

Wacław RYKA

Skąły metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski (Kruszyniany, Krynki, Mielnik)

ROZWÓJ POGLĄDÓW NA BUDOWĘ PODŁOŻA PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

Studia nad budową geologiczną Niżu Polski datują się od początku obecnego stulecia. Dawniej przypuszczano, że skały krystaliczne, stanowiące najstarszą jednostkę geologiczną, reprezentowaną przez występującą na wschodzie płytę ukraińską, tworzą zrąb (W. Łaskariew, 1914). Jednakże już pierwsze wiercenia wykazały, że płyta ta zanurza się stopniowo pod znajdujące się na północ od niej utwory osadowe (J. Lewiński, J. Samsonowicz, 1918), pod którymi oscyluje i ostatecznie wynurza się pomiędzy jeziorami Ładoga i Onega jako tarcza bałtycka (C. Kuźniar, 1922). Na linii od płyty ukraińskiej do Ładogi istnieje według C. Kuźniara pomost (wał scytyjski) zbudowany ze skał podłoża, występujący pod przykryciem płaszcza osadowego na niewielkiej głębokości. Wał scytyjski o kierunku NNW-SSE skręcać miał na południu ku południowemu wschodowi i następnie na wschód, schodząc kolejno pod skały osadowe i wynurzając się na powierzchnię.

Na obszarze niżowym pierwsze głębokie wiercenie wykonane zostało przez niemiecką służbę geologiczną (G. Fischer, 1939) w latach 1938—1939 w miejscowości Wejsuny koło Pizsa, na dużej anomalii grawimetrycznej, z czym wiązane były nadzieje surowcowe.

W pierwszym etapie powojennych badań prowadzonych przez Instytut Geologiczny wykonano na obszarze północno-wschodniej Polski trzy otwory: Ełk, Krynki, Ostrów Mazowiecka (1953—1954), a uzyskane materiały ze skał podłoża opracowali pracownicy Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie (A. Bolewski, E. Görlich, J. Badak, 1960; E. Görlich, J. Badak, T. Morawski, 1960; E. Görlich, J. Badak, L. Stoch, 1961; T. Morawski, 1961). Informacje dotyczące wierceń wykonanych w późniejszym czasie zostały przedstawione przez O. Juskowiaka (1961), O. Juskowiaka, W. Rykę (1961), oraz A. Łaszkiwicza (1961).

Drugim etapem badań skał podłoża związanych jest z pracami zmierzającymi do szczegółowego rozpoznania jego budowy geologicznej (J. Znosko, 1957). W niezakończonym dotychczas wstępnym okresie wykonano dal-

szych 13 głębokich otworów (w tym dwa — Wisznice i Łuków, o założeniach strukturalnych), które osiągnęły strop podłoża krystalicznego. Wyniki tych prac, a także badania magnetyczne i grawimetryczne (A. Dąbrowski, K. Karaczun, 1956) pozwoliły na dokładną interpretację wgłębnych struktur podłoża na Niżu Polskim. W oparciu o nowsze badania S. Sokołowski i J. Znosko (1959) konstruuja za pomocą izohips mapę stropu podłoża. Wyczerpujący przegląd historii badań struktur podłoża Niżu Polskiego oraz pełny wykaz piśmiennictwa związanego z tym zagadnieniem przedstawiony został w pracy J. Znoski (1961).

Zróznicowanie morfologiczne stropu podłoża (wyniesienie Leby, synekliza nadbałtycka, antekliza mazursko-suwalska, synekliza podolska i wyniesienie Sławatycz) jest wynikiem oddźwięków związanych z powstaniem wgłębnych rozłamów tektonicznych wzdłuż linii Wisły (obrzeżeniami bruzdy polsko-duńskiej). Wskazuje na to prostopadłe do głównego kierunku tektonicznego ułożenie osi jednostek.

W ogólnym ujęciu antekliza mazursko-białoruska stanowi najbardziej wydźwigniętą (na głębokość 400÷500 m), wschodnią część platformy wschodnio-europejskiej. Jednostka ta, o kierunku głównym osi NE-SW, zanurza się łagodnie na zachód i północny wschód, stromo natomiast zapada ku południowi i północy (na głębokości około 3500 m). Na północ biegnie ona w kierunku Pskowa, gdzie podnosi się na głębokość 300÷500 m w rejonie Łokna (A. N. Geisler, 1956). Ku wschodowi podłoże krystaliczne stopniowo się zanurza, przechodząc w syneklizę środkowo-rosyjską, gdzie nawiercone zostało na głębokości 1800÷2400 m (w kilku wierceniach nie nawiercono podłoża krystalicznego nawet na głębokości 2500 m).

Polski odcinek platformy wschodnio-europejskiej, stanowiący jej obrzeżenie, jest na północy i wschodzie wyznaczony granicami państwa, a na południu i zachodzie — wgłębnymi rozłamami tektonicznymi.

Do chwili obecnej utwory zmetamorfizowane nawiercono jedynie na obszarze anteklizy mazursko-suwalskiej i syneklizy podolskiej. Na obszarze pozostałych jednostek, wiercenia bądź to utkwily w grubej pokrywie osadowej, bądź też weszły w skały plutoniczne.

Utwory zmetamorfizowane stwierdzono w 11 wierceniach: Sokółka 1, 2, 3, 4, Kruszyniany 1, 2, 3, 4, Krynki, Mielnik i Łuków. W pozostałych wierceniach (Suwałki, Krasnopol 2, Pisz, Ełk, Ostrów Mazowiecka, Wisznice) — skały plutoniczne.

W czasie opracowywania materiałów i sporządzania rękopisu otrzymałem stałą pomoc i cenne wskazówki od Prof. dr A. Łaszkiwicza, za co Mu serdecznie dziękuję.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNO-CHEMICZNA SKAŁ PODŁOŻA

Charakterystykę petrograficzno-chemiczną zmetamorfizowanych skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski przedstawiono na podstawie podziału na utwory dynamometamorficzne, regionalnie zmetamorfizowane i kontaktowe. W pierwszych dwóch grupach opisano utwory w kolejności od najmniej do najbardziej przeobrażonych. Jeśli jakaś skała występuje w stanie nieprzeobrażonym dynamicznie, a w innych

partiach nosi piętno ruchów różnicowych, wówczas przy utworach metamorfizmu dynamicznego przedstawiono cechy, które wiążą ją z tym typem metamorfizmu. Pełną charakterystykę petrograficzno-chemiczną tej skały podano natomiast w grupie skał przeobrażonych regionalnie. Typy scharakteryzowano kolejno opisem mineralogicznym składników, petrograficznym skały i opisem właściwości chemicznych.

UTWORY METAMORFIZMU DYNAMICZNEGO

MYLONITY GNEJSÓW PLAGIOKLAZOWO-KWARCOWO-BIOTYTOWYCH Z KRUSZYNIAN, KRYNEK I MIELNIKA

Procesy mylonityzacji zaznaczają się w gnejsach w postaci wąskich smug grubości do 10 mm. Smugi zmylonityzowane przebiegają przeważnie zgodnie z gnejsowatością. W odcinkach profilu skały, poddanej silnemu działaniu ruchów różnicowych, smugi mylonityczne są tak częste, że mogą nadawać zasadnicze piętno skale. Takimi skałami są gnejsy z Krynek i Kruszyńian 2.

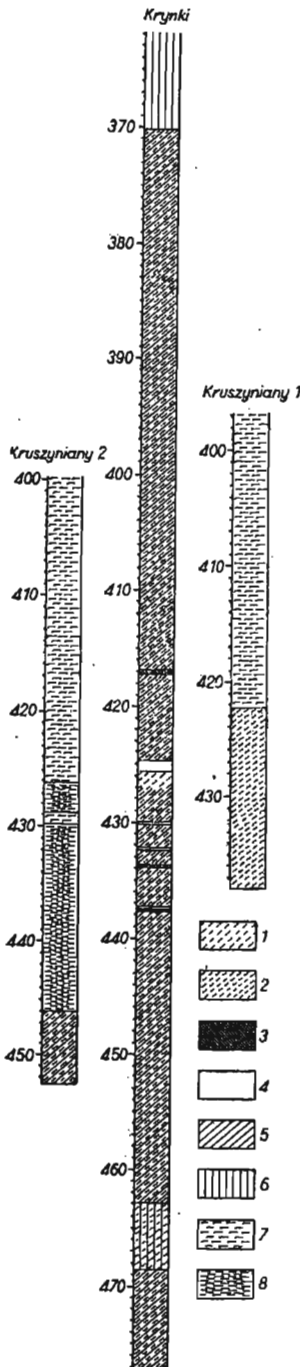
Skały zmylonityzowane odznaczają się afanitowym wyglądem i czarną barwą. W sposób stopniowy przechodzą one w skały dynamicznie niezaburzone. W afanitowym tle skalnym obserwuje się soczewkowe porfiroklasty skalenia i kordierytu (Krynki). Mylonity przeobrażone hipergenicznie przyjmują barwę rdzawą. Stosunkowo łatwiej tworzą się one w gnejsach plagioklazowo-kwarcowo-biotytowych. Trudniej natomiast przebiega mylonityzacja w gnejsach kordierytowych, gdyż składniki gnejsów w pewnym stopniu usztywniają skałę i nie przekazują tak łatwo bodźców ruchów różnicowych jak podczas obecności biotyty, spełniającego wraz z kwarcem rolę smaru tektonicznego.

Mylonity wykazują strukturę blastomylonityczną. Występują tu rozarte, bezładnie ułożone ziarna, przeciętnie o wymiarach 0,02÷0,04 mm. Jedyne biotyt układa się smugowo (tabl. I, fig. 10). Mylonity składają się przeważnie z plagioklaz, kwarcu i biotyty. W podrzędnych ilościach minerałom tym towarzyszy apatyt, cyrkon, monacyt, allanit i magnetyt. Wśród drobnego agregatu spotyka się porfiroklasty plagioklaz i kordierytu. Ponadto obserwuje się pojkiloblasty mikroklinu. Skały o mniejszym stopniu zaawansowania w procesach mylonityzacji nie odróżniają się makroskopowo od nieprzeobrażonych gnejsów, gdyż nie ujawniają one afanitowych smug. Mylonityzacja przejawia się natomiast w słabym wytarciu kruchych ziarn (plagioklaz, kordieryt). Deformacja tego typu polega na wytworzeniu wąskich smug osiagających grubość setnych lub dziesiętnych części milimetra, zbudowanych z fragmentów stykających się ziarn. Utwory takie powstały podczas krótkotrwałego działania słabych ruchów różnicowych. W końcowym etapie przeobrażeń obserwuje się soczewkowe, kompensacyjnie ułożone ziarna. Na stykach ziarn kruchych występują wąskie smugi mylonityczne.

UTWORY METAMORFIZMU REGIONALNEGO

AMFIBOLITY Z KRYNEK

Głównymi składnikami amfibolitów z Krynek (fig. 1) są plagioklaz i amfibol. W mniejszej ilości występują: magnetyt, biotyt, kwarc, apatyt, muskowit, chloryt, getyt i kalcyt (tab. 1).



Plagioklaz tworzy ziarna średnicy 0,2–1,0 mm o typowym granoblastycznym wykształceniu. Ziarna te wykazują obecność licznych wrostków magnetytu, apatyty oraz brak odkształceń dynamicznych. Prażki bliźniacze albitowe i peryklinowe mają przebieg regularny: Skład skaleni zmienia się w poszczególnych warstwach, poczynając od góry profilu: 74–86% An; 56–58% An; 64–72% An. Na uwagę zasługuje zwłaszcza zawartość An w najniższej warstwie amfibolitów profilu wiercenia, ze względu na podobny charakter skalenia w stykających się z amfibolitami skałach plagioklazowo-hiperstenowo-kwarcowych.

Amfibol występuje w dużych, bez wyraźnego pokroju, pojkilitycznych osobnikach, dochodzących do 1,7 mm. Pleochroizm słaby: α — bladzielonkawy; $\beta = \gamma$ — brunatnowzielony. Dwojłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$; kąt osi optycznych $2V_\alpha = 78^\circ$; kąt $z/\gamma = 24^\circ$. Ulega on przeobrażeniu w biotyt i tlenki żelaza, a w dalszym etapie hydratacji — w getyt i chloryt.

Pozostałe składniki odgrywają podrzędną rolę. Mozaikowo wykształcony kwarc tworzy laminy. Wydłużone kształty magnetytu wskazują na słaby stopień zdeformowania tego minerału. Biotyt osiąga w pojedynczych blaszkach długość 0,8 mm. Pleochroizm ma następujący: α — bladożółty, prawie bezbarwny; $\beta = \gamma$ — oliwkowobrunatny. W tej samej ilości występuje apatyt w postaciach zbliżonych do idiomorficznych i osiagających 0,4 mm. Muskowit, getyt, chloryt i kalcyt poznane zostały jako produkty przeobrażeń.

Amfibolity występują w kilku poziomach w profilu wiercenia Krynki (fig. 1) jako kilkucentymetrowe warstewki. W odróżnieniu od skał plagioklazowo-hiperstenowych mają one słabo zaznaczoną kierunkowość i barwę w jaśniejszych zielonawych odcieniach.

Fig. 1. Profile wierceń Kruszyńniany 1, 2 i Krynki
Sections of bore-holes Kruszyńniany 1 and 2, and Krynki

- 1 — gnejsy, 2 — zmigmatyzowane gnejsy amfibolowe, 3 — amfibolity, 4 — skały plagioklazowo-hiperstenowe, 5 — skały skatakazowane, 6 — skały przeobrażone hipergenicnie, 7 — bazalt, 8 — skały osadowe
1 — gneisses, 2 — migmatitized amphibole gneisses, 3 — amphibolites, 4 — plagioclase — hypersthene rocks, 5 — cataclased rocks, 6 — hypergenically transformed rocks, 7 — basalt, 8 — sedimentary rocks

Tabela 1

Wyniki analiz planimetrycznych podane w procentach objętościowych

Skały meta- morficzne	Kwarc	Plagioklaz	Mikroklin	Biotyt	Muskowit	Amfibol	Piroksen	Granat	Kordieryt	Sylimanit	Chloryt	Magnetyt	Apatyt	Epidot	Allanit	Tytanit
Amfibolity (Krynki)	4,5	54,3	—	1,1	—	33,9	—	—	—	—	—	5,4	0,8	—	—	—
Skały plagioklazowo-hiperstenowe (Krynki)	2,6	64,6	—	4,4	—	—	22,0	—	—	—	—	6,1	0,3	—	—	—
Gnejsy mylonityczne (Krynki)	26,9	27,3	15,0	22,0	0,1	—	—	—	1,7	3,1	0,1	3,5	0,1	0,1	—	—
Gnejsy oczkowe (Krynki)	38,1	40,9	—	17,3	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—	—	0,5	—
Gnejsy (Kruszynie 2)	49,7	20,8	10,4	14,7	—	—	—	—	—	—	—	2,7	0,2	1,2	—	0,2
Gnejsy (Kruszynie 1)	27,5	39,7	—	5,4	—	27,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Skały plagioklazowo-piroksenowe (Mielnik)	—	53,6	—	—	—	—	37,2	—	—	—	—	1,1	3,4	—	—	2,0
Skały plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowe (Mielnik)	—	47,6	—	—	—	9,3	39,6	—	—	—	—	1,1	0,2	—	—	2,1
Skały plagioklazowo-amfibolowe (Mielnik)	—	51,7	—	—	—	46,0	0,8	—	—	—	—	0,8	0,5	—	—	0,2
Skały skaleniowo-kwarcowo-granatowe (Mielnik)	37,2	4,0	52,6	—	0,3	—	—	5,8	—	—	—	—	0,1	—	—	—

Amfibolity mają teksturę kierunkową równoległą i strukturę nematogranoblastyczną (tabl. 1, fig. 11). Na stykach poszczególnych ziarn obserwuje się czasami wąskie smugi zmylonityzowane.

Amfibolity (anal. 1, tab. 2, 3) są skałami nasyconymi gliną ($K+Na+2Ca > Al > K+Na$) i pozbawionymi wolnej krzemionki (fig. 2). Suma $Kp+Ne$ jest bardzo mała. Charakterystyczna jest duża ilość minerałów wapniowych ($Cal+Cs = 25\%$). Ilość minerałów żelazowych, a zwłaszcza magnezowego (Fo) jest również duża, skutkiem obecności w skale amfibolu i magnetytu.

SKAŁY PLAGIOKLAZOWO-HIPERSTENOWE Z KRYNEK

Skały plagioklazowo-hiperstenowe składają się głównie z plagioklazu, hiperstenu, magnetytu, biotyty i kwarcu. W ilościach podrzędnych spotyka się apatyt, muskowitz, chloryt i kalcyt (tab. 1).

Plagioklaz jest świeży bez śladów deformacji. Zbliżniaczony według prawa albitowego, peryklinowego.

Poczynając od góry profilu (fig. 1), zawartość cząstki anortytowej skaleni w poszczególnych warstewkach wynosi $74 \div 76\%$ An; $48 \div 58\%$ An; $60 \div 72\%$ An. Druga w profilu warstewka skały plagioklazowo-hiperstenowej

odznacza się nie tylko niższą zawartością cząstki anortytowej (kwaśny labrador), lecz wyróżnia się także obecnością mikroklinu i podwyższoną ilością biotyty. Układ taki jest wynikiem mieszania się gnejsu oczkowego z opisywaną skałą.

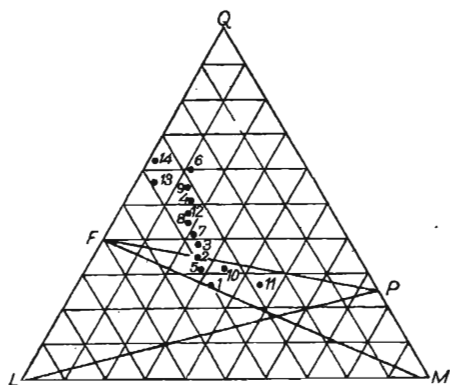


Fig. 2. Trójkąt Q—L—M. Wyniki przeliczeń analiz chemicznych według P. Niggliego, przedstawione w ujęciu parametrów Q—L—M

Triangle Q—L—M. Results of computation of chemical analyses, according to P. Niggli, shown within parameters Q—L—M

Hipersten jest ksenomorficzny, ma dobrze widoczną łupliwość według (110) i słabszą według (010) i (100). Ponadto jest poprzecznie, nieregularnie spękany i zawiera liczne wrostki apatytu. Pleochroizm ma wyraźny, czasami plamisty: $\gamma = \beta$ — bladzielonawy; α — bladoróżowawy; dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,014$; kąt osi optycznych $2V_\alpha = 76^\circ$. Właściwości optyczne wskazują, że jest to bogaty w żelazo hipersten, stojący na pograniczu ferrohiperstenu.

Pozostałe składniki odgrywają podrzędną rolę. Kwarc spotyka się w pojedynczych, słabo zdeformowanych, soczewkowych wypełnieniach. Apatyt natomiast jest obfity i osiąga w większych, zwykle ksenomorficznych postaciach, wymiary do 0,4 mm. Podrzędnie występujący biotyt ma pleochroizm w barwach oliwkowych, jednakże zdarzają się w poszczególnych ziarnach nieliczne sektory o barwach zielonawych.

Skały plagioklazowo-hiperstenowe występują w Krynkach w postaci kilku wkładek do 1 m miąższości. Przedstawiają one skały drobnoziarniste i zwarte, pozbawione kierunkowości, i mają czarną barwę z zielonkawym odcieniem.

Teksturę mają one bezkierunkową, kataklastyczną, a strukturę granolpidoblastyczną (tabl. I, fig. 12).

Skały te są równoziarniste. Skalenie (przeciętnie wielkości 0,2 ÷ 0,4 mm), hipersten (średnicy 0,15 ÷ 0,30 mm) i kwarc nadają skałom charakter tekstury bezkierunkowej i struktury granoblastycznej. Sporadycznie pojawiają się wąskie smugi (do 0,06 mm) blastomylonityczne. Smugi te

Tabela 2

Wyniki analiz chemicznych

Składniki	1. Krynki, głęb. 417,0 m		2. Krynki, głęb. 425,2 m		3. Krynki, głęb. 425,7 m		4. Krynki, głęb. 456,4 m		5. Krynki, głęb. 411,4 m		6. Krynki, głęb. 406,4 m		7. Krynki, głęb. 456,6 m		8. Kruszyniany 1, głęb. 424,6 m		9. Kruszyniany 2, głęb. 449,6 m		10. Mielnik, głęb. 1775,4 m		11. Mielnik, głęb. 1802,9 m		12. Mielnik, głęb. 1782,2 m		13. Mielnik, głęb. 1790,9 m		14. Mielnik, głęb. 1811,7 m	
	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.	% wag.	stos. mol.
SiO ₂	47,86	796	50,73	844	52,65	876	64,49	1079	46,84	779	70,90	1180	54,56	908	57,78	962	63,88	1063	51,35	855	45,98	765	62,34	1038	72,24	1252	75,00	1248
TiO ₂	0,79	10	0,94	12	1,16	15	0,85	11	1,06	13	0,64	8	0,95	12	0,42	5	0,35	5	0,50	6	2,00	25	0,82	10	0,01	—	0,10	1
Al ₂ O ₃	16,06	156	18,40	180	18,27	179	13,16	139	18,07	177	12,16	119	15,11	148	16,25	159	19,38	190	17,18	168	13,70	134	14,98	147	15,03	147	14,11	138
Fe ₂ O ₃	7,51	47	10,46	65	5,96	37	5,30	33	12,98	81	5,32	33	14,42	90	3,30	19	1,50	9	1,54	10	3,94	25	1,97	12	0,47	3	1,10	7
FeO	2,01	28	1,44	20	5,27	73	4,01	56	4,45	62	1,22	17	1,72	24	5,13	71	2,05	29	8,50	118	12,90	179	5,64	78	0,88	12	0,52	7
MnO	0,17	2	0,09	1	0,21	3	0,13	2	0,13	2	0,08	1	0,09	1	0,00	—	0,00	—	0,15	2	0,15	2	0,15	2	0,00	—	0,00	—
MgO	6,32	157	3,71	92	4,78	118	3,00	74	4,92	122	1,60	40	2,98	74	4,74	117	0,62	15	6,10	151	6,70	166	2,10	52	0,05	1	0,09	2
CaO	11,98	214	10,08	180	8,07	144	3,48	62	2,68	48	3,08	55	2,69	48	6,11	109	2,77	50	11,52	205	12,60	225	7,48	133	1,56	28	3,25	58
Na ₂ O	2,59	42	2,86	46	1,70	27	2,58	42	3,07	50	2,97	48	3,40	55	1,60	26	3,32	54	2,60	42	1,51	24	3,13	50	3,56	57	2,39	39
K ₂ O	0,87	9	0,43	4	0,90	10	1,98	21	3,28	35	1,49	16	2,02	21	2,64	28	4,24	45	0,58	6	0,60	6	0,83	9	3,80	40	3,20	34
P ₂ O ₅	0,11	1	0,09	1	0,34	3	0,07	1	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,07	1	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—
H ₂ O ⁺	1,18	65	0,94	52	0,66	37	0,86	48	1,13	63	0,51	28	1,78	99	1,78	98	1,66	92	0,44	24	0,72	40	0,40	22	0,10	6	0,32	18
H ₂ O ⁻	0,77	—	0,26	—	0,16	—	0,05	—	0,57	—	0,50	—	0,70	—	0,43	—	0,04	—	0,06	—	0,01	—	0,04	—	0,01	—	0,01	—
CO ₂	1,80	41	0,00	—	—	—	—	—	1,40	32	śląd	—	śląd	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—
S	0,03	1	0,03	1	0,00	—	0,00	—	0,01	—	0,02	1	0,02	1	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—
ZrO ₂	—	—	—	—	0,00	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,02	—	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,07	1	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl ₂	—	—	—	—	śląd	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0,04	1	0,03	1	—	—	—	—	0,05	1	0,05	1	0,05	1	0,00	—	0,00	—	0,02	—	0,030	—	0,003	—	0,000	—	0,000	—
Ni	0,003	—	0,018	—	—	—	—	—	0,013	—	0,005	—	0,008	—	0,002	—	0,00	—	0,003	—	0,005	—	0,006	—	0,000	—	0,000	—
Co	0,002	—	0,003	—	—	—	—	—	0,007	—	0,003	—	0,004	—	0,001	—	0,00	—	0,001	—	0,002	—	0,002	—	0,000	—	0,000	—
V	0,03	—	0,01	—	—	—	—	—	0,03	—	0,000	—	0,01	—	0,003	—	0,001	—	0,020	—	0,001	—	0,002	—	0,000	—	0,000	—
Razem	100,12	—	100,52	—	100,22	—	100,08	—	100,69	—	100,55	—	100,51	—	100,18	—	99,88	—	100,66	—	100,85	—	99,89	—	100,71	—	100,09	—

Objaśnienia: 1—Amfibolity; 2, 3—skała plagioklazowo-hiperstenowa; 4—8—gnejs mylonityczny (5—biotytowy; 6—laminowany; 7—oczkowy); 9—gnejsy amfibolowe; 10—skała plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowa; 11—skała plagioklazowo-amfibolowo-piroksenowa; 12—skała zgnejsowana; 13—skała skalenioowo-kwarcowo-granatowa; 14—skała skalenioowo-kwarcowa.

Uwaga: Anal. 1, 2, 5—7 wykonali: O. Krasicka, A. Krzemińska, W. Zielińska; anal. 3, 4 wykonał T. Morawski, anal. 8—14 wykonał W. Palyska.

Tabela 3

Przeliczenia wyników analiz chemicznych według P. Niggiego

Minały	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Q</i>	25,2	28,9	38,2	49,2	25,7	56,8	38,5	42,5	45,5	31,9	25,7	47,3	59,0	62,9
<i>Kp</i>	3,8	11,6	3,4	7,3	11,8	5,5	7,7	9,8	16,3	2,0	2,1	3,1	13,4	11,0
<i>Ne</i>	15,1	15,3	9,3	14,6	16,9	17,1	20,2	9,1	19,6	14,1	8,3	17,2	19,1	13,4
<i>Cal</i>	18,9	16,5	24,7	10,2	8,1	9,5	8,8	18,3	9,0	20,1	17,9	15,1	4,7	10,0
<i>Cs</i>	6,1	6,7	—	—	—	—	—	0,3	—	7,2	10,4	3,3	—	—
<i>H_z</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	4,7	—	—	—	2,0	1,2
<i>Sp</i>	—	—	—	1,2	7,4	—	4,4	—	2,7	—	—	—	0,2	0,3
<i>Fa</i>	2,7	1,7	6,5	5,0	5,4	1,5	2,3	6,2	0,2	10,1	15,6	6,9	—	—
<i>Fo</i>	14,1	7,7	10,1	5,8	6,6	3,4	4,6	10,2	—	12,6	14,3	4,5	—	—
<i>Fs</i>	8,5	10,8	6,3	5,6	13,7	5,7	12,8	3,3	1,6	1,8	4,3	2,1	0,5	1,2
<i>Ru</i>	0,6	0,7	0,9	0,6	0,7	0,4	0,7	0,3	0,3	0,3	1,4	0,6	—	0,1
<i>Cp</i>	0,1	0,1	0,6	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cc</i>	4,9	—	—	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>C</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—

spotyka się na granicach częściowo rozartego skalenia i kwarcu. Smugi mylonityczne uległy w dalszych przeobrażeniach blastezie. W podobny sposób jak w smugach blastomylonitycznych układa się smużysto biotyt; wówczas struktura ma charakter granolepidoblastyczny. Biotyt występuje w dużych pojedynczych, niezdeformowanych blaszkach, osiagających długość do 3,0 mm.

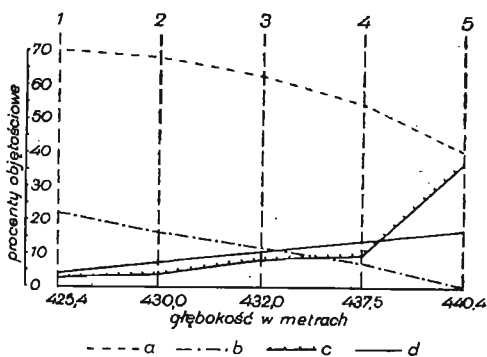
Skały plagioklazowo-hiperstenowo-kwarcowe szybko przechodzą w gnejsy oczkowe. Stopniowa zmienność składu mineralnego dla tego przejścia została graficznie zobrazowana na fig. 3.

Fig. 3. Schemat zmienności składu mineralnego: gnejsy-skały plagioklazowo-hiperstenowe w otworze Krynki

Diagramm of variability of mineral composition: gneisses-plagioclase-hypersthene rocks, in bore-hole Krynki

1 — skały plagioklazowo-hiperstenowe, 2, 3, 4 — skały plagioklazowo-hiperstenowe, przechodzące w gnejsy, 5 — gnejsy a — plagioklaz, b — hipersten, c — kwarc, d — biotyt

1 — plagioclase — hypersthene rocks, 2, 3, 4 — plagioclase — hypersthene rocks, passing into gneisses, 5 — gneisses a — plagioclase, b — hypersthene, c — quartz, d — biotite



Skały plagioklazowo-hiperstenowe (anal. 2, tab. 2, 3) są utworami nasycenymi gliną i pozbawionymi wolnej krzemionki, gdyż w ujęciu parametrów Q-L-M (fig. 2) występują na linii FP. Wyniki analizy chemicznej tych skał wskazują na zbieżność składu chemicznego z amfibolitami, przejawiającą się w zawartości minerałów *Q*, *Ne*, *Cal*, *Fa*, *Fs*, *Ru*, *Cp*, przy jednoczesnej nieco większej zawartości *Fo* i mniejszej ilości *Kp* w amfibolitach.

Analiza nr 3 wykonana ze skał plagioklazowo-hiperstenowych reprezentuje typ idealnie nasycony gliną ($K+Na+2Ca=Al$). Na projekcji Q-L-M (fig. 2) skała ta występuje w polu przesyconym krzemionką. Jej typ żelazowo-magnezowy wynika ze stosunku minalów $Cs - Fo - Fa + Fs$. Przewaga żelaza nad magnezem znajduje ponadto wyraz w wytworzeniu piroksenu rombowego. Duża ilość glinki powiązana jest natomiast z wapniem w plagioklazie. Niewielkie różnice w składzie w porównaniu z anal. 2 wskazują, że skała analizowana przez T. Morawskiego jest ogniwem przejściowym do gnejsów. Przejście to wynika również z opisów mikroskopowych, w których autor ten stwierdza obecność sylimanitu oraz większą ilość kwarcu i biotyту.

**GNEJSY OCZKOWE KWARCOWO-PLAGIOKLAZOWO-BIOTYTOWO-KORDIERYTOWE
Z KRYNEK**

Niezmylonityzowane gnejsy oczkowe z Krynek zachowały się w bezpośrednim sąsiedztwie skał plagioklazowo-hiperstenowych (fig. 1). Są to gnejsy kwarcowo-plagioklazowo-biotytowo-kordierytowe.

Gnejsy oczkowe niezmylonityzowane mają barwę czarną z licznymi różowymi oczkami skałeni dochodzącymi do 20 mm i nieco mniejszymi oczkami kwarcu, białymi lub bezbarwnymi. Skałenie mają częściowo własne zarysy krystalograficzne i ugrupowane są zwykle w nieregularnych laminach dochodzących do 30 mm miąższości. Pojedyncze ziarna są otulone dużymi blaszkami niezdeformowanego biotyту, dochodzącymi do 5 mm (tabl. I, fig. 13).

Struktura skały jest lepidogranoblastyczna. Minerale główne odpowiadają opisanym składnikom z gnejsów zmylonityzowanych. Różnica polega jedynie na kształtach i wielkości ziarn. W gnejsie oczkowym kwarc występuje w dużych osobnikach i wykazuje słabe odkształcenie dynamiczne, przejawiające się w subtelnym wygaszaniu falistym większych postaci i tendencji do tworzenia warstewek. Plagioklasy wykształcone są w większych osobnikach i poza formami reliktowymi uległy albityzacji. Tworzą one wraz z kwarcem i kordierytem strefy o strukturze granoblastycznej. Biotyt z kwarcem i apatytem występuje w partiach o charakterze lepidoblastycznym. Ponadto dostrzeżony został magnetyt, występujący w formach plastycznie odkształconych, idiomorficzny apatyt (do 0,3 mm), zielony spinel (prawdopodobnie hercynit, osiągający wymiary do 0,3 mm), allanit, cyrkon wreszcie muskowit i kalcyt jako produkty wtórne.

**GNEJSY MYLONITYCZNE, KWARCOWO-SKALENIOWO-BIOTYTOWO-KORDIERYTOWO
(-SYLIMANITOWE) Z KRYNEK**

Głównymi składnikami gnejsów z Krynek są: plagioklaz, mikroklin, kwarc, biotyt. W mniejszej ilości występuje magnetyt, kordieryt, sylimanit, andaluzyt, granat, apatyt, monacyt, allanit, cyrkon, hercynit, epidot zwyczajny, chloryt i kalcyt (tab. 1).

Kwarc spotykany jest przeważnie w soczewkowych i warstewkowych, spękanych lub mozaikowych, agregatach i w ziarnach falisto wygaszających. Formy te mają przeciętną grubość 10 mm, gdy tymczasem

pojedyncze ziarna osiągają wymiary do 0,5 mm. Agregaty kwarcu są przezroczyste i zwykle pozbawione wrostków.

Plagioklasy wspólnie z kwarcem i kordierytom tworzą jasne partie skały. Czasem występują one w pojedynczych ziarnach, obok biotyty i sylimanitu. Osiągają zwykle wymiary do 0,6 mm, gdy tymczasem osobniki albitu dochodzą do 3 mm. Plagioklasy są przezroczyste, spękanie i plastycznie odkształcone, co przejawia się w wygięciu lamelek bliźniaczych. Zbliźniaczone są one według prawa albitowego, peryklinowego, karlsbadzkiego i Roc Tourné. Skalenie odpowiadają składem zasadowemu oligoklazowi lub kwaśnemu andezynowi o zawartości $An = 24 \div 42\%$ (przeważnie $28 \div 30\%$ An).

Albit (An_8) tworzy osobniki zmętniałe z licznymi wrostkami kwarcu. Albit jest młodszy od mikroklinu, którego relikty spotyka się w obrębie ziarna. Przeobrażenia plagioklazów polegają na wytworzeniu się muskowitu, kalcytu i chlorytu.

Mikroklin wymiarami dorównuje albitowi. Postacie nie przeobrażone na albit wykazują typową budowę kratkową i kąt osi optycznych $2V_a = 84^\circ$. Na granicy mikroklinu z plagioklazami obserwuje się przerozki myrmekitowe. Podobnie jak w plagioklazach, postać mikroklinu wskazuje na blastezę predeformacyjną. Jednakże czas blastezy mikroklinu i plagioklazów jest różny. Mikroklin bowiem zawiera w peryferycznych partiach pojkilityczne wrostki minerałów wskazujące, że zakończenie blastezy nastąpiło już po ustaniu ruchów różnicowych, bądź też bezpośrednio przed ich zakończeniem.

Biotyt, zaangażowany bardzo znacznie w procesach dynamometamorficznych, reprezentuje blaszki popękane i odkształcone plastycznie. Zwykle obserwuje się drobno rozrtae agregaty w paragenezie z kwarcem i plagioklazem. Większe blaszki, osiągające 1,2 mm, występują w cienkich, słabo wygiętych pakietach. Pleochroizm jest silny: α — bladżółtawy; β — γ — zielonawooliwkowy. Biotyt przerasta się z magnetytem, sylimanitem oraz zawiera wrostki allanitu i monacytu, tworzące pola pleochroiczne. Przeobraża się w baueryt, muskowit i chloryt.

Kordieryt tworzy zaokrąglone, na brzegach słabo spękanie ziarna, dochodzące do 1,5 mm (makroskopowo dostrzega się przeobrażone, brunatnawe osobniki osiągające 3 mm). Kordieryt występuje zwykle z magnetytem i plagioklazem i jest zbliźniaczony cyklicznie lub polisyntetycznie. Wśród bliźniaków cyklicznych można wyróżnić zgodnie z podziałem V. Venkatesha (1954) zbliźniaczenia gwiaździste i koncentryczne reprezentowane przez szóstki i dwunastki o płaszczyznach wzrostu (110) i (130). Zbliźniaczenia kombinowane według (110) i (130) spotyka się przeważnie w kordierytach wykazujących najwyższą liczbę sektorów. Wśród postaci polisyntetycznych częste są zarówno zbliźniaczenia regularne, jak i nieregularne. Te ostatnie tworzą zwykle dwunastki według (110) i (130) i szóstki według (110) lub (130). Zbliźniaczenia polisyntetyczne występują zwykle w formach przenikających się. Pospolite są również kombinowane zbliźniaczenia cykliczne i polisyntetyczne (fig. 4), przy czym takie zbliźniaczenia kompleksowe świadczą o powstaniu w warunkach wysokich temperatur (V. Venkatesh, 1954). Kordieryt ma bardzo słabe, nieregularne spękania (pod kątem około 90°); dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,007$; współczynniki załamania światła: $n_\gamma = 1,548$; $n_\beta = 1,545$; $n_\alpha = 1,543$ oraz kąt

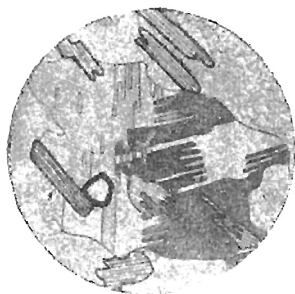


Fig. 4

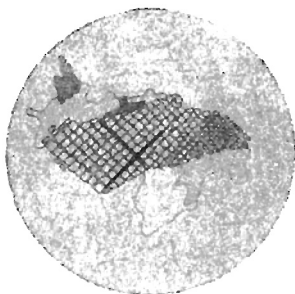


Fig. 5

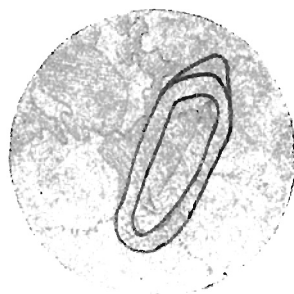


Fig. 6

Fig. 4. Kompleksowo zbliźniaczony kordieryt, cyklicznie (szóstka) i polisyntetycznie. Przerasta się z biotytem i zawiera wzrostki monacytu. Krynki, głęb. 449,8 m. Pow. 45 ×

Complexly twinned cordierite, cyclically (hexagonal) and polysynthetically. Intergrown with biotite, and containing monacite ingrowths. Krynki, depth 449.8 m. × 45

Fig. 5. Osobnik andalazytu z wiercenia Krynki. Głęb. 445,8 m. Pow. 45 ×

Andalusite specimen from Krynki bore-hole, depth 445.8 m. × 45

Fig. 6. Idioblastyczny cyrkon utworzony w wyniku dwukrotnego nałożenia się stref regeneracyjnych. Krynki, głęb. 375,0 m. Pow. 100 ×

Idiomorphic zircon, produced by twofold superposition of regeneration zones. Krynki, depth 375.0 m. × 100

osi optycznych $2V_{\alpha} = 65^{\circ}$. Zawiera wzrostki allanitu i monacytu wywołujące izotropizację stref przyległych oraz wzrostki sylimanitu i magnetytu. Przeobraża się w substancję izotropową, lyszczyki (gigantolit i pinit) oraz w chloryt (prazjolit). Przeobrażenia te przebiegają przy jednoczesnym wydzielaniu wewnątrz ziarna uwodnionych tlenków żelaza, przy czym jony żelaza mogą być pierwotnie związane w kordierycie i wówczas świadczyłyby o żelazistej odmianie kordierytu.

Sylimanit występuje w postaci drobnych igiełek (do 0,1 mm) zwykle w strefach silnie zmylonityzowanych, gdzie otula większe osobniki skalenia bądź też przerasta się z biotytem. Czasem w strefach słabiej zmylonityzowanych obserwuje się osobniki długości 1,5 mm o dobrze zaznaczonych ściankach słupa i nieprawidłowych zakończeniach. Dwójłomność $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,020$; kąt osi optycznych $2V_{\beta} = 26 \div 28^{\circ}$. Jest on trwały i jedynie nieznacznie przeobraża się w skrytokrystaliczny agregat (chloryt) o słabej dwójłomności.

Andaluzyt dostrzeżony został w kilku ziarnach tkwiących zwykle w mikroklinie. Osiąga wielkość 1,7 mm w postaciach bardzo silnie rozczłonkowanych (fig. 5) i spojonych, zbliźnionych mikroklinem. Kąt osi optycznych $2V_{\alpha} = 76^{\circ}$; dwójłomność $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,012$.

Magnetyt tworzy nagromadzenia z biotytem lub kordierytem, występując w postaci wydłużonych ziarn. Zawiera liczne wzrostki kordierytu, biotyту i gęsto rozsianego zielonego spinelu, prawdopodobnie hercynitu, dochodzącego do 0,06 mm średnicy.

G r a n a t, nieliczny i bardzo źle zachowany, spotykany jest w określonych warstewkach, gdzie układa się szeregowo. Tworzy duże kilkumilimetrowe ziarna, uległe spękaniu na okruchy rzędu dziesiątych i setnych milimetra. Poszczególne okruchy są porozciągane i spojone drobnym agregatem sylimanitowo-magnetytowym.

M u s k o w i t, poza pseudomorfozami po plagioklazach i kordierycie, występuje w oddzielnych pakietach postdeformacyjnych.

A l l a n i t jest przeważnie źle zachowany, zwykle obrośnięty epidotem zwyczajnym.

M o n a c y t jest lepiej zachowany od allanitu i tworzy nieco większe ziarna, dochodzące do 0,5 mm średnicy. Są to zwykle wrostki o częściowo własnym pszkroju w kordierycie. Wykazuje regularne spękania i bliźniaczą budowę polisyntetyczną. Kąt osi optycznych $2V_a = 6^\circ$; kąt $z/\gamma = 8^\circ$.

C y r k o n, spotykany jest sporadycznie. Tworzy czasem brunatnawo zabarwione, przypadkowych kształtów, kuliste ziarna. Spotyka się również postaci idioblastyczne, przy czym jest to wynik (fig. 6) dwukrotnego nałożenia się stref regeneracyjnych, odpowiadających kolejnym cyklom metamorficznym.

Skały mylonityczne są w Krynkach podstawowym ogniwem podłoża. Są to gnejsy kwarcowo-plagioklazowo-mikroklinowo-biotytowo-kordierytowe (-sylimanitowe) o strukturze kataklastycznej (tabl. II, fig. 14). Czasami dostrzega się w nich laminację i foliację, lecz zwykle obserwuje się czarne lub popielatoczarne partie afanitowe z oczkami, soczewkami (tabl. I, fig. 10) lub porozrywanymi warstewkami czerwonego skaleni. Partie afanitowe mają strukturę mylonityczną, porfiroklastyczną, w strefach natomiast dynamicznie słabiej przeobrażonych obserwuje się ponadto strukturę granolepidoblastyczną oraz pojkilitową.

Ilościowa zmienność składników głównych i podrzędnych wskazuje na petrograficznie zróżnicowany charakter skały przed zmylonityzowaniem. Zwłaszcza wahanie ilości biotyty (15,0÷32,0%) świadczyć może o typach przejściowych od gnejsów kwarcowo-plagioklazowo-mikroklinowo-biotytowo-kordierytowych do gnejsów biotytowych (T. Morawski, 1961). Jednakże utrzymywanie się stałej zawartości skaleni (39,3÷45,3%) oraz sumy kwarcu i biotyty (47,0÷55,4%) wskazuje na metamorficzne zróżnicowanie składników (biotyt — kwarc) w warunkach metamorfizmu regionalnego.

Gnejsy z Krynek są skałami przesyconymi gliną ($Al \geq K + Na + 2Ca$). Są to skały występujące w polu wolnej krzemionki z wyjątkiem anal. 5 (tab. 2, 3). W analizie tej (gnejsy biotytowo-sylimanitowe) brak wolnej krzemionki wywołany jest dużą ilością sylimanitu. Suma $Kp + Ne$ w każdym przypadku przekracza 22%. Minał Ca występuje w stałej ilości 8÷10%. W jednakowej ilości występuje również minał Fo (3,4÷6,6%). Suma natomiast $Fa + Fs$ zmienia się w zależności od ilości magnetytu. Niewielkie wahania w składzie chemicznym gnejsów wskazują na pierwotnie zróżnicowany charakter tych skał. Tak na przykład gnejsy biotytowe (anal. 5) odznaczają się dużym minałem Kp i Fo , związanymi w biotycie. Suma minałów $Fs + Fa$ wchodzi w skład magnetytu, który towarzyszy zwykle biotytowi. Warstewkowy typ gnejsu (anal. 6) charakteryzuje się dużym minałem Q . Analizy 4 i 7 (anal. 7 reprezentuje gnejs oczkowy) są natomiast do siebie zbliżone.

MYLONITYCZNE GNEJSY SKALENIOWO-KWARCOWO-BIOTYTOWO-EPIDOTOWE
Z KRUSZYNIAN 2

Gnejsy składają się z plagioklastu, mikroklinu, kwarcu oraz biotyty i epidotu. W mniejszej ilości występuje tytanit, apatyt, cyrkon, muskowitz, tlenki żelaza, piryty, chloryt i kalcyt (tab. 1).

Plagioklast osiąga wymiary 0,2÷0,3 mm. Jest on ksenomorficzny i zwykle rozarty na brzegach. Sporadycznie spotyka się większe ziarna zbliżnione według prawa albitowego, peryklinowego i Roc Tourné. Pęczki bliźniacze są szerokie i regularne. Plagioklast reprezentuje zasadę oligoklast o zawartości 24÷28% *An*. Ulega on serycytyzacji, zwłaszcza w środkowych częściach ziarna.

Mikroklin tworzy pojkiloblastyczne ziarna dochodzące do 1,0 mm, zawierające liczne wrostki apatyty, plagioklastu i biotyty. Zwykle jest on niezdeformowany i wykazuje budowę kratkową. Rzadszy jest mikroperyt mikroklinowy, reprezentujący kratkowy mikroklin z normalnymi przerostami pertytowymi.

Kwarc tworzy ziarna do 0,7 mm średnicy. Jest on pozbawiony wrostków i spękań. Odznacza się falistym wygaszaniem i budową mozaikową.

Biotyt występuje w pojedynczych, postrzępionych blaszkach średnicy do 0,4 mm. Pozbawiony jest śladów deformacji plastycznych. Pleochroizm ma następujący: α — bladeżółtawy; $\beta = \gamma$ — ciemnooliwkowy.

Epidot reprezentuje ksenomorficzne i silnie spękaną ziarna, wielkości do 0,8 mm. Ziarna te wykazują zwykle budowę agregatową. Mniej pospolite są postacie szupkowe pozbawione prawidłowych zakończeń. Epidot wykazuje pleochroizm w odcieniach: α — prawie bezbarwny; $\beta = \gamma$ — bladezielony. Słaby, lecz dostrzegalny pleochroizm wskazuje na przynależność do szeregu pistacyt-epidot zwyczajny. Przeobraża się w bladezielony, prawie izotropowy chloryt (penin), koncentrujący się zwykle w wewnętrznych częściach ziarn. Czasami chlorytowi towarzyszą tlenki żelaza.

Tytanit spotykany jest w ziarnach dochodzących do 0,15 mm. Jest on ksenomorficzny, mniejsze natomiast osobniki czasami bywają idiomorficzne. Przeobraża się w ilmenitowo-chlorytowo-kalcytowy agregat.

Apatyt tworzy ziarna do 0,3 mm średnicy. Większe postacie są ksenomorficzne, mniejsze natomiast — wykształcone pręcikowo.

Muskowitz jest sporadyczny, zwykle tworzy blaszki do 0,1 mm średnicy.

Cyrkon występuje w cienkich pręcikach osiagających długość 0,2 mm.

Magnetyt i hematyt obserwuje się w ziarnach ksenomorficznych, rzadziej w idiomorficznych dochodzących do 0,1 mm średnicy.

Getyt spotyka się w ksenomorficznych wydłużonych ziarnach, dochodzących do 0,2 mm długości.

Piryty tworzy ziarna o zarysach czworobocznych i sześciobocznych osiagających 0,2 mm średnicy.

Gnejsy mylonityczne skaleniowo-kwarcowo-biotytowo-epidotowe są skałami czarnoczerwonymi. Są one drobnoziarniste, o słabo zaznaczonej kierunkowości. W gnejsach widoczne są pojedyncze, kilkumilimetrowe, wydłużone ziarna różowego skalenia. Kierunkowość w płytkach cienkich zaznacza się wyraźnie. Przejawia się ona w równoległym ułożeniu blaszek

biotytu i w strefowym przebiegu partii mylonitycznych. Struktura skały jest mylonityczna. Główne składniki wykazują przeciętnie wymiary $0,2 \div 0,3$ mm. Są nimi skalenie, kwarc i biotyt. Ich ziarna są wyraźnie zaawansowane w procesach dynamometamorfizmu, zwykle zaokrąglone i otulone drobno rozartym materiałem. Miejscami pojawia się struktura porfiroklastyczna, spowodowana obecnością porfiroklastów oligoklaz, zbliżonego według prawa Roc Tourné. W przypadku blasty mikroklinu obserwuje się natomiast strukturę pojkioblastyczną. W zmylonityzowanym tle ksenomorficznych ziarn wyróżniają się idióblasty epidotu i tytanitu oraz ksenoblasty apatyty.

Gnejsy z Kruszyńian 2 (anal. 9, tab. 2, 3) należą do skał przesyconych gliną i krzemionką (fig. 2). Odznaczają się one dużą sumą minałów $Kp + Ne$ (35,9) przy normalnej ilości Ca . W układzie minałów skaleniowych stosunki są tu odwrotne w porównaniu z anal. 8. Typowe jest przesyconie gliną (4,7% Hz) oraz mała suma minałów Fs, Sp, Hz (9,2%).

GNEJSY OLIGOKLAZOWO-KWARCOWO-AMFIBOLOWE Z KRUSZYŃIAN 1

Gnejsy amfibolowe składają się z kwarcu, plagioklaz, mikroklinu, amfibolu oraz biotytu, apatyty, magnetytu, allanitu i cyrkonu (tab. 2), mobilizat¹ tych gnejsów złożony jest z kwarcu, mikroklinu, muskowitu, biotytu, magnetytu, apatyty, tytanitu i kalcytu.

Kwarc występuje w postaci pojedynczych ziarn (do 1 mm) lub w nieregularnych wypełnieniach warstewkowych (miąższości do 0,7 mm). Kwarc spotykany jest w formach falisto wygaszających i agregatach mozaikowych.

Plagioklaz reprezentowany jest przez oligoklaz o średniej zawartości 30% An . Jest on zbliżony polisyntetycznie według prawa albitowego i peryklinowego. Ksenomorficzne, kuliste lub soczewkowe postacie, ujawniają liczne spękania. Ziarna te są zwykle otulone blastomylonitycznymi strefami reprezentowanymi przez zespół kwarcowo-mikroklinowy, grubości do 1,8 mm.

Mikroklin tworzy ziarna pozazębiane z kwarcem, zwykle z licznymi wrostkami kwarcu, oligoklaz i apatyty. Osiąga on postacie do 3,5 mm, spękane, lecz nie dotknięte procesami mylonitycznymi. Zwykle spotyka się drobne ziarna $0,2 \div 0,5$ mm. Ma on typową budowę kratkową i przerosty myrmekitu na granicy z oligoklazem. Znacznie rzadszy jest od mikroklinu mikropertyt mikroklinowy.

Amfibol reprezentowany jest przez hornblendę zwyczajną. Tworzy ona ksenomorficzne ziarna pojkioblastyczne (do 2,5 mm) z licznymi ziarnami kwarcu, biotytu, apatyty i allanitu, otoczonego polami pleochroicznymi. Pleochroizm ma silny: α — bladeżółtawy; β — oliwkowy; γ — ciemno soczystozielony; dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$; kąt osi optycznych $2V_\alpha = 76^\circ$; kąt $z/\gamma = 22^\circ$. Przeobraża się w biotyt.

Biotyt tworzy pojedyncze (do 0,8 mm) blaszki o pleochroizmie: α — żółtawy; $\beta = \gamma$ — oliwkowobrunatny. Przerasta się z magnetytem

¹ Termin „mobilizat“ wprowadziłem po uprzedniej konsultacji u Prof. Dr K. Smulikowskiego. Termin ten ma znaczenie homonimowe z metatektem, restytem, metasomem, materiałem migmatycznym w pojęciu strukturalnym, lecz nie genetycznym.

(do 0,1 mm) i apatytem (do 0,3 mm). Zawiera wrostki cyrkonu (do 0,06 mm) bez pól pleochroicznych. W ziarnach częściowo przeobrażonych obserwuje się getyt.

Gnejsy są skałami czarnymi o zielonkawym odcieniu. Zgodny przebieg z gnejsowatością ma różowy mobilizat z licznymi smugami i warstewkami biotyowymi, dochodzący do 50 mm miąższości. Powstanie grubych partii mobilizatu, brak typowego dla migmatytów zróżnicowania jest wynikiem specyficznie przebiegającej migmatytyzacji gnejsów amfibolowych. Duża zwięźłość tych gnejsów powstała w wyniku wykształcenia form pojkiloblastycznych amfibolu. W wyniku odkształceń gnejsów i w ślad za nimi idącej migmatytyzacji koncentracja mobilizatu zachodzi na miejscach mniej odpornych — strefach nieciągłości. Gnejsy amfibolowe znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie mobilizatu lub też rozplywające się w nich reliktywne smugi uległy hydratacji, przejawiającej się w biotytyzacji amfibolu.

Tekstura gnejsów jest blastomylonityczna, struktura granonematoblastyczna i pojkilitowa (tabl. II, fig. 15), natomiast w partiach mobilizatu — granolepidoblastyczna.

Partie mobilizatu zbudowane są z panksenomorfowoziarnistego agregatu kwarcowo-mikroklinowego przerastającego się nawzajem z oligoklazowo-biotytowo-kwarcowymi warstewkami mylonitycznymi, którym towarzyszy magnetyt i apatyt.

Migmatytowy zespół mineralny nie wykazuje silnego metamorfizmu dynamicznego. Występują tu duże ziarna słabo zdeformowanego kwarcu (do 5 mm) i mikroklinu (do 7,0 mm). Spotyka się tu również smugowo ułożone mylonityczne partie, pojawiające się głównie w sąsiedztwie zmylonityzowanych reliktywnych lamin oligoklazowo-kwarcowo-biotytowych. Wśród ziarn kwarcu i mikroklinu obserwuje się drobne (0,25÷0,70 mm) pojedyncze osobniki oligoklaz (An₃₀), uległego muskowityzacji i kalcytyzacji. Ponadto dostrzeżono silnie zdeformowane ziarna oliwkowego biotytu, częściowo zmuskowityzowanego (do 0,25 mm), ksenomorficzny tytanit oraz apatyt, allanit i getyt, nadający skale różowawe zabarwienie.

Mobilizat pocięty jest młodszymi żyłkami kwarcowo-muskowitowymi, miąższości 0,03÷0,07 mm.

Gnejsy z Kruszynian 1 (anal. 8, tab. 2, 3) są przesycone wolną krzemionką i nasycone gliną (fig. 2). Wykazują one znaczne podobieństwo do gnejsów z Krynek. Różnice polegają na mniejszej sumie Kp+Ne oraz podwyższonej ilości CaI w gnejsach z Kruszynian 1. Większa jest tu również ilość Fo równoważona mniejszą ilością Fs.

SKAŁY PLAGIOKLAZOWO-PIROKSENOWO-AMFIBOLOWE Z MIELNIKA

Skały plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowe zawierają, oprócz wymienionych składników głównych, akcesoryczny apatyt oraz tlenki i siarczki żelaza. Jako składniki poboczne poznane zostały: biotyt, granat, tytanit i kwarc (tab. 1).

Plagioklaz reprezentowany jest przez ksenomorficzne ziarna odznaczające się wymiarami w granicach 0,5÷1,0 mm. Plagioklaz jest zbliźniaczony albitowo i peryklinowo. Prażki bliźniacze są zwykle szerokie i nieregularne, a ponadto ziarna zdeformowane w peryferycznych partiach.

Plagioklaz jest pozbawiony wrostków. Odznacza się stałym składem wykazując zawartość $48 \div 56\%$ *An*; odpowiada zasadowemu andezynowi lub kwaśnemu labradorowi. Ulega serycytyzacji.

Piroksen występuje w ziarnach o wymiarach zbliżonych do plagioklazu. Spotyka się również większe postacie dochodzące do 4,0 mm. Piroksen jest ksenomorficzny. Zawiera nieliczne wrostki plagioklazu, osiągające wymiary do 0,1 mm. Piroksen spękany jest zwykle według (110), rzadziej (100) i sporadycznie (010). W tym ostatnim przypadku spękania są jednocześnie płaszczyznami przemieszczenia fragmentów ziarna, zmierzających do utworzenia budowy blokowej. Zbliżenia zaobserwowano w kilku przypadkach. Piroksen jest bezbarwny lub zielonawy. W grubszych szlifach dostrzegalny jest czasem słaby pleochroizm. Kąt osi optycznych $2V_\gamma = 59 \div 60^\circ$; kąt $z/\gamma = 40^\circ$; dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,030$. Własności te wskazują na skład diopsyd — augit diopsydowy. Jest on przeważnie nieprzeobrażony, czasem obrośnięty amfibolem i biotytem.

Amfibol tworzy ziarna o wymiarach zbliżonych do piroksenu i skalenia. Miejskami osiąga większe wymiary, dochodzące do 10,0 mm. Duże ziarna występują zwłaszcza w strefach skały wzbogaconej w granat lub kwarc. Amfibol spękany jest wyłącznie według (110). Jest on zwykle ksenomorficzny, czasami obserwuje się natomiast prawidłowo wykształcone ściany słuca. Jest on spękany i zawiera wrostki skalenia i biotyty. Pleochroizm, mimo intensywnej barwy, jest wyraźny: α — bladobrunatny — blade brunatnozielony; β — zielony — kasztanowy; γ — ciemno oliwkowozielony — czerwobrunatny. Kąt osi optycznych $2V_\alpha = 68^\circ$; kąt $z/\gamma = 20^\circ$ (przeważnie $18 \div 19^\circ$); dwójłomność $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$. Przeobraża się w biotyt.

Biotyt występuje w blaszkach, osiągając długość do 0,5 mm. Odznacza się pleochroizmem: α — bladeżółty; $\beta = \gamma$ — czerwobrunatnym. Tworzy drobne blaszki pozbawione wrostków, ujęte pojkilitycznie przez amfibol.

Granat spotykany jest zwykle w postaci ksenomorficznych i bezbarwnych ziarn dochodzących do 0,2 mm średnicy.

Tytanit występuje w górnej partii profilu. Przedstawia on ksenomorficzne ziarna, osiągające wymiary do 0,30 mm średnicy.

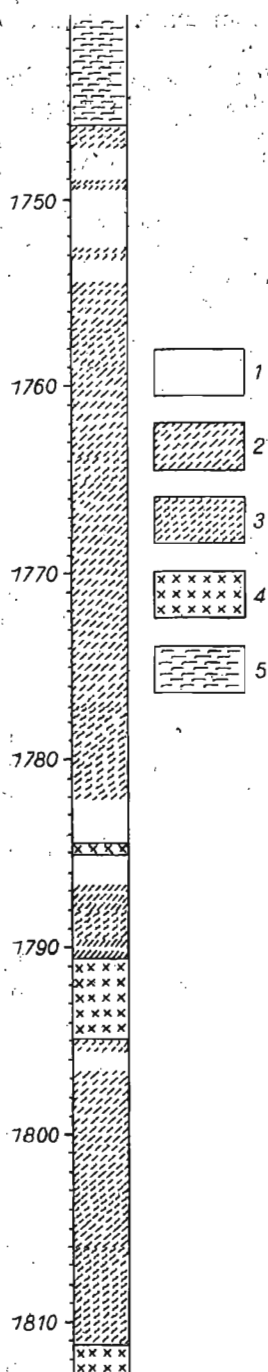
Apatyt tworzy silnie spękane ziarna ksenomorficzne średnicy do 0,60 mm. Spotyka się również drobne idiomorficzne pręciki tego minerału.

Magnetyt reprezentowany jest przez soczewkowate ziarna, dochodzące do 0,5 mm.

Piryt dostrzeżono w sześciobocznych i czworobocznych pokrojach. Przeobraża się on w hematyt, podobnie jak magnetyt.

Kwarc pojawia się w dolnej części profilu w postaci nielicznych ziarn odznaczających się falistym wygaszaniem.

Skały plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowe są podstawowymi utworami (fig. 7); mają barwę popielatą i czarnozieloną. W górnej części profilu wykazują one teksturę masywną, a w dolnej — gnejsową. W górnej partii profilu spotyka się głównie skały plagioklazowo-piroksenowe (tabl. II, fig. 16). Amfibol pojawia się w większej ilości od głębokości 1762,5 m. Jednocześnie z pojawieniem się tego minerału zaznacza się kierunkowość w skale. Podkreślona jest ona również przebiegiem nielicznych smug mylonitycznych. W strefach tych obserwuje się podwyższoną ilość



biotytu, którego równoległe ułożenie blaszek nadaje skale wyraźny charakter kierunkowy, struktury lepidoblastycznej. Amfibol występuje w skale w dwojaki sposób. Może on wystąpić obok piroksenu, zmieniając granoblastyczną strukturę mozaikową (górną część profilu) na nematogranoblastyczną. Ponadto wraz z plagioklazem może tworzyć odrębne warstewki skały plagioklazowo-amfibolowej, przekładającej się z laminami plagioklazowo-piroksenowymi (skały plagioklazowo-piroksenowe). W tym ostatnim przypadku obserwuje się czarnozieloną barwę i granoblastyczną strukturę. W górnym odcinku profilu w skałach przeobrażonych hipergenicznie (serycytyzacja skałenia) pojawia się tytanit, a w dolnym odcinku kwarc.

Wyniki analiz chemicznych skał plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowych (anal. nr 10, 11, tab. 3, 4) są zbliżone. Obie zanalizowane skały są nasycone gliną i pozbawione wolnej krzemionki, gdyż na trójkącie Q-L-M (fig. 2) występują one w polu PMF. Ponadto w skale nr 10 (większa ilość plagioklazu) suma minerałów $Ne + Cal$ jest większa o 8% w stosunku do skały nr 11. Pozostałe minerały w omawianych skałach występują w ilościach zbliżonych.

ZMIGMATYTYZOWANE SKAŁY PLAGIOKLAZOWO-PIROKSENO- WO-AMFIBOLOWE Z MIELNIKA

Migmatytyzacją objęte zostały skały plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowe występujące poniżej głębokości 1771,5 m. Skały te nie wykazują zmiany składników, ani zmiany struktury i tekstury. Mobilizat pojawia się w stosunkowo niewielkiej ilości (1:10) i ma charakter sekrecyjny. Gromadzi się on w szczelinach osiągając miąższość do kilku centymetrów. Mobilizat odznacza się białą barwą. Reprezentowany jest przez kwarc i mikroklin. Ziarna te są ksenomorficzne i wzajemnie się przerastają. Mobilizat ma strukturę pojkiloblastomylonityczną i wyraźnie odgranicza się od skały

Fig. 7. Profil wiercenia Mielnik.

Section of bore-hole Mielnik

1 — skały plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowe, 2 — skały zgnejsowane, 3 — skały zmigmatyzowane, 4 — skały skaleniowo-kwarcowo-granatowe, 5 — bazalt

1 — plagioclase-pyroxene-amphibole rocks, 2 — gneissed rocks, 3 — migmatitized rocks, 4 — feldspar-quartz-garnet rocks, 5 — basalt

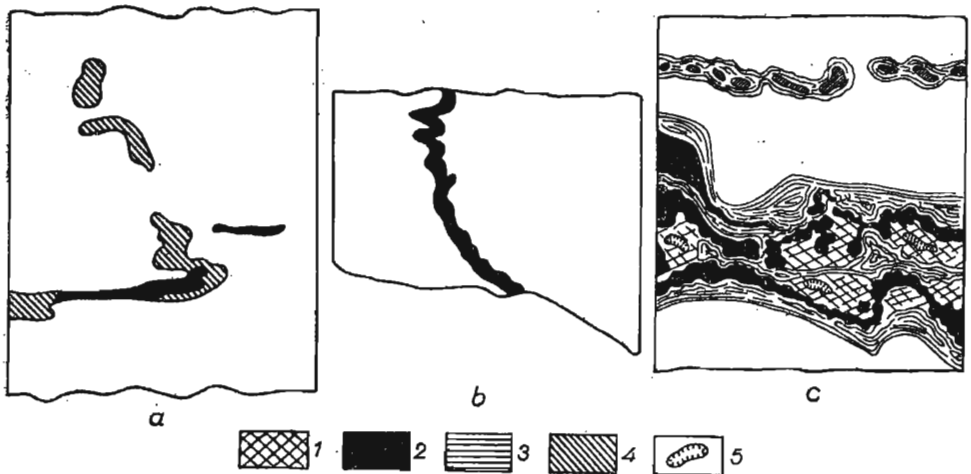


Fig. 8. Utwory ptygmatytowe i kontaktowe
Pygmatite and contact forms

a — ptygmatyt z wiercenia Mielnik; głęb. 1806,6 m. Pom. 1,5 X; b — ptygmatyt z wiercenia Mielnik; głęb. 1807,8 m. Pom. 1,5 X; c — kontakt utworu najstarszej generacji z Sokółka 1 ze skałami piroksenowymi, głęb. 530,5 m.

1 — skałen, materiał granitoidowy żyłki, 2 — strefa granatowa, 3 — strefa biotytowa, 4 — strefa magnetytowa, 5 — kwarc, okaz polerowany, wielkość naturalna

a — ptygmatite from Mielnik bore-hole, depth 1806,6 m., dimen. X 1.5; b — ptygmatite from Mielnik bore-hole, depth 1807,8 m., dimen. X 1.5; c — contact the form of oldest generation from Sokółka 1 with pyroxene rocks, depth 530.5 m.

1 — feldspar, granitoid veinlet material, 2 — garnet zone, 3 — biotite zone, 4 — magnetite zone, 5 — quartz. Polished specimen, natural size

plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowej. Miejscami strefy mobilizatu wykazują zaburzenia w przebiegu zbliżając się kształtem do krzywych sinusoidalnych (fig. 8a, b) i wówczas przypominają one migmatyty ptygmatytowe (R. Dietrich, 1959; 1960). Na granicy skał plagioklazowo-piroksenowych (pozbawionych kierunkowości) i plagioklazowo-amfibolowych (z dobrze zaznaczoną kierunkowością) obserwuje się czasem strefy pegmatoidalne. W bezpośrednich kontaktach strefy pegmatoidalnej zaznaczają się zjawiska hydratacji piroksenu i amfibolu polegające na wytworzeniu cienkich stref biotytowych. W innych miejscach, na granicy strefy pegmatoidalnej i skał plagioklazowo-amfibolowych, obserwuje się duże idioblasty amfibolu osiągające wymiary do 10,0 mm. Znacznie rzadziej spotykane są idioblasty piroksenu (do 3,0 mm) tworzące się w strefie oddziaływania pegmatoidu na skały plagioklazowo-piroksenowe.

Skały zgnejsowane (tab. 2, 3, anal. nr 12) są nasycone krzemionką i gliną. Podwyższony minał Kp w porównaniu z anal. nr 10 i 11 uwarunkowany jest większą ilością biotytu. Z porównania z tymi analizami wynika również bardziej kwaśny skład plagioklaz (Ne : Cal w anal. nr 10 = 0,7; nr 11 = 0,9; nr 12 = 1,1%). Różnice te będą bardziej wyraźne jeśli uwzględni się mały minał Cs w anal. nr 12. Minały Fo , Fa i Fs są w anal. nr 12 przeważnie dwukrotnie mniejsze, a minał Q średnio o 18,5% większy. Taki kierunek zmienności minałów wskazywać może na zgranityzowany charakter skały nr 12.

SKAŁY SKALENIOWO-KWARCOWO-GRANATOWE (GRANULITY) z MIELNIKA

Skały te złożone są z mikroklinu, mikropertytu, plagioklazu, kwarcu, granatu oraz biotytu, piroksenu, amfibolu, muskowitu, apatyty i chlorytu (tab. 1).

Skalenie reprezentowane są głównie przez mikroklin. Występuje on w ziarnach dochodzących do 5,0 mm średnicy. Przeciętnie obserwuje się ziarna w wymiarach 0,5÷1,5 mm. Są one ksenomorficzne i pojkilityczne. Wykazują zwykle typową budowę kratkową i zdeformowanie zaznaczające się przeważnie w częściach peryferycznych. Rzadszy jest mikropertyt mikroklinowy o podobnych własnościach. Występują w nim gęsto ułożone soczewkowe przerosty plagioklazu. Mikropertyt mikroklinowy i mikroklin nie wykazują śladów przeobrażeń. Plagioklaz jest zasadowym oligoklazem ($An\ 27\div\ 28$); odznacza się mniejszymi wymiarami niż mikroklin i występuje w drobnych ziarnach, polisyntetycznie zbliżonych (albitowo i peryklinowo), pozbawionych wrostków. Ulega on serycytyzacji. Na styku plagioklazu i skalenia potasowego obserwuje się efekty reakcji synantetycznych w postaci przerostów myrmekitowych.

Kwarc osiąga wymiary w granicach 0,5÷1,5 mm. Przerasta się z mikroklinem. Pozbawiony jest wrostków i spękań.

Granat występuje w pojkiloblastach o średnicy do 5,0 mm; wykazuje on łososiową barwę, nieregularne i słabe spękania oraz zawiera nieznaczne wrostki kwarcu, osiągające wymiary do 0,5 mm średnicy.

Biotyt przedstawia blaszki średnicy do 1,0 mm; jest postrzępiony i wykazuje tendencję do smugowanego układania się; przy czym otoczony jest zwykle pyłem tlenków żelaza. Pleochroizm ma następujący α — bladeżółtawy, prawie bezbarwny; $\beta = \gamma$ — czerwono-brunatny (pleochroizm podobny jest w biotycie skał plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowych). Przeobraża się w chloryt i tlenki żelaza.

Piroksen odpowiada diopsydowi — augitowi diopsydowemu, opisanemu ze skał plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowych.

Skały skaleniowo-kwarcowo-granatowe występują w kilku wkładkach wśród skał plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowych. Partie te osiągają miąższość od kilkunastu cm do 4,0 m (fig. 7).

W odległości 0,5 m od styku ze skałami plagioklazowo-piroksenowo-amfibolowymi obserwuje się podzielność płytkową, która stopniowo zanika na rzecz skały litej. Wewnętrzne partie skał skaleniowo-kwarcowo-granatowych wykazują teksturę masywną i odznaczają się dużą zwiezłością.

Skały skaleniowo-kwarcowo-granatowe wykazują bladezieloną lub bladioróżową barwę. Na tle skały pozbawionej wyraźnej kierunkowości widać smugi biotytowe i piroksenowe. Minerale te nie są powszechne i pojawiają się lokalnie (tab. II, fig. 17). Typowy jest natomiast inkrustujący skałę brunatnawoczerwony granat występujący w postaci pojkiloblastów nieraz wykształconych idioblastycznie. Skały skaleniowo-kwarcowo-granatowe wykazują słabo zaznaczoną teksturę kierunkową. Kierun-

2 Prof. Dr K. Smulikowski sądzi, że skały te można nazwać granulitami. Wskazywać na to może zespół mineralny, przy czym mikroklin występujący w miejscu ortoklazu wytworzył się w wyniku późniejszych przeobrażeń.

kowość pojawia się zwykle w wyniku równoległego ułożenia smug biotytowych, występujących w partiach mylonitycznych lub w ich pobliżu. Struktura jest pojkiloblastyczna (w miejscach pojawienia się granatu, a w partiach przeobrażonych dynamicznie — kataklastyczna).

Analizy skał skaleniowo-kwarcowo-granatowych (anal. nr 13, 14, tab. 2, 3) różnią się od pozostałych skał Mielnika. Skały te są przesycone krzemionką i gliną. Pomiędzy sobą nie różnią się one składem chemicznym. Jedyną różnicą zaznacza się w układzie minalów *Ne* i *Cal*. Należy przypuszczać, że przy jednakowej ilości minalów skaleniowych (*Ne*+*Cal* w anal. nr 13 = 23,8; nr 14 = 23,4%) w skałach skaleniowo-kwarcowych w porównaniu z podobnymi utworami z granatem, skał ma charakter bardziej zasadowy.

UTWORY KONTAKTOWE

Utwory metamorfizmu kontaktowego są słabo rozwinięte i zamaskowane młodszymi przeobrażeniami hydrotermalnymi. Dlatego też opisano je łącznie dla wszystkich wiercen — Kruszynian, Krynek, Mielnika i Sokółki.

Wśród metamorficznych skał podłoża północno-wschodniej części Nizu Polskiego wyróżniono: 1. Kontakty skał plutonicznych z gnejsami i migmatytami. 2. Kontakty skał plutonicznych z amfibolitami, skałami piroksenowymi i amfibolowymi. 3. Kontakty utworów pegmatoidalnych.

Z uwagi na miąższość ciała intrudującego, stosunek do kolejnych, następujących po sobie procesów, i intensywność działania czynników metamorfizujących wyróżniono kontakty wywołane przez utwory starszej, młodszej i najmłodszej generacji.

KONTAKTY SKAŁ PLUTONICZNYCH Z GNEJSAMI I MIGMATYTAMI

Skały plutoniczne występują w postaci wkładek zmiennej miąższości od kilkunastu centymetrów do 6,0 m. Różnią się one od siebie barwą, strukturą i składem mineralnym. Skały plutoniczne reprezentowane są głównie przez granity i granodioryty.

Kontakty wywołane przez utwory młodszej generacji. Pospolite są ostre kontakty granitoidów z gnejsami i migmatytami. Utwory metamorficzne poprzecinane są przez skały plutoniczne pod różnymi kątami, z którymi tworzą gładkie płaszczyzny kontaktowe. Zbliżony skład chemiczny i mineralny intrudującej i intrudowanej skały nie mógł dopuścić do wytworzenia charakterystycznych stref reakcyjnych. Kontakty młodszej generacji tworzą typowe pomigmatytyzacyjne wypełnienia spękań. Wskazują na to przecięcia migmatytów utworami granitoidowymi.

Nieostre kontakty, podobnie jak i poprzednie, są typu tektonicznego. Strefy kontaktowe tych skał sięgają do 5,0 cm. Przedstawiają one przerosty gnejsów z granitoidami. Zróznicowanie kontaktów jest prawdopodobnie wynikiem wypełnienia skałami plutonicznymi różnego typu szzelin. Ostre kontakty tworzyły się skutkiem wypełnienia szzelin typu luster tektonicznych (szczeliny kompresyjne). Stąd też łatwa jest do wytłumaczenia obecność mylonitycznych smug, związanych bezpośrednio

z ruchami różnicowymi. Kontakty nieostre wytworzyły się natomiast w wyniku wypełnienia systemu pęknięć tensjonalnych, przecinających się z poprzednimi. Opisane zjawiska należą do typu kontaktów zimnych.

Kontakty wywołane przez utwory najmłodszej generacji, odznaczające się małą miąższością, zwykle do 1,0 cm, przecinają skały w różnych kierunkach nie wykazując przeobrażeń.

KONTAKTY SKAŁ PLUTONICZNYCH Z AMFIBOLITAMI ORAZ ZE SKAŁAMI I ŁUPKAMI PIROKSENOWYMI

Strefy reakcyjne powstały w wyniku zetknięcia się skał odmiennych pod względem chemicznym i mineralnym. Zaobserwowane przeobrażenia polegają głównie na hydratacji i blastezie, a w niektórych przypadkach na wytworzeniu typowych minerałów kontaktowych.

Kontakty wywołane przez utwory starszej generacji mają bardzo nieregularny przebieg i miąższość wahającą się w zakresie 0,5÷3,0 cm. Żyłki składają się z mikroklinu, plagioklastu i kwarcu.

W bezpośrednim kontakcie żyłek wytworzył się granatowo-biotytowy pas reakcyjny (fig. 8c). Osiąga on grubość do 10,0 mm. Pas ten złożony jest z dwóch kompensujących się nawzajem stref: granatowej i biotytowej.

Strefy granatowe zbudowane są z pojkiloblastycznego bladrodźwowego granatu. Strefy biotytowe składają się z występującego w blaszkach i pakietach biotyту zdeformowanego parakryształizacyjnie, grubości do 5,0 mm. Biotyt ma pleochroizm: α — bladżółtawy; $\beta = \gamma$ — oliwkowobrunatny. Towarzyszy mu amfibol, magnetyt, getyt i allanit.

Zewnętrzny pas reakcyjny składa się również z dwóch stref: hydratacji i koncentracji tlenków żelaza. Strefy hydratacji osiągają miąższość 1,0÷5,0 cm. Obserwuje się w niej, idąc od utworu żyłowego, stopniowo coraz słabsze przeobrażenia minerałów: muskowitz-biotyt-amfibol-(piroksen). Równocześnie zmniejsza się stopień chlorytyzacji i serycytyzacji skalenia. Strefy koncentracji tlenków żelaza tworzą się w stałej odległości (2,0÷3,0 cm) od płaszczyzny kontaktowej. Strefy tlenków żelaza reprezentowane są przez ziarna magnetytu osiągające wymiary do 1,5 mm i ugrupowane w warstewkach grubości do 5,0 mm.

Kontakty wywołane przez utwory młodszej generacji są to kontakty wywołane granitoidowymi dawkami. Miąższość tych utworów i charakter płaszczyzn kontaktowych odpowiada ostrym kontaktom granitoidów z gnejsami i migmatytami. Przykontaktowe strefy granitoidowe nie wykazują zmian kontaktowych. Pas przeobrażeń zewnętrznych reprezentuje natomiast czarna strefę biotytową. Odznacza się ona przeciętną grubością do 1,0 cm. Strefy intensywnych przeobrażeń złożone są w 75÷90% z biotyту, podczas gdy pozostałą część tworzy zserycytyzowany skałen i ulegający biotytyzacji amfibol. Typowa dla tej strefy jest blasteza biotyту. Biotyt osiąga wymiary 3,0÷5,0 mm. Zawiera liczne wrostki skalenia, kwarcu, apatyту, magnetytu i getyту. Ma on następujący pleochroizm: α — bladooliwkowy; $\beta = \gamma$ — ciemnooliwkowy.

Bardziej zewnętrzny pas przeobrażeń odznacza się rozjaśnionymi barwami w stosunku do skały macierzystej. Rozjaśnienie wywołane jest chlorytyzacją amfibolu i serycytyzacją skaleni. Miąższość tej strefy dochodzi do 10,0 mm.

Kontakty wywołane przez utwory najmłodszej generacji. Zewnętrzne strefy kontaktowe odpowiadają typowi przeobrażeń amfibolitów i pokrewnych z nimi skał obserwowanych w kontaktach z utworami młodszej generacji. Grubość pasów reakcyjnych jest jednak proporcjonalnie mniejsza.

KONTAKTY UTWORÓW PEGMATOIDALNYCH

Utwory pegmatoidalne wykazują teksturę bezkierunkową i strukturę gruboziarnistą, pansksenomorficzną. Złożone są one z ziarn wielkości 1,0÷5,0 mm reprezentowanych przez oligoklaz, kwarc, biotyt i muskowitz. W podrzędnej ilości zaobserwowano albit i allanit. Oligoklaz zbliżniony jest albitowo i ulega kalcytyzacji. Kwarc wykazuje słabe faliste wygaszanie. Podobnie jak oligoklaz jest on potrząskany oraz zbliżniony kwarcem i kalcytem. Biotyt ma podobny pleochroizm jak w kontaktowej strefie biotytowej. Jest on słabo zdeformowany parakryształizacyjnie i przeobraża się w chloryt.

Amfibolity oraz skały amfibolowe i piroksenowe uległy przeobrażeniom na kontaktach z utworami pegmatoidalnymi. Przeobrażenia te przedstawiają współśrodkowo ułożone strefy o zmieniającym się zabarwieniu. Zamiast strefy granatowej, odpowiadającej stosunkowo znacznym przeobrażeniom, obserwuje się pojedyncze ziarna granatu. Strefy: biotytowa i chlorytowo-hydromikowa są natomiast rozwinięte w partiach miąższości do 10 mm.

W Mielniku w dwóch przypadkach (głęb. 1771,5; 1803,6 m) strefy pegmatoidalne na styku ze skałami plagioklazowo-amfibolowymi powodują wykształcenie stref granatowych. Skały kontaktowe zbudowane są głównie z granatu i osiągają miąższość do 5,0 cm. Granat wykształcony jest w ziarnach wielkości do kilku centymetrów. Tworzy on pojkiloblasty przetkane apatytem, magnetytem i biotytem, a rzadziej amfibolem i piroksenem. Wrostki te dochodzą do 0,5 mm. Współwystępujący z granatem piroksen jest bladoróżowy i silnie spękany. Przerasta się on z biotytem i amfibolem, rzadziej z piroksenem.

UTWORY PEGMATYTOWE, HYDROTHERMALNE I HIPERGENICZNE

W rozdziale tym opisane zostały produkty pegmatytowe, hydrotermalne, hipergeniczne.

UŻYLENIA PEGMATYTOWE I HYDROTHERMALNE

Utwory pegmatytowe osiągają miąższość 4,0÷5,0 cm, podczas gdy hydrotermalne nie przekraczają grubości 1,0 cm.

Pośród pegmatytów wyróżniono utwory: 1) oligoklazowo (albitowo)-mikroklinowo-kwarcowe; 2) muskowitzowo-mikroklinowo-kwarcowe; 3) mikroklinowo-kwarcowe.

Pierwsze reprezentują utwory starszej generacji; prawdopodobnie są one przedmigmatytowe. Składają się z mozaikowo zbudowanego kwarcu;

otoczonego ziarnami mikroklinu i plagioklazu. Plagioklaz reprezentowany jest przez oligoklaz i albit. Skalenie wykazują polisyntetyczne prążkowania albitowe oraz zaawansowanie w procesach serycytyzacji i chlorytyzacji. Na styku plagioklazów z mikroklinem obserwuje się przerosty myrmekitowe. Skała ma strukturę gruboziarnistą, mozaikową, pansenomorficzną. Poszczególne ziarna osiągają wymiary 0,5–3,0 mm. Utwory żyłowe uległy znacznemu spękaniu, a spękane elementy zostały poprzesuwane. W ten sposób wytworzyły się fragmenty wielkości 1,0–20,0 mm przemieszczone względem siebie na odległość do 5,0 mm i spojone biotytem ulegającym chlorytyzacji. Biotyt ten odznacza się pleochroizmem: α — bladobrunatnym; $\beta = \gamma$ — zgnięzielonym.

Utwory muskowitowo-mikroklinowo-kwarcowe i mikroklinowo-kwarcowe związane są z etapem migmatytyzacji. Odpowiadają im również strefy pegmatoidalne z otoczenia „*boudinage*“. Powstały one w pegmatoidalnej geofazie D według A. E. Fersmana (1940). Specyficznymi minerałami tworzącymi się w tej geofazie są opisane poprzednio muskowit i skoryl. Utworom tym odpowiadają mobilizaty.

Etap hydrotermalny reprezentowany jest kolejno przez utwory:

4) kwarcowe, 5) chlorytowe, 6) chlorytowo-kalcytowe, 7) kalcytowe, 8) kalcytowo-fluorytowe, 9) chalcedonowo-pirytowe, 10) kalcytowo-prenitowo-zeolitowe.

Zakres temperatur powstawania tych utworów zamyka się w 400–150°C. Wymienione utwory przedstawiają pełną zmienność etapu hydrotermalnego. Reprezentują one geofazę hipotermalną (fluorytowo-węglanową), mezotermalną (siarczkową) i epitermalną (zeolitową).

Krótką charakterystykę minerałów hydrotermalnych przedstawia się następująco:

Chloryt tworzy igiełki osiągające 0,005 mm długości. Ustawione są one zwykle równolegle do siebie, a pionowo do płaszczyzny pęknięcia. Chloryt odznacza się słabym zielonkawym pleochroizmem i bardzo małą dwójłomnością.

Kalcyt podobnie jak chalcedon, występuje w dużych ziarnach, osiągających rozmiary wypełnianej szczeliny. Łącznie z chalcedonem występuje piryt, który wykazuje idiomorficzne postacie dochodzące do 0,05 mm.

Fluoryt tworzy ksenomorficzne, spłaszczone ziarna.

Prenit wykształcony jest w wachlarzowatych agregatach. Wykazuje on kąt osi optycznych $2V_{\gamma} = 60^{\circ}$ i dwójłomność $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,028$.

Zeolit reprezentuje ziarna o wymiarach do 0,4 mm. Wygasza on w sposób nierówny, plamisty. Zeolit jest optycznie dodatni i ma kąt osi optycznych $2V_{\alpha} = 74^{\circ}$ oraz dwójłomność $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,003$; prawdopodobnie jest to filipsyt.

PRZEOBRAŻENIA HYDROTHERMALNE I HIPERGENICZNE

Typowe procesy wietrzeniowe zaznaczały się w górnych partiach profilów skał metamorficznych. Poziomy i miąższości stref zwietrzałych w poszczególnych wierceniach przedstawiają się w sposób następujący: Sokółka 1 — 23,0 m; Sokółka 2 — 34,0 m; Sokółka 3 — 25,0 m; Kruszy-niany 2 — 0,7 m; Kryniki — 8,6 m; Mielnik — 7,5 m.

Podobna strefa występuje również w Krynkach na większej głębokości. W Kruszynianach 1 natomiast nie zaobserwowano strefy zwietrzałej. Niezwietrzałe gnejsy stykają się tu z bazaltem za pośrednictwem warstewki śmietany hematytowej, miąższości paru milimetrów. Skały Kruszynian i Mielnika odznaczają się małymi strefami zwietrzienia. W profilach wierceń Sokółki strefy te są znacznie grubsze. Zmienna grubość pokrywy skał zwietrzałych utworzyła się w wyniku różnego czasu oddziaływania czynników hipergenicznych na skały podłoża. W Kruszynianach i Mielniku okres ten był stosunkowo krótki, gdyż już w eokambrze skały podłoża zostały przykryte osadami i wylewami. W Sokółce natomiast okres działalności czynników hipergenicznych przedłużył się do jury. Zaobserwowana w Krynkach wąska strefa skał zwietrzałych, występująca wśród nieprzeobrażonych gnejsów, związana jest prawdopodobnie z pęknięciem, w którym krążyły roztwory wodne.

Skały zwietrzałe odznaczają się białą i popielatą barwą zależnie od stopnia przeobrażenia, od którego uwarunkowana jest również związłość skały. Zespół mineralny skał przeobrażonych hipergenicznie zmienia się w zależności od typu skały przeobrażonej. Końcowy produkt przeobrażenia jest jednak niezależny od rodzaju skały macierzystej. Skały odznaczające się wysokim stopniem hipergenicznego przeobrażenia składają się z kaolinitu (po plagioklazach), hydromiku (przeważnie po mikroklinie), baueurytu i chlorytu (ostatni po biotycie i innych minerałach femicznych), oraz kwarcu, apatyty, uwodnionych tlenków żelaza i pirytu. Węglany, które czasami przepajają skałę, reprezentowane są głównie przez kalcyt, a w Sokółce 1 — także przez syderyt. Z pojawieniem się węglanu w skale zwiększa się jej związłość. Jednocześnie struktura zmienia się na pojkiloblastyczną.

Przeobrażenia mineralne etapu hydrotermalnego rozpoczynają się chlorytyzacją skaleni, biotytu, amfibolu, piroksenu, granatu i kordierytu. Chloryty tworzące się w czasie tych przeobrażeń odpowiadają grupie odznaczającej się ujemnym charakterem optycznym i współczynnikami

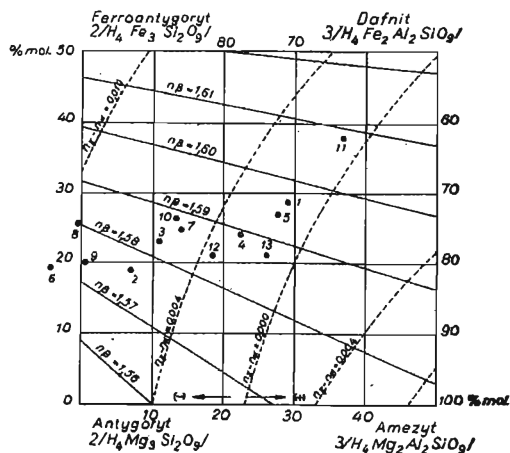


Fig. 9. Schemat zmienności chlorytów skał metamorficznych podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski.

Wartości n_{β} oraz $n_{\gamma} - n_{\alpha}$ umieszczone na projekcji według schematu A. N. Winchella (1951)

Diagram of variability of chlorites of metamorphic rocks in crystalline substratum of north-eastern Poland.

In this projection the values n_{β} and $n_{\gamma} - n_{\alpha}$ have been placed according to A. N. Winchell's (1951) scheme

nr 1—6 — Sokółka 1, nr 7—11 — Sokółka 2, nr 12, 13 — Krynki;
Głębokość w metrach: 1 — 437,0
2 — 443,0, 3 — 446,2, 4 — 446,2, 5 — 453,6, 6 — 497,4, 7 — 473,4, 8 — 476,0,
9 — 488,4, 10 — 548,0, 11 — 358,8,
12 — 363,0

Nos. 1—6 — Sokółka 1, Nos. 7—11 — Sokółka 2, Nos. 12, 13 — Krynki,
Depths in m.: 1 — 437.0, 2 — 443.0,
3 — 446.2, 4 — 446.2, 5 — 453.6, 6 — 497.4, 7 — 473.4, 8 — 476.0, 9 — 488.4,
10 — 548.0, 11 — 358.8, 12 — 363.0

załamania światła dla n_{β} w granicach 1,571÷1,608. Są to magnezowe krzemiany lewego, dolnego pola schematu A. N. Winchella (1951). Zmienność chlorytów z wierceń północno-wschodniej części Nizy Polskiego została przedstawiona na fig. 9. Z projekcji tej wynika, że chloryty reprezentowane są przez szereg, od delessytu przez penin do jenkinsytu. Chlorytyzacja minerałów przebiega z jednoczesnym wydzieleniem nadmiaru żelaza w postaci igiełek getytowych układających się w sześcioramienne rozetki.

Skalenie wapniowe ulegają, oprócz chlorytyzacji, także epidotyacji, przejawiającej się w powstawaniu ksenomorficznych drobnych ziarn epidotu zwyczajnego. W dalszym etapie przeobrażeń skalenie ulegają serycytyzacji, kalcytyzacji i kaolinityzacji. Biotyt ulega bauerytyzacji, a magnezyt uwodnieniu i przeobrażeniu w getyt oraz limonit.

Zakład Petrografii i Geochemii I.G.

Nadesłano dnia 12 listopada 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- BOLEWSKI A., GÖRLICH E., BADAŁ J. (1960) — Studium petrologiczne podłoża krystalicznego w Ostrowi Mazowieckiej. Kwart. geol., 4, p. 827—842, nr 4. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1956) — Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Prz. geol., 4, p. 341—344, nr 8. Warszawa.
- DIETRICH R. V. (1959) — Development of pygmatic features within a passive host during partial anatexis. Beitr. Min. Petr., 6, p. 357—365. Berlin.
- DIETRICH R. V. (1960) — Genesis of pygmatic features. Report XXI. Session Norden, 14, p. 138—148. Copenhagen.
- ФЕРСМАН А. Е. (1940) — Пегматиты, А. Н. СССР. Москва.
- FISCHER G. (1939) — Bericht zur Bohrung Johannesburg I. Mineralführung und Kristallisationsfolge des Gabbros. Arch. Inst. Geol. (Maszynopis), Warszawa.
- GÖRLICH E., BADAŁ J., MORAWSKI T. (1960) — Badania petrochemiczne skał podłoża krystalicznego nawierconego w Wejsunach koło Pisu. Kwart. geol., 4, p. 845—865, nr 4. Warszawa.
- GÖRLICH E., BADAŁ J., STOCH L. (1961) — Skały krystaliczne podłoża i produkty ich przeobrażeń nawiercone w Elku, (maszynopis w przygotowaniu do druku).
- ГЕЙСЛЕР А. Н. (1956) — Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части русской платформы. Мат. по европейской тер. СССР. Новая серия, 14, стр. 174—184. Москва.
- JUSKOWIAK O. (1961) — Geologia prekambriu na Nizy Polskim. Geologia Regionalna Polski — Niz Polski (maszynopis w przygotowaniu do druku).
- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1961) — Uwagi o skałach prekambryjskich z wierceń w północno-wschodniej Polsce. 40 lat Inst. Geol., 4 (maszynopis w przygotowaniu do druku).
- KUŹNIAR C. (1922) — Uralidy w Europie środkowej i północnej. Spraw. Państw. Inst. Geol. 1, p. 523—541. Warszawa.

- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J. (1918) — Ukształtowanie powierzchni podłoża dyluwium wschodniej części Niżu północno-europejskiego. Pr. Tow. Nauk. Warsz. 3, nr 31, pp. 118. Warszawa.
- ЛАСКАРЕВЪ В. (1914) — Общая геологическая карта европейской России. Тр. Геол. Ком., 24, [1905]. С-Петербургъ.
- LASZKIEWICZ A. (1960) — Skały i minerały krystalicznego podłoża Niżu Polskiego. Kwart. geol., 4, p. 819—825, nr 4. Warszawa.
- MORAWSKI T. (1961) — Utwory krystaliczne z wiercenia Krynki IG 1. Roczn. Pol. Tow. Geol. (maszynopis w przygotowaniu do druku).
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. (1959) — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. Kwart. geol., 3, p. 1—22, nr 1. Warszawa.
- VENKATESH V. (1954) — Twinnig in cordierite. Amer. Min., 39, p. 636—646. Menasha.
- WINCHELL A. N., WINCHELL H. (1951) — Elements of optical mineralogy. New York.
- ZNOSKO J. (1957) — Obszary perspektywiczne do poszukiwań złóż rud żelaza na Niżu Polskim. Kwart. geol., 1, p. 303—326, nr 2, Warszawa.
- ZNOSKO J. (1961) — Tektonika Niżu Polskiego. Geologia Regionalna Polski — Niż Polski (maszynopis w przygotowaniu do druku). Warszawa.

Вацлав РЫКА

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
ПОЛЬШИ**
(Крушиняны, Кrynки, Мельник)

Резюме

В статье рассматривается развитие взглядов на строение фундамента северо-восточной Польши и смежных областей, а также новое тектоническое деление этой территории на основании исследований Е. Зноски (1961).

Метаморфические породы вскрыты 11-ю скважинами на территории северо-восточной Польши: Сокулка 1, 2, 3, 4, Крушиняны 1, 2, 3, 4, Кrynки, Мельник и Лукув. Остальные бурения остановились в мощном покрове из осадочных пород или вскрыли плутонические породы.

В статье рассматриваются метаморфические породы из Крушинян 1, 2, Кrynок и Мельника. Горные породы из скважин в Сокулке рассматриваются в отдельной работе.

Среди метаморфических пород выделено породы трех типов метаморфизма: динамического, регионального и контактного.

К первой группе пород отнесено катаклазиты и мильониты из Кrynок и Крушинян 2.

К второй группе — плагиоклазо-роговообманковые сланцы из Кrynок отличающиеся содержанием анортитовой частицы в плагиоклазе (колеблется в пределах 56—85%). Кроме того сюда отнесены плагиоклазо-пироксеновые (гиперстеновые) породы и глейсы. Плагиоклазо-гиперстеновые породы появ-

ляются в скважине Крынки. Кроме того здесь встречаются кварцево-плаггиоклазо-биотито-кордиеритовые гнейсы. В Крушинянах 1 находятся олигоклазо-кварцево-роговообманковые гнейсы, а в Крушинянах 2 встречаются полевошпатово-кварцево-биотито-эпидотовые гнейсы.

В Мельнике найдены плаггиоклазо-пироксено-амфиболовые породы местами, а особенно в нижних секторах керна, измененные в гнейсы. Содержание плаггиоклаза в этих породах постоянное, в количестве 50%, но отношение между амфиболом и пироксеном изменчиво. Плаггиоклаз является кислым лабрадором, пироксен — диопсидом или диопсидовым авгитом, амфибол — обыкновенной роговой обманкой. Кроме того в Мельнике встречаются мигматизированные сери, в которых наблюдаются образования напоминающие пегматиты. В разрезе пород Мельника находятся также прослойки микроклино-кварцево-гранатовых пород.

Образования контактного метаморфизма слабо развиты, и потому они рассматриваются совместно из всех скважин фундамента северо-восточной Польши. Контактные образования встречаются на стыках гранитоидных пород с гнейсами, а особенно с амфиболитами и амфиболитовыми сланцами. Изменение состоит главным образом в бластезе зерен при непосредственном контакте и в гидратации. В немногих случаях образуются такие типичные контактные минералы, как напр. гранат.

На основании расположения жильных образований удалось установить последовательность пегматитовых и гидротермальных процессов происходивших в олигоклазо-микроклино-кварцевых, мусковито-микроклино-кварцевых, кварцевых, флюоритовых, хальцедоново-пиритовых, пренито-цеолитовых.

Мощность гипергенически измененной зоны зависит от длительности действия поверхностных факторов. Метаморфические образования, покрытые зокембрийскими породами, обладают тонкими зонами измененными гипергенически, а породы покрытые юрскими отложениями отличаются 20—30-метровыми измененными зонами. Породы отличающиеся высокой степенью гипергенного изменения состоят главным образом из каолинита, гидрослюда, кальцита, сидерита, хлорита и кварца.

Wacław RYKA

METAMORPHIC ROCKS OF SUBSTRATUM OF NORTHEASTERN POLAND (Kruszyniany, Krynki, Mielnik)

S u m m a r y

The author surveys the evolution of opinions on the structure of the substratum of northeastern Poland and its adjoining territories, and presents a new tectonic division of this area on the basis of investigations carried out by J. Znosko (1961).

In northeastern Poland, metamorphic rocks have been identified in 11 bore-holes: Sokółka 1, 2, 3 and 4, Kruszyniany 1, 2, 3 and 4, Krynki, Mielnik and Łuków. The remaining drillings either ended in the thick mantle of sedimentary rocks, or they penetrated plutonic rocks. — In the present paper, the author discusses meta-

morphic rocks from Kruszyniany 1 and 2, Krynki and Mielnik. The rocks determined at Sokółka are the object of a separate paper.

Among the metamorphic rocks, the author distinguishes rocks metamorphosed either dynamically, or regionally or by contact.

To the first of these groups he assigns the cataclasites and mylonites from Krynki and from Kruszyniany 2.

To the second group — the amphibolites from Krynki, characterized by a varying content of the anorthite molecule in the plagioclase (range from 56 to 85%). Moreover, to this group he assigns the plagioclase-pyroxene (hypersthene) rocks and the gneisses. The plagioclase-hypersthene rocks appear in the Krynki bore-hole; furthermore, here may also be found quartz-plagioclase-biotite-cordierite gneisses. In the Kruszyniany 1 bore-hole, oligoclase-quartz-amphibole gneisses occur, and in Kruszyniany 2 — feldspar-quartz-biotite-epidote gneisses.

In the Mielnik bore-hole, plagioclase-pyroxene-amphibole rocks (granulites) have been found which locally — especially in the lower parts of the drill core — have undergone gneissation. In these rocks, plagioclase appears steadily in a 50% proportion, while the ratio of amphibole to pyroxene varies. Plagioclase is represented by an acid labradorite, pyroxene by diopside or diopside augite, amphibole, by common hornblende. Moreover, in the Mielnik bore-hole the author identified migmatitized series, in which rocks resembling ptygmatises may be observed. In the section of the Mielnik rocks there also appear thin layers of microcline-quartz-garnet rocks.

The rocks of contact metamorphism are but feebly developed; therefore, the author discusses them on the basis of material collected from all bore-holes sunk into the substratum of northeastern Poland. The contact rocks are found at the contact of granitoid rocks with gneisses, especially with amphibolites and amphibole schists. The changes comprise mainly grain blastesis at the immediate contact, and hydration. In rare instances, typical contact minerals, such as garnets, have developed.

On the basis of the arrangement of vein deposits, the author succeeded in identifying pegmatite and hydrothermal processes which, during the formation of the individual deposits, proceeded in the following succession: oligoclase-microcline-quartz, chlorite, calcite, fluorite, chalcedony-pyrite, prehnite-zeolite processes.

The thickness of the zone hypergenically altered depends on the length of time during which surface agencies acted upon this zone. Metamorphic deposits covered by Eocambrian rocks show a thin zone hypergenically altered, whereas rocks a Jurassic mantle are characterized by altered zones of 20—30 m. thickness. The rocks showing a high degree of hypergenic alteration consist chiefly of kaolinite, hydro-mica, calcite, siderite, chlorite and quartz.

TABLICA I

- Fig. 10. Gnejs z Krynki o strukturze kataklastycznej, głęb. 438,4 m. Porfiroklasty plagioklazów otulone są smugowo ułożonymi partiami mylonitycznymi, zbudowanymi z biotyту i kwarcu. Pow. 26 ×. Nikole równoległe
Gneiss from Krynki, of cataclastic texture, depth 438.4 m. The plagioclase porphyroclasts are enveloped by streak-like arranged mylonite series, built of biotite and quartz. × 26. Parallel nicols
- Fig. 11. Amfibolit z Krynki, głęb. 417,0 m. Skała o strukturze granonematoblastycznej. Pow. 26 ×. Nikole skrzyżowane
Amphibolit from Krynki, depth 417.0 m. A rock of granonematoblastic texture. × 26. Crossed nicols
- Fig. 12. Skała plagioklazowo-hiperstenowa z Krynki, głęb. 425,2 m. Struktura granoblastyczna. Pow. 26 ×. Nikole skrzyżowane
Plagioclase-hypersthene rock from Krynki, depth 425.2 m. Granoblastic texture. × 26. Crossed nicols
- Fig. 13. Gnejs plagioklazowo-kwarcowo-biotytowo-kordierytowy z Krynki, głębokość 425,9 m. Struktura lepidoblastyczna. Pow. 15 ×. Nikole skrzyżowane
Plagioclase-quartz-biotite-cordierite gneiss from Krynki, depth 425.9 m. Lepidoblastic texture. × 15. Crossed nicols



Fig. 10



Fig. 11

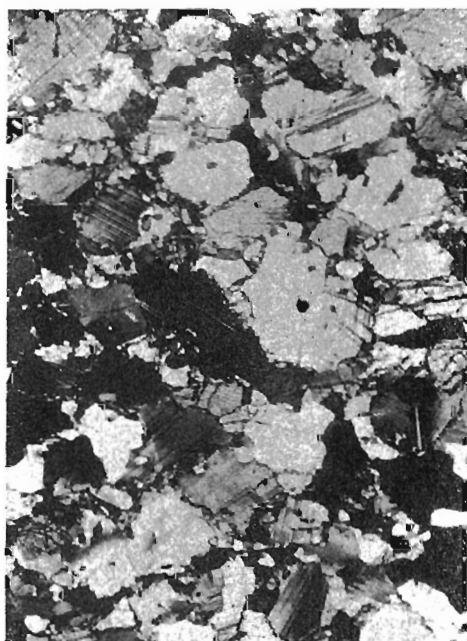


Fig. 12



Fig. 13

TABLICA II

- Fig. 14. Gnejs mylonityczny z Krynek, głęb. 427,8 m. Gnejs składa się z kwarcu, plagioklazu, mikroklinu, biotyту. Pow. 12 ×. Nikole skrzyżowane.
Mylonitized gneiss from Krynki, depth 427.8 m. The gneiss consists of quartz, plagioclase, microcline, biotite. × 12. Crossed nicols
- Fig. 15. Gnejs oligoklazowo-kwarcowo-amfibolowy z Kruszynian 1, głęb. 432,4 m. Struktura granonematoblastyczna, kataklastyczna, porfiroblastyczna. Pow. 26 × Nikole skrzyżowane
Oligoclase-quartz-amphibole gneiss from Kruszyniany 1, depth 432.4 m. Granonematoblastic, cataclastic, porphyroblastic texture. × 26. Crossed nicols
- Fig. 16. Skala piroksenowo-amfibolowo-plagioklazowa z Mielnika; głęb. 1756,4 m. Struktura granoblastyczna. Pow. 26 ×. Nikole skrzyżowane
Pyroxene-amphibole-plagioclase rock from Mielnik, depth 1756.4 m. Granoblastic texture. × 26. Crossed nicols
- Fig. 17. Skala kwarcowo-skalieniowo-(granatowa) z Mielnika, głęb. 1795,5 m. Na zdjęciu widoczny jest porfiroblast piroksenu otoczony kwarcem i skaleniem. Pow. 26 ×. Nikole skrzyżowane
Quartz-feldspar-(garnet) rock from Mielnik, depth 1795.5 m. Visible on photo is a pyroxene porphyroblast surrounded by quartz and feldspar. × 26. Crossed nicols



Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16

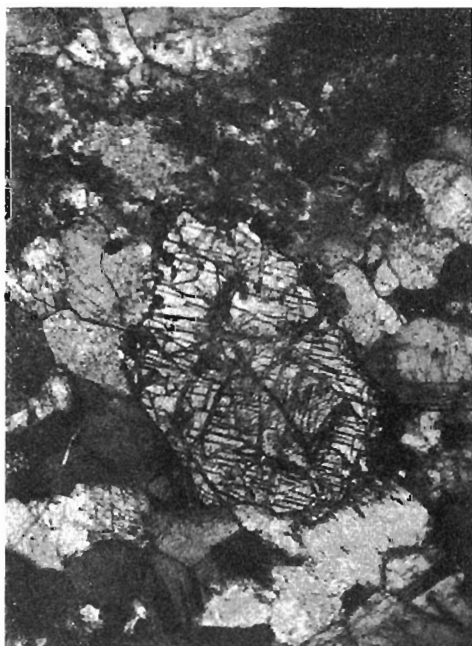


Fig. 17