównie w postaci wytworzenia obfitego pigmentu i większych ziarn pirytu), użyczenie węglanami (szczególnie w poziomach bentonitowych), podrzędnie sylikifikacja. Również substancja ilasta bentonitów złożona głównie z minerału mieszanopakietowego illit/smektyt oraz podrzędnie chlorytu powstała w wyniku procesów dia- i epigenetycznych, jako rezultat przemiany szkliwa wulkanicznego. Także obserwowana w skałach piroklastycznych regeneracja skaleni, jak również – w innych ziarnach – ich rozkład, a także bauerytyzacja i chlorytyzacja bio-

tytu są spowodowane procesami dia- i epigenetycznymi. Anhydryt znaleziony w stropie osadów syluru niewątpliwie pochodzi z infiltracji z nadległych osadów permskich. Sfaleryt, wielokrotnie spotykany, ale występujący w ilościach znikomych jest również pochodzenia epigenetycznego.

W bezpośrednim porównaniu cech petrograficznych nawierconych skał syluru otworu Słupsk IG 1 z równoległymi skałami innych otworów na Niżu Polskim nasuwają się następujące spostrzeżenia:

— widoczne są zasadnicze analogie w wykształceniu litologicznym skał syluru w otw. Słupsk IG 1 i sąsiednich profili położonych w stosunkowo niewielkiej odległości: Lębork IG 1, Bytów IG 1 i Kościerzyna IG 1 (dwie zasadnicze litofacje – ilasta i mułowcowa, całkowicie podrzędnie – piroklastyczna),
— skład mineralny substancji ilastej iłolupków i mułowców jest również analogiczny i zawiera głównie asocjację illitu i chlorytu, a bentonitów – minerał mieszanopakietowy illit/smektyt ze znaczną przewagą illitu (Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967, 1971a–c, 1974b, 1976b, 1977, 1979, 1981, 1982, 1990b),

— w odróżnieniu od profili Lębork IG 1 i Kościerzyna IG 1, gdzie mułowce występują zasadniczo w ludlowie, w otworze Słupsk IG 1 pojawiają się one już od spągu wenloku i naprzemian z iłolupkami stanowią, aż do stropu ludlowu, dwa równorzędne miąższościowo, wzajemnie przewarstwiewające się typy skał (w otw. Bytów IG 1 osady syluru nie zostały przebite i nie mogą być brane pod uwagę w tych rozważaniach),

— w sylurze otw. Słupsk IG 1 nie napotkano skał litofacji węglanowej, niekiedy obserwowanej w profilach Lębork IG 1 i Kościerzyna IG 1, co jednak – szczególnie wobec niepełnego rdzeniowania – nie dowodzi całkowitego braku tej litofacji w profilu omawianego otworu,

— opisane w profilu syluru otw. Słupsk IG 1 kalcysilyty, jako węglanowa odmiana mułowców, nie zostały stwierdzone we wcześniej opisanych profilach syluru syneklizy perybałtyckiej,
— występują liczne analogie w szczegółach zauważonych w porównywanych profilach, jak pojawienie się w wyższym landlowerze otw. Kościerzyna IG 1 blaszek bezbarwnego minerału o niskiej dwójłomności, również wiązanego genetycznie z osadami piroklastycznymi (Langier-Kuźniarowa, lit. cyt.), występowanie epigenetycznego sfalerytu itp.

Opisane spostrzeżenia mogą prowadzić do wniosku, że otwór Słupsk IG 1 został zlokalizowany bliżej osi przepływu prądów zawieszinowych oraz sedymentacji ich osadów niż profile Lębork IG 1 i Kościerzyna IG 1, na co wskazywałyby: szerszy zasięg czasowy sedymentacji mułowców, większe różnicowanie składu ich materiału detrytycznego (kalcysilyty) oraz stosunkowo grubsze uziarnienie mułowców.