WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRUKTURALNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

SKAŁY FUNDAMENTU KRYSTALICZNEGO – MEZOPROTEROZOIK

Marta JUSKOWIAK, Olech JUSKOWIAK, Aleksandra KOZŁOWSKA, Leszek KRZEMIŃSKI

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

Zróżnicowanie skał w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

Mezoproterozoiczne skały krystaliczne w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2 występują na głęb. od 1085,0 (wg danych geofizycznych) do 2300,0 m, przy czym górny odcinek, od stropu krystaliniku do głęb. 1094,5 m, reprezentuje strefę zwietrzelinową skał krystalicznych. Profil skał krystalicznych o długości 1215,0 m jest mało urozmaicony pod względem litologicznym, gdyż występują w nim głównie anortozyty, zawierające tylko w niektórych odcinkach profilu dość cienkie strefy i szliry magnetytowo-ilmenitowe.

Badania mikroskopowe wykazały jednak, że w zespole anortozytów występuje wiele ich odmian, np. anortozyty piroksenowe, amfibolowo-piroksenowe, myrmekitowe, a także anortozyty wtórnie zmienione. Ponadto występują w nich szlirowe nagromadzenia minerałów ciemnych (piroksenowo-amfibolowo-biotytowe) oraz drobnoziarniste enklawy i skiality. Zespół anortozytowy stanowi w profilu ok. 94,0% rdzenia (tj. 1142,2 m b.), natomiast strefy bogatej rudy magnetytowo-ilmenitowej to zaledwie 2,0% rdzenia (tj. 24,3 m b.), a szliry rudne – 0,8% (tj. 9,5 m b.). Zespół anortozytów jest pocięty cienkimi na ogół żyłami granitów, które łącznie stanowią ok. 2,4% rdzenia. Niekiedy są z nimi związane strefy zaburzeń tektonicznych. Ilościowy udział głównych typów skał w całym profilu fundamentu krystalicznego podano w tabeli 1.

Z przewierconego odcinka profilu pobrano do badań petrograficznych 246 próbek skał, z których wykonano 254 płytki cienkie do badań mikroskopowych w świetle przechodzącym (tab. 2), a w nich 50 analiz ilościowych składu

Tabela 1

Udział głównych typów skał fundamentu krystalicznego w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

Abundances of main rock types of the crystalline basement in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Lp. No	Rodzaj skały Rock type	Długość rdzenia Core length [m]	Procent rdzenia Core percentage
1	zwietrzelina krystaliniku	9,5	0,8
2	anortozyty	1142,2	94,0
3	skały magnetytowo-ilmenitowe (strefy rudy)	24,3	2,0
4	szliry magnetytowo-ilmenitowe (rudne)	9,5	0,8
5	granity żyłowe	29,5	2,4
Razem		1215,0	100,0

Tabela 2

Zestawienie próbek skał fundamentu krystalicznego z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2 wytypowanych do badań petrograficznych (rodzaj skały określono na podstawie badań mikroskopowych)

List of rock samples of the crystalline basement in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole selected for petrographic analysis (determination of the rock type based on microscopic examination)

Lp. No	Nr próbki Sample No	Głęb. Depth [m]	Rodzaj skały Rock type	Analizy Analyses
1	**2**	**3**	**4**	**5**
1	1	1086,5	zwietrzelina skał krystalicznych – skaolinizowane i zażelazione fragmenty anortozytu, rozkruszone i wtórnie scementowane	
2	2	1090,8	anortozyt nierównoziarnisty zmieniony, z przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	pl
3	3	1096,8	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, z dużymi kryształami zamfibolizowanych piroksenów oraz mineralizacją magnetytowo-ilmenitową z zielonym spinelem (szlira)	
4	4	1100,2	anortozyt myrmekitowy nierównoziarnisty, z reakcyjnymi strukturami symplektytowymi i wieńcowymi, z reliktami piroksenów jednoskośnych i biotytu	
5	5	1109,5	anortozyt gruboziarnisty porfirowaty, zmieniony, z dużymi ziarnami zmienionych piroksenów z biotytem, minerałami rudnymi i apatytem oraz przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	
6	6	1110,8	anortozyt porfirowaty jw., z gniazdami zmienionych piroksenów, biotytem, minerałami rudnymi i apatytem	
7	7	1115,1	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, ze zmienionymi piroksenami i przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	
8	8	1119,4	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, ze śladami piroksenów jednoskośnych i biotytu oraz przerostami kwarcu	ach
9	9	1123,5	anortozyt dwupiroksenowy gruboziarnisty porfirowaty, z reakcyjnymi strukturami myrmekitowymi i suturowymi; pirokseny rombowe zmienione lub w postaci reliktów obrośniętych piroksenem jednoskośnym, który tworzy też samodzielne ziarna	pl
10	10	1128,5	anortozyt porfirowaty jw., ze zmienionymi ortopiroksenami, śladami klinopiroksenów i przerostami kwarcu	
11	11	1133,6	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, ze skupieniami kwarcu i węglanów oraz z muskowitem i biotytem	
12	12	1137,5	anortozyt gruboziarnisty z gniazdami zamfibolizowanych piroksenów, biotytem i minerałami nieprzezroczystymi (melaanortozyt)	pl
13	13	1139,1	kontakt granitu biotytowego drobnoziarnistego o strukturze panksenomorficznej z anortozytem	
14	14	1142,7	anortozyt zmieniony, z reliktami zamfibolizowanych piroksenów i skupieniami apatytu, z kwarcem, węglanami, muskowitem i biotytem	
15	15	1145,7	anortozyt gruboziarnisty zmieniony jw., z pseudomorfozami węglanowymi po piroksenach rombowych i drobnymi ziarnami piroksenów jednoskośnych	
16	16	1149,6	anortozyt porfirowaty z myrmekitem o reakcyjnych strukturach suturowych	
17	17	1154,6	anortozyt porfirowaty z myrmekitem jw., z przerostami kwarcu o reakcyjnych strukturach wieńcowo-suturowych	pl
18	18	1159,0	anortozyt jw. dwupiroksenowy z myrmekitem i przerostami kwarcu, zawierający węglanowe pseudomorfozy po piroksenach rombowych oraz obwódki i drobne ziarna piroksenów jednoskośnych	
19	19	1162,7	anortozyt zmieniony, ze smugami zamfibolizowanych piroksenów i z przerostami kwarcu i muskowitem	ach
20	20	1163,7	anortozyt jw. gruboziarnisty porfirowaty, ze smugami minerałów ciemnych – zmienionych piroksenów, amfiboli i biotytu	
21	21	1167,6	anortozyt porfirowaty zmieniony, z przerostami kwarcu, muskowitu i zeolitów, o reakcyjnych strukturach suturowych	
22	22	1171,4	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z przerostami zielonego spinelu i fragmentami spękanych i zmienionych plagioklazów – szlira w anortozycie	
23	23	1174,6	anortozyt zmieniony, z nielicznymi ziarnami piroksenów jednoskośnych i przerostami kwarcu, muskowitu i węglanów	
24	24	1179,5	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z fragmentami spękanych i zmienionych anortozytów lub ziaren plagioklazów – szlira w anortozycie	pl
25	25	1184,2	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, z biotytem i przerostami kwarcu, muskowitu i węglanów oraz węglanowymi pseudomorfozami po piroksenach	
26	26	1188,7	anortozyt gruboziarnisty z myrmekitem i przerostami kwarcu o reakcyjnych strukturach wieńcowo-suturowych	
27	27	1192,4	anortozyt jw. z przerostami kwarcu, smugami minerałów nieprzezroczystych i pseudomorfozami po piroksenach	pl
28	28	1195,7	anortozyt zmieniony ze skupieniami magnetytowo-ilmenitowymi z zielonym spinelem	
29	29	1196,5	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) – szlira w anortozycie; fragmenty skataklazowanych i zmienionych anortozytów scementowane minerałami nieprzezroczystymi z zielonym spinelem	ach
30	30	1201,3	anortozyt dwupiroksenowy z minerałami nieprzezroczystymi (melaanortozyt), zmieniony, z przerostami kwarcu	pl

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
31	31	1205,3	anortozyt zmieniony z pseudomorfozami po piroksenach, kwarcem, muskowitem i węglanami	
32	32	1210,5	anortozyt dwupiroksenowy z biotytem i apatytem oraz z przerostami kwarcu i węglanów	
33	33	1215,4	anortozyt ze śladami piroksenów, z przerostami kwarcu i reakcyjnymi strukturami suturowymi	
34	34	1216,8	skupienia amfibolowo-biotytowe w anortozycie (strefa bliska kontaktu z żyłą granitową)	pl
35	35	1217,8	granit mikroklinowy o drobnoziarnistej strukturze panksenomorficznej	pl
36	36	1221,8	anortozyt piroksenowy nierównoziarnisty z przerostami kwarcu	ach
37	37	1227,2	anortozyt ze śladami zmienionych piroksenów i minerałów nieprzezroczystych, z kwarcem, węglanami i muskowitem (ze strefy tektonicznej)	pl
38	38	1228,7	granit biotytowy o strukturze blastokataklastycznej, zgnejsowany (ze strefy tektonicznej)	
39	39	1233,4	gniazdowe skupienia minerałów nieprzezroczystych z piroksenami i biotytem w zmienionym anortozycie	
40	40	1238,5	strefa biotytyzacji na kontakcie gruboziarnistego granitu ze skałą magnetytowo-ilmenitową	
41	41	1238,9	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem i piroksenami	
42	42	1243,8	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z fragmentami plagioklazów – szlira w anortozycie	pl
43	43	1249,6	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem – szlira w anortozycie	
44	44	1252,9	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem – szlira w anortozycie	
45	45	1254,0	anortozyt zmieniony z pseudomorfozami po piroksenach, amfibolem, biotytem, minerałami nieprzezroczystymi i apatytem, kwarcem, muskowitem i węglanami	pl
46	46	1256,3	granit mikroklinowy średnioziarnisty	ach
47	47	1260,9	anortozyt z przerostami kwarcu i muskowitu o reakcyjnych strukturach wieńcowo-suturowych	
48	48	1265,2	skupienia magnetytowo-ilmenitowe w anortozycie	
49	49	1268,8	anortozyt piroksenowy zmieniony z amfibolem, biotytem, przerostami kwarcu, muskowitem i węglanami	ach
50	50	1274,7	anortozyt z myrmekitem i przerostami kwarcu o reakcyjnych strukturach suturowych	
51	51	1278,6	anortozyt zmieniony z gniazdowymi skupieniami biotytu, piroksenów i minerałów nieprzezroczystych, z kwarcem, muskowitem i węglanami	pl
52	52	1282,8	anortozyt z piroksenami jednoskośnymi, gruboziarnisty porfirowaty, z przerostami kwarcu	
53	53	1287,3	anortozyt z piroksenami jednoskośnymi, zmieniony, z pseudomorfozami po piroksenach rombowych, przerostami kwarcu i węglanami	
54	54	1293,5	anortozyt dwupiroksenowy z biotytem, minerałami nieprzezroczystymi, skupieniami apatytu i kwarcem	
55	55	1298,9	anortozyt zmieniony z reliktami piroksenów, kwarcem, muskowitem i węglanami	
56	56	1303,6	anortozyt porfirowaty, zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami	
57	57	1307,5	anortozyt myrmekitowy z przerostami kwarcu, muskowitu i węglanów	pl
58	58	1312,5	anortozyt porfirowaty zmieniony, z przerostami kwarcu, muskowitu i węglanów	
59	59	1318,6	anortozyt myrmekitowy porfirowaty z reakcyjnymi strukturami wieńcowo-suturowymi	
60	60	1323,9	anortozyt myrmekitowy jw. ze śladami z piroksenów jednoskośnych i minerałów nieprzezroczystych	
61	61	1330,6	anortozyt ze skupieniami minerałów nieprzezroczystych, zmienionych piroksenów i biotytu	
62	62	1332,8	anortozyt zmieniony z drobnymi nagromadzeniami minerałów nieprzezroczystych, piroksenów i biotytu, z przerostami kwarcu	
63	63	1336,1	anortozyt ze śladami piroksenów i biotytu oraz przerostami kwarcu	ach
64	64	1341,8	anortozyt z akcesorycznymi piroksenami, przerostami kwarcu i węglanami	pl
65	65	1345,1	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem	
66	66	1352,1	skała magnetytowo-ilmenitowa z zielonym spinelem – szlira w anortozycie	
67	67	1356,5	anortozyt gruboziarnisty porfirowaty, zmieniony, z przerostami kwarcu i węglanami	
68	68	1359,4	skała magnetytowo-ilmenitowa z zielonym spinelem – szlira w anortozycie	pl
69	69	1364,8	anortozyt zmieniony ze skupieniami minerałów nieprzezroczystych, piroksenami i apatytem (skupienia szlirowe)	
70	70	1370,2	anortozyt gruboziarnisty porfirowaty, zmieniony, z przerostami kwarcu, węglanami i muskowitem	
71	71	1375,6	anortozyt gruboziarnisty porfirowaty, zmieniony, ze skupieniami minerałów nieprzezroczystych	
72	72	1381,6	anortozyt z przerostami myrmekitowymi, porfirowaty	
73	73	1387,0	anortozyt z przerostami myrmekitowymi, porfirowaty	pl

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
74	74	1394,1	anortozyt z przerostami myrmekitowymi, porfirowaty	
75	75	1396,1	skała magnetytowo-ilmenitowo-spinelowa (ferrolit)	
76	76	1398,6	skała magnetytowo-ilmenitowo-spinelowa (ferrolit)	
77	76/1	1398,9	skała magnetytowo-ilmenitowo-spinelowa (ferrolit)	
78	76/2	1401,0	skupienia magnetytowo-piroksenowe z biotytem w zmienionym anortozycie – szlira	pl
79	76/3	1406,0	anortozyt porfirowaty zmieniony, ze szlirowymi skupieniami zmienionych piroksenów i minerałów nieprzezroczystych	
80	76/4	1409,9	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem i ksenolitami anortozytu	
81	76/5	1412,0	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem	
82	76/6	1414,4	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) – kontakt z fragmentami anortozytu piroksenowego	
83	76/7	1419,0	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit)	
84	76/8	1421,8	anortozyt porfirowaty zmieniony, z przerostami kwarcu i węglanami	
85	77	1423,5	anortozyt porfirowaty jw.	pl
86	78	1429,1	anortozyt ze szlirowymi skupieniami piroksenowo-rudnymi	ach
87	79	1435,3	anortozyt gruboziarnisty zmieniony, z przerostami kwarcu i węglanami	
88	80	1440,9	anortozyt zmieniony jw.	
89	81	1447,6	anortozyt ze szlirą amfibolowo-piroksenowo-biotytową	
90	82	1450,8	anortozyt zmieniony z pseudomorfozami węglanowymi po piroksenach i przerostami kwarcu	
91	82a	1450,9	gabronoryt drobnoziarnisty z minerałami nieprzezroczystymi – szlira	pl
92	83	1453,3	anortozyt gruboziarnisty porfirowaty, zmieniony, z kwarcem, węglanami, chlorytem i muskowitem	
93	84	1458,2	anortozyt porfirowaty zmieniony jw.	
94	84a	1458,2	anortozyt zmieniony jw. z gniazdowymi skupieniami biotytu	
95	85	1466,4	anortozyt z myrmekitem o reakcyjnych strukturach suturowych	
96	86	1471,9	anortozyt z myrmekitem i reliktami zmienionych piroksenów	pl
97	87	1476,2	anortozyt ze szlirami minerałów ciemnych (amfibole, biotyt, relikty piroksenów)	
98	88	1481,6	granit mikroklinowy o strukturze blastokataklastycznej	pl
99	89	1487,7	zbrekcjowany anortozyt infiltrowany przez granit (strefa kontaktu)	
100	90	1491,3	anortozyt piroksenowy zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem	ach
101	91	1495,9	anortozyt zmieniony jw. z reliktami piroksenów rombowych (z obwódkami amfibolowymi), kwarcem, węglanami i muskowitem	pl
102	92	1500,1	anortozyt zmieniony z amfibolami i biotytem po piroksenach, kwarcem, węglanami i muskowitem	
103	93	1506,4	anortozyt z cienką szlirą minerałów nieprzezroczystych	ach
104	94	1512,4	anortozyt z myrmekitem i skupieniami amfibolowo-biotytowymi ze śladami piroksenów	
105	95	1517,5	anortozyt myrmekitowy ze szlirowymi skupieniami piroksenów rombowych z amfibolem i biotytem	
106	96	1523,3	anortozyt ortopiroksenowy z obwódkami amfibolowo-biotytowymi i przerostami myrmekitowymi	pl
107	97	1529,0	anortozyt piroksenowy gruboziarnisty porfirowaty z przerostami myrmekitowymi	
108	98	1535,4	melaanortozyt piroksenowo-magnetytowy	
109	99	1538,8	anortozyt piroksenowy	
110	99/1	1545,1	fragmenty zbrekcjowanego anortozytu z żyłką magnetytowo-chlorytową	ach
111	100	1546,6	anortozyt zmieniony z kwarcem, węglanami i muskowitem	pl
112	101	1548,7	granit dwułyszczykowy średnioziarnisty, zgnejsowany	
113	102	1552,3	anortozyt myrmekitowy nierównoziarnisty	
114	103	1558,3	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów	
115	104	1566,3	skała magnetytowo-ilmenitowa ze skupieniami piroksenów rombowych i fragmentami anortozytu	
116	104/1	1567,2	skała magnetytowo-ilmenitowa jw. z siarczkami	
117	105	1571,8	anortozyt z magnetytem i zmienionymi piroksenami	
118	105/1	1574,2	anortozyt ze skupieniami magnetytu i piroksenów	
119	106	1576,8	anortozyt piroksenowy z przerostami kwarcu	pl

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
120	107	1581,7	anortozyt ze skupieniami piroksenów i gniazdami kwarcu	
121	108	1585,6	anortozyt z przerostami myrmekitowymi i kwarcowymi oraz gniazdami biotytu	
122	109	1590,8	anortozyt gruboziarnisty z magnetytem, piroksenami i amfibolami (melaanortozyt)	
123	110	1596,2	anortozyt piroksenowy, gruboziarnisty porfirowaty	
124	111	1602,3	anortozyt piroksenowy z biotytem (melaanortozyt), gruboziarnisty porfirowaty	
125	112	1607,4	szlirowe skupienia piroksenów z amfibolami w anortozycie	pl
126	113	1610,8	anortozyt zmieniony z kwarcem, muskowitem i węglanami	
127	114	1617,2	anortozyt piroksenowy z magnetytem	
128	115	1624,4	anortozyt piroksenowy zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami	
129	116	1630,8	anortozyt zmieniony z przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	
130	117	1637,1	anortozyt zmieniony ze szlirowymi skupieniami piroksenów i magnetytu	
131	118	1643,5	anortozyt zmieniony z kwarcem, węglanami i muskowitem	
132	119	1648,0	skała magnetytowo-ilmenitowa – szlira w anortozycie zmienionym	pl
133	120	1648,6	metasomatyczna skała węglanowa z kwarcem i muskowitem (strefa brekcji tektonicznej)	
134	120a	1648,6	fragmenty zmienionego anortozytu (strefa brekcji tektonicznej)	
135	121	1654,3	anortozyt zmieniony z drobnymi nagromadzeniami magnetytu, kwarcem, węglanami i muskowitem	
136	122	1659,9	anortozyt piroksenowy zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem	
137	123	1666,5	anortozyt piroksenowy zmieniony jw.	
138	124	1673,9	anortozyt porfirowaty z gniazdami piroksenowo-magnetytowymi, zmieniony, z przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	
139	125	1680,4	anortozyt piroksenowo-magnetytowy (melaanortozyt), porfirowaty, zmieniony, z kwarcem, węglanami i chlorytem	pl, ach
140	126	1687,9	anortozyt zmieniony ze szlirowymi skupieniami magnetytu i piroksenów, z kwarcem i węglanami	
141	127	1694,0	anortozyt porfirowaty zmieniony, z kwarcowo-węglanowymi pseudomorfozami po piroksenach	
142	128	1699,8	anortozyt z gniazdami magnetytu, zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem	
143	129	1706,2	anortozyt piroksenowy gruboziarnisty z magnetytem	
144	130	1713,2	anortozyt porfirowaty z przerostami kwarcu i węglanami	
145	131	1721,8	anortozyt piroksenowy gruboziarnisty	pl
146	131/1	1723,6	anortozyt z gniazdami magnetytu, z zielonym spinelem i biotytem	
147	131/2	1726,2	anortozyt z magnetytem ze strefy silnie spękanej i zmienionej (węglany, chloryt)	
148	132	1730,2	szlira magnetytowo-ilmenitowa w anortozycie	pl
149	133	1737,0	anortozyt z drobnymi skupieniami magnetytu, zmieniony, z kwarcem i węglanami	
150	134	1741,1	anortozyt zmieniony z kwarcem, węglanami i muskowitem	
151	134/1	1746,5	skała magnetytowo-ilmenitowa – szlira w anortozycie	
152	134/2	1748,4	skała magnetytowo-ilmenitowa – szlira w anortozycie	
153	134/3	1749,1	skała magnetytowo-ilmenitowa – szlira w anortozycie	pl
154	135	1750,4	skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit) z zielonym spinelem	
155	136	1756,7	anortozyt z przerostami magnetytu, zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem	
156	137	1763,2	gniazda amfibolowo-biotytowe z magnetytem w anortozycie	
157	138	1769,7	anortozyt ze skupieniami magnetytowo-ilmenitowymi z obwódkami tytanitu i biotytu	
158	139	1775,1	anortozyt zmieniony z przerostami kwarcu, węglanów i muskowitu	
159	139/1	1778,4	anortozyt spękany i zbrekcjowany ze strefą magnetytową i biotytową	
160	140	1781,0	dioryt biotytowy (plagioklazolit) średnioziarnisty – skała żyłowa	
161	141	1782,9	kwarcowy dioryt biotytowy (plagioklazolit) średnioziarnisty – skała żyłowa	
162	142	1789,4	anortozyt amfibolowo-biotytowy szlirowaty	pl
163	143	1796,0	granit biotytowy drobnoziarnisty	
164	144	1799,0	anortozyt hiperstenowy, gruboziarnisty porfirowaty	
165	145	1805,5	anortozyt hiperstenowy, gruboziarnisty porfirowaty	

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
166	146	1811,3	anortozyt hiperstenowy, gruboziarnisty porfirowaty	
167	147	1816,5	anortozyt hiperstenowy zmieniony, z kwarcowo-węglanowymi pseudomorfozami po piroksenach	
168	148	1821,8	anortozyt hiperstenowy z magnetytem, zmieniony	pl
169	149	1825,6	skała magnetytowo-ilmenitowa – szlira w anortozycie	
170	150	1830,7	leukonoryt drobnoziarnisty	pl
171	151	1834,5	anortozyt z gniazdami piroksenów rombowych (melaanortozyt)	
172	151a	1834,5	noryt drobnoziarnisty – szlira w anortozycie	
173	152	1838,7	anortozyt dwupiroksenowy z myrmekitem	
174	153	1845,0	anortozyt zmieniony z kwarcem, węglanami i muskowitem	ach
175	154	1850,6	anortozyt zmieniony z drobnymi przerostami magnetytu	
176	155	1855,8	anortozyt hiperstenowy z magnetytem (melaanortozyt), gruboziarnisty	pl
177	156	1861,5	szlira magnetytowo-piroksenowa ze spinelem zielonym w anortozycie gruboziarnistym	
178	157	1868,2	anortozyt z myrmekitem	
179	158	1872,2	anortozyt amfibolowo-biotytowy gruboziarnisty	pl
180	159	1879,0	anortozyt amfibolowo-biotytowy gruboziarnisty	
181	160	1885,5	anortozyt z myrmekitem	
182	161	1892,3	anortozyt z przerostami myrmekitowymi i poikilitowymi amfibolami z biotytem	
183	162	1898,1	anortozyt z piroksenami, amfibolami i biotytem oraz przerostami kwarcu i węglanów	
184	163	1904,4	anortozyt gruboziarnisty ze szlirowymi nagromadzeniami minerałów ciemnych – piroksenów z amfibolami, biotytem i magnetytem (o składzie norytu)	pl
185	164	1910,1	anortozyt myrmekitowy grubo- i nierównoziarnisty	
186	165	1916,7	anortozyt myrmekitowy jw.	
187	166	1923,0	anortozyt myrmekitowy jw.	
188	167	1929,7	anortozyt z piroksenami rombowymi, nierównoziarnisty	
189	168	1936,2	anortozyt ze śladami piroksenów, nierównoziarnisty	
190	169	1942,6	anortozyt jw.	pl, ach
191	170	1949,1	anortozyt z przerostami myrmekitowymi	
192	171	1955,8	anortozyt z myrmekitem i przerostami kwarcu o reakcyjnych strukturach wieńcowych	
193	172	1961,4	anortozyt jw. z reliktami piroksenów	
194	173	1967,1	anortozyt jw.	
195	174	1970,5	kontakt skataklazowanego anortozytu z granitem biotytowym zgnejsowanym	
196	174a	1970,5	strefa mylonityczna bogata w biotyt – na kontakcie z anortozytem	
197	176	1977,6	anortozyt z zamfibolizowanymi piroksenami i przerostami myrmekitu	pl
198	177	1985,7	anortozyt porfirowaty ze zmienionymi piroksenami i nielicznymi ziarnami magnetytu	
199	178	1992,3	anortozyt porfirowaty z myrmekitem i przerostami kwarcowymi	
200	179	1994,3	anortozyt porfirowaty zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami	
201	179/1	1994,7	anortozyt z gniazdami amfibolowo-biotytowymi	
202	180	2001,2	anortozyt myrmekitowy porfirowaty	
203	181	2010,1	anortozyt z przerostami myrmekitowymi jw.	pl
204	182	2018,0	anortozyt z przerostami myrmekitowymi jw.	
205	183	2024,8	anortozyt z przerostami myrmekitowymi jw.	
206	184	2030,1	anortozyt ze szlirami piroksenowo-amfibolowymi	
207	185	2036,6	anortozyt z przerostami myrmekitowymi	
208	186	2041,9	anortozyt porfirowaty – kontakt ze zmineralizowaną strefą biotytyzacji (strefa spękania)	
209	187	2048,3	anortozyt ze strefą piroksenowo-amfibolowo-biotytową	
210	188	2054,8	szlira amfibolowo-biotytowa w anortozycie, bogata w tytanit i apatyt, z reliktami piroksenów	pl

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
211	189	2060,6	anortozyt myrmekitowy, spękany i zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem	
212	190	2066,8	granit dwułyszczykowy mikroklinowy, średnioziarnisty	
213	191	2073,3	anortozyt z myrmekitem, średnioziarnisty	
214	192	2078,3	anortozyt z myrmekitem, porfirowaty, częściowo zmieniony, z kwarcem i muskowitem	
215	193	2080,2	anortozyt z gniazdami amfibolowo-chlorytowymi, porfirowaty	ach
216	194	2088,7	anortozyt z przerostami myrmekitowymi	pl
217	195	2098,5	anortozyt z ortopiroksenami, porfirowaty	
218	196	2103,8	anortozyt spękany, z wtórnymi kwarcem, muskowitem i węglanami	
219	197	2112,0	anortozyt zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami	
220	198	2118,3	anortozyt z przerostami myrmekitowymi	
221	198a	2118,3	anortozyt myrmekitowy jw.	pl
222	199	2124,2	granit mikroklinowy średnioziarnisty, spękany i zbrekcjowany	ach
223	200	2131,8	anortozyt myrmekitowy z amfibolami	
224	201	2138,2	anortozyt myrmekitowy z nielicznymi piroksenami	
225	202	2144,8	anortozyt myrmekitowy	
226	203	2150,9	anortozyt myrmekitowy porfirowaty	ach
227	204	2157,0	anortozyt ze skupieniami amfibolowo-biotytowymi, zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami	
228	205	2164,2	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów i amfiboli	
229	206	2171,5	anortozyt z gniazdami biotytu z magnetytem	
230	206a	2171,5	anortozyt zmieniony ze strefą magnetytowo-ilmenitową	
231	207	2177,8	anortozyt zmieniony z przerostami kwarcu, muskowitu i węglanów	pl
232	208	2183,5	anortozyt z myrmekitem i śladami piroksenów	
233	209	2189,6	anortozyt jw. porfirowaty	
234	210	2193,1	anortozyt spękany i zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem, ze szlirą minerałów ciemnych (amfibol, biotyt) i nieprzezroczystych	
235	211	2199,6	anortozyt myrmekitowy ze szlirami minerałów ciemnych (pirokseny, amfibole, biotyt) i nieprzezroczystych	pl
236	212	2206,2	anortozyt myrmekitowy porfirowaty	
237	213	2212,2	anortozyt myrmekitowy porfirowaty	
238	214	2218,4	anortozyt myrmekitowy porfirowaty	ach
239	214/1	2220,6	anortozyt ze smugami drobnych ziaren piroksenów z magnetytem	
240	214/2	2220,6	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów	
241	215	2224,1	anortozyt z rozproszonymi ziarnami piroksenów	pl
242	216	2230,2	anortozyt z rozproszonymi ziarnami piroksenów	
243	217	2235,5	anortozyt ortopiroksenowy	pl
244	218	2242,1	anortozyt myrmekitowy leukokratyczny	
245	219	2248,7	anortozyt myrmekitowy leukokratyczny	
246	220	2255,2	anortozyt jw. ze śladami piroksenów	
247	221	2262,3	anortozyt jw. porfirowaty	
248	222	2264,2	anortozyt ze smugami piroksenów	ach
249	223	2271,5	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów	pl
250	224	2278,3	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów	
251	225	2283,9	anortozyt myrmekitowy ze śladami piroksenów	
252	226	2289,8	anortozyt z piroksenami, porfirowaty	
253	227	2294,1	anortozyt z piroksenami, porfirowaty	
254	228	2299,8	anortozyt myrmekitowy leukokratyczny	pl

pl – analiza ilościowa składu mineralnego (patrz tabele 4 i 5); ach – analiza chemiczna (patrz tabela 6)

pl – modal analysis (in Tables 4 and 5); ach – chemical analysis (in Table 6)

mineralnego (tab. 3 i 4). Analizy chemiczne na zawartość pierwiastków głównych i strontu wykonano dla 20 próbek skał (tab. 5).

Do charakterystycznych cech anortozytów w profilu otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2 należą:

- nierównomierne rozmieszczenie szlirowych stref magnetytowo-ilmenitowych oraz minerałów maficznych, wyraźnie zanikające w głębszym odcinku profilu;
- stała obecność tlenkowych minerałów rudnych oraz zmienne występowanie minerałów siarczkowych;
- występowanie w strefach rudnych zielonego spinelu szeregu pleonast–hercynit;
- stała plamista budowa plagioklazów i wzbogacenie ich stref peryferyjnych w anortyt;
- nieregularna obecność myrmekitu inwersyjnego w górnym odcinku profilu i stała jego obecność w głębszej części profilu;
- prawie stała, choć zwykle w niewielkich ilościach, obecność piroksenów przy dość niestabilnym stosunku zawartości ortopiroksenów do klinopiroksenów, w środkowym odcinku profilu przeważają anortozyty z ortopiroksenami;
- stała obecność biotytu oraz częste i zmienne występowanie wtórnych amfiboli (po piroksenach);
- obecność apatytu związana ze strefami wzbogaconymi w minerały rudne i maficzne;
- stała obecność minerałów wtórnych o pochodzeniu diaftorycznym: kwarcu, węglanów, serycytu/muskowitu oraz chlorytu, których ilość zmniejsza się wraz z głębokością.

W przewierconym kompleksie anortozytowym wyróżniono następujące zespoły:

- anortozyty z licznymi szlirami magnetytowo-ilmenitowymi i niewielkimi strefami bogatej rudy, na głęb. 1085,0–1422,9 m;
- anortozyty ze szlirami minerałów maficznych i rudnych, na głęb. 1422,9–1904,4 m;
- anortozyty myrmekitowe ubogie w minerały maficzne i rudne, na głęb. 1904,4–2300,0 m.

Skały magnetytowo-ilmenitowe (ferrolity) występują wśród anortozytów, nie tworzą grubych zwartych zespołów. Stwierdzono tylko siedem większych nieregularnych stref wzbogaconych w minerały rudne i zawierających często fragmenty anortozytów, skupienia plagioklazów i minerałów maficznych. Mają one grubość 1,1–5,3 m i występują na głęb.: 1235,5–1240,8; 1345,5–1346,6; 1396,9–1399,9 i 1409,5–1413, 3 m. Strefy rudne na większych głębokościach (np. 1569,0–1574,6; 1722,9–1727,1 m) są skałami plagioklazowo-piroksenowo-magnetytowymi, tzn. anortozytami bogatymi w minerały rudne i maficzne. W dużej ilości występują wśród anortozytów znacznie cieńsze szliry magnetytowo-ilmenitowe o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów, rzadziej do kilkudziesięciu centymetrów. Najbogatsze w takie szliry są anortozyty na głęb. 1085,0–1422,9 m. Ilość szlir w anortozytach maleje wraz z głębokością – poniżej głęb. 1904,4 m szliry rudne występują tylko sporadycznie.

Anortozyty w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 są pocięte licznymi, przeważnie cienkimi, żyłami granitowymi. Mimo że odgrywają one podrzędną rolę w profilu podłoża krystalicznego (łącznie 29,5 m rdzenia), to ich liczba jest znaczna – stwierdzono 94 żyły granitowe. Rozmiary ciał granitowych wynoszą od kilku centymetrów do ok. 4 m grubości, przy czym żyły o grubości powyżej 1 m stanowią tylko 6%. Zdecydowanie przeważają cienkie żyłki o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów; żyłki o grubości poniżej 12,5 cm stanowią 67% wszystkich wystąpień granitów w otworze. Rozmieszczenie granitów żyłowych w otworze jest nierównomierne. Występują one na ogół w strefach zluźnień tektonicznych, z którymi związane są strefy silnych spękań, kataklazy i zbrekcjowania. Procesy metamorfizmu dyslokacyjnego obejmowały zarówno żyły granitowe, jak i otaczające je anortozyty. Grubsze żyły granitów stwierdzono m.in. na głęb.: 1138,2–1139,2; 1228,4–1231,9; 1479,7–1482,6; 1780,9–1782,0; 1795,6–1797,4; 1872,5–1875,5; 2064,2–2068,7; 2123,5–2124,5 i 2169,6–2170,6 m. Budowa żył jest często niejednorodna, strefowa, świadcząca o wieloetapowej genezie; tworzą je strefy o różnej wielkości ziaren (w tym pegmatyty), różnym zaangażowaniu dynamicznym, a także żyły kwarcowe. Kontakty grubych żył z anortozytami są zwykle ostre i mają charakter tektoniczny Przecinają one anortozyty najczęściej pod kątem 0–15° lub 40–50°, ale także 30° i 60–70°. Cienkie, kilkucentymetrowe żyłki granitów zabliźniają szczeliny lub tworzą nieregularne gniazda i przerosty o charakterze mobilizatu.

Na podstawie wyników ilościowych analiz składu mineralnego (tab. 3) na figurze 4 przedstawiono zróżnicowanie anortozytów i towarzyszących im szlir magnetytowo-ilmenitowych i maficznych na trójkątnych diagramach P–M–R i P–Px–R, będących zmodyfikowanymi schematami klasyfikacyjnymi dla skał bogatych w minerały nieprzezroczyste.

Charakterystyka mikroskopowa

Anortozyty są skałami jasnoszarymi lub szarymi, miejscami plamistymi z odcieniem żółtym, zielonawym lub różowym. Przeważają odmiany średnio- i nierównoziarniste, ale pospolite są także anortozyty gruboziarniste, porfirowate. Najczęściej występują ziarna plagioklazów o wymiarach od ok. 0,5 do kilku milimetrów, ich maksymalna wielkość dochodzi do kilku centymetrów. Struktura skał jest hipidiomorfowoziarnista lub panksenomorfowoziarnista, często także blastokataklastyczna lub reakcyjna – wieńcowa, suturowa lub poikilitowa.

Głównym składnikiem mineralnym są plagioklazy tworzące ziarna izometryczne, wykazujące niekiedy tendencję do wykształcenia tabliczkowego. Kryształy zbliźniaczone według prawa albitowego i peryklinowego mają często nieregularne prążki bliźniacze, w wielu miejscach zdeformowane i plastycznie odkształcone, zwłaszcza w strefach zaburzeń tektonicznych i w pobliżu stref rudnych. Charakterystyczną cechą plagioklazów jest niejednorodna budowa

wewnętrzna przejawiająca się plamistym wygaszaniem światła i wzbogaceniem peryferyjnych partii ziaren w anortyt. Ślady drobnych przerostów antypertytowych zaobserwowano w niewielu płytkach cienkich. Myrmekit inwersyjny sporadycznie występuje w całym profilu, jednak jako stały, charakterystyczny składnik jest obecny poniżej głęb. 1904,4 m. Plagioklazy mają skład labradoru z przejściem do andezynu; 49% pomiarów odpowiada zawartości 50–55% An, 24% − zawartości 55–60% An, a 27% − zawartości 40–50% An. Myrmekit, mikroklin i kwarc tworzą wokół ziaren plagioklazów przerosty w postaci wieńcowych i suturowych stref reakcyjnych. Oba te minerały wnikają także w zdeformowane i zbliźniaczone strefy pomiędzy dużymi ziarnami plagioklazów, tworząc tu większe skupienia.

Głównymi barwnymi minerałami anortozytów są piroksen, amfibole i biotyt, a ich zawartość waha się od kilku do kilkunastu procent (w melaanortozytach). Tworzą często szlirowe nagromadzenia, także z udziałem minerałów nieprzezroczystych (tab. 3). W profilu otworu piroksen są zróżnicowane pod względem rodzaju, a ilościowy stosunek piroksenu rombowego do piroksenu jednoskośnego jest dość niestabilny. Najbardziej charakterystycznym rodzajem jest piroksen rombowy – hipersten, odznaczający

Skład mineralny anortozytów

Modal composition of anorthosites

Nr próbki Sample No	2	9	12	17	24	27	30	34	37	42	45	51	57	64	68	73	76/2	77	82a	86	91	96	100
Głęb. [m] Depth	1090,8	1123,5	1137,5	1154,6	1179,5	1192,4	1201,3	1216,8	1227,2	1243,8	1254,0	1278,6	1307,5	1341,8	1359,4	1387,0	1401,0	1423,5	1450,8	1471,9	1495,9	1523,3	1546,6
Plagioklaz	90,9	92,8	62,8	95,5	35,8	88,4	69,2	48,1	86,8	27,7	65,6	77,6	92,4	89,2	10,9	93,4	64,5	93,2	61,0	86,5	83,1	82,4	87,6
Skaleń potasowy	3,4	3,7	0,2	2,1	−	3,6	1,1	0,1	3,8	−	6,9	0,6	4,7	3,3	−	1,2	0,2	3,2	+	3,8	1,3	−	−
Myrmekit	−	1,6	1,1	2,0	−	−	−	−	−	−	+	−	0,8	−	−	3,4	−	−	−	+	−	2,7	−
Kwarc	1,6	+	4,1	0,1	4,0	0,4	0,5	5,9	2,1	2,0	3,1	1,6	0,5	0,7	−	0,2	0,2	1,3	+	−	0,3	0,5	2,5
Piroksen	−	0,7	+	+	−	+	12,2	−	+	1,3	0,8	0,2	+	3,3	4,0	0,2	7,7	0,4	+	0,4	2,8	2,4	−
Amfibol	−	−	12,6	−	−	−	1,1	21,0	−	−	6,3	−	−	+	−	0,4	−	−	2,4	3,8	2,4	6,0	−
Biotyt	+	+	6,9	0,1	5,7	0,5	3,7	18,7	1,3	3,5	3,3	10,0	+	0,2	2,0	0,4	4,4	0,2	8,4	0,6	2,4	3,9	0,3
Minerały nieprzezrocz.	0,2	0,5	9,0	−	47,7	3,8	0,1	5,3	0,8	57,1	1,7	5,0	+	0,2	75,2	−	19,1	0,2	24,5	3,9	1,1	+	+
Apatyt	−	−	0,2	+	−	−	0,2	−	−	−	1,4	0,2	−	0,2	−	−	−	−	0,2	0,4	0,3	−	0,3
Tytanit	−	−	0,2	+	−	−	−	−	−	−	0,5	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
Cyrkon	−	−	0,0	+	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	+	−	−	−	0,4	−	−	−	−
Spinel	+	0,5	−	−	−	−	−	−	−	2,5	−	−	−	−	1,7	−	−	−	−	−	−	−	−
Chloryt	+	−	0,2	+	3,2	0,4	1,6	−	+	0,8	+	1,6	0,5	0,5	3,7	0,4	2,6	0,6	2,2	0,4	0,5	0,2	0,5
Węglany	2,9	0,2	2,5	0,1	3,6	2,7	10,0	0,9	3,6	5,1	9,8	3,0	0,8	2,1	2,5	0,4	1,3	0,9	0,9	0,2	5,6	1,9	4,3
Muskowit	1,0	−	0,2	+	+	0,2	0,3	−	1,6	−	0,5	0,2	0,3	0,5	+	+	+	+	−	−	0,3	−	4,5
	Anortozyt zmieniony	Anortozyt z myrmekitem	Anortozyt amfibolowo-biotytowy (melaanortozyt)	Anortozyt z myrmekitem	Skała magnetytowo-ilmenitowa (szlira)	Anortozyt zmieniony	Anortozyt zmieniony (melaanortozyt)	Skupienia amfibolowo-biotytowe w anortozycie	Anortozyt zmieniony	Skała magnetytowo-ilmenitowa (szlira)	Anortozyt zmieniony (melaanortozyt)	Anortozyt zmieniony (melaanortozyt)	Anortozyt z myrmekitem	Anortozyt zmieniony	Skała magnetytowo-ilmenitowa (szlira)	Anortozyt z myrmekitem	Skupienia magnetytowo-piroksenowe (szlira)	Anortozyt	Gabronoryt magnetytowy (szlira)	Anortozyt z amfibolem	Anortozyt zmieniony	Anortozyt piroksenowo-amfibolowy	Anortozyt zmieniony

się średnią dwójłomnością i typowym pleochroizmem o schemacie: α – bezbarwny do jasnozielonawego, β – różowobrunatny. Pospolite jest przechodzenie piroksenu rombowego w odmianę jednoskośną o cechach augitu zwyczajnego lub diopsydowego. Ta odmiana piroksenu tworzy także drobne ziarna i międzyziarnowe przerosty w strefach reakcyjnych na granicach ziaren plagioklazów. Pirokseny ulegają rozmaitym przemianom, a wśród produktów wtórnych w pseudomorfozach spotyka się amfibole, węglany, biotyt, chloryt i talk. Najczęściej pirokseny przechodzą w amfibole, które ulegają dalszym przemianom. Amfibole o cechach hornblendy zwyczajnej obrastają często relikto-we ziarna piroksenów. Stałym składnikiem anortozytów jest także biotyt. Minerały nieprzezroczyste występują akcesorycznie lub tworzą nieregularne skupienia i szliry. Ze strefami wzbogaconymi w minerały maficzne i rudne związana jest obecność apatytu.

Anortozyty w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 ulegały przemianom diaftorycznym, spowodowanym procesami metamorfizmu dyslokacyjnego, związanego z licznymi w profilu strefami zaburzeń tektonicznych. Procesy te powodowały zmianę pierwotnej struktury skały przez spękania, kruszenie i kataklazę oraz przeobrażenia plagioklazów i piroksenów z utworzeniem paragenezy minerałów wtórnych,

Tabela 3

i skał pokrewnych [% obj.]

and related rocks [vol. %]

106	112	113	125	131	132	134/3	142	148	150	155	158	163	169	176	181	188	194	198a	207	211	215	217	223	228
1576,8	1607,4	1648,0	1680,4	1721,8	1730,6	1749,1	1789,4	1821,8	1830,7	1855,8	1872,7	1904,4	1942,6	1977,6	2010,1	2054,8	2088,7	2118,3	2177,8	2199,6	2224,1	2235,5	2271,5	2299,8
88,5	37,0	36,6	74,6	90,0	62,4	39,5	88,4	79,8	65,7	85,8	79,2	59,5	94,8	89,7	94,4	66,7	95,0	86,9	82,3	83,2	95,2	87,3	93,9	96,2
3,8	–	–	1,3	1,5	0,6	–	0,3	1,5	0,2	1,4	0,2	–	1,3	2,4	–	0,3	0,2	0,3	2,6	0,2	2,0	+	1,3	–
0,2	–	–	–	0,7	–	–	–	–	–	0,4	–	–	2,3	0,6	3,6	1,0	4,6	11,4	–	1,5	0,2	–	2,9	3,8
1,8	2,5	+	4,0	–	–	0,1	0,7	1,1	0,4	–	1,3	0,4	–	3,4	–	1,0	+	–	0,9	0,4	+	0,3	–	–
0,8	25,4	–	5,3	4,8	+	5,1	–	7,4	27,6	5,5	–	2,6	1,0	0,9	1,1	2,4	+	0,8	–	1,3	0,9	9,5	1,3	+
0,2	20,6	–	0,4	0,9	+	1,3	5,9	2,4	0,5	2,0	12,8	9,4	0,3	1,8	0,3	8,2	–	0,3	–	1,7	0,2	1,1	–	–
0,2	5,3	8,6	3,2	1,9	4,2	6,1	3,8		1,5	1,6	5,9	4,8	+	0,9	0,3	10,9	–	0,3	–	2,8	+	1,2	0,3	+
1,8	7,7	47,5	3,2	0,2	28,5	43,4	0,1	3,9	3,4	3,1	+	4,6	0,3	0,3	0,3	6,8	0,2	+	0,2	3,2	0,2	0,1	0,3	–
–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	+	–	+	–	2,0	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	0,7	–	+	–	–	–	–	–	–
–	–	0,2	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	0,2	–	–	–	1,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
0,2	0,2	0,6	4,4	–	1,4	0,3	–	–	0,5	–	–	12,0	–	–	–	–	–	–	–	5,7	0,9	0,5	+	–
2,3	0,7	5,9	3,4	–	2,7	2,0	0,4	3,7	0,2	0,2	0,4	6,1	–	+	–	–	–	+	11,8	–	0,4	–	+	–
0,2	+	0,2	+	–	0,2	0,3	0,4	0,2	–	–	0,2	–	–	+	–	–	–	+	2,2	–	+	–	+	–
Anortozyt zmieniony	Szlirowe skupienia piroksenowo-amfibolowe w anortozycie	Skała magnetytowo-ilmenitowa (szlira)	Anortozyt piroksenowo-magnetytowy (melaanortozyt)	Anortozyt piroksenowy	Szlira magnetytowa w anortozycie	Skała magnetytowo-ilmenitowa (szlira)	Anortozyt amfibolowo-piroksenowy	Anortozyt hiperstenowy, zmieniony	Leukonoryt drobnoziarnisty (szlira)	Anortozyt hiperstenowy z magnetytem (melaanortozyt)	Anortozyt amfibolowo-biotytowy	Szlira minerałów ciemnych w anortozycie	Anortozyt	Anortozyt ze zamfibolizowanymi piroksenami	Anortozyt myrmekitowy	Szlira amfibolowo-biotytowa	Anortozyt myrmekitowy	Anortozyt myrmekitowy	Anortozyt zmieniony	Anortozyt myrmekitowy ze szlirami minerałów ciemnych	Anortozyt	Anortozyt hiperstenowy	Anortozyt myrmekitowy	Anortozyt myrmekitowy

obejmującej kwarc, skaleń potasowy, węglany, serycyt/muskowit i chloryt. Proces diaftorezy był intensywniejszy w anortozytach zawierających szliry magnetytowo-ilmenitowe i liczne żyły granitów (górny i środkowy odcinek profilu), a słabszy w zespole anortozytów myrmekitowych.

Tabela 4

Skład mineralny granitów żyłowych [% obj.]

Modal composition of vein granites [vol. %]

Nr próbki Sample No	35	88
Głęb. [m] Depth	1217,8	1481,6
Kwarc	30,5	33,6
Plagioklaz	12,7	22,6
Mikroklin	51,0	37,9
Biotyt	3,7	5,5
Chloryt	0,8	+
Muskowit	0,2	0,4
Minerały nieprzezroczyste	0,3	+
Apatyt	0,3	+
Cyrkon	+	+
Węglany	0,5	+

Skały magnetytowo-ilmenitowe (ferrolity) są skałami ciemnoszarymi do czarnych, średnio- i nierównoziarnistymi. W masie minerałów kruszcowych występują w zmiennych ilościach pojedyncze ziarna minerałów glinokrzemianowych lub ich zespoły obejmujące plagioklazy, pirokseny, amfibole i biotyt, wchodzące w skład enklaw anortozytowych. Głównymi minerałami ferrolitów są magnetyt i ilmenit, którym towarzyszy zielony spinel szeregu pleonast–hercynit w ilości dochodzącej do kilku procent. Tworzy on lamelkowe lub nieregularne przerosty międzyziarnowe lub dobrze wykształcone kryształy o niejednorodnym plamistym zabarwieniu. W ilościach akcesorycznych występują tytanit, apatyt i siarczki. W pojedynczych próbkach skał magnetytowo-ilmenitowych zaobserwowano obecność przerostów brunatnego högbomitu w paragenezie z hercynitem (próbka 119) oraz miarolityczne wypełnienia pierwotnego kalcytu (próbka 149). Wśród minerałów wtórnych są obecne kwarc, chloryt i węglany.

Granity żyłowe są zróżnicowane pod względem struktury i składu mineralnego. Najbardziej typowe są granity drobno- lub średnioziarniste o czerwonobrunatnej lub szarobrunatnej barwie. Struktura jest hipidiomorfowoziarnista lub panksenomorfowoziarnista, rzadziej blastokataklastyczna lub blastomylonityczna, a tekstura bezładna lub kierunkowa. Głównymi składnikami granitów są minerały jasne: skaleń potasowy o cechach mikroklinu lub mikropertytu mikroklinowego, plagioklazy szeregu albit–oligoklaz oraz kwarc. Z minerałów ciemnych występuje pod-

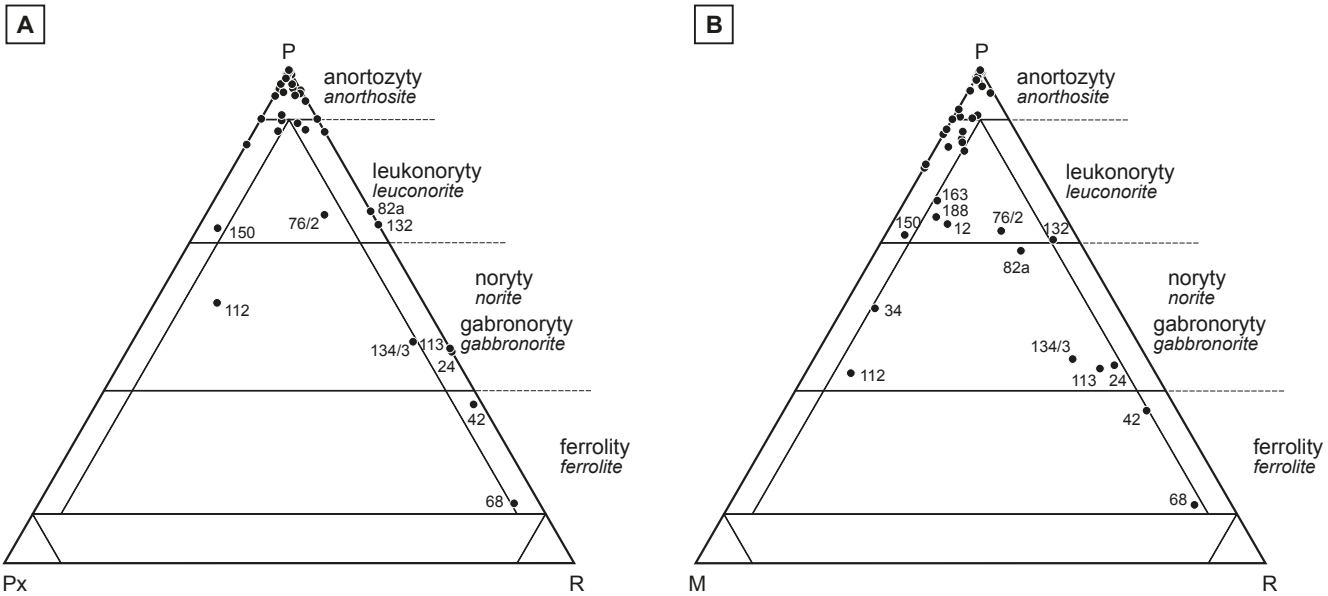


Fig. 4. Trójkąty klasyfikacyjne P–Px–R i P–M–R dla skał zasadowych i rudnych – otwór wiertniczy Jezioro Okrągłe IG 2

P – plagioklaz, Px – pirokseny, R – minerały nieprzezroczyste, M – pirokseny + amfibole + biotyt. Numery próbek wg tabeli 3

P–Px–R and P–M–R ternary plots for basic and ore rocks from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

P – plagioclase, Px – pyroxene, R – opaque minerals, M – pyroxene + amphibole + biotite. Sample numbers acc. to Table 3

rzędny biotyt, a w ilościach akcesorycznych – apatyt, cyrkon i minerały nieprzezroczyste. Pospolite są minerały wtórne reprezentowane przez chloryt, epidot, erycyt/muskowit oraz węglany. Typowe odmiany granitów żyłowych stanowią bogate w kwarc granity mikroklinowe i mikroklinowo-oligoklazowe, biotytowe, rzadziej dwułyszczykowe. Ilościowy skład mineralny dwóch próbek typowych granitów żyłowych przedstawiono w tabeli 4.

Wyniki badań chemicznych skał

Wyniki analiz chemicznych 20 próbek skał (tab. 5) przeliczono metodami CIPW P. Niggliego i T. Bartha (tab. 5 i 6). Obliczone parametry wskazują, że przeważająca część analizowanych chemicznie próbek reprezentuje anortozyty przesycone glinką; w metodzie CIPW wyraża się to obecnością normatywnego korundu, a w metodzie P. Niggliego – spinelu, hercynitu i korundu. Przesycenie glinką może być spowodowane zmianami wtórnymi, jakim uległy anortozyty pod wpływem metamorfizmu dyslokacyjnego i diaftorezy, co potwierdziły badania mikroskopowe. Normalnie anortozyty niezmienione należą do szeregu alkaliczno-wapniowego.

Na diagramie Q–L–M (fig. 5A) próbki anortozytów wykazują wyraźnie wyższe wartości parametru Q względem średniego składu typowego anortozytu; w próbkach 49, 63 i 90 są to wartości bardzo wysokie. Próbki skał bogatych w minerały ciemne i nieprzezroczyste (nr 125, 29, 99/1, 78 i 93), reprezentujące szlirowe partie w anortozytach, zgodnie ze swą naturą mają odpowiednio wyższe wartości parametru M. Żyły granitowe (próbki nr 46 i 199) na tym diagramie mają również podwyższone wartości parametru Q względem średniego składu granitu.

Na diagramie Or–Ab–An (fig. 5B) próbki anortozytów zajmują dość ograniczony obszar i odznaczają się stosunkowo wysokimi wartościami parametru An przy bardzo niskich wartościach parametru Or. W próbkach anortozytów silnie zmienionych (nr 63, 90) lub bogatych w minerały ciemne i nieprzezroczyste (nr 78, 49, 90), w różnym stopniu podwyższony jest parametr Or lub Ab, głównie kosztem An. Granity żyłowe (próbki nr 46 i 199) odznaczają się bardzo wysoką zawartością cząsteczki Or (pow. 60%) i Ab przy bardzo niskich wartościach parametru An, co odpowiada naturze petrograficznej tych skał. Te same prawidłowości przy nieco zmienionych proporcjach wyrażają punkty projekcyjne analiz chemicznych na diagramie K–Na–Ca wg T. Bartha (fig. 6A).

Na diagramie Fe–Mg–Ca wg T. Bartha (fig. 6B) próbki skupiają się blisko wierzchołka Ca, lecz wykazują dość duży rozrzut; najbliżej tego wierzchołka znajdują się anortozyty myrmekitowe (próbki nr 203, 214) i anortozyty zmienione (próbki nr 49, 153) prawie pozbawione minerałów ciemnych. Bardziej melanokratyczne odmiany anortozytów, bogate w minerały ciemne i rudne, wykazują wyraźny wzrost Fe kosztem Ca oraz mniejszy wzrost Mg (próbki nr 93, 99/1 oraz 78).

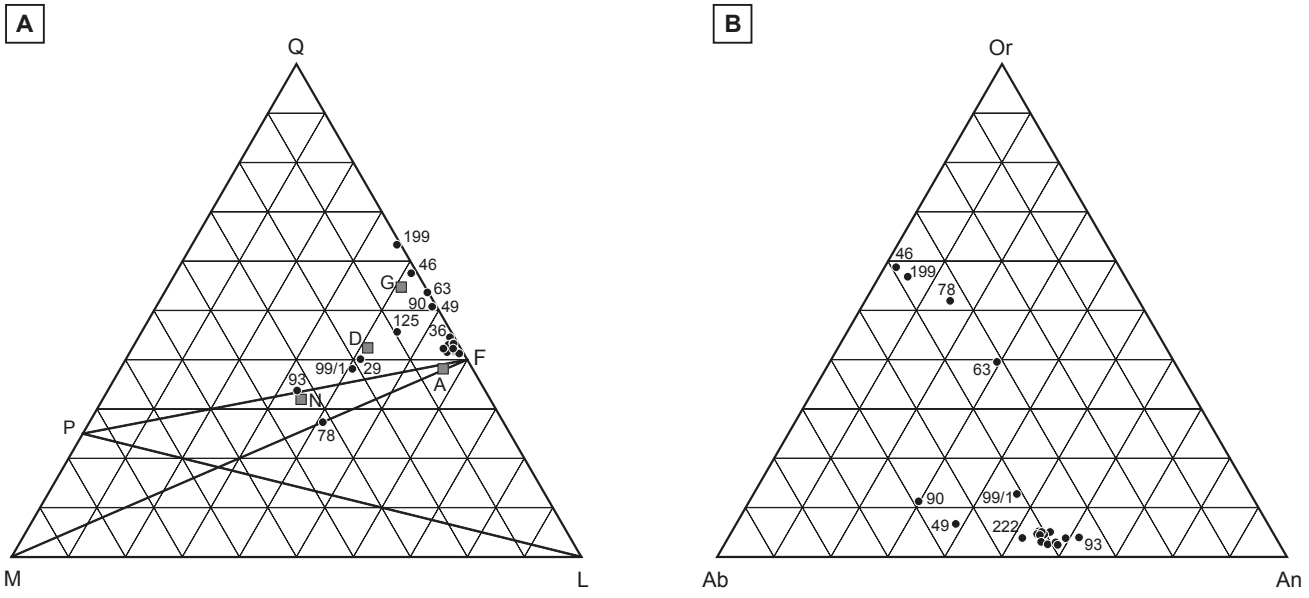


Fig. 5. Diagramy trójkątne Q–L–M i Or–Ab–An wg P. Niggliego dla skał krystalicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Średni skład skał wg Daly'ego: G – granit, D – dioryt, A – anortozyt, N – noryt. Parametry wg tabeli 6

Q–L–M and Or–Ab–An ternary diagrams after P. Niggli for crystalline rocks from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

The average composition of rocks acc. to Daly: G – granite, D – diorite, A – anorthosite, N – norite. Parameters acc. to Table 6

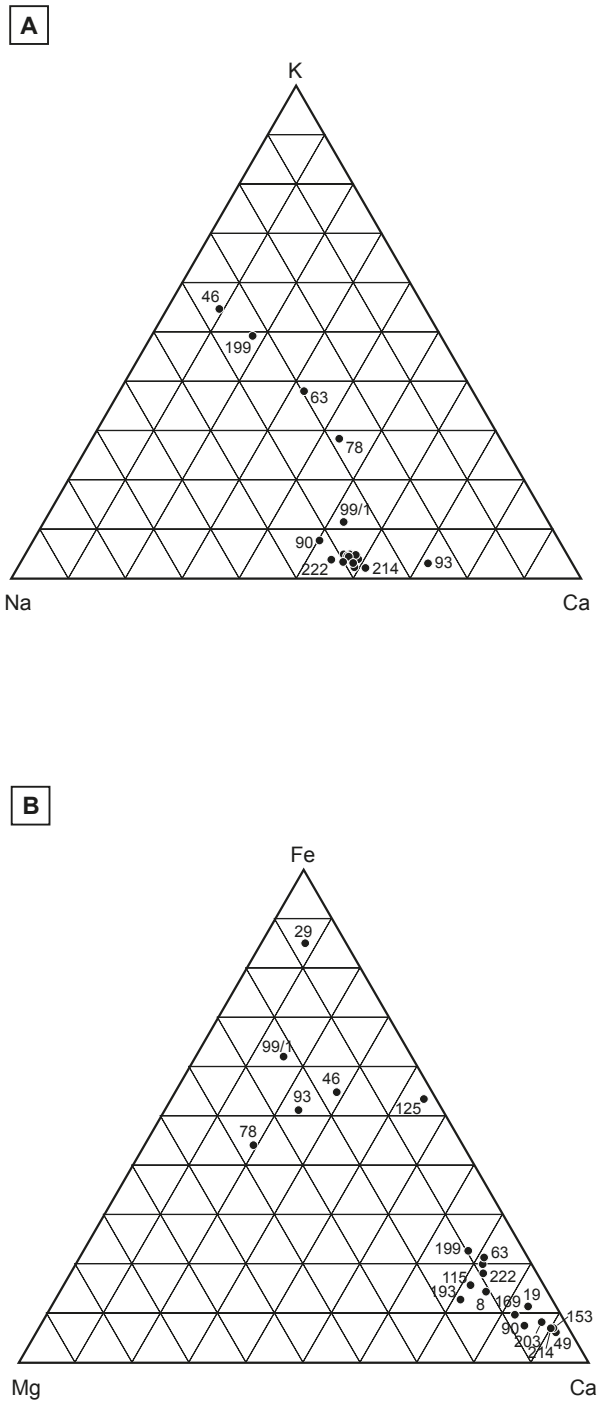


Fig. 6. Diagramy trójkątne K–Na–Ca i Fe–Mg–Ca wg T. Bartha dla skał krystalicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Parametry wg tabeli 6

K–Na–Ca and Fe–Mg–Ca ternary diagrams after T. Barth for crystalline rocks from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Parameters acc. to Table 6

Tabela 5

Skład chemiczny i normatywny skład mineralny CIPW [% wag.] skał krystalicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Chemical composition and CIPW norms [wt.%] of crystalline rocks from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Nr próbki* Sample No	8	19	29	36	46	49	63	78	90	93	99/1	115	125	153	169	193	199	203	214	222
Głęb. [m] Depth	1119,4	1162,7	1196,5	1221,8	1256,3	1268,8	1336,1	1429,1	1491,3	1506,4	1545,1	1624,1	1680,4	1845,0	1942,6	2080,2	2124,2	2150,9	2218,4	2264,2
SiO_2	52,61	51,24	19,45	51,64	69,44	53,13	64,77	43,31	53,84	38,26	32,85	52,03	51,99	53,09	53,74	52,02	72,41	52,41	52,00	51,66
TiO_2	0,44	0,33	6,67	1,00	0,38	0,23	0,24	3,48	0,21	4,15	4,13	0,35	1,39	0,14	0,23	0,18	0,25	0,17	0,20	0,47
Al_2O_3	26,40	28,82	12,97	26,07	14,61	28,60	18,90	12,35	27,35	12,79	17,79	26,77	18,72	27,71	27,55	26,39	13,39	28,81	29,47	26,53
Fe_2O_3	1,34	1,12	32,16	2,03	1,15	0,72	0,97	4,90	0,67	11,65	15,24	1,51	4,74	0,75	0,63	1,39	0,72	0,90	0,83	1,78
FeO	1,44	0,67	20,30	1,92	1,26	0,43	0,87	12,67	0,52	13,23	12,97	1,51	8,67	0,31	1,03	1,14	0,38	0,37	0,36	1,73
MnO	0,042	0,024	0,22	0,043	0,025	0,014	0,020	0,24	0,020	0,35	0,092	0,041	0,18	0,017	0,025	0,048	0,011	0,016	0,015	0,036
MgO	1,07	0,38	2,29	0,85	0,52	0,20	0,41	8,08	0,57	6,55	5,44	1,27	0,25	0,17	0,75	1,73	0,19	0,35	0,33	0,97

CaO	10,62	10,55	3,63	10,20	1,33	10,81	4,85	5,95	9,28	8,60	5,22	10,21	8,43	10,65	10,59	10,80	2,24	11,25	11,45	10,22
Na_2O	3,90	4,12	1,26	3,84	2,74	4,04	2,45	2,14	4,26	1,68	1,97	3,86	2,96	4,03	4,14	3,90	2,28	4,08	4,00	4,35
K_2O	0,80	0,75	0,21	0,70	6,20	0,77	4,80	5,17	1,15	0,31	0,90	0,69	0,58	0,72	0,49	0,40	5,21	0,50	0,38	0,64
P_2O_5	0,07	0,05	0,02	0,14	0,21	0,07	0,02	0,18	0,07	1,24	0,05	0,05	0,07	0,02	0,05	0,07	0,03	0,02	0,02	0,05
H_2O^+	0,65	0,80	0,20	0,60	0,90	0,25	0,70	0,10	0,85	0,30	1,80	0,90	0,80	1,25	0,10	1,30	1,40	0,60	0,10	0,60
CO_2	0,20	0,55	0,00	0,80	0,65	0,30	0,50	1,20	1,00	0,00	0,80	0,40	0,80	0,80	0,30	0,55	1,30	0,20	0,40	0,70
S	0,02	0,05	0,34	0,11	0,40	0,02	0,08	0,27	0,30	0,52	0,11	0,09	0,14	0,07	0,02	0,08	0,05	0,04	0,02	0,11
SrO	0,084	0,092	0,031	0,087	0,015	0,095	0,051	0,046	0,092	0,046	0,048	0,093	0,064	0,094	0,092	0,085	0,018	0,088	0,090	0,080
Suma	99,69	99,55	99,75	100,03	99,83	99,68	99,63	100,09	100,18	99,68	99,41	99,77	99,78	99,82	99,74	100,08	99,88	99,80	99,67	99,93
Zawartość minerałów normatywnych (CIPW)																				
Kwarc	2,9	2,9	0,2	6,1	28,8	4,2	22,7	–	6,9	1,0	0,0	4,0	12,3	6,2	4,5	3,6	38,3	2,8	3,4	2,3
Korund	0,4	3,5	4,1	2,7	3,0	2,3	2,1	–	4,8	–	6,2	2,2	–	2,9	1,8	1,4	3,0	1,6	2,7	1,9
Anortyt	51,5	49,2	18,0	44,9	1,1	51,6	21,0	8,8	39,5	26,6	21,0	48,4	36,5	48,4	50,6	50,3	2,8	54,9	54,4	46,3
Albit	33,3	35,4	10,7	32,7	23,4	34,4	21,0	5,8	36,3	14,3	17,1	33,1	25,3	34,6	35,2	33,4	19,6	34,9	34,0	37,1
Ortoklaz	4,8	4,5	1,2	4,1	37,1	4,6	28,7	30,6	6,9	1,8	5,4	4,1	3,5	4,3	2,9	2,4	31,3	3,0	2,3	3,8
Nefelin	–	–	–	0,0	–	–	–	6,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hipersten	3,6	1,0	5,7	2,2	1,3	0,5	1,3	–	1,4	20,7	14,7	4,1	10,4	0,4	2,9	5,0	0,5	0,9	0,8	3,2
Diopsyd	–	–	–	–	–	–	–	9,7	–	6,6	–	–	0,2	–	–	–	–	–	–	–
Oliwin	–	–	–	–	–	–	–	21,0	–	–	2,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ilmenit	0,8	0,6	12,7	1,9	0,7	0,4	0,5	6,6	0,4	7,9	8,0	0,7	2,7	0,3	0,4	0,3	0,5	0,3	0,4	0,9
Magnetyt	2,0	1,1	45,8	3,0	1,7	0,7	1,4	7,1	0,1	17,0	22,7	2,2	7,0	0,4	0,9	2,0	0,4	0,6	0,6	2,6
Hematyt	–	0,4	0,7	0,0	–	0,3	–	–	0,7	–	–	–	–	0,5	–	–	0,5	0,5	0,4	–
Apatyt	0,2	0,1	0,1	0,3	0,5	0,2	0,1	0,4	0,2	2,9	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Piryt	–	0,1	0,7	0,2	0,9	–	0,2	0,6	0,6	1,1	0,2	0,2	0,3	0,2	–	0,2	0,1	0,1	–	0,2
Kalcyt	0,5	1,3	–	1,8	1,5	0,7	1,2	2,7	2,3	–	1,9	0,9	1,8	1,8	0,7	1,3	3,0	0,5	0,9	1,6

* rodzaj skały: 8 – anortozyt z reliktami piroksenów jednoskośnych, zmieniony; 19 – anortozyt z zamfibolizowanymi piroksenami, zmieniony; 29 – skała magnetytowo-ilmenitowa (ferrolit), szlira; 36 – anortozyt piroksenowy z przerostami kwarcu; 46 – granit mikroklinowy; 49 – anortozyt piroksenowy, zmieniony, z przerostami kwarcu, muskowitu i węglanami; 63 – anortozyt ze śladami piroksenów i biotytu, zmieniony; 78 – anortozyt ze szlirowymi nagromadzeniami piroksenowo-magnetytowymi; 90 – anortozyt piroksenowy zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem; 93 – anortozyt ze szlirą magnetytowo-ilmenitową; 99/1 – anortozyt zbrekcjowany z żyłką magnetytowo-chlorytową; 115 – anortozyt piroksenowy zmieniony, z kwarcem, muskowitem i węglanami; 125 – anortozyt piroksenowy z magnetytem (melaanortozyt), zmieniony, z kwarcem, węglanami i chlorytem; 153 – anortozyt zmieniony, z kwarcem, węglanami i muskowitem; 169 – anortozyt ze śladami piroksenów; 193 – anortozyt z gniazdami amfibolowo-chlorytowymi, porfirowaty; 199 – granit mikroklinowy; 203 – anortozyt myrmekitowy; 214 – anortozyt myrmekitowy; 222 – anortozyt ze smugami piroksenów

* rock type: 8 – anorthosite with traces of clinopyroxenes, altered; 19 – anorthosite with amphibolitized pyroxene, altered; 29 – magnetite-ilmenite rock (ferrolite), schlieren; 36 – pyroxene anorthosite with quartz overgrowths; 46 – microcline granite; 49 – pyroxene anorthosite, altered, with quartz and muscovite overgrowths, and carbonates; 63 – anorthosite with traces of clinopyroxene and biotite, altered; 78 – anorthosite with pyroxene-magnetite schlieren; 90 – pyroxene anorthosite altered, with quartz, carbonates, and muscovite; 93 – anorthosite with magnetite-ilmenite schlieren; 99/1 – brecciated anorthosite with magnetite-chlorite vein; 115 – pyroxene anorthosite altered, with quartz, muscovite, and carbonates; 125 – pyroxene anorthosite with magnetite (melaanorthosite), altered, with quartz, carbonates, and chlorite; 153 – anorthosite altered, with quartz, carbonates, and muscovite; 169 – anorthosite with traces of pyroxenes; 193 – anorthosite with amphibole-chlorite concentrations, porphyritic; 199 – microcline granite; 203 – myrmekite anorthosite; 214 – myrmekite anorthosite; 222 – anorthosite with pyroxene flasers

Tabela 6

Parametry Niggliego i wartości jonowe Bartha obliczone z analiz chemicznych skał krystalicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Niggli parameters and Barth ion values calculated from a bulk chemical analyses of crystalline rocks from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Nr próbki* Sample No	8	19	29	36	46	49	63	78	90	93	99\1	115	125	153	169	193	199	203	214	222
Głęb. [m] Depth	1119,4	1162,7	1196,5	1221,8	1256,3	1268,8	1336,1	1429,1	1491,3	1506,4	1545,1	1624,1	1680,4	1845,0	1942,6	2080,2	2124,2	2150,9	2218,4	2264,2
	wartości i parametry Niggliego																			
q	39,8	38,5	15,3	39,9	53,1	40,5	50,7	21,4	40,0	25,3	23,3	39,8	41,2	40,8	40,8	39,5	58,4	39,9	38,7	38,8
kp	2,7	2,7	0,8	2,3	22,6	2,6	17,3	18,7	4,3	1,1	3,6	2,3	2,1	2,3	1,6	1,3	18,9	1,6	1,3	2,0
ne	21,0	21,9	7,9	20,7	15,1	21,4	13,6	11,9	22,7	9,7	11,6	20,7	16,8	21,7	22,1	20,9	12,7	21,8	21,4	23,2
cal	30,2	28,8	12,7	26,9	0,8	15,1	12,9	5,4	11,5	17,3	13,1	28,4	22,6	28,7	29,4	29,2	1,7	32,4	32,2	27,0
cs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
sp	1,2	1,7	8,3	3,5	2,1	0,8	1,7	0,0	2,3	0,0	11,1	4,0	0,0	0,8	3,1	2,7	0,9	1,5	1,2	3,5
hz	0,0	1,7	0,0	0,8	2,7	1,3	1,4	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	0,0	1,0	1,0	0,8	0,0
C	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	16,3	0,0	0,0	14,4	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	2,1	0,0	1,4	0,0
mt	1,3	0,0	39,8	2,2	0,3	0,0	0,8	10,5	0,0	13,1	17,2	1,5	5,1	0,0	0,7	1,5	0,0	0,0	0,0	1,8
fs	0,0	1,2	0,0	0,0	1,0	0,7	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,7	1,0	0,8	0,0
fa	1,0	0,0	8,2	0,7	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	10,4	8,0	1,0	8,3	0,0	0,8	0,7	0,0	0,0	0,0	1,1
fo	1,7	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	17,0	0,0	14,6	6,6	0,7	0,5	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,2
ru	0,3	0,2	5,5	0,7	0,3	0,2	0,2	2,5	0,2	3,2	3,1	0,3	1,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
cp	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	2,4	0,3	1,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3
cc	0,5	1,3	0,0	2,0	1,7	0,8	1,2	1,5	2,5	0,0	2,2	0,3	2,1	2,0	1,5	1,5	3,4	0,6	1,0	1,8
Q	41,5	41,5	40,1	44,5	57,5	50,6	53,6	27,3	50,7	33,7	38,1	43,0	45,6	43,3	43,2	42,2	63,3	41,4	41,2	42,2
L	55,7	57,2	41,2	54,7	41,4	48,6	46,2	41,0	48,5	33,3	40,8	55,2	44,9	55,9	56,0	54,7	36,0	57,6	58,0	56,4
M	2,8	1,3	18,7	0,8	1,1	0,9	0,2	31,7	0,8	33,0	21,1	1,8	9,5	0,8	0,8	3,1	0,7	1,0	0,8	1,4
Or (kp)	5,0	5,1	3,7	4,6	58,7	6,6	39,5	51,9	11,2	3,9	12,7	4,5	5,0	4,4	3,0	2,5	56,8	2,9	2,4	3,8
Ab (ne)	39,0	41,0	36,9	41,5	39,2	54,7	31,1	33,1	59,0	34,5	41,0	40,3	40,5	41,1	41,6	40,7	38,1	39,1	39,0	44,5
An (cal)	56,0	53,9	59,3	53,9	2,1	38,6	29,4	15,0	29,8	61,6	46,3	55,2	54,5	54,5	55,4	56,8	5,1	58,0	58,6	51,7
	wartości jonowe Bartha																			
Fe	14,3	11,3	84,9	19,9	54,8	6,0	21,2	44,0	7,4	51,1	62,0	15,6	53,4	6,9	9,6	12,7	22,6	8,1	6,9	18,0
Mg	10,7	4,8	7,1	8,5	16,7	2,6	7,6	36,7	7,4	25,2	22,4	12,8	2,1	2,6	8,0	16,0	9,7	4,0	3,1	9,4
Ca	75,0	83,9	8,0	71,6	28,6	91,4	71,2	19,4	85,2	23,7	15,6	71,6	44,6	90,5	82,4	71,3	67,7	87,9	90,1	72,7
K	4,9	4,8	3,8	4,5	54,6	4,8	37,9	28,3	7,7	3,0	11,4	4,5	4,7	4,3	3,3	2,2	49,2	3,1	2,1	3,8
Na	38,0	39,2	37,2	38,8	36,2	38,2	29,7	28,3	42,1	25,4	36,0	38,8	37,2	38,6	40,1	38,7	33,1	38,5	36,8	41,9
Ca	57,1	55,9	59,0	56,7	9,2	57,0	32,4	43,4	50,3	71,6	52,6	56,7	58,1	57,1	56,6	59,1	17,8	58,5	61,1	54,3

q – kwarc; kp – kaliofilit; ne – nefelin; cal – glinian wapnia; cs – ortokrzemian wapnia; sp – spinel; hz – hercynit; C – korund; mt – magnetyt; fs – krzemian żelaza; fa – fajalit; fo – forsteryt; ru – rutyl; cp – fosforan wapnia; cc – kalcyt; Q = q + ru; L = kp + ne + cal; M = cs + fs + fa + fo; Or – ortoklaz; Ab – albit; An – anortyt; * objaśnienia jak w tabeli 5

q – quartz; kp – kaliophilite; ne – nepheline; cal – calcium aluminate; cs – calcium orthosilicate; sp – spinel; hz – hercynite; C – corundum; mt – magnetite; fs – ferrisilicate; fa – fayalite; fo – forsterite; ru – rutile; cp – calcium phosphate; cc – calcite; Q = Q = q + ru; L = kp + ne + cal; M = cs + fs + fa + fo; Or – orthoclase; Ab – albite; An – anorthite; * explanations in Table 5

Paweł LEWANDOWSKI

ANALIZA SKŁADOWYCH GŁÓWNYCH DLA DANYCH GEOCHEMICZNYCH W OTWORZE WIERTNICZYM JEZIORO OKRĄGŁE IG 2

Na potrzeby badań geochemicznych opróbowano 19 odcinków rdzenia otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2. Opróbowaniem objęto: skały płone – głównie anortozyty (47% próbek), anortozyty rudne (32% próbek) oraz rudy masywne (21% próbek). W sumie pobrano 246 próbek ciągłych o łącznej długości nieco ponad 112 m. Przedziały opróbowania podano w tabeli 7.

Na zebranym materiale wykonano oznaczenia zawartości dla siedmiu składników: żelaza całkowitego (Fe_c), tlenku tytanu (TiO_2), wanadu (V), chromu (Cr), miedzi (Cu), niklu (Ni) i kobaltu (Co) (dane do przedstawionych w dalszej części tekstu analiz zaczerpnięto bezpośrednio z dokumentacji wynikowej otworu). Profilowy rozkład oznaczonych zawartości przedstawiono na figurze 7 – lewa część: „Dane źródłowe".

Na wykresach rozrzutu przedstawiono współzależności pomiędzy parami oznaczonych składników (fig. 8). Naniesione na wykresy linie trendów mają charakter jedynie poglądowy. Linie narysowane tym samym kolorem są hipotetycznymi modelami oddziaływania tego samego czynnika.

Dla pierwszej pary, żelaza i tytanu, widoczna współzależność jest liniowa, co można interpretować w taki sposób, że model oddziaływania jakiegoś czynnika (procesu lub procesów) na zawartości obu składników w skale jest liniowy. Analogiczna sytuacja występuje dla par żelazo–wanad i tytan–wanad. We wszystkich trzech przypadkach model jest niemal idealnie liniowy, a niewielkie odchyłki oznaczonych wartości od modelu można przypisać błędom oznaczeń (ograniczeniom wynikającym z dokładności oznaczeń). Taka sytuacja świadczy o tym, że zmienność zawartości żelaza, tytanu i wanadu w skale wiąże się z siłą oddziaływania tego samego lub tych samych procesów.

W przypadku par kobalt–żelazo, tytan, wanad, obserwowana zależność jest bliska liniowej. Różnica polega na nieco większych odchyleniach oznaczonych wartości od głównej linii trendu, a w przypadku niskich wartości, wręcz o innym kierunku linii trendu (linia przerywana). Niemniej jednak, na wykresach wyraźnie jest widoczny jeden kierunek dominujący, co może świadczyć o tym, że kobalt, w przeważającym stopniu, podlega działaniu tego samego czynnika, jak żelazo tytan i wanad. Kobalt wykazuje również silną, zasadniczo liniową współzależność z niklem. Siła tej zależności maleje proporcjonalnie ze wzrostem zawartości obu oznaczonych składników. Biorąc pod uwagę niemal liniową współzależność kobaltu z żelazem, tytanem i wanadem, widoczne na wykresie rosnące rozproszenie wyników może świadczyć o występowaniu kolejnego, niezależnego czynnika (procesu lub procesów). Działanie obu czynników wpływa liniowo na wzrost zawartości w skale obu składników, przy czym pierwszy z nich powoduje mniej więcej równomierny wzrost zawartości kobaltu i niklu, a drugi szybszy wzrost zawartości niklu i wolniejszy wzrost zawartości kobaltu. Ponadto oba czynniki nakładają się, o czym świadczy rozproszenie wyników pomiędzy widocznymi na wykresie liniami trendów.

Całkowicie odmienny rodzaj współzależności występuje w przypadku miedzi z żelazem, tytanem, wanadem i chromem. Pomimo znacznego rozproszenia wyników na wykresach rozrzutu, wyraźnie są widoczne (przynajmniej) dwa trendy współzależności (oddziaływań czynników): jeden trend, wielomianowy (miedź na osi pionowej) – zawartość miedzi początkowo nieznacznie rośnie, a następnie maleje przy równomiernym wzroście zawartości drugiego składnika i drugi, wykładniczy lub wręcz liniowy (miedź na osi pionowej) – brak wyraźnego i równomiernego wzrostu zawartości drugiego składnika przy wzroście zawartości miedzi. W przypadku par miedź–nikiel oraz miedź–kobalt (miedź na osi poziomej), o ile pierwszy czynnik (wcześniej modelowany wielomianowo) zachowuje swoją charakterystykę, o tyle w drugim (model liniowy) charakterystyka nieco się zmienia – wzrost zawartości miedzi wiąże się z nieco wolniejszym wzrostem zawartości niklu i jeszcze wolniejszym wzrostem zawartości kobaltu. Duże rozproszenie wyników, przynajmniej do poziomu średnich

Tabela 7

Przedziały opróbowania rdzenia otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Sections of core sampling in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Nr odcinka Section No	Strop Top	Spąg Base	Miąższość Thickness	Liczba próbek Number of samples
I	1096,45	1097,40	0,95	2
II	1170,65	1172,72	2,07	5
III	1178,45	1180,35	1,90	4
IV	1195,60	1198,00	2,40	5
V	1231,80	1255,75	24,95	54
VI	1277,86	1279,66	1,80	4
VII	1292,80	1295,60	2,80	6
VIII	1329,10	1331,86	2,76	6
IX	1344,86	1349,36	4,50	10
X	1351,30	1352,28	0,98	2
XI	1357,00	1364,04	7,04	16
XII	1395,00	1422,80	27,80	58
XIII	1425,70	1428,70	3,00	6
XIV	1544,40	1546,28	1,88	4
XV	1564,10	1577,00	12,90	27
XVI	1721,90	1727,10	5,20	11
XVII	1745,95	1753,40	7,45	16
XVIII	1822,70	1825,60	2,90	6
XIX	2171,10	2173,00	1,90	4
Razem	–	–	112,38	246

Fig. 7. Profilowy rozkład wartości dla wykonanych oznaczeń oraz dla wartości składowych głównych w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

Distribution of contents for determined components and values of principal components in the profile of Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

zawartości prezentowanych na wykresach składników, świadczy o częściowym nakładaniu się na siebie obu czynników. Zapewne również wielomianowy model współzależności miedzi z pozostałymi składnikami jest jedynie efektem nakładania się dwóch niezależnych czynników i w rzeczywistości jest modelem liniowym.

Nikiel w parach z żelazem, tytanem i wanadem charakteryzuje się dwoma rodzajami współzależności. W obu przypadkach jest to współzależność liniowa. Pierwsza z nich modeluje oddziaływanie czynnika powodującego mniej więcej równomierny wzrost zawartości obu składników w każdej z par i wydaje się, że obrazuje taki sam rodzaj współzależności, jaki jest zaznaczony na wykresach kobaltu z żelazem, tytanem i wanadem. Druga charakteryzuje oddziaływanie czynnika powodującego silny wzrost zawartości niklu i proporcjonalny, chociaż znacznie słabszy, wzrost zawartości drugiego składnika. Rozproszenie wyników pomiędzy widocznymi na wykresach liniami trendów świadczy o nakładaniu się obu czynników.

Chrom w parach z żelazem, tytanem i wanadem wykazuje dwa rodzaje współzależności. Pierwsza, o modelu zbliżonym do wykładniczego, charakteryzuje się rosnącym wzrostem zawartości chromu przy równomiernym wzroście zawartości drugiego składnika w każdej z par. Druga, o modelu liniowym, charakteryzuje się nieznacznym wzrostem zawartości chromu przy dużym wzroście zawartości drugiego składnika. Czynnik powodujący występowanie drugiego rodzaju zależności nie pasuje do żadnego z wcześniej opisywanych. Chrom w parach z niklem i kobaltem wykazuje również dwa (ale inne) rodzaje współzależności. Pierwsza, zbliżona do logarytmicznej, odzwierciedla oddziaływanie (zapewne) tego samego czynnika, który w parach chrom–żelazo, tytan, wanad, modelowany był wykładniczo. Druga, liniowa, charakteryzuje się wzrostem zawartości niklu i kobaltu przy braku wzrostu zawartości chromu (przy czym zależność ta wyraźniej zaznacza się w przypadku pary chrom–nikiel).

Dane geochemiczne poddano analizie składowych głównych. Analizę wykonano na podstawie macierzy korelacji oznaczonych składników (tab. 8), uwzględniając wszystkie składniki. Uzyskane wartości wektorów własnych (wektorów jednostkowych określających kierunki osi składowych głównych) przedstawiono w tabeli 9. Związane z wektorami własnymi, wartości własne (wariancje na kie-

Tabela 8

Macierz korelacji dla danych geochemicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Correlation matrix for the geochemical data from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

	Fe_c	TiO_2	V	Cr	Cu	Ni	Co
Fe_c	1,0000						
TiO_2	0,9906	1,0000					
V	0,9937	0,9866	1,0000				
Cr	0,8961	0,8875	0,8898	1,0000			
Cu	0,1532	0,1299	0,1438	0,0640	1,0000		
Ni	0,8289	0,8074	0,8214	0,7271	0,6370	1,0000	
Co	0,9749	0,9658	0,9657	0,8562	0,3060	0,9032	1,0000

Tabela 9

Macierz wektorów własnych dla danych geochemicznych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Eigenvectors matrix for the geochemical data from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

	SG – 1	SG – 2	SG – 3	SG – 4	SG – 5	SG – 6	SG – 7
Fe_c	0,4166	–0,1321	–0,1915	–0,1457	–0,1032	0,2222	–0,8313
TiO_2	0,4128	–0,1538	–0,2366	–0,3671	0,1754	–0,7538	0,1270
V	0,4145	–0,1399	–0,2157	–0,2001	–0,5944	0,3643	0,4859
Cr	0,3828	–0,2122	0,8915	–0,0802	0,0697	0,0342	0,0347
Cu	0,1252	0,8714	0,1062	–0,4515	0,0465	0,0875	–0,0035
Ni	0,3831	0,3668	0,0253	0,7305	–0,2982	–0,3057	–0,0448
Co	0,4185	0,0194	–0,2326	0,2450	0,7137	0,3840	0,2313

SG – składowa główna / principal component

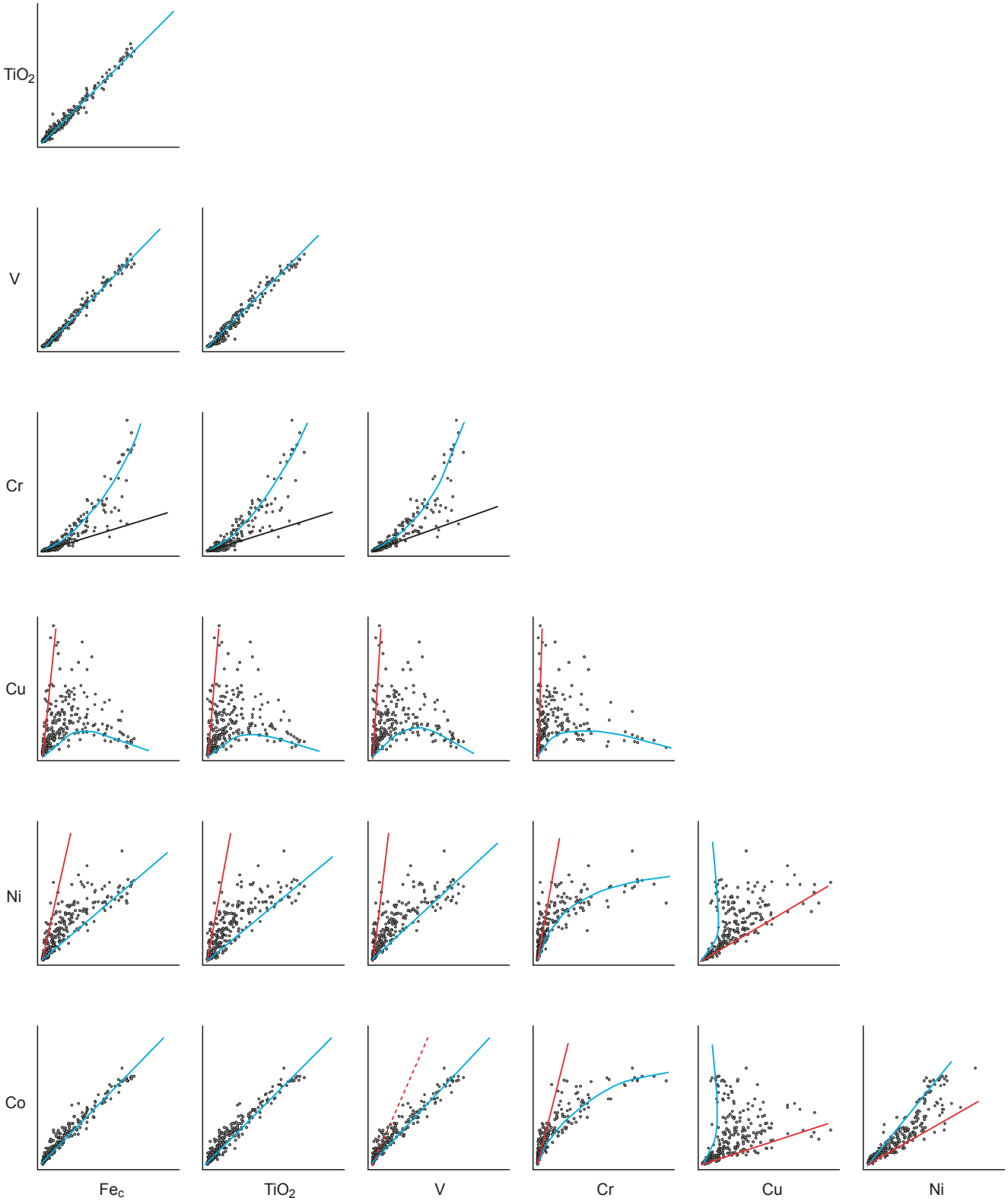


Fig. 8. Wykresy rozrzutu dla oznaczonych w profilu składników

Scatter plot matrix for components pairs

runkach osi składowych głównych) zamieszczono w tabeli 10. Korelacje pomiędzy analizowanymi składnikami a wyznaczonymi składowymi głównymi (czynnikami zmienności) zaprezentowano natomiast w tabeli 11.

Rozkład w profilu otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2, wartości składowych głównych (intensywności oddziaływania czynników zmienności) przedstawiono na figurze 7 – prawa część: „Transformacja metodą składowych głównych".

Pierwsza składowa główna wykazuje bardzo silną korelację z żelazem, tytanem, wanadem i kobaltem oraz silną korelację z chromem i niklem (tab. 11, fig. 7). Żelazo, tytan, wanad i chrom oraz przeważająca część kobaltu i większa część niklu (fig. 8) związane są z tlenkami opisanymi w profilu, głównie magnetytem, ilmenitem i chromitem (Wiszniewska *w*: Wiszniewska i in., 1989). Druga składowa wykazuje bardzo silną korelację z miedzią oraz niezbyt silną korelację z niklem (tab. 11). Rozkład wartości składowej w profilu jest podobny do rozkładu zawartości miedzi, co jest dobrze widoczne na odcinkach: IV, V, VIII, XIII i XVIII (fig. 7). Miedź oraz niezwiązana z tlenkami część niklu i resztkowa część kobaltu wchodzi w skład obserwowanych w profilu siarczków, głównie chalkopirytu i pentlandytu oraz podrzędnie bravoitu, linneitu i millerytu (*op. cit.*). Wymienione minerały są pochodzenia magmowego, zatem dwie pierwsze składowe główne należy powiązać z dwoma niezależnymi, choć przestrzennie nakładającymi się fazami mineralizacji. Pierwszą z fazą mineralizacji tlenkowej –na wykresach rozrzutu modelowaną liniami w kolorze niebieskim, drugą z fazą mineralizacji siarczkowej – na wykresach rozrzutu modelowaną liniami w kolorze czerwonym (fig. 8).

Pierwsze dwie składowe główne objaśniają łącznie blisko 97% całkowitej zmienności w analizowanym układzie (tab. 10), przy czym pierwsza składowa, obrazująca fazę mineralizacji tlenkowej, odpowiada za blisko 80% całkowitej zmienności, a druga, obrazująca fazę mineralizacji siarczkowej, za pozostałe 17%. Nieobjaśnione 3% zmienności można by uznać za zmienność resztkową, jednak na uwagę zasługuje jeszcze odcinek V profilu (fig. 7), na którym jest widoczna duża aktywność fazy mineralizacji tlenkowej, co skutkuje wysokimi zawartościami żelaza, tytanu i wanadu. Chrom, jako składnik silnie skorelowany z tlenkami, również powinien występować na tym odcinku w podwyższonych ilościach, jednak jego zawartość nie jest tak wysoka, jak można by się spodziewać, a miejscami jest wręcz śladowa. Próbą wytłumaczenia takiej sytuacji może być hipoteza, że początkowo chrom był obecny w spinelach w ilościach proporcjonalnych do ilości żelaza, tytanu i wanadu, dopiero w późniejszym okresie spinele zostały wytopione, a chrom przeniesiony w inne miejsce. Drogą migracji stopu wytapiającego spinele byłaby, występująca

Tabela 10

Wartości własne związane z wektorami własnymi

Eigenvalues associated with principal components

	SG – 1	SG – 2	SG – 3	SG – 4	SG – 5	SG – 6	SG – 7
Wartości własne	5,5812	1,1901	0,1614	0,0334	0,0182	0,0113	0,0045
Procent zmienności całkowitej	79,73	17,00	2,30	0,48	0,26	0,16	0,06
Skumulowany procent zmienności całkowitej	79,73	96,73	99,04	99,51	99,77	99,94	100,00

Tabela 11

Macierz korelacji składowych głównych z analizowanymi składnikami z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Factor loading patterns for the geochemical data from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

	SG – 1	SG – 2	SG – 3	SG – 4	SG – 5	SG – 6	SG – 7
Fe_c	0,9843	–0,1441	–0,0769	–0,0266	–0,0139	0,0236	–0,0555
TiO_2	0,9753	–0,1678	–0,0951	–0,0671	0,0237	–0,0800	0,0085
V	0.9792	–0,1526	–0,0867	–0,0366	–0,0803	0,0387	0,0324
Cr	0,9043	–0,2315	0,3581	–0,0146	0,0094	0,0036	0,0023
Cu	0,2958	0,9506	0,0427	–0,0825	0,0063	0,0093	–0,0002
Ni	0,9052	0,4001	0,0102	0,1335	–0,0403	–0,0324	–0,0030
Co	0,9887	0,0212	–0,0934	0,0448	0,0964	0,0408	0,0154

w stropie odcinka V, strefa tektoniczna (głęb. 1226,2–1228,4 m) oraz strefa silnych spękań (głęb. 1228,4–1231,9 m) (Juskowiak i in. *w*: Wiszniewska i in., 1989). Jednocześnie na profilowym rozkładzie wartości trzeciej składowej głównej, w miejscach odpowiadających anomalnie niskim zawartościom chromu, zaznaczają się podwyższone wartości składowej, co niewątpliwie świadczy o związku trzeciego czynnika z obniżeniem zawartości chromu w odcinku V. Jeżeli hipoteza o wytopieniu spineli i odprowadzeniu chromu jest prawdziwa, to trzecią składową główną można powiązać z procesem ługowania alkalicznego. Na wykresach rozrzutu proces ten jest zaznaczony linią czarną.

Trzecia składowa główna jest odpowiedzialna za 2,3% zmienności całkowitej. Pierwsze trzy składowe objaśniają 99,04% zmienności całkowitej analizowanego układu, pozostałe 0,96% to zmienność resztkowa.

Katarzyna JARMOŁOWICZ-SZULC

BADANIA GEOCHRONOLOGICZNE K-Ar W OTWORZE WIERTNICZYM JEZIORO OKRĄGŁE IG 2

Po pionierskich opracowaniach w latach 60. i 70. ub. w. o charakterze tektoniczno-strukturalnym (np. Sokołowski, Znosko, 1959) i petrograficznym dla skał podłoża północno-wschodniej Polski (np. Kubicki, Ryka, 1974, 1982), nastąpił rozwój studiów mineralogicznych, geochemicznych i petrograficznych skał tego obszaru (np. Pendias, Ryka, 1984; Juskowiak i in., 1987). W latach 70. i 80. w Państwowym Instytucie Geologicznym przeprowadzano badania geochronologiczne – oznaczenia wieku skał i minerałów metodą K-Ar, w mniejszym stopniu Rb-Sr (Depciuch, 1971; Depciuch, Lis, 1971; Depciuch i in., 1975). Prace prowadzono w celu określenia relacji wiekowych skał dla różnych regionów Polski. Oznaczenia K-Ar metodą wolumetryczną kontynuowano w latach 90. (Jarmołowicz-Szulc, 1986, 1990). Kilka oznaczeń wykonano dla skał z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2.

Datowania izotopowe skał metodą K-Ar

Metoda argonowa polega na oznaczaniu zawartości argonu i potasu w badanych minerałach (i skałach). Do oznaczeń argonu stosowano w ówczesnym Instytucie Geologicznym (PIG) w Warszawie głównie pomiar objętościowy (Depciuch, 1971), a poprawność wykonywanych oznaczeń kontrolowano za pomocą metody izochronowej w układzie potas–argon (Depciuch, Lis, 1971). Do obliczania wieku badanych obiektów początkowo wykorzystywano stałe $\lambda_\beta = 4{,}72 \times 10^{-10}$/rok i $\lambda_k = 0{,}584 \times 10^{-10}$/rok. Wartości tych stałych jednak uległy zmianie, więc w myśl rekomendacji IUGS (Steiger, Jäger, 1977; Dalrymple, 1979) starsze wyniki w PIG zostały później przeliczone wg propozycji Jarmołowicz-Szulc (1986) przez tę autorkę (Jarmołowicz-Szulc, 1990). Oznaczenia potasu wykonywano dla kwartowanych próbek częściowo metodą chemiczną, częściowo metodą fotometrii płomieniowej.

Wyniki oznaczeń geochronologicznych K-Ar

Wartości wieku izotopowego skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski były publikowane w wielu pracach (np. Depciuch i in., 1975). Datowania przeprowadzano z reguły dla biotytu, niekiedy oznaczano próbki całej skały.

Z rejonu suwalskiego masywu anortozytowego, położonego w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej (Sokołowski, Znosko, 1959), gdzie podłoże krystaliczne występuje na głęb. ok. 800 m (Ryka, 1979; Pendias, Ryka, 1984), datowano próbki z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2 (Jarmołowicz-Szulc, 1990). Położenie tego otworu na tle innych otworów z tego obszaru zaprezentowano na figurze 9 (wg Kubickiego, Ryki, 1974, zmienione; Jarmołowicz-Szulc, 2017), a wartości oznaczeń zamieszczono tabeli 12, w której przedstawiono szczegółowe wartości dla otworu Jezioro Okrągłego IG 2. Na podstawie tych wartości (R, AR) dokonywano odczytu w zestawieniach Bussiére i in. (1968), a z przeliczonych danych skonstruowano linię regresji, którą wyraża równanie: $y = 141{,}725 \times 10^{-2}x + 60{,}5 \times 10^{-6}$ (fig. 10).

Dyskusja i wnioski

Datowania K-Ar skał suwalskiego masywu anortozytowego prowadzono w Instytucie Geologicznym głównie metodą wolumetryczną – pomiar bez kontroli izotopowej (Depciuch i in., 1975; Juskowiak i in., 1987). Istnieje też kilka doniesień co do wieku skał metodą Rb-Sr (Depciuch, 1971). Niektóre próbki były także porównawczo badane spektrometrycznie w innych laboratoriach (Depciuch, 1971), następnie Jarmołowicz-Szulc (1990) wykonała oznaczenia referencyjne w laboratorium w Szwecji, osiągając dobrą zgodność otrzymanych wyników datowań.

Uzyskane w latach 80. wartości wieku izotopowego dla skał i minerałów północno-wschodniej Polski mieszczą się w trzech przedziałach wiekowych: ok. 1301–1400, 1401–1500 i 1501–1600 mln lat (Depciuch i in., 1975). Należy zaznaczyć, że oznaczenia te wykonywano dla różnych typów skał pochodzących z różnych otworów wiertniczych i do tego ze zróżnicowanej głębokości. W tabeli 13 zaprezentowano porównawczo oznaczenia K-Ar dla skał suwalskiego masywu anortozytowego. Zwraca uwagę brak oszacowanej niepewności wyników (błędu pomiaru). Depciuch i in. (1975) określili niepewność dla pojedynczego pomiaru na poziomach: 1350 ±37, 1450 ±38 i 1550 ±57 mln lat. Wyniki oznaczeń opracowywali metodą izochronową, a rozkład wartości przedstawiali na histogramach. Dla masywu suwalskiego wartości wieku izotopowego K-Ar znalazły się ogółem w przedziale 1345–1447 mln lat z „błędem”

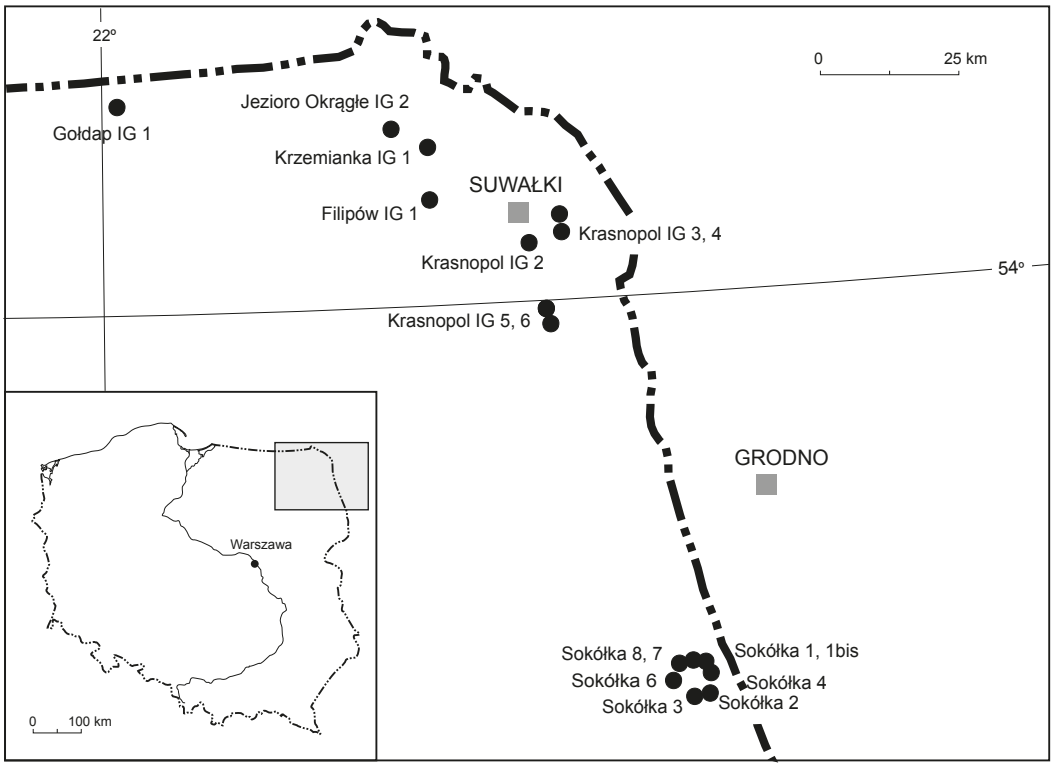


Fig. 9. Lokalizacja otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2 na tle pierwszych otworów wiertniczych na obszarze kompleksu podlaskiego i suwalskiego masywu anortozytowego (wg Kubickiego, Ryki, 1971, zmienione; Jarmołowicz-Szulc, 2017)

Location of the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole on the background of first boreholes at the Podlasie complex and the Suwałki Anorthosite Massif (after Kubicki, Ryka, 1971, modified; Jarmołowicz-Szulc, 2017)

między 2,7 a 3,7%, a wiek izochronowy wyniósł 1391 mln (*op. cit.*). Wartości uzyskane dla próbek skał z otworu Jezioro Okrągłe IG 2 wpisują się w ten ogólny trend. Wartość wieku pozornego K-Ar podawana dla otworu Jezioro Okrągłe IG 2 w opracowaniu Juskowiak i in. (1989) wynosi 1435 ±80 mln lat (6%). Pojedyncze datowanie wykonane metodą spektrometryczną (odpowiednik JO 2 pr. 929/Ar) w laboratorium w Sztokholmie dało wartość 1384 ±20 mln lat dla doczyszczonego biotytu, o zawartości potasu 6,77%. Oznaczenia dla biotytu (tab. 12, 13) można uznać za całkowicie miarodajne, podczas gdy te dla całej skały należy traktować jako obarczone dużą niepewnością. W przeciwieństwie do poszczególnych minerałów, jak biotyt czy amfibol, cała skała nie stanowi układu zamkniętego, ani dla potasu radioaktywnego, ani dla argonu radiogenicznego. Przy szacowaniu i omawianiu wartości wykonanych datowań należy również wspomnieć o istotnych składowych wpływających na wynik finalnych przeliczeń, a mianowicie o precyzji oznaczenia zawartości potasu w minerale / mieszaninie minerałów, jak też precyzji określenia współczynnika kalibracji aparatury pomiarowej opartego na standardzie wewnętrznym.

Datowanie K-Ar nie jest dobrą metodą określania wieku powstawania skał magmowych czy metamorficznych, zwłaszcza w obliczu długiej i skomplikowanej historii

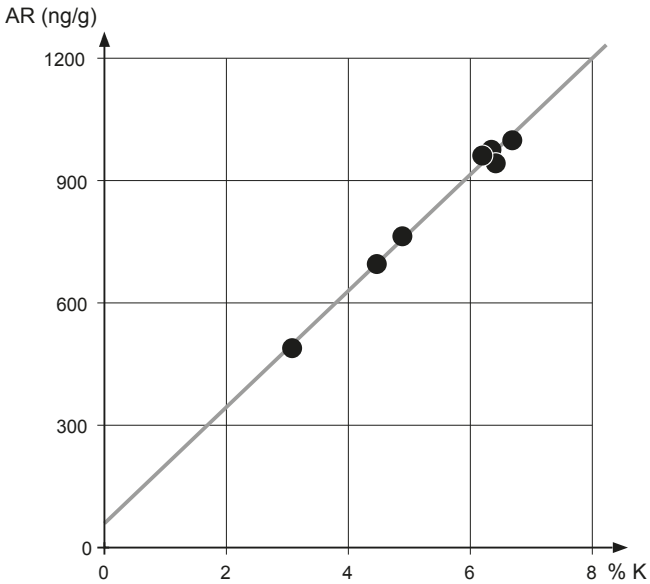


Fig. 10. Izochorowa interpretacja wartości oznaczeń K-Ar dla próbek z otworu Jezioro Okrągłe IG 2

Isochore interpretation of K-Ar determinations for samples of the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

geologicznej danego regionu. Wynika to z różnej wrażliwości poszczególnych układów izotopowych na wzrastającą temperaturę. Podstawą wszystkich metod geochronologicznych jest istnienie układu zamkniętego dla danego systemu/pierwiastka/izotopu w czasie geologicznym. Podwyższenie temperatury powyżej pewnej charakterystycznej wartości powoduje otwarcie systemu, którym, np. w przypadku metody K-Ar, jest ucieczka radiogenicznego argonu. Tę charakterystyczną wartość (różną dla różnych układów) można nazwać za Dodsonem (1973) mianem temperatury efektywnego zamknięcia. Jest to temperatura układu, który opisuje tzw. wiek pozorny (*apparent age*). Wartość ta zależy od rodzaju substancji i historii oziębiania danego układu. Jest także zależna od innych czynników, jak np. tempa ochłodzenia. Biorąc to pod uwagę, we wszystkich metodach izotopowych, a zwłaszcza w metodzie K-Ar, wynik datowania niekoniecznie jest zbieżny z czasem powstawania danego minerału.

Tabela 12

Wartości wieku K-Ar dla skał z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Values of K-Ar age for the rocks of the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A. Oznaczenia potasu i argonu oraz wartości wieku pozornego dla biotytu (wg Jarmołowicz-Szulc, 1988–1989, mat. arch.)
Determinations of potassium and argon and values of the apparent age for biotite (after Jarmołowicz-Szulc, 1988–1989, archive materials)

Nr archiwalny Archive number	Lokalizacja Locality	Minerał Mineral	% K	AR (ng/g)	R	Wiek* [mln lat] Age [Ma]	Wiek poprawiony** [mln lat] Corrected age [Ma]
928/Ar	JO 2 pr. 179 1994,3 m	?biotyt	3,06	485,0675	158,5180	1470	1477
941/Ar	JO 2 pr. 180 1585,5 m	biotyt	6,71	1000,5000	149,4000	1415	1422
940/Ar	JO 2 pr. 130/1 1716,0–1716,4 m	biotyt	6,39	980,0000	153,3600	1440	1445
939/Ar	JO 2 pr. 130/1 1716,0–1716,4 m	biotyt, inna frakcja	6,44	944,4500	146,6500	1420	1427
929/Ar	JO 2 pr. 139/1 1778,4 m	biotyt	6,22	963,5022	153,6600	1440	1445 ±86
929/Ar	JO 2 pr. 139/2 1778,4 m	biotyt	6,27	963,5010	153,6700	1440	1445
938/Ar	JO 2 pr. 34 1216,0–1217,0 m	biotyt	4,88	762,5600	156,2619	1459	1464
944/Ar	JO 2 pr. 34 1216,0–1217,0 m	biotyt < 0,2 mm	4,44	692,8200	156,0400	1459	1464
Szwecja	JO 2 1778,4 m	biotyt	6,77	–	–	–	1384 ±20

*materiały archiwalne / archive materials; ** korekcja zgodnie z tabelami wg Jarmołowicz-Szulc, 1986 / correction acc. to Tables after Jarmołowicz-Szulc, 1986

B. Wartości potasu i argonu przeliczone do konstrukcji izochrony oraz wartości wieku pozornego dla biotytu (wg Jarmołowicz-Szulc, 1988–1989, mat. arch.)
Potassium and argon values calculated aiming at construction of the isochore together with the apparent ages for biotite (after Jarmołowicz-Szulc, 1988–1989, archive materials)

Nr archiwalny Archive number	Lokalizacja Locality	Minerał Mineral	% K	K izochr. ($\times 10^{-2}$) g	Ar izochr. (ng)	Wiek [mln lat] Age [Ma]
928/Ar	JO 2 pr. 179 1994,3 m	?biotyt	3,06	21,90	2896,97	1477
941/Ar	JO 2 pr. 108 1585,4–1585,5 m	biotyt	6,71	27,94	4174,71	1415
940/Ar	JO 2 pr. 130/1 1716,0–1716,4 m	biotyt	6,39	25,73	3946,52	1445
939/Ar	JO 2 pr. 130/1 1716,0–1716,4 m	biotyt, inna frakcja	6,44	38,68	5624,00	1427
929/Ar	JO 2 pr. 139/1 1778,4 m	biotyt	6,22	27,50	4224,33 4223,70	1445 ±86
929/Ar	JO 2 pr. 139/2 1778,4 m	biotyt	6,27	27,73	4224,33 4223,70	1445
938/Ar	JO 2 pr. 34 1216,0–1217,0 m	biotyt	4,88	24,44	3818,51	1464
944/Ar	JO 2 pr. 34 1216,0–1217,0 m	biotyt < 0,2 mm	4,44	23,15	3611,68	1464

Tabela 13

Wybrane wartości wieku izotopowego K-Ar skał suwalskiego masywu anortozytowego (wg Depciucha i in., 1975, Jarmołowicz-Szulc, 1990)

Selected values of the K-Ar isotopic age of the rocks from the Suwałki Anorthosite Massif (after Depciuch *et al*., 1975, Jarmołowicz-Szulc, 1990)

Otwór wiertniczy* Borehole	Głęb. opróbowania [m] Sampling depth	Skała Rock	Wiek [mln lat] Age [Ma]	Nr archiwalny oznaczeń (wg Depciuch i in., 1975) Archive number (after Depciuch *et al*., 1975)
Krzemianka 3	938,8	granodioryt	1447–1459	130/Ar
Krzemianka 3	1169,0	noryt**	1439–1464	131/Ar
Krzemianka 7	1090,8–1124,1	anortozyt	1337–1366	112/Ar
Jeleniewo	1016,0	leukogabro	1551	593/Ar
Krzemianka	n.o.	granit	1344–1362	111/Ar
Krzemianka	n.o.	granit	1353	113/Ar
Jezioro Okrągłe IG 1	1778,4–1994,3	anortozyt	1312–1435	928/Ar; 929/Ar***
Jezioro Okrągłe IG 1	1216,0	anortozyt	1464	938/Ar
Filipów IG 1	1181,7–1332,2	gnejs	1402–1469	931/Ar; 932/Ar

* nazewnictwo otworów za Depciuchem i in. (1975); n.o. – nie podano; ** oznaczenie dla całej skały; *** oznaczenia dla minerałów w otworach wiertniczych Jezioro Okrągłe IG 1 i Filipów IG 1 wg Jarmołowicz-Szulc (1990)

* names of the boreholes after Depciuch *et al*. (1975); n.o. – not given; ** determination for the whole rock; *** determinations for minerals in the Jezioro Okrągłe IG 1 and Filipów IG 1 boreholes after Jarmołowicz-Szulc (1990)

Janina WISZNIEWSKA

WIEK MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ Z OTWORU WIERTNICZEGO JEZIORO OKRĄGŁE IG 2 I Z WIERCEŃ REJONU KRZEMIANKI I UDRYNA W SUWALSKIM MASYWIE ANORTOZYTOWYM OZNACZONY METODĄ Re-Os

Wstęp

Na przełomie lat 90. XX w. rozpoczęto intensywne badania izotopowe i geochronologiczne skał z kompleksu mazurskiego i anortozytowego masywu suwalskiego (Jarmolowicz-Szulc, 1990; Ryka, 1998b; Dörr i in., 2002). Pomimo prób wydatowania granitów i diorytoidów z masywu suwalskiego, wiek krystalizacji anortozytów i rud Fe-Ti-V pozostawał niezmierzony geochronologicznie. Masyw anortozytowy jest prawie monomineralnym batolitem, zbudowanym z plagioklazów i niewielkiej ilości minerałów akcesorycznych, w którym jedynie sporadycznie pojawiają się minerały cyrkonu, baddeleyitu czy monacytu. Są one trudne do znalezienia, gdy w dyspozycji badacza są jedynie rdzenie wiertnicze. Pośród plagioklazów z anortozytów suwalskich pojawiają się, jednak tylko w rozproszeniu (ok. 3%), siarczki magmowe, np. pirotyn, chalkopiryt, piryt, które utworzyły się wspólnie z plagioklazami w procesach magmowych.

Oznaczenia wieku minerałów kruszcowych metodą Re-Os

Do oznaczeń wieku magmowej mineralizacji kruszcowej w anortozytach suwalskich zastosowano w 1998 r. metodę Re-Os (Stein i in., 1998b), wykorzystywaną wcześniej tylko do oznaczeń wieków siarczku molibdenu (molibdenitu), powszechnie występującego w kwaśnych skałach magmowych, głównie w granitach. Izotopowy system Re-Os jest jedynym narzędziem geochemicznym, które obejmuje określenie czasu, pochodzenie i metalogeniczną historię szerokiego spektrum siarczków i tlenków przez bezpośrednie datowanie minerałów kruszcowych.

Z próbek skał pobranych w masywie suwalskim z pięciu rdzeni wiertniczych pochodzących z trzech rejonów złożowych: Udryna (próbka SU-3), Krzemianki (próbki SU-10, SU-11) oraz Jeziora Okrągłego (próbki SU-6 i SU-8b), wyselekcjonowano 13 próbek skał z mineralizacją rudną. Magnetyt w badanych rudach był gruboziarnisty, z widocznymi

produktami odmieszań roztworów stałych, fazy ilmenitowej i spinelowej. Kontakty magnetytu z siarczkami były zwykle przerostowe, o prostych lub lekko zakrzywionych granicach. Także współwystępujące siarczki (pirotyn i chalkopiryt) miały zazwyczaj gładkie linie kontaktu, wskazujące na równoczesność krystalizacji w procesie magmowym. Wspólne magmowe pochodzenie minerałów potwierdzono też badaniami izotopów siarki w pirotynie i chalkopirycie z otworu Krzemianka 22 ($\delta^{34}S$ = 0‰) dla obu minerałów (Wiszniewska, Jędrysek, 1998). Minerały rudne: magnetyt, pirotyn, piryt i chalkopiryt, wyseparowano metodami standardowymi i przygotowano do badań metodyką opracowaną w Colorado State University w Fort Collins. Skład izotopowy oznaczono z użyciem termojonowej, negatywnej spektrometrii masowej (NTIMS) (Markey i in., 1995). Próbki analizowano zarówno w Colorado State University, jak i w University of Maryland. Wszystkie dane izotopowe Re-Os dla próbek suwalskich były korygowane ślepą próbą, której wartości wynoszą 48 pg dla Re i 3 pg dla Os, ze stosunkiem $^{187}Os/^{188}Os$ = 0,4943 (Stein i in., 1998a). Dane izotopowe Re-Os korygowane ślepą próbą przedstawiono w tabeli 14.

Prezentowane dane i niepewności oznaczeń są na poziomie dwóch odchyleń standardowych (2 sigma). Wartość γ dla osmu, będąca miarą procentowego wzbogacenia (gdy wartość +) lub zubożenia (gdy wartość –) w stosunku do dzisiejszego płaszcza chondrytowego (Shirey, Walker, 1998) były obliczone dla wieku 1559 mln, przy stałej rozpadu $\lambda^{187}Re$ 1,666 × 10^{-11} rok^{-1}, z niepewnością 0,31% (Smoliar i in., 1996) dla wszystkich obliczeń wieku. Zanotowano bardzo niskie zawartości Re (0,4–1,5 ppb) i Os (0,036–0,144 ppb) w magnetytach, co odpowiednio daje większe niepewności oznaczeń. Wyniki te świadczą, że Re i Os były jednakowo i wysoko niedopasowane podczas krystalizacji magnetytu i anortozytu (Stein i in., 1998c, 1999; Wiszniewska i in., 1999; Wiszniewska, Stein, 2000).

W tabeli 14 przedstawiono wyraźną zgodność wyników dla trzech minerałów siarczkowych, nie tylko w obrębie wiercenia, ale i pomiędzy złożami. Ogólnie zawartości Re mieszczą się w granicach 30–55 ppb, a Os – 1–6 ppb.

Tabela 14

Koncentracje Re-Os i dane izotopowe dla tlenków Fe-Ti i siarczków z rud masywu suwalskiego (Morgan i in., 2000)

Re-Os concentrations and isotope data of Fe-Ti oxides and sulphides from the Suwałki Massif ores (Morgan *et al*., 2000)

Symbol próbki (lokalizacja) Sample (location)	Minerał Mineral	Re [ppb]	Os [ppb]	$^{187}Re/^{188}Os$	$^{187}Os/^{188}Os$	γOs(1559)
SU-3 (Udryń)	magnetyt	0,80 (2)	0,060 (2)	91,0 (4)	3,40 (1)	+743
	pirotyn	55,4 (2)	3,010 (1)	139,3 (8)	4,54 (3)	+647
	pirotyn	48,4 (2)	3,050 (1)	113,3 (6)	3,85 (2)	+642
SU-6 (Jezioro Okrągłe)	magnetyt	1,27 (2)	0,144 (2)	57,0 (1)	2,74 (5)	+961
	pirotyn	47,6 (2)	5,140 (1)	59,7 (3)	2,73 (1)	+892
	pirotyn	48,2 (2)	5,230 (1)	59,3 (3)	2,69 (1)	+873
	piryt	46,9 (2)	4,630 (1)	66,5 (3)	2,91 (1)	+900
	chalkopiryt	49,0 (2)	5,330 (2)	59,9 (4)	2,81 (1)	+962
SU-8b (Jezioro Okrągłe)	magnetyt	0,35 (2)	0,036 (2)	61,0 (5)	2,70 (2)	+805
	pirotyn	36,8 (1)	6,010 (2)	37,0 (2)	2,08 (7)	+850
	piryt	37,4 (2)	5,660 (2)	40,6 (2)	2,23 (9)	+898
SU-10 (Krzemianka)	pirotyn	30,0 (1)	1,039 (5)	300,0 (3)	9,05 (8)	+887
SU-11 (Krzemianka)	magnetyt	1,49 (2)	0,056 (2)	260,0 (17)	8,10 (5)	+902

Wszystkie dane korygowane ślepą próbą i niepewność oznaczeń podana na poziomie 2 sigma. Gama Os (yOs) wyrażona jako procentowe wzbogacenie (lub zubożenie, wartość negatywna) w stosunku do obecnego składu płaszcza chondrytowego (Walker i in., 1989) i przeliczona do wieku 1559 mln lat. Do obliczeń wieku użyto stałej rozpadu ^{187}Re wynoszącej 1,666 × 10^{-11}rok^{-1} z niepewnością 0,31% (Smoliar i in., 1996)

All data are blank-corrected and uncertainties are absolute in the last decimal place at the 2 sigma level (on depletion, negative value). Gamma osmium (yOs) is the percent enrichment relative to the average recent chondritic mantle (Walker *et al*., 1989) for the 1559 Ma. The ^{187}Re decay constant of 1.666 × 10^{-11} year^{-1} with an uncertainty of 0.31% (Smoliar *et al*., 1996) was used for all age calculations

Podczas krystalizacji nie było systematycznego rozdzielenia Re i Os pomiędzy analizowane fazy siarczkowe. Można przyjąć, że zachowanie Re i Os w zróżnicowanych porcjach stopu i różnych częściach masywu suwalskiego jest w dużym stopniu zgodne. Przedstawiają to linie frakcjonacji, łączące pary magnetyt–siarczki dla poszczególnych próbek z trzech pól złożowych, które są prawie równoległe do nachylenia ok. 1 (fig. 11).

Każde ze złóż – Krzemianka, Udryń i Jezioro Okrągłe – ma różne stosunki inicjalne Re/Os dla magnetytów, ale podczas krystalizacji zachowanie Re i Os było w nich stałe. Piryt zawiera zasadniczo tyle samo Re co chalkopiryt i pirotyn, ale w obu przypadkach mniej jest osmu. Może to wskazywać na niski efekt frakcjonacji.

Model 3 izochrony wieku Re-Os (wg Ludwiga, 1994) dla wszystkich 13 badanych próbek wynosi 1536 ±67 mln z wysokim stosunkiem inicjalnym $^{187}Os/^{188}Os$ = 1,13 ±0,13. Trzy próbki z Udrynia były mniej radiogeniczne. Po ich wyłączeniu z regresji model 3 wykazał wiek izochronowy 1559 ±39 mln ze stosunkiem początkowym $^{187}Os/^{188}Os$ = 1,16 ±0,06. Linia modelu 1, przechodząca przez trzy punkty Udrynia, współgra z zasadniczo identycznym wiekiem 1556 ±94 mln, z wyraźnie jednak mniejszym odcinkiem stosunku początkowego $^{187}Os/^{188}Os$ = 0,87 ±0,20 (fig. 12). Precyzja indywidualnego oznaczenia wieku wynosiła 0,4%, znaczniki kalibrowano w stosunku do standardów używanych przez Smoliara i in. (1996) z niepewnością 0,31%.

Podsumowanie

Uzyskane dane izotopowe Os dla siarczków suwalskich w anortozytach i norytach wskazują na ich źródło skorupowe. Do oznaczenia wieku źródła skał suwalskich zastosowano wartości stosunku Re/Os równe 50, przyjmowane dla średniej skorupy kontynentalnej i wartość Os/Os = 0,1164 dla płaszcza w czasie 1559 mln lat (Shirey, Walker, 1998). Przy użyciu bazowego równania wieku Re-Os i przeliczeniu równania wieku wstecz od 1559 mln lat, można było oznaczyć interwał czasu potrzebny do osiągnięcia inicjalnego stosunku Os/Os –1,16 w czasie 1559 mln. Ten interwał wynosi 1239 mln, co daje po dodaniu wieku zmierzonego (1559 mln) archaiczny wiek 2777 mln dla skał źródłowych (Stein i in., 1999). Zamiast przyjmowania wartości średniej Re/Os = 50 dla skorupy kontynentalnej, można było przeprowadzić podobne obliczenia dla skorupy maficznej, jak MORB i OIB, które mają bardzo wysokie stosunki Re/Os, odpowiednio od 100–5000 i 20–3000.

Przy założeniu, że występują wysokie stosunki Re/Os dla źródła, które mogło się charakteryzować wzrastającym udziałem składnika maficznego, otrzymamy młodsze wieki źródłowe, raczej paleoproterozoiczne, jak ma to miejsce w przypadku skał z rejonu suwalskiego. Paleoproterozoicz-

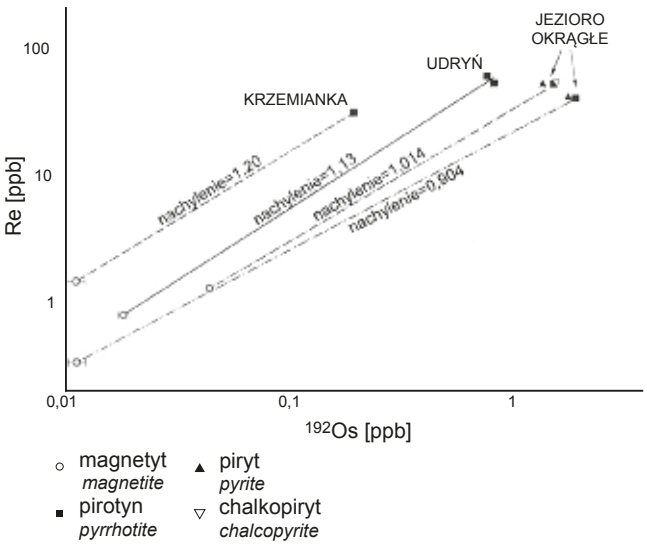


Fig. 11. Zależność koncentracji Re w stosunku do zwykłego Os (wyrażonego jako ^{192}Os) w magnetycie i siarczkach Fe-Cu-Ni-Co ze złóż Krzemianka, Udryń i Jezioro Okrągłe (Stein i in., 1999; Morgan i in., 2000)

Re *vs* common Os (expressed as ^{192}Os) concentration plot for Suwałki magnetites and sulphides from Krzemianka, Udryń and Jezioro Okrągłe deposits (Stein *et al*., 1999; Morgan *et al*., 2000)

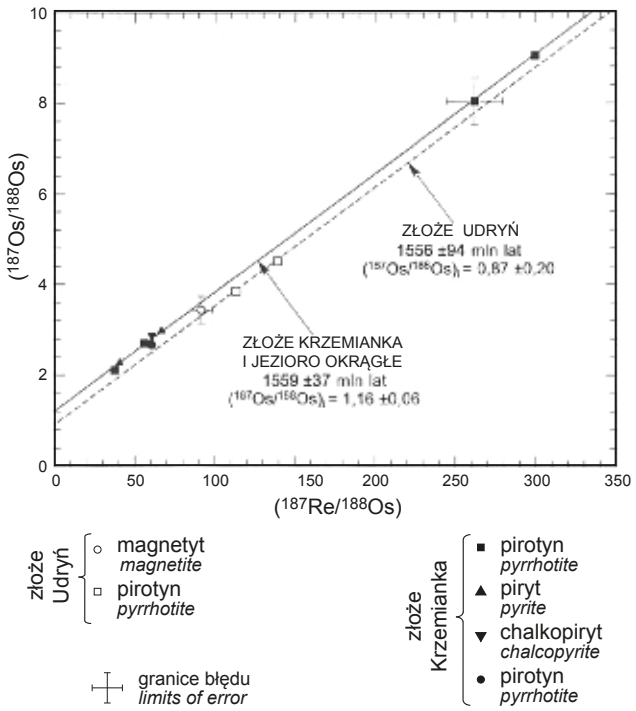


Fig. 12. Diagram izochronowy wieku trzech złóż Fe-Ti-V (Krzemianka, Jezioro Okrągłe i Udryń) w suwalskim masywie anortozytowym, oznaczenie metodą Re-Os w siarczkach Fe-Cu-Ni-Co i magnetycie (Morgan i in., 2000)

Re-Os isochron diagram for Fe-Cu-Ni-Co sulphides and magnetite from the three magmatic Fe-Ti-V deposits hosted in SAM: Krzemianka, Jezioro Okragle and Udryń (Morgan *et al*., 2000)

ne wieki modelowe TNd_{DM} uzyskano dla wszystkich analizowanych wierceń z północno-wschodniej Polski (Claesson, Ryka, 1999), tym samym usuwając z rozważań istnienie na badanym obszarze skał archaicznych.

Uzyskane wyniki oznaczeń wieku magmowych minerałów rudnych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2, chociaż obciążone dużym błędem, były pierwszym na świecie zastosowaniem metody Re-Os do oznaczeń wieku anortozytów masywowych, w których występuje rozproszona mineralizacja siarczkowa. Wysokie stosunki początkowe $^{187}Os/^{188}Os$ wskazywały na dolnoskorupowe pochodzenie substancji macierzystej dla anortozytów, co wcześniej było sugerowane i dyskutowane przez niektórych badaczy (Shirey, Walker, 1998; Stein i in., 1999).

Zbigniew CYMERMAN

BADANIA STRUKTURALNE PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO

Wstęp

Anortozytowy masyw suwalski rozpoznano w krystalicznym, prekambryjskim podłożu platformy wschodnioeuropejskiej pod koniec lat 50. XX w. w najbardziej północno-wschodniej części Polski (Znosko, 1958). Masyw ten odkryto w wyniku prac geologiczno-wiertniczych nieco wcześniej rozpoznanych anomalii grawimetrycznych i magnetycznych okolic Suwałk (np. Dąbrowski, 1955; Dąbrowski, Karaczun, 1956). Na początku lat 60. ub. w. stwierdzono przemysłowe koncentracje rud magnetytowo-ilmenitowych na obszarze pozytywnych anomalii magnetycznych Krzemianki i Udryna, przez następne trzy dekady na tych obszarach koncentrowały się dalsze badania geologiczno-złożowe, w wyniku których udokumentowano w kategorii C2 i częściowo C1 ok. 1 mld ton rud Fe-Ti-V (np. Parecki, 1998; Podemski, 1998).

W połowie lat 80. XX w. podjęto, jednak bez większych efektów złożowych, badania potencjału rudnego strefy kontaktowej masywu suwalskiego. W ramach tych badań wykonano w 1985 r. otwór wiertniczy Jezioro Okrągłe IG 2. W otworze tym nawiercono 1215,0 m skał krystalicznych (głęb. 1085,0–2300,0 m). Strop skał krystalicznych osiągnięto na głęb. 928,1 m p.p.m. Otwór Jezioro Okrągłe IG 2 umiejscowiono prawie jeden kilometr na zachód od wcześniej wykonanego (w 1965 r.) otworu Jezioro Okrągłe IG 1, w którym nawiercono 335,7 m skał krystalicznych (głęb. 1064,5–1400,2 m). Strop skał krystalicznych osiągnięto na głęb. 907,0 m p.p.m. W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 stwierdzono noryty rudne na głęb. 1292,5–1321,0 m. Z kolei w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 rozpoznano wiele stref rudnych z ferrolitami na głęb.: 1235,5–1255,9; 1345,5–1346,6; 1396,8–1399,9 i 1409,5–1413,3 m. Dodatkowo rozpoznano także dwie strefy rudnych anortozytów na głęb. 1231,9–1235,5 m (Juskowiak, Ryka, 1998).

Otwory wiertnicze Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 wykonano w najbardziej północno-zachodniej części masywu suwalskiego. W tej peryferyjnej części masywu nie wykryto istotnych zmian w obrazie anomalii magnetycznych, jak np. w okolicach Udryna. Natomiast w rejonie Jeziora Okrągłego stopniowo ku zachodowi kończy się wyraźna, równoleżnikowo przebiegająca, anomalia grawimetryczna od okolic Puńska na wschodzie aż po okolice Łopuchowa na zachodzie.

Strop podłoża krystalicznego na terenie masywu suwalskiego występuje na głęb. od ok. 450–500 m w południowej i południowo-wschodniej jego części, ale ulega stopniowemu obniżaniu ku północnemu zachodowi i północy do głęb. ponad 1100 m. Podłoże krystaliczne masywu suwalskiego jest przykryte przez utwory dolno- i środkowokambryjskie, permskie, mezozoiczne i czwartorzędowe (np. Ber, 1968; Znosko, 1973a, b, 1993b; Ber, Ryka, 1998).

Zakłada się, że masyw suwalski stanowi wschodnią część jednostki tektonicznej o magmowym pochodzeniu – kompleksu mazurskiego (Juskowiak, 1971, 1973, 1993; Ryka, 1973, 1982; Kubicki, Ryka, 1982; Duchesne i in., 1998; Wiszniewska i in., 2002). Jednostka ta rozciąga się w kierunku równoleżnikowym od granicy państwowej z Litwą i kontynuuje się ku zachodowi, aż po rejon Zalewu Wiślanego (np. Ryka, 1984, 1993; Bogdanova i in., 1994; Bogdanova, 1999; Wiszniewska, 2002; Wiszniewska i in., 2002). Należy zaznaczyć, że granitoidy z południowo-zachodniej części Litwy (kompleks Veisiejai-Kabeliai; Motuza, 2004) mogą być odpowiednikiem (kontynuacją) kompleksu mazurskiego (Sundblad i in., 1994; Skridlaite i in., 2003).

Masyw suwalski (Ryka, 1979; Krzemiński, 1990; Saternus, 1993; Wiszniewska, 1993; Cymerman, 2014), niekiedy określany także jako makrostruktura suwalska (Kurbiel i in., 1979), suwalski masyw anortozytowy (Juskowiak, 1993; Ryka, 1998a; Wiszniewska, 2002) lub suwalski masyw zasadowy (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kozłowska, 1989; Cymerman, 2004, 2006a, b), zajmuje prawdopodobnie obszar o powierzchni ok. 250–300 km^2. Jest on zbudowany z mezoproterozoicznych (kalym) skał magmowych, głównie z anortozytów, norytów, gabronorytów, diorytów oraz ich odmian przejściowych (Juskowiak, 1965, 1971, 1973, 1993, 1998; Ryka, 1979, 1993; Speczik i in., 1988; Wiszniewska, 1993, 2002; Cymerman, 2004, 2006a, b, 2014). Na terenie masywu suwalskiego występują skały reprezentujące różne etapy ewolucji magm: od hiperstenowych monzodiorytów (drobnoziarnistych jotunitów), poprzez porfirowe wydzielenia fenokryształów plagioklazów i megaortopiroksenów w anortozytach – jako najbardziej pierwotne skały, pochodzące z głębokich części skorupy – przez skały przejściowe: dioryty, mangeryty, gabronoryty i noryty do skał kwaśnych: granitów i czarnokitów (np. Wiszniewska, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2004).

Obraz kartograficzny masywu suwalskiego w okolicy Jeziora Okrągłego

Mapy geologiczne masywu suwalskiego wykonywano w głównej mierze opierając się na wynikach prac geofizycznych, a w znacznie mniejszym stopniu na podstawie nierównomiernie rozmieszczonych otworów wiertniczych (np. Znosko, 1961, 1965, 1993a; Wybraniec i in., 1993; Podemski, 1998). Na pierwszych geofizycznych mapach zdjęcia regionalnego zaznaczała się wyraźna anomalia ujemna w polach grawimetrycznym i magnetycznym na obszarze północnej części Suwalszczyzny (Dąbrowski, 1955; Dąbrowski, Karaczun, 1956). Na podstawie tych wyników na pierwszych mapach masywu suwalskiego przyjęto prostą koncepcję jego budowy (Subieta i in., 1971; Karaczun i in., 1975). Większą, centralną część wydłużonego prawie równoleżnikowo masywu zajmują anortozyty, także w rejonie Jeziora Okrągłego, otoczone najpierw przez noryty (oprócz północno-zachodniej części tego masywu), a dalej koncentrycznie ułożone wokół nich gabrodioryty. W takiej interpretacji kartograficznej cały masywu suwalski miał być otoczony granitami rapakiwipodobnymi.

Na mapie geologicznej masywu suwalskiego w skali 1:100 000 (Kubicki, Ryka, 1982) diorytoidy – na północ od Jeziora Okrągłego – stanowią zewnętrzną strefę tego masywu o szerokości 1–4 km, zajmując prawie połowę jego powierzchni. Gabronoryty i noryty z ferrolitami występują w środkowej, południowej i zachodniej część masywu suwalskiego w formie wyciągniętych pasów w kierunku NW–SE do WNW–ESE. W miarę zdobywania większej ilości danych z otworów wiertniczych, stwierdzono, że masyw suwalski jest otoczony różnymi skałami, takimi jak: migmatyty, gnejsy, granitognejsy i granitoidy. Cechą charakterystyczną tej mapy jest przyjmowana umownie dominacja południkowych uskoków, rzadsze są natomiast uskoki prawie równoleżnikowe lub o biegu w kierunku NE–SW.

Siedem ostatnich otworów wiertniczych z lat 80. XX w. pozwoliło zmodyfikować nieco obraz kartograficzny stropu podłoża krystalicznego. W ujęciu Juskowiaka (1998) granitoidy rapakiwipodobne wkraczają na ponad 5 km ku południu w centralnej części masywu suwalskiego. Na wschód od złoża Udryń mają występować diorytoidy, a nie jak dotychczas przyjmowano noryty i gabronoryty. Z obrazu kartograficznego usunięto natomiast diorytoidy, które miały być zlokalizowane na północ od anortozytów suwalskich, a które przedstawiano na wcześniejszych mapach. Z kolei anortozyty połączono razem z norytami, także w okolicy Jeziora Okrągłego.

Najistotniejszą jednak różnicą szkicu geologicznego Juskowiaka (1998) w stosunku do wcześniejszych map jest brak diorytów umieszczanych na północ od anortozytów. W tym ujęciu masyw suwalski rysuje się jako asymetryczny w budowie. Diorytoidy pojawiają się na zachodnim obrzeżu anortozytów, na co wskazują dane wiertnicze z otworu Łopuchowo IG 1. Diorytoidy natomiast, jako zasadniczy składnik litologiczny, mają dominować we wschodniej części masywu suwalskiego. Juskowiak (1998) ograniczył znacznie obszar wychodni diorytów na południu omawianego masywu i wprowadził tam pas wychodni gabronorytów o szerokości kilku kilometrów. Dioryty w tej części masywu mają występować w formie wąskich pasów, ograniczonych przez południkowe uskoki. Juskowiak (1998) połączył noryty z anortozytami, jako osobne wydzielenie kartograficzne, chociaż wcześniej Ryka i in. (*w*: Kubicki, Ryka, 1982) łączyli noryty razem z gabronorytami.

Na mapie geologicznej masywu suwalskiego według Wiszniewskiej (1993, 2002) zewnętrzną strefę masywu zajmują nierozdzielne gabronoryty i dioryty, a nie jak to było wcześniej przedstawiane – jedynie dioryty. Z kolei pomiędzy gabronorytami i diorytami a anortozytami wydzielono znacznie mniejszy pas norytów. Redukcji uległa liczba uskoków, została ograniczona praktycznie do prawie południkowych dyslokacji.

Wspólną cechą wszystkich dotychczasowych ujęć kartograficznych masywu suwalskiego jest przyjmowanie bardzo wyraźnej dominacji południkowych zespołów uskoków nad innymi systemami dyslokacyjnymi na obszarze tego masywu i w jego otoczeniu. Jednak większość z nich, wyinterpretowanych z danych geofizycznych, jest odmiennie lokalizowanych na mapach przez różnych autorów (np. Juskowiak, 1998; Graniczny, 1998).

Odmienność ujęć kartograficznych masywu suwalskiego wynika przede wszystkim z braku odpowiedniego rozpoznania wiertniczego większej części tego masywu. Nie bez znaczenia jest fakt dużego zróżnicowania litologicznego w profilach większości otworów tego masywu, a zwłaszcza tych zlokalizowanych na jego obrzeżach. Na przykład w profilu otworu Łopuchowo IG 1, zlokalizowanym na północno-zachodnim obrzeżu masywu suwalskiego i w odległości ok. 4 km od otworu Jezioro Okrągłe IG 2, opisano: monzodioryty, dioryty, leukonoryty, gabronoryty, anortozyty, ferrolity i granity (Juskowiak, Ryka, 1998).

Badania strukturalne otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 1

Wyniki badań strukturalnych i kinematycznych skał krystalicznych z otworu Jezioro Okrągłe IG 1 przedstawiono w monografii Cymermana (2014). Badania te wykonano w latach 2003–2004 na archiwalnych materiałach wiertniczych z 197 marszy wiertniczych (od numeru 261/II do numeru 64/III) z 293 pojedynczych skrzyń przechowywanych w Magazynie Rdzeni Wiertniczych Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB w Piasecznie pod Warszawą. W skrzyniach tych są przechowywane całe rdzenie, przy czym zachowanych jest ich ok. 80%, czyli ponad 260 m rdzeni z nawierconych 335,7 m w skałach krystalicznych. Obecnie brakuje ok. 75 m rdzeni wiertniczych ze skał krystalicznych z tego otworu. W przypadku strefy z norytami rudnymi z głęb. 1292,5–1321,0 m są zachowane w skrzyniach jedynie połówki lub nawet tylko ćwiartki rdzeni wiertniczych.

W wyniku tych szczegółowych badań tektonicznych rozpoznano w materiale wiertniczym z otworu Jezioro Okrągłe IG 1 różnorodne struktury tektoniczne: planarne

(foliacja magmowa S_O i foliacja metamorficzna S_M oraz foliacja złożona S_{O+M}, uskoki i spękania), linijne (lineacje ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe L_R) oraz strefy ścinania podatnego i kruchego.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 stwierdzono rozwój różnych skał mylonitycznych, powstałych w wyniku heterogenicznej deformacji niekoaksjalnej na różnych głębokościach. Procesy ścinania prostego objęły wszystkie zespoły skalne. Niepenetratywna deformacja rotacyjna doprowadziła do typowego schematu rozwoju skał mylonitycznych. Proces taki rozpoczynał się od praktycznie niezdeformowanego protolitu magmowego, poprzez słabo zdeformowane protomylonity i prowadził dalej do rozwoju typowych mylonitów, a w szczególnych przypadkach nawet do powstania ultramylonitów. Procesy ścinania prostego nie doprowadziły jednak do penetratywnego rozwoju więźby (*fabric*) mylonitycznej S_M w skałach omawianego otworu. Dlatego też miejscami dość dobrze jest rozpoznawalna w nich pierwotna, magmowa foliacja S_0. Ta struktura planarna, określana także jako foliacja z płynięcia magmy, jest zachowana w niezdeformowanych domenach. Foliacja S_0 została tektonicznie przetransponowana do przestrzennie zgodnie zorientowanej foliacji mylonitycznej S_M i praktycznie jest niemożliwa do oddzielenia od foliacji mylonitycznej S_M ze względu na współplanarność tych obydwu powierzchni anizotropii – zdefiniowano ją jako foliację złożona S_{O+M}.

Analiza danych z otworu Jezioro Okrągłe IG 1 wskazuje, że bez względu na rodzaj foliacji (S_O, S_M, S_{M+O}) te powierzchnie anizotropii charakteryzują się przewagą średnich wartości kątów upadu, najczęściej w zakresie wartości 30–40° (fig. 13A–C, G). W niektórych miejscach stwierdzono upady foliacji bardziej strome (fig. 13F) lub o mniejszych kątach upadu (fig. 13D, E).

Wskaźniki kinematyczne (struktury asymetryczne) są rozwinięte w różnym stopniu w strefach ścinania podatnego w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 (fig. 13). Najliczniejszą grupę wskaźników kinematycznych stanowią struktury mylonityczne typu S–C, które na ogół tworzą foliację mylonityczną S_M (fig. 13C, G). Obok dominujących struktur mylonitycznych typu S–C stwierdzono także asymetryczne porfiroklasty plagioklazowe (rzadko skalenia K) typu σ (fig. 13A, D–G). Rozpoznana lineacja ziarna mineralnego L_M jest równoległa do kierunku upadu metamorficznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{M+O}. Stwierdzone asymetryczne wskaźniki zwrotu ścinania w płaszczyznach prostopadłych do foliacji mylonitycznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{M+O}, a zarazem równoległych do lineacji ziarna mineralnego L_M, dobrze dokumentują kompresyjny (nasuwczy) reżim deformacji. Oznacza to podatne przemieszczenia w zlokalizowanych domenach strukturalnych o zwrocie „strop" ku górze otworu (fig. 13).

W przypadku struktur mylonitycznych typu S–C kąty upadu foliacji metamorficznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{M+O} uznane za powierzchnie typu S w relacji do powierzchni ścinania typu C wynoszą ok. 15–20°. Na głęb. ok. 1167,0 i 1382,2–1382,8 m powierzchnie typu C zapadają pod kątem ok. 10–15°, natomiast powierzchnie typu S – ok. 30–35°. Na głęb. 1236,4; 1360,2; 1362,8–1364,9 i 1364,3–1364,4 m stwierdzono, że powierzchnie typu C zapadają pod kątem ok. 10°, a powierzchnie S – ok. 30°. Z kolei na głęb. 1323,5–1323,6 i 1326,7–1327,3 m struktury

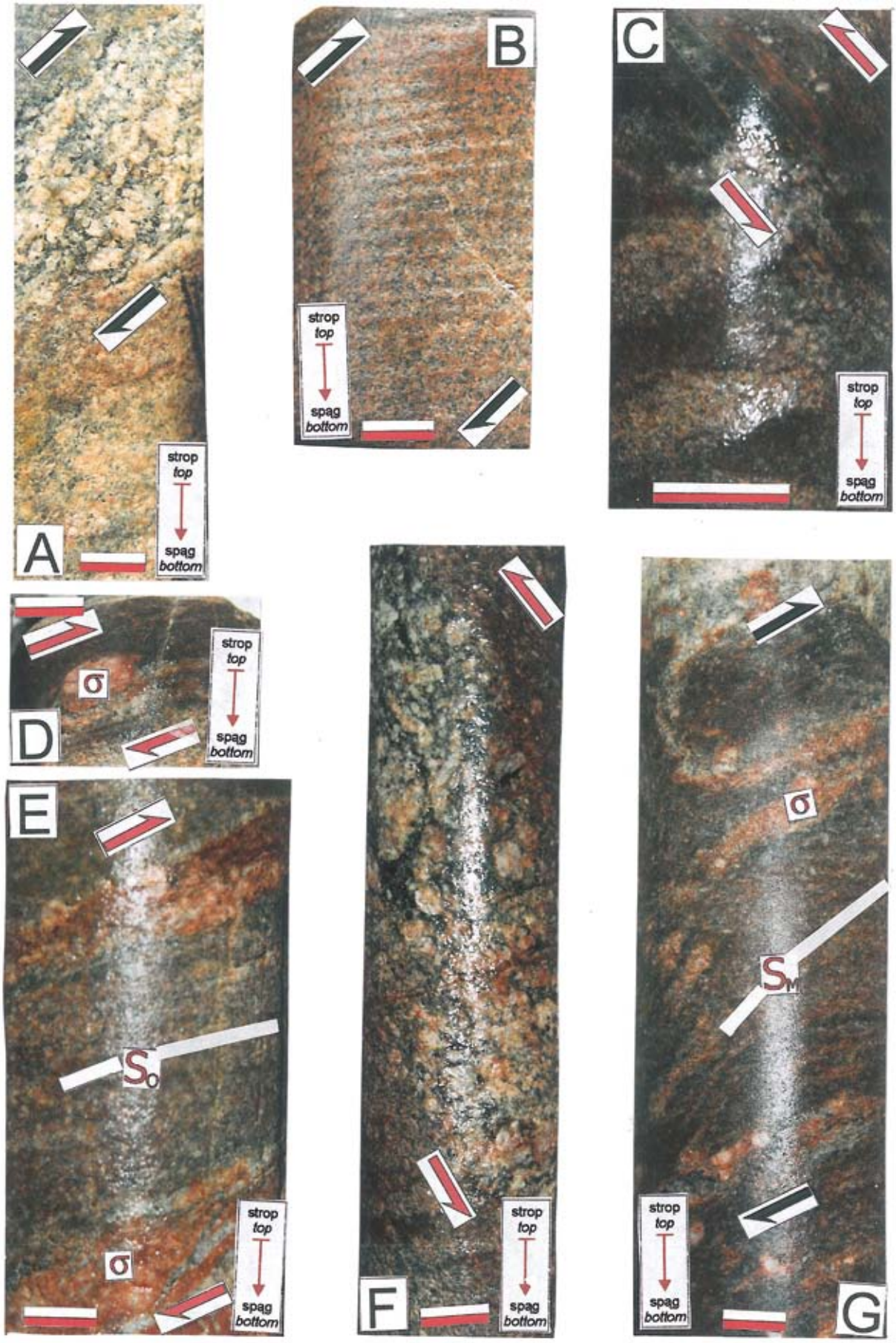
→

Fig. 13. Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 1

Czerwone lub czarne strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego; **A** – granit drobnoziarnisty (spągowa część rdzenia) i średnioziarnisty (stropowa część rdzenia) zdeformowany w wyniku odkształcenia niekoaksjalnego. Prawoskrętny zwrot ścinania, czyli „strop", ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. 1113,4 m; **B** – bardzo słabo zdeformowany czerwony granit z więźbą protomylonityczną. Prawoskrętny zwrot ścinania – „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 1,5 cm; głęb. 1113,7 m; **C** – zapadający pod średnimi kątami laminowany gnejs (ultramylonit) w protomylonitycznym granicie. Skala biało-czerwona = 3,5 cm; głęb. 1082,6 m; **D** – asymetryczny porfiroklast mikroklinowy typu σ w zmylonityzowanym granicie. Skala biało-czerwona = 2 cm; głęb. 1075,3 m; **E** – foliacja magmowa S_O w szarym zmylonityzowanym granicie ze współplanarnie nałożoną foliacją mylonityczną S_M. Asymetryczne agregaty skaleniowe typu σ. Skala biało-czerwona = 1,5 cm; głęb. 1084,1 m; **F** – heterogenicznie zmylonityzowany granit (gnejs oczkowo-warstewkowy) o zwrocie ścinania „strop" ku górze otworu. W spągu i stropie rdzenia – gnejs laminowany (mylonit). Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. 1254,8 m; **G** – foliacja magmowa S_O ze współplanarnie nałożoną foliacją mylonityczną S_M. Asymetryczne agregaty i porfiroklasty skaleniowe typu σ. Skala biało-czerwona = 1,5 cm; głęb. 1078,3 m

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from Jezioro Okrągłe IG 1 borehole

Red or black arrows indicate the sense of ductile shear; **A** – fine-grained granite (bottom part of drill-core) deformed by non-coaxial strain. Dextral sense of shear, or "top" towards the borehole ceiling. White and red scale = 2.5 cm; depth 1113.4 m; **B** – weakly deformed granite with protomylonitic fabric. Dextral sense of shear – "top" towards the borehole ceiling. White and red scale = 1.5 cm; depth 1113.7 m; **C** – laminated gneiss (ultramylonite) in the protomylonitic granite dipping under medium angles. White and red scale = 3.5 cm; depth 1082.6 m; **D** – asymmetric σ-type porphyroclast in mylonitized granite. White and red scale = 2 cm; depth 1075.3 m; **E** – S_O igneous foliation in a gray, mylonitized granite with a co-planar superposed SM mylonitic foliation. Asymmetric aggregates of σ-type. White and red scale = 1.5 cm; depth 1084.1 m; **F** – heterogeneously mylonitized granite (augen-layered gneiss) with the reverse sense of shearing. In the base and ceiling of the bore-core – laminated gneiss (mylonite). White and red scale = 2.5 cm; depth 1254.8 m; **G** – S_O igneous foliation with co-planar superposed SM mylonitic foliation. Asymmetric σ-type aggregates and feldspar porphyroclasts. White and red scale = 1.5 cm; depth 1078.3 m


A
strop
top
spąg
bottom
B
strop
top
spąg
bottom
C
strop
top
spąg
bottom
D
σ
strop
top
spąg
bottom
E
S_0
σ
strop
top
spąg
bottom
F
strop
top
spąg
bottom
G
σ
S_M
strop
top
spąg
bottom

mylonityczne typu S–C wykazują upad powierzchni typu C pod kątem ok. 5–10° i powierzchni typu S – ok. 25°. Inne orientacje powierzchni typu S z upadem ok. 70–80° i powierzchni typu C z kątami upadu ok. 40–50° w gnejsach mylonitycznych stwierdzono na głęb. ok. 1105–1107 i ok. 1382–1383 m.

W zbadanym strukturalnie otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1 wśród rdzeni wiertniczych o łącznym metrażu ponad 260 m rozpoznano 60 domen z przejawami ścinania prostego (deformacji rotacyjnej). Uśredniając te dane, można stwierdzić, że w co ok. 5 m w otworze tym rozpoznaje się strefy deformacji rotacyjnych rozwinięte w skałach magmowych. Miejsca te charakteryzują się rozwojem heterogenicznie wykształconych stref ścinania podatnego. Udokumentowano je w różnych skałach z tego otworu. Strefy te cechują się zmienną miąższością (na ogół od kilku do kilkunastu centymetrów) i różnym stopniem wykształcenia podatnych skał uskokowych (od protomylonitów poprzez mylonity aż po ultramylonity).

Najłatwiej są rozpoznawalne przejawy deformacji niekoaksjalnej (rotacyjnej) w kwaśnych skałach żyłowych (pegmatytach i granitach), gdzie stwierdzono, co najmniej 36 miejsc z fragmentami rdzeni ze skałami uskokowymi powstałymi w warunkach podatnych. Strefy te przekraczają łączną miąższość 34 m, co wynika z zsumowania uśrednionych interwałów takich stref, a dla których przyjęto umownie uśrednione, ok. 10-centymetrowe, miąższości dla poszczególnych próbek rdzeni z przejawami deformacji rotacyjnej. Stanowi to ok. 10% zachowanego materiału wiertniczego z otworu Jezioro Okrągłe IG 1. Z kolei w magmowych skałach zasadowych rozpoznano zaledwie 18 domen z objawami deformacji rotacyjnej, o sumarycznej miąższości przynajmniej 9 m. Wśród ferrolitów rozpoznano siedem fragmentów rdzeni z przejawami ścinania prostego o łącznej miąższości większej niż 0,7 m.

Należy podkreślić, że stref ścinania podatnego, zwłaszcza kruchego, w omawianym otworze mogło być znacznie więcej, gdyż, jak wcześniej wspomniano, brakuje ok. 75 m materiału wiertniczego. Powodami tego są brak pozyskania w 100% uzysku rdzeni podczas procesu wiercenia oraz pobieranie setek próbek do różnego rodzaju analiz. Na przykład na głęb. ok. 1080 m brakuje ponad 40 cm rdzenia, a próbka ze spągu tego interwału (z głęb. 1080,4 m) jest ultramylonitem (gnejsem laminowanym). Na tej podstawie można wnioskować, że skały mylonitycznej mogło być w tej domenie nawet 0,5 m miąższości. Na głęb. 1339,5–1358,2 m brakuje 18,7 m rdzenia, prawdopodobnie został on „zwiercony" technologicznie w wyniku nawiercenia skał brekcji tektonicznych i kataklazytów. Wskazuje to na możliwość zniszczenia wielu stref ścinania podatnego przez „nałożone" na nie kruche strefy kataklazy lub ich zbrekcjonowania i łatwiejszego zniszczenia w technologicznym procesie wykonywania wiercenia.

W pegmatytach stwierdzono cztery domeny ze słabymi objawami procesów ścinania prostego i rozwojem protomylonitów na następujących głęb.: ok. 1082,5–1083,0; 1090,7–1091,6; ok. 1100 i ok. 1183,3 m. Na głęb. 1072,6 i 1072,9 m występują dwie żyły pegmatytowe (niezdeformowane) zorientowane zgodnie z powierzchnią ścinania typu C w gnejsie drobnoziarnistym (protomylonitycznym granicie). Podobnie na głęb. 1082,3–1082,5 m wykształciły się trzy niekoaksjalnie zdeformowane żyły pegmatytowe, które intrudowały zgodnie w powierzchniach ścinania typu C w protomylonitycznym granicie.

W granitach rozpoznano 11 domen z mało intensywnymi wskaźnikami procesów deformacji rotacyjnej, a prowadzącymi do rozwoju protomylonitów. Takie domeny stwierdzono na głęb.: ok. 1044,0–1045,5; 1066,5–1078,5; ok. 1100,0–1102,5; 1114,5; 1115,6; 1257,3–1258,4; 1258,9; 1287,8; 1323,5–1323,7; 1374,9–1375,0 i 1382,2–1383,0 m. Natomiast aż w 21 domenach w granitach rozpoznano wyraźnie wykształconą więźbę mylonityczną na następujących głęb.: 1082,7; 1086,3–1086,7; 1092–1098,5; 1103,3–1104,1; 1105,0–1107,0; ok. 1110; 1113,4; 1113,7; 1163,3; ok. 1218; ok. 1222; 1236,4; 1253,8–1254,8; 1255,1; 1325,2–1326,3; 1326,7–1327,3; 1343,3; ok. 1360,2 i 1362,8–1364,9 oraz 1371,4–1371,5 m. Trzy domeny ultramylonitów pogranitowych (gnejsów laminowanych) rozpoznano na głęb.: 1080,4; 1084,1 i 1371,3–1371,6 m.

Cztery domeny anortozytów z wykształconymi z nich protomylonitami i mylonitami odnotowano na głęb.: 1121,3; 1128,3–1128,8; 1323,5–1323,6 i ok. 1346,3 m. Także cztery domeny ze zdeformowanymi niekoaksjalnie anortozytami z ferrolitami, a prowadzącymi do rozwoju protomylonitów i mylonitów, rozpoznano na głęb.: 1198,3; 1303,0–1305,0; 1312,5 i 1318,0–1318,4 m. Dwie domeny diorytów ze strukturami protomylonitycznymi do mylonitycznych ustalono na głęb. 1084,1 i ok. 1167 m. Osiem domen w diorytach z wyraźnie wykształconą więźbą mylonityczną do ultramylonitycznej rozpoznano na głęb.: ok. 1134; 1254,8; 1255,1; 1325,2–1326,3; 1326,7–1327,3; 1350,0–1353,5; 1354,6–1354,9 i 1374,9–1375,1 m.

W siedmiu lokalizacjach stwierdzono ferrolity z przejawami deformacji rotacyjnej, prowadzącej do rozwoju protomylonitów i mylonitów. Rozpoznano je na głęb.: 1089,5; 1180,3; 1180,6; 1198,3; 1204,7; 1205,7 i 1287,8 m.

Brekcje tektoniczne w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 znajdują się na głęb. ok. 1141–1143 m i ok. 1298,2–1299,3 m. Strefy brekcji zapadają tam dość stromo i są one związane z licznymi uskokami przesuwczymi. Na głęb. ok. 1044,0–1044,5 m występują pegmatyty silnie zbrekcjonowane ze stromymi upadami tych stref kruchego ścinania, które są zorientowane prawie prostopadle do płaszczyzny XZ elipsoidy odkształcenia końcowego, czyli prostopadle do foliacji mylonitycznej S_M i równolegle do lineacji mylonitycznej L_M.

Małokątowe strefy kataklazy z „rozproszonymi" pakietami rudnymi stwierdzono na głęb.: 1169,8; 1177,6–1179,3 i 1185,4–1186,5 m. Na ogół są one ustawione konsekwentnie względem foliacji mylonitycznej S_M. Podobne, rozproszone (rozczłonkowane tektonicznie) drobne ciała rudne występują w strefach brekcji tektonicznych i stref kataklazy na głęb. 1350,3–1353,5 m.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 wśród licznych uskoków przeważają strome dyslokacje zrzutowe lub pionowe, blokowe. Stwierdzono je na głęb.: ok. 941–943; ok. 979;

1032,0–1033,0; 1114,0–1114,9 i 1115,5–1116,0 m. Uskoki zrzutowe o małych kątach upadu występują na głęb.: ok. 999,7; 1035,0–1035,5; 1042,3–1043,2 i ok. 1321,0–1322,0 m. Te ostatnie są zabliźnione cienkimi żyłkami węglanowymi. Dyslokacje zrzutowo-przesuwcze odnotowano na głęb. ok. 1139,0–1140,0 m.

Strome uskoki przesuwcze z prawie horyzontalną lineacją rys ślizgowych, a zorientowane równolegle do płaszczyzny XZ elipsoidy odkształcenia końcowego, czyli prostopadle do foliacji i równolegle do lineacji mylonitycznej, stwierdzono na głęb.: 1082,0–1084,0; 1162,5–1163,5 i 1173,0–1174,0 m. Dwa systemy prawie wertykalnych ortogonalnych uskoków powstały na głęb. ok. 1070 m. Dwa systemy stromych uskoków, prawie prostopadłych do siebie, stwierdzono na głęb. ok. 1042–1043 m i ok. 1065 m. Część z tych uskoków jest przesuwcza, a część zrzutowa. Uskoki przesuwcze, o zmiennym zwrocie, częściej lewoskrętnym, z prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi występują na głęb.: ok. 1108; ok. 1300–1302 i 1325,5–1326,4 m. Uskoki konsekwentnie ustawione względem powierzchni ścinania stwierdzono na głęb. ok. 1375 m, gdzie rysy ślizgowe są nachylone zgodnie z kierunkiem upadu uskoku. Dyslokacje obsekwentne o umiarkowanym kącie upadu rozpoznano na głęb. ok. 916 m.

Spękania skalne są w różnym stopniu rozwinięte w materiale wiertniczym zbadanego otworu. Przeważnie stwierdza się jedno lub dwa spękania na odcinku 1 m rdzenia. Na ogół większa liczba spękań skalnych jest związana z rozwojem pobliskiej strefy brekcji tektonicznych i stref uskokowych (stref zniszczeniowych). Wśród spękań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, często tworzące dwa systemy, wzajemnie prostopadłych spękań. Te nieciągłe struktury są konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione względem umiarkowanie zapadającej foliacji mylonitycznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{O+M}. Niskokątowe spękania antytetyczne (kilka na 1 m b. wiercenia) rozpoznano na głęb. 1169,0–1180,0 m.

Badania strukturalne otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Wyniki badań strukturalnych i kinematycznych skał krystalicznych z otworu Jezioro Okrągłe IG 2 przedstawiono w monografii Cymermana (2014). Badania te wykonano w latach 2003–2004 na archiwalnych materiałach wiertniczych przechowywanych w Magazynach Rdzeni Wiertniczych Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB w Szurpiłach na Suwalszczyźnie i w Halinowie pod Warszawą. W tym ostatnim magazynie są przechowywane wybrane interwały marszy od skrzyni nr 327 (z głęb. 1335,4 m) do skrzyni nr 789 (z głęb. 1765,4 m). Pozostałe skrzynie z rdzeniami wiertniczymi znajdują się w magazynie w Szurpiłach. W skrzyniach przechowywane są całe rdzenie, przy czym zachowanych jest ok. 90% rdzeni, czyli prawie 1100 m z nawierconych 1215 m w skałach krystalicznych. Aktualnie brakuje ponad 120 m rdzeni wiertniczych ze skał krystalicznych z tego otworu.

Badania strukturalne z elementami kinematyki całego zachowanego materiału wiertniczego ze skałami krystalicznymi z otworu Jezioro Okrągłe IG 2 przedstawił Cymerman (2014). W wyniku tych badań wydzielono różnorodne struktury tektoniczne: planarne (magmowa S_O i foliacja metamorficzne S_M oraz foliacja złożona S_{O+M}, uskoki i spękania), linijne (elongacyjna lineacja ziarna mineralnego L_M i rysy ślizgowe L_R) oraz wskaźniki kinematyczne w strefach ścinania podatnego, a także strefy ścinania kruchego.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 rozpoznano liczne, ale bardzo heterogeniczne wykształcone strefy ścinania podatnego. Strefy te charakteryzują się zmienną miąższością – na ogół od kilku do ok. 20 cm – i cechują się różnym stopniem wykształcenia (od protomylonitów poprzez mylonity aż po ultramylonity). W strefach ścinania podatnego i w poszczególnych próbkach rdzeni rozpoznano łącznie 64 domeny strukturalne z przejawami ścinania prostego (deformacji rotacyjnej) w różnych typach skał w zbadanych prawie 1100 m rdzeni z tego otworu.

Przejawy takiej deformacji niekoaksjalnej są najłatwiej rozpoznawalne w kwaśnych skałach żyłowych (pegmatytach i granitach), gdzie stwierdzono przynajmniej 29 fragmentów rdzeni ze strukturami powstałymi w wyniku ścinania prostego. Strefy ścinania podatnego przekraczają łączną miąższość 12 m, co wynika z zsumowania wszystkich uśrednionych interwałów tych stref. Dla tych stref umownie przyjęto średnie, ok. 10-centymetrowe, miąższości dla poszczególnych próbek rdzeni z przejawami deformacji rotacyjnej. Stanowi to zaledwie nieco ponad 1% z całego zachowanego materiału wiertniczego.

W magmowych skałach zasadowych (anortozytach i diorytach rozpoznano 19 domen strukturalnych z objawami deformacji rotacyjnej, o sumarycznej miąższości przynajmniej 3 m, a wśród ferrolitów – 18 domen z fragmentami rdzeni z przejawami ścinania prostego, o łącznej miąższości przynajmniej 3 m. Trzeba mieć na uwadze, że ze względu na fakt zniszczenia wielu wąskich stref ścinania podatnego przez „nałożone" na nie strefy młodszej kataklazy lub ich zbrekcjonowania, a także ubytku wielu odcinków rdzeni w wyniku pobrania setek próbek materiału wiertniczego do różnego rodzaju analiz laboratoryjnych, stref ścinania podatnego w omawianym otworze mogło być dwukrotnie, a może nawet kilkakrotnie więcej.

Pegmatyty ze słabymi przejawami procesów ścinania prostego, a prowadzącymi do rozwoju protomylonitów, stwierdzono na głęb. ok. 1877 i 1893,0–1893,2 m. Znacznie silniej zdeformowane pegmatyty ze strukturami mylonitycznymi, miejscami przechodzącymi w ultramylonity, rozpoznano na głęb. 1484,0, ok. 1872 i 1877,2 m.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 zidentyfikowano 87 żył granitowych, z czego pięć przechodzi w granit pegmatytowy, a 15 jest silnie zmylonityzowanych (zgnejsowanych). Granity z mało intensywnymi wskaźnikami procesów deformacji rotacyjnej, a prowadzącymi do rozwoju protomylonitów, odnotowano na następujących głęb.: 1135,8; 1228,7–1230,5; 1256,4; ok. 1578; ok. 1601; 1728,5; 1728,7; 1747,5; 1773,2; ok. 1796; 1797,3; ok. 1995; ok. 2065; 2065,5; 2082,4–2082,7; 2125,5; ok. 2125,8 i 2131,4 m.

Gnejsy laminowane (pogranitowe) z wyraźnie wykształconą więźbą mylonityczną do ultramylonitycznej wykształciły się na głęb.: 1181,5–1181,8; ok. 1256; ok. 1396; ok. 1796; 1877,5; ok. 2063; 2065,0 i 2079,4 m. Czerwony gnejs laminowany (ultramylonit) o małym kącie upadu foliacji mylonitycznej S_M i o zwrocie „strop" ku górze otworu z silnie wyciągniętymi asymetrycznymi porfiroklastami typu σ, stopniowo przechodzącego ku stropowi i spągowi w protomylonit granitowy, występuje na głęb. ok. 1118,5–1118,7 m (fig. 14E).

Anortozyty z przejawami słabej deformacji niekoaksjalnej, która doprowadziła do powstania protomylonitów, stwierdzono na głęb.: ok. 1480; 1483,6–1483,9; 1797,5; 1826,4 i 1898,5 m. Dioryty ze strukturami protomylonitycznymi do mylonitycznych rozpoznano na głęb.: 1118,4–1118,7; 1218,5 i 1319,5 m. Intensywnie, niekoaksjalnie zdeformowane anortozyty z rozwojem mylonitów do ultramylonitów rozpoznano na następujących głęb.: ok. 1118; ok. 1218; ok. 1719; 1753,6; ok. 1846; ok. 1972; ok. 2049; 2131,4; ok. 2133 i ok. 2134 m.

Skały magnetytowo-ilmenitowe (ferrolity) zmylonityzowane rozpoznano na głęb.: ok. 1237; 1237,6; ok. 1241; ok. 1825; ok. 1826 i 1916,5 m. Ferrolity alternujące z anortozytami z przejawami słabej deformacji rotacyjnej prowadzącej do rozwoju protomylonitów znajdują się na następujących głęb.: 1527,0; 1567,2; 1571,0–1571,5; 1650,5; 1747,5–1748,0; 1751,5; ok. 1753; 1773,2; 1773,5; 1826,6; ok. 1827 i ok. 2265 m.

Pierwotny, magmowy kontakt pakietów (szlir) ferrolitów w anortozycie został przedstawiony na figurze 1 – tabl. IX *w*: Cymerman, 2014. Więźba w próbce z głęb. ok. 1753 m cechuje się foliacją złożoną S_{M+O} i zbudowana jest z foliacji magmowej S_O oraz z nałożonej na nią współplanarnie foliacji mylonitycznej typu S_M. Taka złożona foliacja S_{M+O} zapada pod kątem 45°. Natomiast dwie powierzchnie ścinania typu C zapadają pod znacznie mniejszym kątem (ok. 20°). Asymetryczność agregatów mineralnych oraz relacje przestrzenne między powierzchniami S_M i C wskazują na zwrot transportu tektonicznego typu „strop" ku górze otworu. Podobne w formie asymetryczne szliry anortozytów pośród ferrolitów i norytów oraz relacje strukturalne między różnymi powierzchniami foliacji (S_M, S_O i C) rozpoznano na głęb. 1545,0 m (fig. 2 – tabl. IX *w*: Cymerman, 2014).

Analiza danych strukturalnych z otworu Jezioro Okrągłe IG 2 wskazuje, że bez względu na rodzaj rozpoznanej foliacji (S_O, S_M, S_{M+O}), te powierzchnie anizotropii (więźby) wykazują dominację umiarkowanych kątów upadu, najczęściej w zakresie wartości 30–50° (fig. 14, 15). W niektórych miejscach stwierdzono upady foliacji bardziej strome – do ok. 65°, lub o mniejszych kątach upadu – do ok. 15° (fig. 14D, E).

Asymetryczne wskaźniki kinematyczne są cechą charakterystyczną stref ścinania podatnego. Wskaźniki kinematyczne obserwowane w płaszczyźnie XZ elipsoidy deformacji wskazują na mechanizm deformacji rotacyjnej (ścinanie proste) z przemieszczeniami typu „strop" ku górze wiercenia. W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 najliczniejszą grupę wskaźników kinematycznych stanowią struktury mylonityczne typu S–C, które na ogół tworzą foliację mylonityczną S_M (fig. 14; 15A–D). Charakterystyczne są także

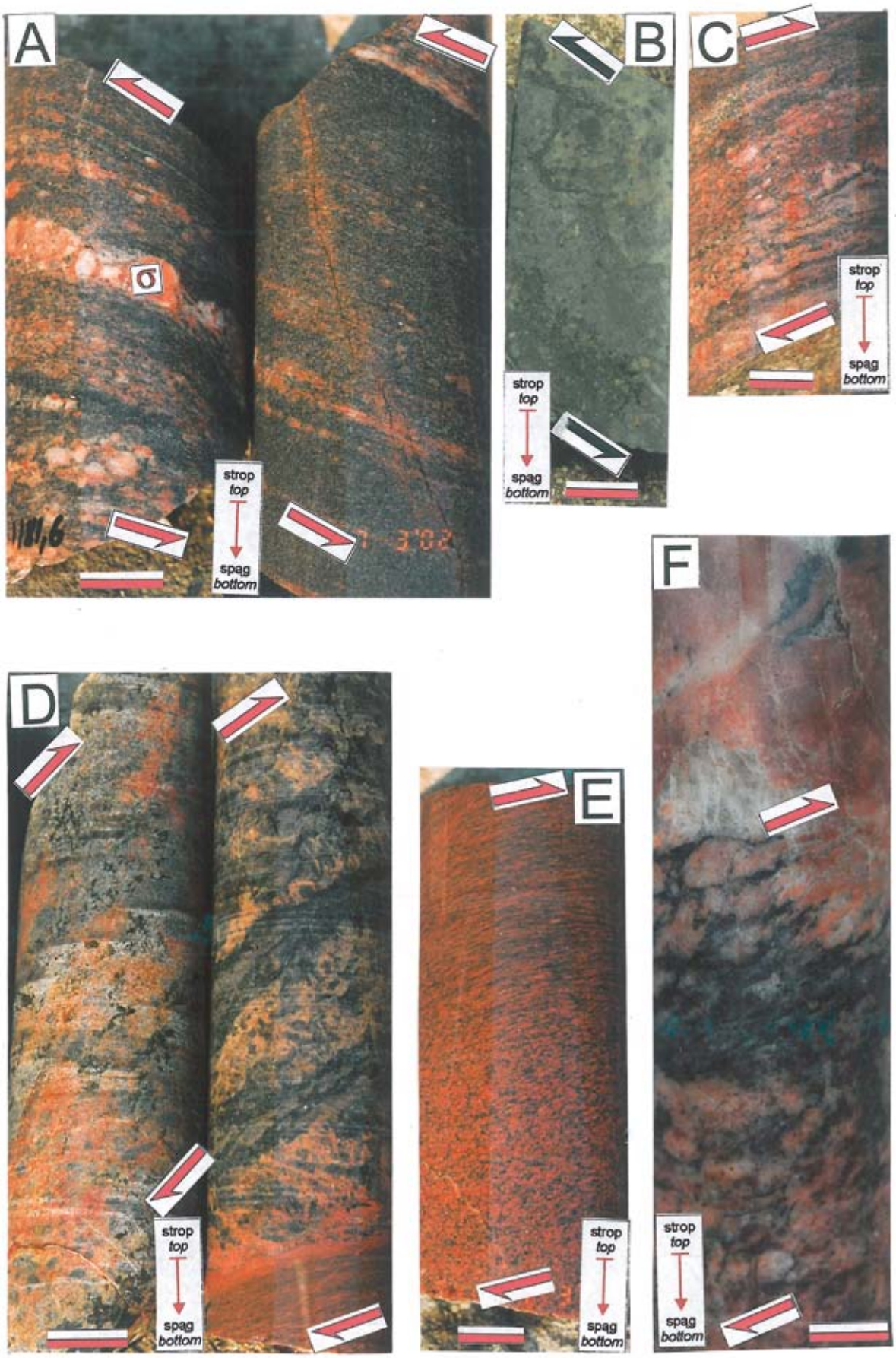
→

Fig. 14. Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Czerwone lub czarne strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego; **A** – zróżnicowanie w rozwoju więźby mylonitycznej. Domeny blastomylonitycznych gnejsów z asymetrycznymi porfiroklastami i agregatami skaleniowymi typu σ (lewa próbka). Cienkowarstewkowy gnejs (mylonityczny granit) ze stromymi spękaniami typu kulisowego (prawa próbka). Lewoskrętny zwrot ścinania, czyli „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 2 cm; głęb. 1181,8 m (lewa próbka) i 1181,6 m (prawa próbka); **B** – ferrolity i anortozyty – kontakt pierwotny (foliacja magmowa S_O) koplanarny do powierzchni foliacji mylonitycznej S_M (powierzchni ścinania typu C). Lewoskrętny zwrot ścinania – „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 3 cm; głęb. 1750,2 m; **C** – warstewkowo-oczkowy gnejs (zmylonityzowany granit) o zwrocie „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. 1181,5 m; **D** – heterogenicznie zdeformowane granity z rozwojem więźby od protomylonitu do ultramylonitu z rozwojem domen czerwonego lub ciemnego gnejsu laminowanego. Zwrot ścinania – „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 3 cm; głęb. 1218,5 m (lewa próbka) i ok. 1229 m (prawa próbka); **E** – zapadający pod małymi kątami zmylonityzowany, drobnoziarnisty, czerwony granit o strukturze typu S–C (ultramylonit – stropowa część rdzenia). Prawoskrętny zwrot ścinania, czyli „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 2 cm; głęb. 1118,6 m; **F** – prawoskrętnie ścinany szary gruboziarnisty granit i różowy pegmatyt. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. ok. 1877 m

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Red or black arrows indicate the sense of ductile shear; **A** – diversification in the development of mylonitic fabric. Blastomylonitic gneiss domains with asymmetric porphyroclasts and σ-type feldspar aggregates (left sample). Thin-layered gneiss (mylonitic granite) with en-echelon type of steep fractures (right sample). Sinistral sense of shearing, *i.e.* "top" to the borehole ceiling. White and red scale = 2 cm; depth 1181.8 m (left sample) and 1181.6 m (right sample); **B** – ferrolites and anortosites – primary contact (S_O igneous foliation) S_M mylonitic foliation (C-plane of shearing). Sinistral sense of shearing, *i.e.* "top" to the borehole ceiling. White and red scale = 3 cm; depth 1750.2 m; **C** – layered-augen gneiss (mylonitized granite) with reverse sense of shearing. White and red scale = 2.5 cm; depth 1181.5 m; **D** – heterogenically deformed granites with the development of protomylonite to ultramylonite fabric with the development of red or dark laminate gneiss domains. Reverse sense of shearing. White and red scale = 3 cm; depth 1218.5 m (left sample) and *ca*. 1229 m (right sample); **E** – fine-grained red granite with S–C type structure (ultramylonite – the ceiling part of the bore-core) gently dipping. Dextral sense of displacement – reverse sense of shearing. White and red scale = 2 cm; depth 1118.6 m; **F** – dextrally sheared coarse-grained gray granite granite and pink pegmatite. White and red scale = 2.5 cm; depth *ca*. 1877 m


A
σ
strop
top
spąg
bottom
B
strop
top
spąg
bottom
C
strop
top
spąg
bottom
D
strop
top
spąg
bottom
E
strop
top
spąg
bottom
F
strop
top
spąg
bottom

asymetryczne w formie porfiroklasty plagioklazowe (rzadko skalenia K) typu σ (fig. 14A, C, D, F; 15B, D).

W mylonitycznych skałach z omawianego otworu lineacja ziarna mineralnego L_M jest trudna do rozpoznania ze względu na silną rekrystalizację ziarna mineralnego i braku oddzielności wzdłuż powierzchni foliacji S_M. Na powierzchniach foliacji S_M stwierdzono w kilku miejscach, że lineacja ziarna mineralnego L_M, głównie biotytowa, jest mniej lub bardziej równoległa do kierunku upadu foliacji S_M. Rozpoznane asymetryczne wskaźniki zwrotu ścinania w płaszczyznach prostopadłych do foliacji mylonitycznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{M+O}, a zarazem równoległych do lineacji ziarna mineralnego L_M dokumentują kompresyjny (nasuwczy) reżim deformacji. Wskazuje to, że podatne przemieszczenia w zlokalizowanych domenach strukturalnych cechowały się zwrotem „strop" ku górze otworu (fig. 14A–E; 15A–D).

Dla struktur mylonitycznych typu S–C kąty upadu foliacji metamorficznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{M+O} uznawane za powierzchnie typu S w relacji do powierzchni ścinania typu C wynoszą ok. 20–25°. Gdy powierzchnie typu C zapadają pod kątem ok. 40–50°, to powierzchnie typu S wykazują kąt upadu ok. 60–75°. W przypadku, gdy powierzchnie typu C zapadają pod kątem ok. 25°, to powierzchnie typu S cechują się kątem upadu ok. 50°.

Asymetryczne wskaźniki kinematyczne, do których zaliczono porfiroklasty rozwalcowanego mikroklinu, miejscami mają średnicę 4 cm. Takie porfiroklasty typu σ są charakterystyczne dla gnejsów oczkowych i laminowanych. Wskaźniki tego typu dobrze dokumentują nasunięciowy charakter deformacji podatnej, jak np. na głęb.: 1550,1; 1559,5; 2307,4–2307,7 i 2346,5–2355,0 m. Także lokalny rozwój asymetrycznych struktur ze ścinania o miąższości do kilku centymetrów i upadach do 30°, a zinterpretowanych jako asymetryczne pasemka ścinania typu C′ jak na głęb. 2292,2–2303,0 m, dodatkowo potwierdza nasunięciowy charakter deformacji podatnej w omawianym wierceniu.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 stwierdzono, chociaż bardzo rzadko, przypadki transpresyjnej lub transtensyjnej deformacji. Nieliczne rozpoznane struktury tektoniczne wskazują na przemieszczenia nasuwcze ze słabą składową przesuwczą, czyli w reżimie transpresyjnej lub ewentualnie transtensyjnej deformacji (Cymerman, 2014). Na taki reżim deformacji wskazuje przede wszystkim prawie horyzontalna orientacja lineacji z rozciągania L_M na umiarkowanie lub stromo zapadającej foliacji mylonitycznej S_M. Problemem jest jednak wiarygodne rozpoznanie orientacji lineacji z rozciągania L_M ze względu na jej silną rekrystalizację.

Jednak, w niektórych miejscach wskaźniki kinematyczne zostały później zmodyfikowane przez młodsze procesy ekstensywnej deformacji ścięciowej, które doprowadziły do rozwoju podatno-kruchych uskoków normalnych. Uskoki takie stwierdzono na głęb. ok. 1556; 1560 i 1558,5 m.

Brekcje tektoniczne z zafałdowaniami asymetrycznymi w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 ustalono na głęb. 1481,5 m. Strefa brekcji o miąższości dochodzącej do ok. 10 cm zapada dość stromo. Inne strefy silnie heterogenicznych brekcji tektonicznych związane z kataklazytami rozpoznano na następujących głęb.: ok. 1083–1084; 1231,5–1232,6 (fig. 15F); 1480,0–1480,6 i 2124 m. Skataklazowane mylonity

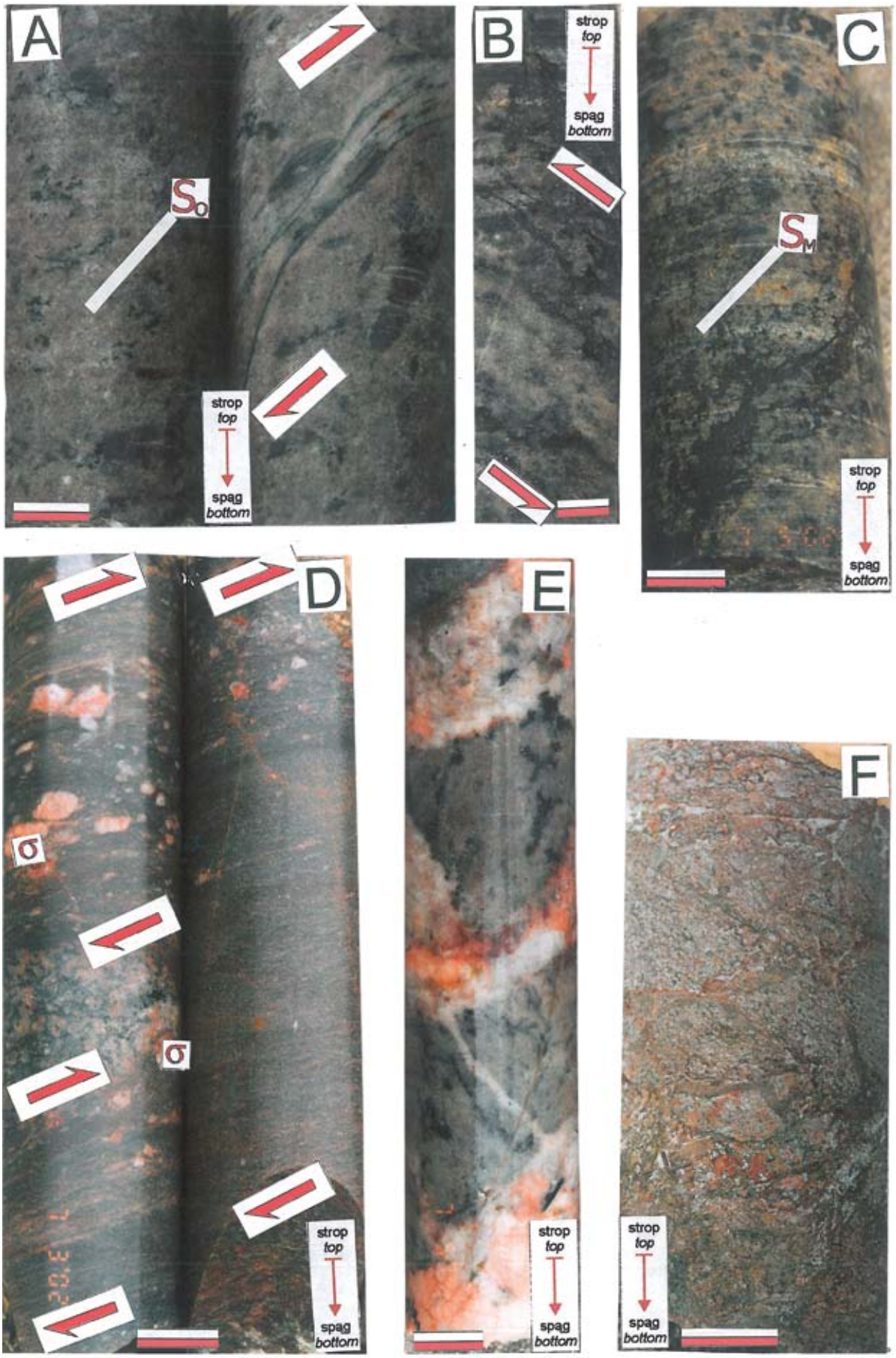
→

Fig. 15. Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne oraz inne struktury tektoniczne z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Czerwone lub czarne strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego; **A** – anortozyty masywne ze słabo wykształconą foliacją magmową S_O (lewa próbka). Zlokalizowany rozwój ścinania prostego w masywnym anortozycie (prawa próbka) z prawoskrętnym zwrocie transportu tektonicznego. Skala biało-czerwona = 2 cm; głęb. ok. 2050 m (lewa próbka) i 2049,8 m (prawa próbka); **B** – mylonityczny anortozyt. Lewoskrętny zwrot ścinania – „strop" ku górze otworu. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. 1916,5 m; **C** – nieregularna w formie szlira ferrolitu w anortozycie ułożona współplanarnie z foliacją mylonityczną S_M. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. 1831,2 m; **D** – heterogenicznie wykształcone domeny blastomylonitycznych gnejsów z porfiroklastami skaleniowymi (czerwony mikroklin), głównie typu σ, alternujące z domenami laminowanego gnejsu (ultramylonitu). Skala biało-czerwona = 3 cm; głęb. 1229,5 m (lewa próbka) i 1230,5 m (prawa próbka); **E** – trzy żyły pegmatytu w anortozycie oraz antytetyczne spękania ekstensyjne wypełnione cienkimi żyłkami pegmatytu. Skala biało-czerwona = 3 cm; głęb. 2014,0 m; **F** – przykład kruchych struktur tektonicznych. Beżowo-szary kataklazyt z białymi żyłkami węglanów. Skala biało-czerwona = 2,5 cm; głęb. ok. 1232 m

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

Red or black arrows indicate the sense of ductile shear; **A** – massive anorthosites with weakly developed S_O igneous foliation (left sample). Localized development of simple shear in a massive anorthosites (right sample) with dextral sense of tectonic transport. White and red scale = 2 cm; depth *ca.* 2050 m (left sample) and 2049.8 m (right sample); **B** – mylonitic anorthosite. Sinistral sense of shear – "top" to the borehole ceiling. White and red scale = 2.5 cm; depth 1916.5 m; **C** – irregular form of a ferrolite schliren in the anorthosis arranged parallel with S_M mylonitic foliation. White and red scale = 2.5 cm; depth 1831.2 m; **D** – heterogenically developing domains of blastomylonitic gneisses with feldspar porfiroclasts (red microcline), mainly of the σ-type, alternating with domains of laminated gneiss (ultramylonite). White and red scale = 3 cm; depth 1229.5 m (left sample) and 1230.5 m (right sample); **E** – three pegmatite veins in anorthosites and antithetic, extensional fractures filled with thin pegmatite veins. White and red scale = 3 cm; depth 2014.0 m; **F** – an example of brittle tectonic structures. Beige-gray cataclasite with white carbonate veins. White and red scale = 2.5 cm; depth *ca.* 1232 m


A
S_0
strop
top
spąg
bottom
B
strop
top
spąg
bottom
C
S_M
strop
top
spąg
bottom
D
σ
σ
strop
top
spąg
bottom
E
strop
top
spąg
bottom
F
strop
top
spąg
bottom

stwierdzono na głęb. 1232,6 i 1256,6 m. Niskokątowe strefy kataklazy odnotowano na głęb. ok. 1690 i 2068 m. Na ogół są one ustawione konsekwentnie względem foliacji mylonitycznej S_M. Prawie pionowo zorientowane wąskie pakiety ferrolitów zbrekcjonowanych znajdują się na głęb. 1180,1 m.

Na głęb. ok. 2014,0–2014,4 m występują w anortozycie trzy żyły pegmatytu zorientowane obsekwentnie względem foliacji magmowej S_O oraz antytetyczne spękania ekstensyjne wypełnione cienkimi żyłkami pegmatytu (fig. 15E). Strome żyłki pegmatytowe (do 1,5 cm miąższości) przecinają antytetycznie powierzchnie foliacji S_M na głęb. ok. 2345,6 m. Na głęb. ok. 2200 m rozpoznano strefę intensywnych spękań i struktury budinażowe.

W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 stwierdzono różnego typu uskoki, chociaż występują rzadko. Ogólnie jest ich przynajmniej dwukrotnie mniej niż w sąsiednim otworze – Jezioro Okrągłe IG 1. Na ogół są to struktury ustawione konsekwentnie do foliacji S_M pod średnimi (do stromych) kątami upadu i prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi, jak np. na głęb. ok. 1226–1229 m. Na głęb. 2306,2 m stwierdzono uskok homotetyczny o upadzie ok. 60° z orientacją rys ślizgowych prawie w horyzoncie. Czasem uskoki są współplanarne do powierzchni foliacji S_M z orientacją rys ślizgowych L_R ustawioną prawie zgodnie z kierunkiem upadu powierzchni uskokowej. Takie uskoki są m.in. na głęb.: ok. 1207–1208; 1346,5–1346,5; 1550,0–1551,0; 1645,0–1646,0; 1820,0; 2307,2 i 2309,0 m.

Wśród mezouskoków zdecydowanie dominują struktury dyslokacyjne typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze, o zmiennym zwrocie, częściej lewoskrętnym, o prawie horyzontalnej orientacji rys ślizgowych L_R. Takie dyslokacje przesuwcze występują na głęb.: ok. 1140; ok. 1726–1727; 1728,3–1729,1 i 1745–1747 m. Dwa uskoki zrzutowo-przesuwcze o upadzie ok. 65° i ze skośnie zorientowanymi rysami ślizgowymi rozpoznano na głęb. 1719,0–1719,3 m. Uskoki zrzutowe o małych kątach upadu (ok. 10–15°) odnotowano na głęb.: 999,7; 1035,0–1035,5; 1042,3–1043,2 i 1226–1229 m. Uskoki obsekwentne w stosunku do foliacji mylonitycznej S_M o kącie upadu ok. 50° i z rysami równoległymi do kierunku upadu uskoku stwierdzono na głęb. 1337,2–1338,4 i ok. 1487,5 m.

Spękania skalne, w różnym stopniu wykształcone w materiale wiertniczym otworu Jezioro Okrągłe IG 2, są przeważnie dość rzadkie, na ogół jest ich maksymalnie 3–4 na 1 m b. rdzenia. Większa liczba spękań skalnych jest związana z rozwojem kruchych stref zniszczeniowych (stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych), jak np. na głęb.: 2055,1–2057,0; 2059,7–2060,7; 2093,7–2094,2; 2095,7–2096,4; 2103,7–2104,7; 2123,5–2124,5; ok. 2200; 2290,0–2290,7 m. Wśród spękań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, często tworzące dwa systemy wzajemnie ortogonalnych spękań. Te nieciągłe struktury są konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione względem umiarkowanie zapadającej foliacji mylonitycznej S_M i (lub) foliacji złożonej S_{O+M}. Niskokątowe spękania antytetyczne (do kilku na 1 m b. wiercenia) rozpoznano na głęb. 1229,6–1232,6 i ok. 2290 m.

Spękania miejscami są zabliźnione, głównie białym kalcytem, rzadziej kwarcem ze skaleniami, jak na głęb.: 1926,0–1926,6; 1928,9–1930,1 i 1933,9–1934,9 m. Prawie pionowe spękania zabliźnione cienkimi (do 5 mm grubości) białymi żyłkami węglanowymi występują na głęb. ok. 1107–1110 i ok. 1199–1201 m. Cienkie, maksymalnie do kilkunastu milimetrów miąższości, żyły białego kwarcu znajdują się na głęb. od ok. 1873,5 do ok. 1877,5 m.

Orientacja struktur tektonicznych w rdzeniach

Zbadane rdzenie z omawianych obydwu otworów wiertniczych, podobnie jak i z pozostałych (101) otworów osiągających podłoże krystaliczne masywu suwalskiego i jego obrzeża, nie były bezpośrednio zorientowane względem północy. Stopień wiarygodności w ustalaniu orientacji foliacji S_M i (lub) S_{M+O} za pomocą geofizycznej metody skrzywienia osi otworu jest zmienny – od bardzo pewnego po dość niepewny. Mało wiarygodne dane pochodzą z otworów Bilwinowo PIG 1 i Boksze PIG 1. Wiarygodna orientacja foliacji S_M i (lub) S_{M+O} z obrzeża masywu suwalskiego może być wyznaczona na podstawie analizy pomiarów geofizycznych z zaledwie kilku otworów (Cymerman, 2006a, b, 2014). W innych otworach orientacja tej regionalnej foliacji jest tylko prawdopodobna.

Ogólnie biegi foliacji na terenie najlepiej zbadanej południowo-zachodniej części masywu suwalskiego są ustawione w kierunku zbliżonym do NW–SE, a ich upady są skierowane ku SW. Dotyczy to przede wszystkim obszarów złożowych „Krzemianki" i „Udrynia" oraz okolic Jeleniewa i Jeziora Okrągłego. Dominują tam biegi foliacji S_M i (lub) S_{M+O} zorientowane w kierunku NW–SE i z umiarkowanymi wartościami kątów upadu ku SW. Dane te, opierające się na analizie pomiarów skrzywienia osi otworu, są potwierdzone innymi, także pośrednimi metodami wyznaczania orientacji foliacji na terenach całkowicie zakrytych młodszymi utworami, m.in przez analizę tzw. dysków.

Trzydzieści dysków („złuszczonych" rdzeni) odnotowano w otworze Jezioro Okrągłe IG 1. Występują one na następujących głęb.: ok. 1221,2; 1224,0; 1231,5 i 1383,0 m. W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 rozpoznano ok. 800 dysków rdzeni (Cymerman, 2014). Do głęb. ok. 1560 m praktycznie ich nie ma, poniżej natomiast występują w 16 przedziałach głębokościowych – na ogół po kilkadziesiąt cienkich dysków. Na głęb. ok. 2079–2096 m stwierdzono ich liczne nagromadzenie – nawet kilkaset dysków.

Pomimo tak ogromnej liczby dysków rdzeni w otworze Jezioro Okrągłe IG 2, wyniki ich analizy są mało wiarygodne. Zasadniczym ograniczeniem w interpretacji danych o dyskach rdzeni jest ich rozwój w skałach izotropowych (masywnych anortozytach) prawie pozbawionych foliacji, co uniemożliwia ustalenie biegu tej struktury planarnej poza interwałami rozwoju pakietów dysków rdzeni. W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 najbardziej prawdopodobny jest południkowy przebieg foliacji S_M i (lub) S_{M+O}.

Krzysztof NEJBERT

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W REJONIE OTWORÓW WIERTNICZYCH JEZIORO OKRĄGŁE IG 1 I JEZIORO OKRĄGŁE IG 2

Wstęp

W rozdziale przedstawiono skład mineralny i wykształcenie mineralizacji kruszcowej, reprezentowanej przez asocjacje tlenków Fe-Ti i siarczków Fe-Ni-Cu-Co, stwierdzonej w badanych próbkach pobranych z rdzenia wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2. Przedstawiono także model genetyczny prezentujący genezę masywnych nagromadzeń tlenków Fe-Ti (skały magnetytowo-ilmenitowe) na tle ewolucji suwalskiego masywu anortozytowego (SMA). Została również dokonana ocena jakości rud Fe-Ti-V w stosunku do udokumentowanych w złożach Krzemianka i Udryń (Subieta, 1971; Parecki i in., 1977; Subieta i in., 1985; Wiszniewska i in., 1989) oraz w stosunku do podobnych złóż Fe-Ti-V, genetycznie związanych ze skałami anortozytowymi obecnie eksploatowanymi na świecie (Hammond, 1952; Krause i in., 1985; Charlier i in., 2006, 2007, 2010; Villanova-de-Benavent i in., 2017). W rozdziale podsumowano wyniki badań mineralogicznych, petrograficznych i geochemicznych zawartych w dokumentacji wynikowej otworu Jezioro Okrągłe IG 2 (Wiszniewska i in., 1989), wyniki uzyskane w trakcie przygotowywania rozprawy doktorskiej (Nejbert, Wiszniewska, 1994; Nejbert, 1999) oraz nowe dane z późniejszych badań.

Budowa geologiczna rejonu badań

Rejon badań jest położony w północno-wschodniej Polsce, który geologicznie należy do zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Podłoże platformy jest zbudowane z prekmbryjskich skał metamorficznych, wchodzących w skład dwóch jednostek tektoniczno-strukturalnych określanych jako wschodniolitewskie pasmo skał metamorficznych i zachodniolitewski pas granulitowy (Bogdanova, 1999; Cleassone i in., 2001; Skridlaite, Motuza, 2001; Skridlaite i in., 2003; Bogdanowa i in., 2006; Williams i in., 2009). Odpowiednikiem tych jednostek na obszarze Polski jest masyw mazowiecki i pas metamorficzny Ciechanowa (Wiszniewska, 2002; Krzemińska i in., 2005). Jednostki te zostały uformowane w trakcie procesów metamorficznych trwających od 1,9 do 1,85 mld (Claesson i in., 2001, Bogdanowa i in., 2006, 2008).

Drugim rodzajem skał są magmowe skały kompleksu mazurskiego, który jest zbudowany z anortozytów masywowych (ang. *massif-type anorthosite*) oraz towarzyszących im granitoidów typu rapakiwi (Kubicki, Ryka, 1982). Na obszarze Polski wierceniami udokumentowano obecność trzech masywów anortozytowych, określanych jako masyw kętrzyński, masyw suwalski (=suwalski masyw anortozytowy) i masyw Sejn. Granitoidy rapakiwi budujące masyw mazurski krystalizowały 1525 ±4 mln (Dörr i in., 2002). Wiek skał ilmenitowo-magnetytowych z rejonu Krzemianki i Udryna (fig. 16), wyznaczony za pomocą metody Re-Os, mieści się w przedziale od 1559 ±37 do 1556 ±94 mln (Morgan i in., 2000; Wiszniewska, 2002).

Asocjacja skał magmowych masywu mazurskiego ma wszelkie cechy litologiczne, które pozwalają zaliczyć anortozyty masywowe i towarzyszące im granitoidy typu rapakiwi do formacji AMCG (Bagiński i in., 2001; Dörr i in., 2002; Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003). Formacje

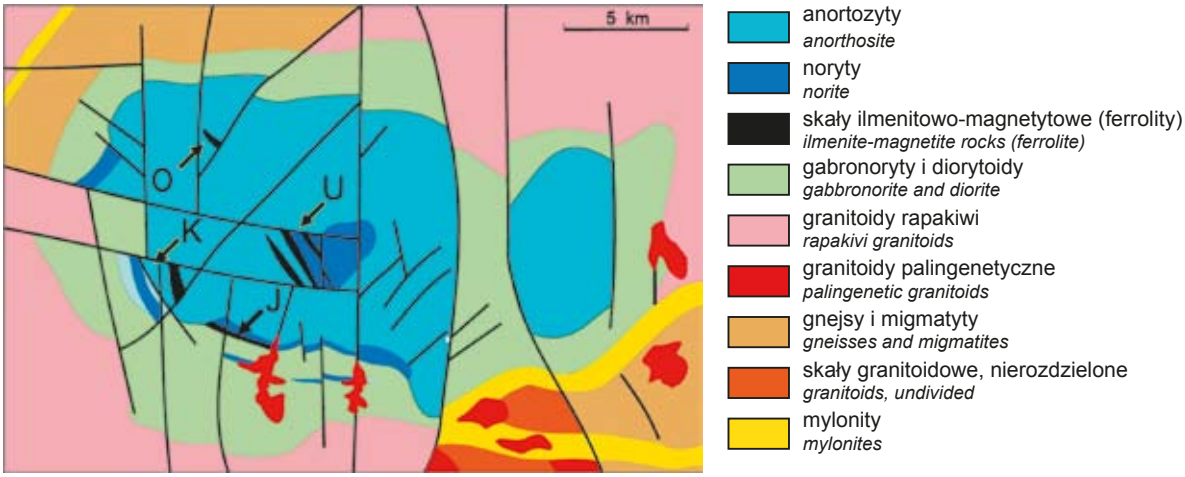


Fig. 16. Budowa geologiczna suwalskiego masywu anortozytowego (wg Kubickiego, Ryki, 1982, zmienione)

J – złoże Jeleniewo, K – złoże Krzemianka, O – rejon wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2, U – złoże Udryń

Geological structure of the Suwałki Anorthosite Massif (after Kubicki, Ryka, 1982, modified)

J – Jeleniewo deposit, K – Krzemianka deposit, O – Jezioro Okrągłe IG 2 area, U – Udryń deposit

AMCG są szeroko rozpowszechnione na świecie. Badania geochronologiczne wskazują, że większość z nich powstała od 2,3 do 0,9 mld lat temu (Ashval 1993).

Skały podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski są przykryte skałami osadowymi powstającymi od kambru do czwartorzędu. Miąższość pokrywy osadowej w rejonie suwalskiego masywu anortozytowego zmienia się przedziale od 800 do 1069 m p.p.t. (Znosko, 1993).

Suwalski masyw anortozytowy jest częścią podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Zbudowany jest z magmowych skał zasadowych, wśród których wyróżnia się: anortozyty, gabronoryty, noryty diorytoidy i skały ilmenitowo-magnetytowe (Juskowiak, 1971, 1973, 1993, 1998; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kubicki, Ryka, 1982). Najmłodszą generację skał magmowych stanowią różnej miąższosci żyły granitoidowe (Juskowiak, 1971), które krystalizowały 1495–1488 mln lat temu (Wiszniewska, Krzemińska, 2017). Centralną część suwalskiego masywu anortozytowego stanowi niewielki batolit, o średnicy ok. 20 km, zbudowany głównie z anortozytów (fig. 16). W centralnej (rejon Udrynia) i południowo-zachodzniej części SAM występują skały norytowe, gabronoryty, ferrodioryty-mangeryty oraz skały ilmenitowo-magnetytowe, w których lokalnie udokumentowano złoża Fe-Ti-V, obecnie uznawane za pozabilansowe (Szuflicki i in., 2017).

Najbardziej rozpoznanymi częściami SAM są rejony udokumentowanych złóż Krzemianka, Udryń i Jeleniewo (Subieta, 1971; Parecki i in., 1977; Parecki i in., 1981; Kornowska i in., 1984; Subieta i in., 1985; Parecka, Sylwestrzak, 1990). Intensywne badania geologiczne masywu suwalskiego w latach 1963–1990 były związane z dokumentowaniem złóż Krzemianka i Udryń. Wyniki tych prac zawarto w dwóch dokumentacjach geologicznych złoża Krzemianka w kategorii C2 (Subieta, 1971) i w kategorii C1 (Parecki i in., 1977) oraz w trzech dodatkach do dokumentacji z 1977 r. (Parecki i in., 1981; Kornowska i in., 1984; Parecka, Sylwestrzak, 1990). W największym złożu Krzemianka (fig. 16) udokumentowano 726 mln ton rud bilansowych w kategorii C1, 360,6 mln ton rud bilansowych w kategorii C2 oraz 475,2 mln ton rud pozabilansowych w kategorii C1 + C2 (Parecki, 1993).

Ciała rudne udokumentowane w rejonie złóż Krzemianka, Udryń i Jeleniewo w trakcie opracowywania dokumentacji geologicznej zinterpretowano jako soczewy i pseudopokłady zapadające pod kątem ok. 45° na SW i SSW (Subieta, 1971; Parecki i in., 1977; Subieta i in., 1985). Faktycznie mają one bardziej złożoną budowę i prawdopodobnie stanowią serię dajek o różnym składzie petrograficznym tnących anortozyty (Nejbert, Wiszniewska, 2005). Kontakty dajek z otaczającymi anortozytami są ostre, niekiedy obserwuje się cienkie strefy termicznych przeobrażeń (Kubicki, Siemiatkowski, 1979; Nejbert, Wiszniewska, 2005).

Ciała rudne w rejonie otworów Jezioro Okrągłe IG 1 i IG 2 są wykształcone w formie soczew lub pseudowarstw rudnych, o miąższości do 20 m, zbudowanych głównie z tlenków Fe-Ti i plagioklazów, oraz teksturalnie zróżnicowanych stref w anorozytach bogatych w tlenki Fe-Ti (fig. 17, 18). Strefy te mają często charakter dobrze widocznych szlir z rozproszoną mineralizacją tlenkami o charakterze impergancyjnym. W profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 wyróżniono pięć stref rudnych (fig. 17). W obrębie miąższych stref/psudowarstw rudnych obserwowano różnej wielkości bloki anortozytów. Kontakt pomiędzy skałami ilmenitowo-magnetytowymi (ferrolitami) a otaczającymi anortozytami jest zawsze ostry, w przypadku miąższych stref dobrze jest widoczny termiczny charakter tego kontaktu, wyrażony powstaniem strefy wzbogaconej w biotyt, pirokseny i spinel glinowy (fig. 18F).

Wykształcenie serii rudnej w rejonie Jeziora Okrągłego zdecydowanie odróżnia się od serii rudnych zlokalizowanymi w rejonie Krzemianki, Udrynia i Jeleniewa (fig. 16). W rejonie Jeziora Okrągłego brak jest okruszcowanych skał o strukturze drobnoziarnistej i średnioziarnistej o składzie norytu, ferrodiorytu, jotunitu (Wiszniewska i in., 1989). Skały o takim wykształceniu petrograficznym występują w większości masywów anortozytowych zaliczanych do grupy *massif type* (Ashval, 1993) i określane są jako serie skał ferrodiorytowych, mangerytowych czy jotunitowych (Duchesne i in., 1989; Duchesne, 1990; Owens, Dymek, 1992; Owens i in., 1993; Vander Auvera, Longhi 1994; Vander Auvera i in., 2006). Cechą charakterystyczną tej grupy skał jest ich występowanie w formie dajek lub intruzji o niewielkich rozmiarach, zlokalizowanych wokół anortozytowych batolitów. Ich skład charakteryzuje się wysoką zawartością tlenków Fe-Ti (często z nimi współwystępują prawie monomineralne skały ilmenitowo-magnetytowe), zmienną ilością piroksenu rombowego i piroksenu jednoskośnego, oraz zróżnicowanym składem plagioklazów, w których często zawartość cząsteczki anortytowej spada poniżej 50%.

Wszystkie skały magmowe SMA są okruszcowane tlenkami Fe-Ti (Subieta, 1971; Kucha, Piestrzyński, 1976; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kucha i in., 1979; Speczik i in., 1980, 1988; Nejbert, Speczik, 1992; Nejbert, Wiszniewska, 1994; Nejbert, 1999; Wiszniewska, 2002). Anortozyty należą do najsłabiej okruszcowanych skał masywu suwalskiego – ogólna ilość minerałów kruszcowych rzadko przekracza 1% obj. Grubo- i średnioziarniste skały serii norytowej, towarzyszące skałom ilmenitowo-magnetytowym, zawierają zmienne ilości magnetytu i ilmenitu (Kubicki, Siemiątkowski, 1979). W tych skałach zawartość kruszców zmienia się od 20 do 70 % obj. Ważnym składnikiem paragenez kruszcowych są minerały z grupy siarczków, które lokalnie mogą stanowić do 3% obj. skały (Kubicki, Siemiątkowski, 1979).

Mineralizacja kruszcowa w skałach masywu suwalskiego jest zdominowana przez obecność: tytanowego magnetytu, ilmenitu, spinelu glinowego, hematytu, pirotynu, pentlandytu, chalkopirytu, kubanitu, pirytu i markasytu (Kubicki, Siemiątkowski 1979; Speczik i in., 1980, 1988; Nejbert, Wiszniewska, 1994; Nejbert, 1999; Wiszniewska, 2002). W trakcie badań mineralogicznych, prowadzonych od początku lat 60., udokumentowano również obecność: ulvöspinelu, rutylu, anatazu, pseudobrookitu, getytu, sfalerytu, galeny, millerytu, linneitu, chalkozynu, bornitu, kowelinu, violarytu, mackinawitu, mooihoekitu, haycockitu, hessytu,

clausthalitu, złota rodzimego i grafitu (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kucha i in., 1979; Kucha, 1982; Kozłowska, 1989; Wiszniewska, 2002; Nejbert, 2006). Udokumentowano też obecność przejawów mineralizacji PGE, reprezentowaną przez paragenezę zbudowaną z merenskyitu, elektrum, sopcheitu i hessytu (Salamon, Banaś, 2000).

Metody badań

W rozdziale przedstawiono i zreinterpretowano wyniki badań mineralogicznych mineralizacji kruszcowej wykonanych w trakcie przygotowywania rozprawy doktorskiej (Nejbert, Wiszniewska, 1994; Nejbert, 1999), które uzupełniono nowymi badaniami z wykorzystaniem metod mikroanalizy rentgenowskiej. Prezentowane dane uzyskano na podstawie badań optycznych w spolaryzowanym świetle odbitym i przechodzącym (Amplival, NIKON ECLIPSE E600) oraz metod mikroanalizy rentgenowskiej (JEOL 840A, JEOL 1 i CAMECA SX100). Większość badań wykonano w laboratoriach naukowych Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. W opracowaniu wykorzystano też dane geologiczne, mineralogiczne oraz geochemiczne zawarte w dokumentacji wynikowej wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 (Wiszniewska i in., 1989). Koncentracje żelaza w próbkach anortozytów, anortozytów okruszcowanych i skał magnetytowo-ilmenitowych, zamieszczone w dokumentacji wynikowej, oznaczono metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF), natomiast zawartości Ti, V, Ni, Co i Cu oznaczono metodą atomowej spektrometrii absorpcyjnej (AAS).

Mineralogia i petrografia próbek skalnych pobranych z materiału wiertniczego profilu Jezioro Okrągłe IG 2

Próbki skał pobrane z rdzenia wiertniczego profilu Jezioro Okrągłe IG 2 są reprezentowane przez anortozyty, anortozyty rudne, skały ilmenitowo-magnetytowe (ferrolity) i granitoidy (fig. 18). Próbki pobrane z żył granitoidowych zawierały niewielkie ilości magnetytu, w związku z tym nie były przedmiotem szczegółowych badań mineralogicznych. Badania podobnych utworów żyłowych występujących w masywie suwalskim, zrealizowane z wykorzystaniem metod mikroskopii elektronowej i mikroanalizy rentgenowskiej (Nejbert i in., 2012, 2014), pozwoliły udokumentować akcesoryczną mineralizację (Y, REE, U, Th)–(Ti, Nb, Ta). W granitoidowych utworach żyłowych oraz w pegmatytach z obszaru masywu suwalskiego udokumentowano występowanie eschynitu-(Nd), polikrazu-(Y), uranopolikrazu, Nb-rutylu, cheralitu i pirochloru. Podobna asocjacja mineralna prawdopodobnie występuje w kwaśnych utworach żyłowych w profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2.

Bogata mineralizacja tlenkami Fe-Ti oraz towarzyszącymi im siarczkami Fe-Cu-Ni-Co w profilu wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 jest związana ze skałami ilmenitowo-magnetytowymi, anortozytami rudnymi i anortozytami. W tych rodzajach litologicznych skupienia kruszców są widoczne makroskopowo (fig. 18). Skały ilmenitowo-magnetytow w polskiej literaturze geologicznej są często określane terminem ferrolit (Juskowiak, 1971, 1973, 1993

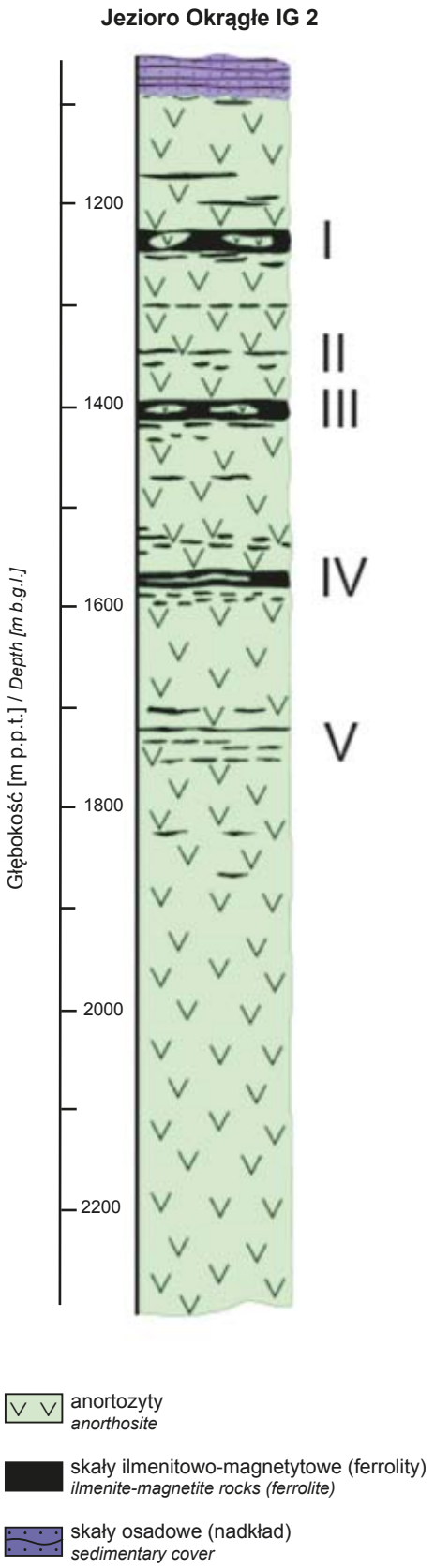


Fig. 17. Schematyczny profil otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Geological section in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

1998; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Wiszniewska, 2002). Ferrolit jest stosunkowo rzadko używanym terminem w petrologii skał magmowych (Le Maitre, 2002).

Krzemianowe minerały skałotwórcze w skałach otaczających i rudach Fe-Ti-V – petrografia i mineralogia

W profilu otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2 wyróżniono anortozyty (fig. 18G, H), anortozyty z impregnacjami tlenków Fe-Ti (fig. 18C, D) i skały ilmenitowo-magnetytowe (fig. 18A, B) (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Juskowiak, 1971, 1973; Wiszniewska i in., 1989). W profilu wiercenia są obecne przerosty żył granitoidowych o niewielkiej miąższości (Wiszniewska i in., 1989). Podwyższone koncentracje tlenków Fe-Ti są związane jedynie z anortozytami i skałami ilmenitowo-magnetytowymi (Nejbert, Wiszniewska, 1994).

Anortozyty są skałami zbudowanymi głównie z plagioklazów (fig. 19A, B). Zawartość cząsteczki anortytowej w plagioklazach nasywu suwalskiego zmienia sie od 42 do 93% (Juskowiak, 1993; 1998). Średnie zawartosci notowane w większości próbek mieszczą się w przedziale $An_{45-55,}$ co zgodnie z klasyfikacją Andersona i Morina (1968) pozwala zaliczyć anortozyty masywu suwalskiego do anortozytów masywowych typu labradorytowego (An_{45-63}). Plagioklazy są powszechnie zbliźniaczone według prawa albitowego i peryklinowego. Cechą charakterystyczną badanych plagioklazów jest obecność licznych submikroskopowych wrostków hematytu i ilmenitu. Pozostałe minerały skałotwórcze są reprezentowane przez magnetyt, ilmenit, hematyt, biotyt, piroksen (hipersten, diallag), apatyt, hornblendę zieloną, aktynolit, chloryt, węglany i kwarc (Nejbert, Wiszniewska, 1994). W dolnej części profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 obserwowano fragmenty kryształów plagioklazów o średnicy do 8 cm wykazujące niebiesko-zieloną labradorytyzację. Zjawisko to jest wywołane obecnością submikroskopowych odmieszań w plagioklazie (Smith, Brown, 1988).

Lokalnie w anortozytach obserwowano szliry wzbogacone w tlenki Fe-Ti i pirokseny, ułożone pod kątem zbliżonym do 45°. Tego typu partie profilu opisano jako anortozyty rudne. W tych strefach zanotowano dwa rodzaje kontaktów pomiędzy tlenkami Fe-Ti a plagioklazami. W części badanych próbek anortozytów rudnych, plagioklazy występujące w otoczeniu agregatów magnetytowo-ilmenitowych były silnie zrekrystalizowane, a także obserwowano w tych strefach obecność przerostów amfibolowo-biotytowych (fig. 19B), plagioklazy natomiast ulegały procesom saussurytyzacji. W drugim typie kontaktów magnetytu i ilmenitu z otaczającym plagioklazem nie stwierdzono opisanych powyżej przeobrażeń (fig. 19C), natomiast na granicy tlenków Fe-Ti obserwowano tylko niewielkie skupienia biotytu.

Skały ilmenitowo-magnetytowe (ferrolity) zbudowane są głównie z magnetytu i ilmenitu. Zawartość tych minerałów z reguły przekracza 70% obj. W skałach tych obserwowano zmienną ilość pojedynczych ziaren lub agregatów plagioklazu, zwykle intensywnie zmienionych pod

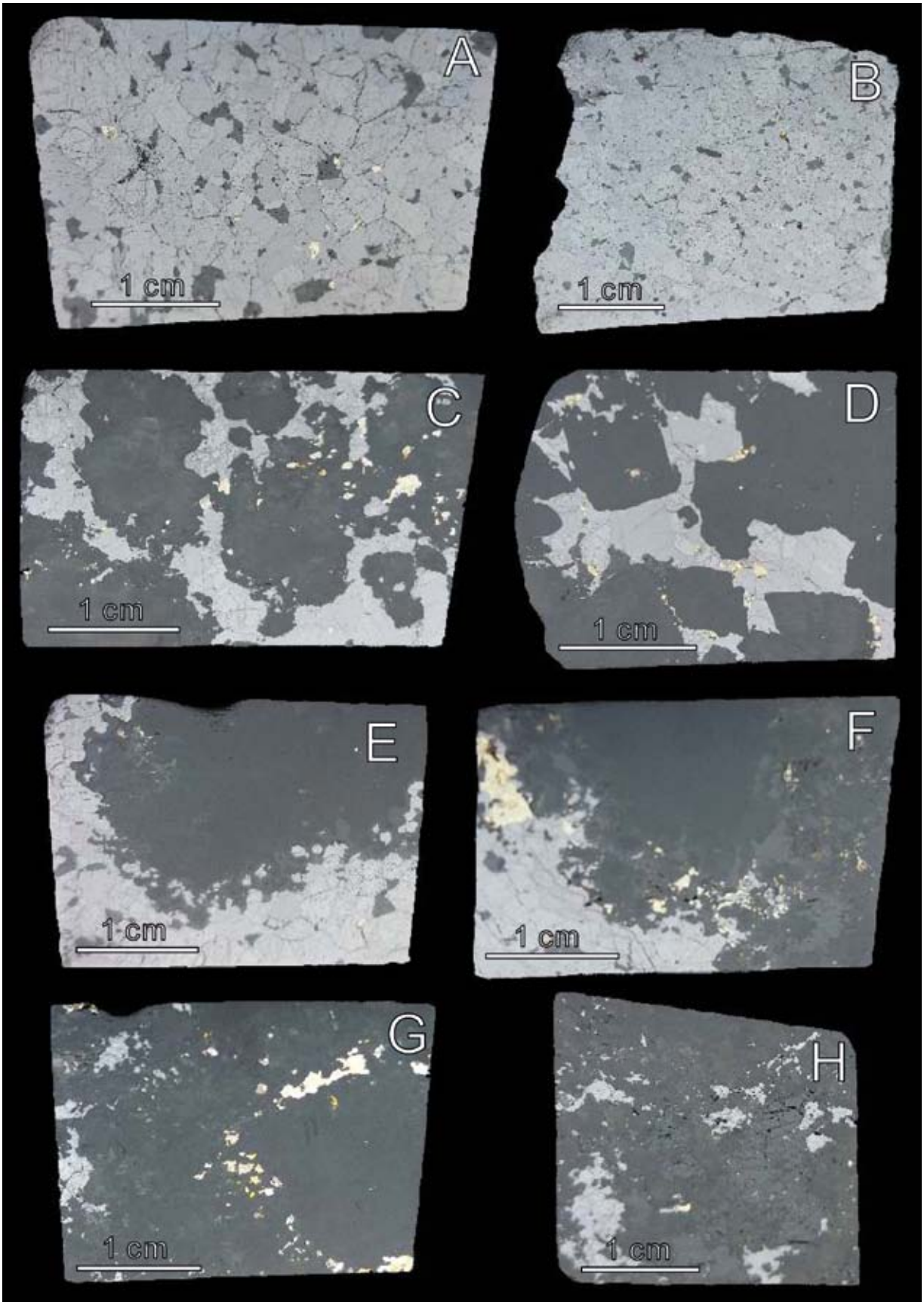
→

Fig. 18. Wykształcenie teksturalne rud i przejawów mineralizacji w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

A – ferrolit o teksturze masywnej, średnioziarnistej, w rudzie są widoczne liczne subhedralne kryształy spinelu glinowego o składzie pleonastu (ciemnoszare) oraz pojedyncze agregaty siarczkowe zbudowane głównie z pirotynu i chalkopirytu (jasnoszare); głęb. 1330,3 m; **B** – ferrolit o teksturze masywnej, drobnoziarnisty, makroskopowo są widoczne przerosty różnych generacji spinelu glinowego (ciemnoszare); głęb. 1901,6 m; **C** – ferrolit o teksturze plamistej, granica ilmenitu i magnetytu z otaczającymi plagioklazami ma zatokowy, korozyjny charakter; liczne agregaty siarczków występują w obrębie przeobrażonych ziaren plagioklazu; głęb. 1751,2 m; **D** – agregaty tlenków Fe-Ti wypełniające przestrzeń pomiędzy euhedralnymi kryształami plagioklazów; brak makroskopowo widocznych śladów korozji otaczających plagioklazów; głęb. 1235,3 m; **E** – strefa kontaktu średnioziarnistego ferrolitu z anortozytem, na kontakcie jest widoczna strefa reakcyjna zbudowana z ortopiroksenu, biotytu i spinelu glinowego; głęb. 1398,8 m; **F** – silnie zmieniony anortozyt ze strefy kontaktu z rudą ferrolitową; strefa zmian jest silnie okruszcowana pirotynem, chalkopirytem i pirytem; głęb. 1237,6 m; **G** – anortozyt o teksturze porfiroblastycznej z impregnacyjnymi strefami mineralizacji ilmenitowo-magnetytowej oraz siarczkowej; siarczki (piryt, pirotyn) koncentrują się w wąskiej strefie wokół dużego ziarna plagioklazu; głęb. 1426,3 m; **H** – ruda Fe-Ti-V o teksturze rozproszonej, wśród plagioklazów są widoczne duże ziarna lub agregaty ortopiroksenu; głęb. 1902,6 m

Ore texture and mineralization in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A – ferrolite with a massive texture, medium-grained, numerous subhedral crystals of the aluminum spinel with pleonast composition (dark grey) and sulphide aggregates composed mainly of pyrrhotite and chalcopyrite (light grey) are visible in the ore; 1330.3 m depth; **B** – ferrolite with a massive texture, fine-grained; the intergrowths of various generations of aluminum spinel (dark grey) are macroscopically visible; depth 1901.6 m; **C** – ferrolite with a spotted texture, the boundary of ilmenite and magnetite with surrounding plagioclases has a corrosive nature; numerous sulphide aggregates occur within the altered plagioclase grains; depth 1751.2 m; **D** – Fe-Ti oxide aggregates filling the spaces between euhedral crystals of plagioclase; lack of macroscopically visible traces of corrosion of surrounding plagioclases; depth 1235.3 m; **E** – contact zone of ferrolite with anorthosite, a reaction rim consist of orthopyroxene, biotite and aluminum spinel (pleonaste); depth 1398.8 m; **F** – strongly altered anorthosite from the contact zone with ferrolite ore, the contact zone is heavily mineralized with pyrrhotite, chalcopyrite and pyrite; depth 1237.6 m; **G** – anortosite with a porphyroblastic texture with impregnation zones of ilmenite-magnetite and sulphide minerals; sulphides (pyrite, pyrrhotite) concentrate in the narrow zone around the large plagioclase grain; depth 1426.3 m; **H** – Fe-Ti-V ore with a scattered texture; large grains or aggregates of orthopyroxene are visible among; depth 1902.6 m


A
1 cm
B
1 cm
C
1 cm
D
1 cm
E
1 cm
F
1 cm
G
1 cm
H
1 cm

wpływem oddziaływania termicznego (fig. 19E–G). W ferrolitach powszechnie występują euhedralne ziarna spinelu glinowego i ortopiroksenu (fig. 19H). Kontakt dajek ferrolitów z otaczającymi anortozytami jest ostry, z rozwiniętymi strefami termicznych przeobrażeń (fig. 18E, F). Przerosty anortozytów o mniejszej średnicy (do 1 m), z dobrze rozwiniętymi strefami termicznych przeobrażeń, zinterpretowano jako bloki otaczających anortozytów w obrębie dajek skał ilmenitowo-magnetytowych.

Wykształcenie teksturalne i mineralogia tlenków Fe-Ti

Asocjacje minerałów kruszcowych z grupy tlenków są zdominowane przez tytanonośny magnetyt, ilmenit i spinel glinowy o składzie pleonastu (fig. 19). Tekstury agregatów kruszcowych są zależne od skał otaczających. Ziarna tlenków osiągają największe rozmiary w skałach ilmenitowo-magnetytowych (fig. 18A, B) – ich średnica dochodzi do 1 cm. W asocjacjach tlenkowych dominującym składnikiem jest tytanonośny magnetyt, w którym zawartość TiO_2 nie przekracza 1% wag. (Nejbert, Wiszniewska, 1994). Najwyższe koncentracje TiO_2, niekiedy dochodzące do 4% wag., oznaczono w drobnych przerostach magnetytu zawartych w ilmenicie (Nejbert, Wiszniewska, 1994; Nejbert, 1999). Magnetyt występuje w formie ziaren euhedralnych lub subhedralnych. Kąty pomiędzy granicami ziaren magnetytu mierzone w punkcie styku trzech ziaren magnetytu są zbliżone do 120° (fig. 18A, 19A).

Ilmenit wykazuje się większym stopniem automorfizmu w stosunku do magnetytu (fig. 19B). Forma występowania ilmenitu jest zróżnicowana (fig. 19A–E, G–H). W badanych próbkach ferrolitów i anortozytów rudnych obserwowano: (I) ilmenity w formie euhralnych ziaren, z których największe miały średnicę do 1,5 cm (fig. 19B), (II) hipautomorficzne ziarna zastępujące tytanonośny ilmenit, o zróżnicowanych rozmiarach (fig. 19A) i (III) różnych rozmiarów soczewki/lamelki ilmenitu w magnetycie, ułożone zgodnie z płaszczyznami {111} magnetytu (fig. 19A–E). Ostatnią formą występowania ilmenitu były euhedralne ziarna tego minerału przepełnione odmieszaniami hematytu (fig. 19H). Taką odmianę teksturalną ilmenitu obserwowano tylko w słabo okruszcowanych anortozytach. Powstanie odmieszań hematytu w ilmenicie dokumentuje procesy rozpadu roztworu stałego tytanomagnetytu, który zachodził w temperaturze powyżej 800°C w warunkach bardzo wysokiej lotności tlenu (Haggerty, 1976, 1991; Frost, 1991a, b; Frost, Lindsley, 1991).

Spinele glinowe o składzie pleonastu występują powszechnie w badanych próbkach w formie teksturalnie zróżnicowanych przerostów zawartych w magnetycie i ilmenicie (fig. 20B–E, 22A–C). W ferrolitach obserwowano euhedralne ziarna pleonastu o średnicy do 8 mm (fig. 18A, 19C) i większych rozmiarów skupienia pleonastu w strefie kontaktu ziaren magnetytu (fig. 20A). Teksturalnie zróżnicowane generacje spineli glinowych powstają w trakcie procesów rozpadu wysokotemperaturowego tytanomagnetytu

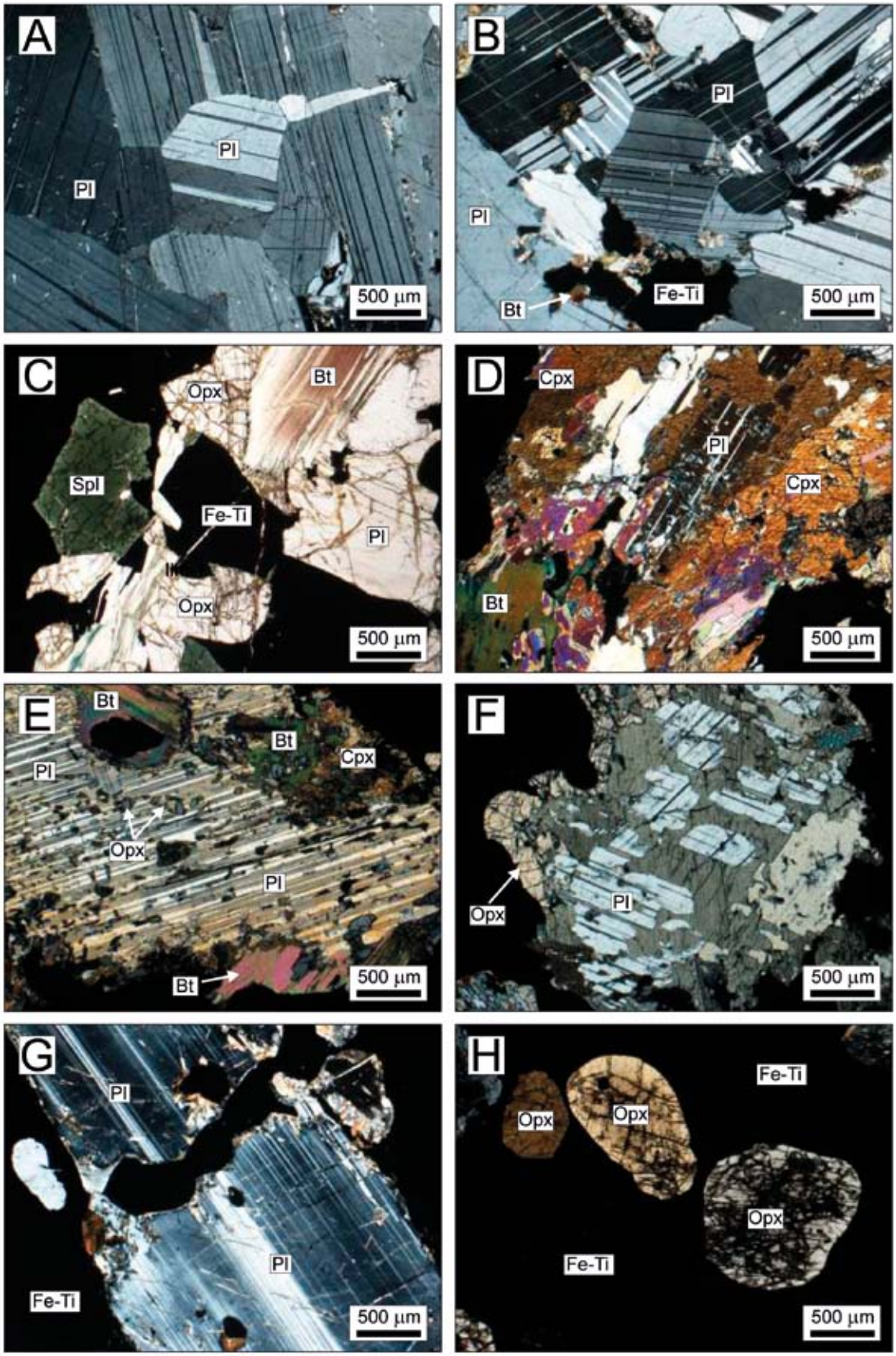
→

Fig. 19. Budowa teksturalna i skład mineralny rud oraz skał płonnych w wybranych próbkach skał z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

A – anortozyt średnioziarnisty zbudowany z plagioklazów zbliźniaczonych wg prawa albitowego i peryklinowego; głęb. 1295,6 m; **B** – anortozyt średnioziarnisty zawierający pojedyncze agregaty tlenków Fe-Ti, wokół których krystalizują drobne skupienia biotytu; głęb. 1295,6 m; **C** – budowa petrograficzna strefy kontaktu ferrolitu z anortozytem; w strefie kontaktu krystalizuje biotyt, piroksen rombowy oraz spinel glinowy o składzie pleonastu; głęb. 1295,6 m; **D** – strefa kontaktu ferrolitu z anortozytem; w strefie kontaktowej obficie występuje biotyt, piroksen jednoskośny i silnie zmienione kryształy plagioklazu; głęb. 1237,4 m; **E**, **F** – silnie zmieniony kryształy plagioklazu o teksturze poikilitowej, zbliźniaczone albitowo, występujące w strefie kontaktu rud ferrolitowych z anortozytem; w plagioklazie liczne są wrostki piroksenów rombowych, wokół plagioklazu występują nieciągłe strefy reakcyjne zbudowane z biotytu i piroksenu jednoskośnego; głęb. 1237,4 m; **G** – kryształ plagioklazu w ferrolicie, silnie skorodowany w wyniku oddziaływania stopu tlenkowego; w strefie kontaktu z tlenkami Fe-Ti krystalizują różnej wielkości skupienia biotytu; głęb. 1238,5 m; **H** – euhedralne kryształy piroksenu rombowego w ferrolicie, wokół ziaren piroksenu rombowego brak jest stref reakcyjnych; głęb. 1238,5 m. **Bi** – biotyt, **Cpx** – piroksen jednoskośny, **Fe-Ti** – tlenki żelaza i tytanu (magnetyt, ilmenit), **Opx** – piroksen rombowy, **Pl** – plagioklazy, **Spl** – spinel glinowy (pleonast). Zdjęcia A–B i E–H – spolaryzowane światło przechodzące, nikole skrzyżowane; zdjęcia C–D – spolaryzowane światło przechodzące, jeden nikol

Texture and mineral composition of ores and gangue rocks in examined samples from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A – medium-grained anorthosite consist of plagioclase twinned according to albite and pericline laws; depth 1295.6 m; **B** – medium-grained anorthosite containing Fe-Ti oxide aggregates around which crystallize small concentrations of biotite; depth 1295.6 m; **C** – petrography of the ferrolite close to the contact zone with host anorthosite, the contact zone consist of biotite, orthopyroxene and aluminum spinel (pleonaste); depth 1295.6 m; **D** – contact zone between ferrolite and anorthosite; biotite, clinopyroxene and strongly altered plagioclase are building a contact zone; depth 1237.4 m; **E**, **F** – strongly altered plagioclase (twinned according to albite law) with a poikillitic texture; plagioclase contains numerous intergrowths of ortopyroxene; thin biotite-pyroxene zone surrounds the plagioclase crystals; depth 1237.4 m; **G** – plagioclase grain in ferrolite, strongly corroded as a result of interaction with an oxide melt; the Fe-Ti oxide aggregates are rimmed by biotite; depth 1238.5 m; **H** – Euhedral crystals of orthopyroxene in ferrolite; there are no reaction zones around the orthopyroxene grains; depth 1238.5 m. **Bi** – biotite, **Cpx** – clinopyroxene, **Fe-Ti** – Fe-Ti oxides (magnetite, ilmenite), **Opx** – ortopyroxene, **Pl** – plagioclase, **Spl** – aluminium spinel (pleonaste). Photomicrographs A–B and E–H – polarized transmitted light, crossed nicols; photomicrographs C–D – polarized transmitted light, one nicol


A
Pl
Pl
500 µm
B
Pl
Pl
Bt
Fe-Ti
500 µm
C
Opx
Bt
Spl
Fe-Ti
Pl
Opx
500 µm
D
Cpx
Pl
Cpx
Bt
500 µm
E
Bt
Bt
Cpx
Pl
Opx
Pl
Bt
500 µm
F
Opx
Pl
500 µm
G
Pl
Pl
Fe-Ti
500 µm
H
Fe-Ti
Opx
Opx
Opx
Fe-Ti
500 µm

oraz związanych z nimi procesów utleniania ulvöspinelu i rekrystalizacji drobnych przerostów spineli glinowych i ilmenitu (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Speczik i in., 1980, 1988; Wiszniewska, 1998; Nejbert, 1999).

W strefach zmian hydrotermalnych pierwotne tlenki Fe-Ti ulegały procesom leukoksenizacji i martytyzacji. Produktami tych procesów były anataz, hematyt oraz rzadko spotykany tytanit (fig. 20F–G).

Wykształcenie teksturalne i mineralogia siarczków Fe-Cu-Ni-Co

Zespoły minerałów siarczkowych są stałym składnikiem paragenez siarczkowych, występujących w badanych próbkach skał z profilu wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 (fig. 21). Siarczki występują najczęściej w formie drobnych inkluzji, rozproszonych w magnetycie i ilmenicie (fig. 18A–D; 21B). Często tworzą skupienia występujące w przestrzeniach pomiędzy kryształami magnetytu i ilmenitu (fig. 18A; 21A, C). Rozmiary takich skupień nierzadko dochodzą do kilku milimetrów średnicy. Siarczkowe agregaty są otoczone cienką strefą spinelu glinowego o składzie pleonastu, która jednoznacznie wskazuje na ich krystalizację przed procesem odmieszania utlenieniowego. Siarczki występują też w obrębie płonnych anortozytów. W tych skałach skupienia siarczków mają fomę impregnacji w strefach hydrotermalnych przemian plagioklazu (fig. 18F), cienkich żyłek lub niekiedy dużych skupień o powierzchni do kilku centymetrów kwadratowych zlokalizowanych w sąsiedztwie dużych kryształów plagioklazu (fig. 18F, G).

W trakcie badań mikroskopowych zidentyfikowano pirotyn, pentlandyt, kobaltonośny pentlandyt, chalkopiryt, piryt, markasyt, kubanit, milleryt, mackinawit, galenę i sfaleryt (fig. 21).

Głównym składnikiem pargenez kruszcowych jest pirotyn i chalkopiryt, z którymi zwykle współwystępuje pentlandyt (fig. 21C–E). Chalkopiryt i pentlandyt tworzą różnej wielkości ziarniste skupienia w brzeżnej części pirotynu, których geneza jest związana z procesami wysokotemperaturowego rozpadu siarczkowego roztworu stałego. Pentlandyt jest też wykształcony w formie drobnych płomykowych odmieszań, nieregularnie rozmieszczonych w obrębie pirotynu. Odmieszania te występują bardzo często w pobliżu spękań pirotynu. Pirotyn, chalkopiryt i pentlandyt oraz zastępujące je piryt i markasyt są głównymi składnikami paragenez kruszcowych obserwowanymi w próbkach z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2. Kubanit, milleryt, mackinawit, sfaleryt i galena występują sporadycznie.

Pirotyn jest minerałem wykazującym wyraźne dwójodbicie oraz silną anizotropię. Takie właściwości optyczne pozwalają obserwować dwie odmiany pirotynu różniące się siłą efektu anizotropii oraz zdolnością refleksyjną. Różnice właściwości optycznych wynikają z obecności heksagonalnej i jednoskośnej odmiany pirotynu, udokumentowanej również w złożu Krzemianka przez Kubickiego i Siemiątkowskiego (1979). Od brzegów ziaren pirotyn może być zastępowany przez markasyt i getyt.

Charakterystycznym produktem przemian pirotynu są złożone przerosty pirytu, markasytu, syderytu i magnetytu

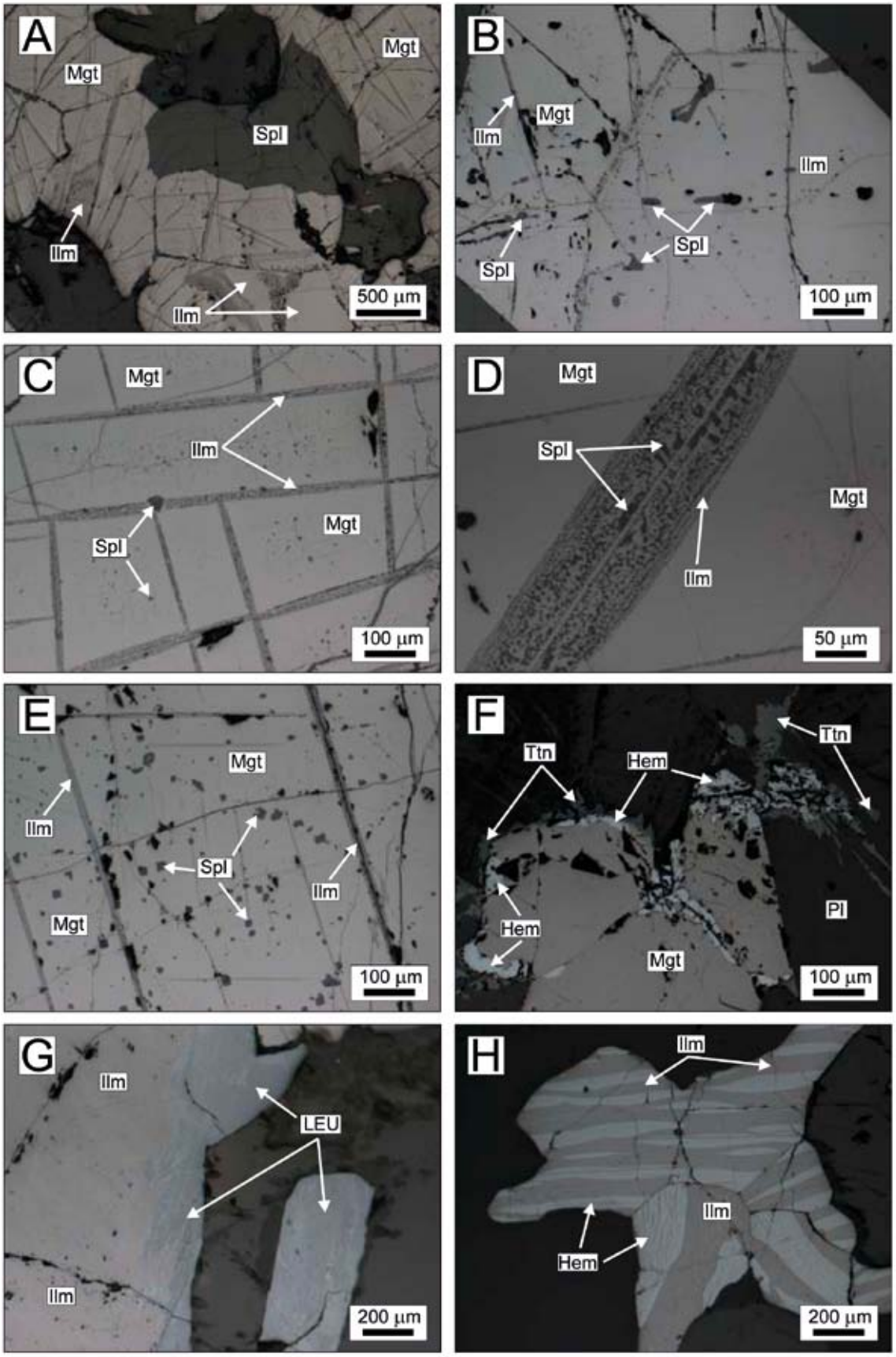
→

Fig. 20. Skład mineralny i wykształcenie teksturalne tlenkowej mineralizacji kruszcowej w wybranych próbkach z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

A – wykształcenie teksturalne rud ferrolitowych zbudowanych z magnetytu, ilmenitu i spinelu glinowego o składzie pleonastu; głęb. 1238,9 m; **B** – zrost ilmenitu z tytanonośnym magnetytem, w obu minerałach licznie występują różnej wielkości przerosty spinelu glinowego; głęb. 1238,9 m; **C** – tytanonośny magnetyt z licznymi lamelkami ilmenitu ułożonymi równolegle do płaszczyzn {111} magnetytu, w magnetycie i ilmenicie są widoczne liczne przerosty spinelu glinowego (pleonastu); głęb. 1725,6 m; **D** – powiększony fragment lamelki ilmenitowej występującej w tytanonośnym magetycie, ilmenit jest przepełniony licznymi przerostami pleonastu; głęb. 1238,9 m; **E** – tytanonośny magnetyt z przerostami spineli glinowych oraz ilmenitu; głęb. 1725,6 m; **F** – tytanonośny magnetyt zastępowany od brzegów wtórnym hematytem (martyt) oraz tytanitem; głęb. 1798,0 m; **G** – wtórne, drobnoziarniste agregaty leukoksenu zastępujące ilmenit; głęb. 1997,4 m; **H** – hematyto-ilmenit, typowa parageneza tlenków Fe-Ti występująca w słabo okruszcowanych anortozytach; głęb. 2171,5 m. **Hem** – hematyt, **Ilm** – ilmenit, **LEU** – leukoksen, **Mgt** – magnetyt, **Spl** – spinel glinowy (pleonast). Zdjęcia A–H – spolaryzowane światło odbite, nikole równoległe

Texture and mineral composition of Fe-Ti oxides in selected samples from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A – texture of ferrolite ore that composed of magnetite, ilmenite and aluminum spinel with chemical composition close to pleonaste; depth 1238.9 m; **B** – ilmenite and Ti-bearing magnetite intergrowths, in both minerals, there are numerous inclusions of aluminum spinel; depth 1238.9 m; **C** – Ti-bearing magnetite with numerous ilmenite lamellae arranged parallel to {111} planes of magnetite; in the magnetite and ilmenite, numerous aluminum spinel (pleonaste) intergrowths are visible; depth 1725.6 m; **D** – enlarged fragment of ilmenite lamellae that occurs in Ti-bearing magnetite; ilmenite is filled with numerous pleonaste intergrowths; depth 1238.9 m; **E** – Ti-bearing magnetite with numerous intergrowths of aluminum spinel and ilmenite; depth 1725.6 m; **F** – Ti-bearing magnetite replaced from the edges with secondary hematite (martite) and titanite; depth 1798.0 m; **G** – ilmenite breakdown into fine-grained leucoxene; depth 1997.4 m; **H** – hemo-ilmenite, typical paragenesis of Fe-Ti oxides occurring in poorly mineralized anorthosite; depth 2171.5 m. **Hem** – hematite, **Ilm** – ilmenite, **LEU** – leucoxene, **Mgt** – magnetite, **Spl** – aluminum spinel (pleonaste). Photomicrographs A–H – polarized reflected light, parallel nicols


A
Mgt
Mgt
Spl
Ilm
Ilm
500 µm
B
Mgt
Ilm
Ilm
Spl
Spl
100 µm
C
Mgt
Ilm
Mgt
Spl
100 µm
D
Mgt
Spl
Mgt
Ilm
50 µm
E
Mgt
Ilm
Spl
Ilm
Mgt
100 µm
F
Ttn
Hem
Ttn
Pl
Hem
Mgt
100 µm
G
Ilm
LEU
Ilm
200 µm
H
Ilm
Ilm
Hem
200 µm

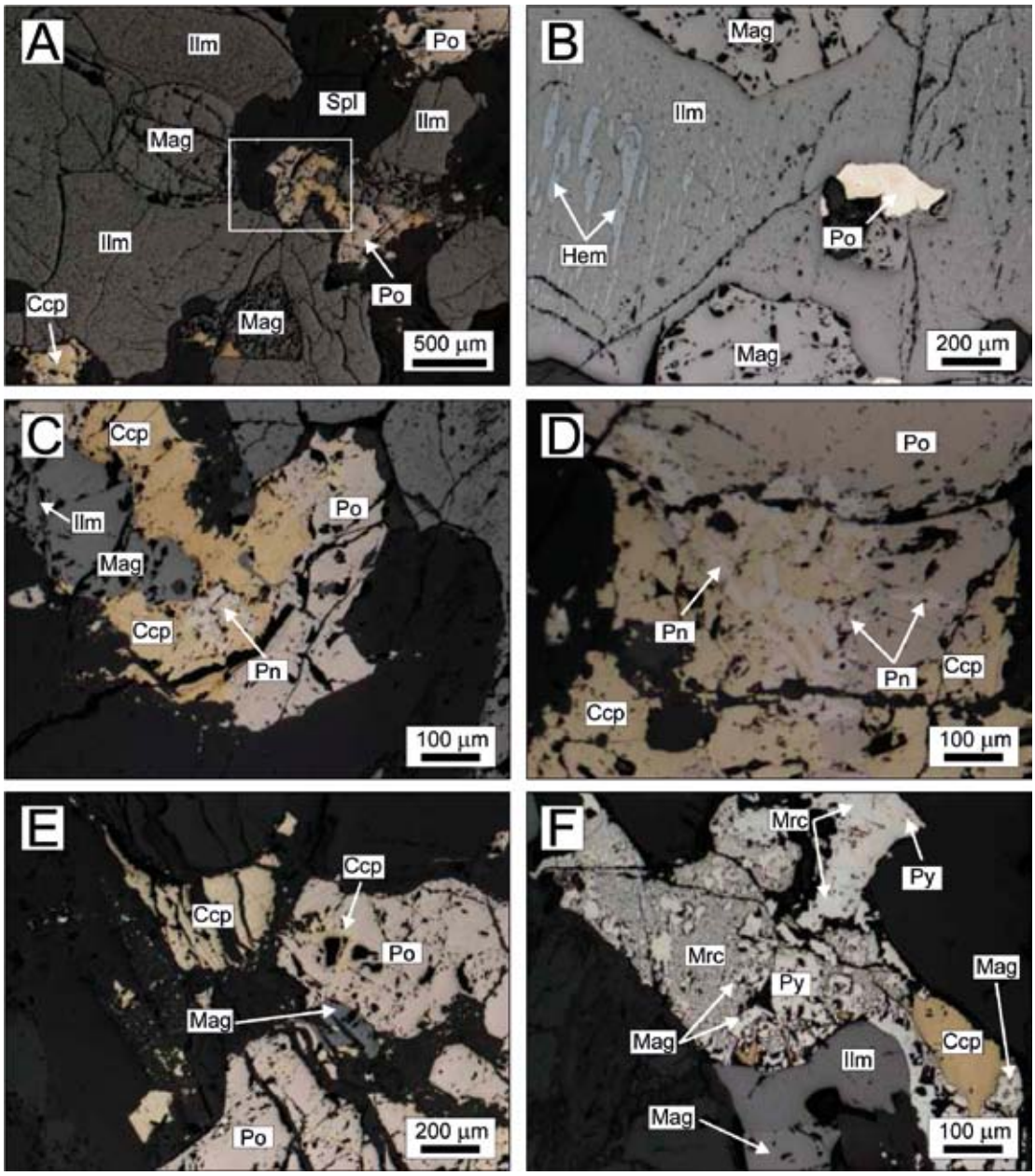


Fig. 21. Skład mineralny i wykształcenie teksturalne mineralizacji siarczkowej w wybranych próbkach z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

A – agregat siarczków zbudowany z pirotynu, chalkopirytu i pentlandytu, występujący w pozycji interstycjalnej pomiędzy kryształami magnetytu, ilmenitu a spinelu glinowego; głęb. 1235,0 m; **B** – drobna inkluzja pirotynu zawarta w ilmenicie z odmieszaniami hematytu; głęb. 1624,5 m; **C** – fragment powiększonego agregatu siarczkowego, zilustrowanego na zdjęciu A, przedstawiający relacje teksturalne pirotynu, chalkopirytu i pentlandytu; głęb. 1235,0 m; **D** – przerosty pentlandytu w chalkopirycie i pirotynie; głęb. 1235,0 m; **E** – zrekrystalizowane przerosty pirotynu i pentlandytu współwystępujące z magnetytem o bardzo niskiej zawartości tytanu; głęb. 1235,0 m; **F** – pseudomorfoza markasytowo-pirytowa po całkowicie zastąpionym pirotynie, w pirycie występują drobne przerosty magnetytu o bardzo niskiej zawartości tytanu; głęb. 1997,4 m. **Ccp** – chalkopiryt, **Hem** – hematyt, **Ilm** – ilmenit, **Mar** – markasyt, **Mgt** – magnetyt, **Spl** – spinel glinowy (pleonast), **Pn** – pentlandyt, **Po** – pirotyn, **Py** – piryt. Zdjęcia A–H – spolaryzowane światło odbite, nikole równoległe

Texture and mineral composition of sulphides in selected samples from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A – sulphide aggregate consist of pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite occurring in the interstitial space between the magnetite, ilmenite and aluminum spinel; depth 1235.0 m; **B** – a small inclusion of pyrrhotite within ilmenite with hematite exsolutions; depth 1624.5 m; **C** – fragment of an enlarged sulphide aggregate, illustrated in Figure A, showing the textural relations of pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite; depth 1235.0 m; **D** – pentlandite intergrowths within chalcopyrite and pyrrhotite; depth 1235.0 m; **E** – pyrrhotite and pentlandite aggregate co-occurring with magnetite with very low titanium content; depth 1235.0 m; **F** – marcasite-pyrite pseudomorphs after completely breakdown pyrrhotite; in the pyrite there are small magnetite intergrowths with very low titanium content; depth 1997.4 m. **Ccp** – chalcopyrite, **Hem** – hematite, **Ilm** – ilmenite, **Mar** – marcasite, **Mgt** – magnetite, **Spl** – aluminum spinel (pleonaste), **Pn** – pentlandite, **Po** – pyrrhotite, **Py** – pyrite. Photomicrographs A–H – polarized reflected light, parallel nicols

bez domieszki tytanu (fig. 21F, 22D, H). W obrębie takich pseudomorfoz występują też nieregularne przerosty chalkopirytu, o zróżnicowanych rozmiarach ziaren. Proces zastępowania pirotynu przez piryt i markasyt jest przemianą często obserwowaną w złożach o genezie skarnowej i hydrotermalnej (Ramdohr, 1975). Proces ten, przez Kubickiego i Siemiątkowskiego (1979) określany pirytyzacją pirotynu, jest zapisem aktywności pomagmowych roztworów hydrotermalnych o wysokiej lotności siarki fS_2, oddziaływujących na zespoły minerałów kruszcowych w trakcie stygnięcia skał masywu suwalskiego.

Intensywnym procesom przeobrażeń ulega też pentlandyt (fig. 22E, F). Od brzegów pentlandytu obserwowano stopniowe jego zastępowanie przez izotropowy minerał o różowym odcieniu, często obserwowano pseudomorfozy tego minerału po pentlandycie (fig. 22E, F). Podobne teksturalne nagromadzenia produktów rozkładu pentlandytu były opisywane jako violaryt lub bravoit (=odmiana pirytu bogata w Ni i Co) (Kubicki, Siemiatkowski, 1979). Oznaczenia składu chemicznego tych psudomorfoz, wykonane metodą mikroanalizy rentgenowskiej, dokumentują stosunki (Fe+Co+Ni)/S w wąskim przedziale – od 0,9 do 1,06, co wskazuje na obecność wtórnej generacji kobaltonośnego pentlandytu. W trakcie przemian hydrotermalnych chalkopiryt także ulegał procesom rekrystalizacji, jednak w znacznie mniejszym stopniu (fig. 22D). Lokalnie mógł być zastępowany przez getyt.

Badania mineralogiczne paragenez siarczkowych ujawniają obecność tekstur powstałych w wyniku wysokotemperaturowego rozpadu siarczkowych roztworów stałych oraz późniejsze tekstury rekrystalizacji i wypierania, związane z oddziaływaniem pomagmowych roztworów o wysokiej lotności fS_2. Owalne skupienia siarczków, występujące we wnętrzu tlenków Fe-Ti oraz w pozycji interstycjalnej, krystalizowały z odmieszanego stopu siarczkowego. Zdaniem Distlera i in. (1988) likwacja stopu siarczkowego od krzemianowego zachodzi pomiędzy 1150 a 1400°C. Obecny skład mineralogiczny tych skupień jest wynikiem złożonych procesów rozpadu siarczkowych roztworów stałych oraz rekrystalizacji jego produktów (Ramdohr, 1975; Kubicki, Siemiątkowski, 1979).

Ewolucję składu mineralogicznego zespołów minerałów siarczkowych zachodzącą podczas spadku temperatury można opisać następująco: poniżej 1190°C krystalizacja mss (ang. *monosulphide solid solution*), poniżej 900–960°C krystalizacja lub odmieszanie iss (ang. *intermediate sulphide solid solution*), poniżej 860°C powstanie ziarnistych agregatów pentlandytu (Yund, Kullerud, 1966; Kullerud i in., 1969; Cabri, 1973; Craig, Scott, 1976; Fleet, Pan, 1994; Sugaki, Kitakaze, 1998). W niższych temperaturach, pomiędzy 210 a 600°C, dochodziło do przemian polimorficznych pirotynu, chalkopirytu (Craig, Scot, 1976; Craig, Kullerud, 1969) oraz powstania lamelkowych przerostów chalkopirytu i kubanitu (Cabri, 1973; Craig, Scott, 1976). Do odmieszania drugiej generacji pentlandytu, wykształconego w formie płomykowych przerostów w pirotynie, doszło prawdopodobnie poniżej 254°C (Craig, Scott, 1976).

Skład chemiczny minerałów kruszcowych – metoda mikroanalizy rentgenowskiej

Zawartość domieszek Ti, V, Cr, Co i Ni w minerałach kruszcowych należących do grupy tlenków i siarczków, występujących w badanych próbkach z otworu Jezioro Okrągłe IG 2, oznaczono metodą mikroanalizy rentgenowskiej. Pierwiastki te mogą należeć do głównych pierwiastków budujących minerały kruszcowe lub występować w formie niewielkiej ilości domieszek w strukturze minerałów kruszcowych.

Tytan jest głównie skoncentrowany w ilmenicie, w którym jego zawartości zmieniają się od 31,14 do 52,00% wag. TiO_2. W badanych ilmenitach zawartości MnO i MgO mieściły się odpowiednio w przedziałach 0,85–1,28 i 0,99–2,09% wag. (Nejbert, Wiszniewska, 1994). W magnetycie zawartość TiO_2 oscylowała od 0,16 do 2,20% wag. Zawartości Cr_2O_3 i V_2O_3 w badanych magnetytach były niskie i nie przekraczały 1% wag. Pierwiastki te nie tworzą własnych faz mineralnych i występują wyłącznie w formie rozproszonej w tlenkach Fe-Ti i spinelach glinowych (Nejbert, Wiszniewska, 1994). W skałach ilmenitowo-magnetytowych związanych z zasadowymi intruzjami stratyfikowanymi i masywami anortozytowymi wanad osiąga koncentracje złożowe (von Gruenewaldt i in., 1985; Klemm i in., 1985). W skałach masywu suwalskiego wanad w trakcie rekrystalizacji zespołów minerałów tlenkowych koncentruje się w magnetycie (Speczik, 1990). Zawartości V_2O_3 oznaczone w próbkach magnetytów pochodzących z masywu suwalskiego wahały się od 0,45 do 1,20% wag. (*op. cit.*). Oznaczone koncentracje V_2O_3 w magnetytach z profilu Jezioro Okrągłe IG 2, zmieniające się od 0,56 do 0,97% wag. (Nejbert, Wiszniewska, 1994), mieszczą się w przedziale zmienności udokumentowanej w złożach Krzemianka i Udryń przez Speczika (1990).

Zawartości niklu i kobaltu są związane z minerałami siarczkowymi, stanowiącymi stały składnik paragenez kruszcowych w masywie suwalskim (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Wiszniewska, 2002). Większość Ni i Co występuje w pirotynie i pentlandycie, niekiedy są dokumentowane niewielkie ilości linneitu i millerytu (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kozłowska, 1989).

Głównym nośnikiem Ni i Co w skałach masywu suwalskiego z okolic wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 jest pentlandyt oraz produkty jego przeobrażeń. Oznaczone zawartości Ni w pentlandycie, występującym w formie dużych skupień (fig. 21C, 22G), mieszczą się w przedziale od 26,08 do 28,55% wag. W tej generacji pentlandytu oznaczono zawartości Co zmieniające się od 2,64 do 4,69% wag. Najwyższe ilości Co oznaczono w pentladytacie występującym w formie płomykowych odmieszań w pirotynie. Zawartości Co w tej generacji pentlandytu przekraczały 10% wag. Bardzo wysokie koncentracje Co udokumentowano też we wtórnych siarczkach Fe-Co-Ni powstających kosztem pentlandytu (fig. 22E, F). Zawartości Co w tych przerostach zmieniały się od 6,69 do 9,60% wag. Proporcje atomowych zawartości (Fe+Co+Ni)/S mieściły się w wąskim

przedziale – od 0,90 do 1,06, co pośrednio wskazuje na obecność mackinawitu lub wtórnej generacji kobaltonośnego pentlandytu.

W pirotynie zawartości niklu wahają się od 0,38 do 1,36% wag. (średnio 0,79% wag.). Średnie koncentracje Co w pirotynie w wierceniu Jezioro Okrągłe IG 2 są stosunkowo niskie i wynoszą 0,47% wag. W pirycie zawartości Ni (0,87–1,41% wag.) są zazwyczaj wyższe niż Co (0,35–0,41% wag.). Zawartości tych pierwiastków w pirycie mogą być kontrolowane przez współwystępujący w paragenezie linneit i milleryt. Kubicki i Siemiątkowski (1979) opisuje bravoit ze skał masywu suwalskiego, obecnie uważany na niklonośną odmianę pirytu, w którym zawartości Ni przekraczają 10% wag.

Geochemia anortozytów i skał ilmenitowo-magnetytowych (ferrolitów)

W trakcie przygotowywania dokumentacji wynikowej (Wiszniewska i in., 1989) wykonano 42 analizy chemiczne całych próbek skał, w których oznaczono koncentrację pierwiastków głównych i podrzędnych. Koncentracje Fe, Ti, V, Co, Ni i Cu w strefach rudnych Jeziora Okrągłego IG 2 są skorelowane ze stosunkiem ilości płonnych składników skały (głównie plagioklazów) do koncentracji tlenków Fe-Ti (fig. 23, 24). Współczynniki korelacji zawartości Fe, Ti, V i Co są bardzo wysokie (0,92–0,98), co jednoznacznie wskazuje na wspólne źródło wyżej wymienionych pierwiastków. Główną przyczyną braku korelacji zawartości Cu z koncentracjami Fe i Ti (fig. 24) jest prawdopodobnie wysoka mobilność Cu w stadium pomagmowych procesów rekrystalizacji faz siarczkowych lub w stadium hydrotermalnym, prowadząca do powstania licznych, wtórnych przerostów chalkopirytu występującego w formie rozproszonych, drobnych przerostów lub cienkich żyłek.

Oznaczone zawartości Fe i Ti w skałach profilu Jezioro Okrągłe IG 2, odznaczających się stosunkowo niewielką zawartością piroksenów, są kontrolowane stosunkiem zawartości magnetytu i ilmenitu do plagioklazu (fig. 25). Powoduje to dużą zmienność oznaczonych koncentracji Fe w przedziałach od 0,7 do 4,0% wag. w anortozytach/anortozytach rudnych oraz od 13,7 do 40,0% wag. w skałach magnetytowo-ilmenitowych (Nejbert, Wiszniewska, 1994). Zawartości Ti oznaczone w badanych anortozytach i skałach ilmenitowo-magnetytowych mieściły się w przedziale od 0,2 do 14,0% wag. Średnia zawartość V w badanych skałach ilmenitowych wynosi 0,22% wag., zaś maksymalne koncentracje V oznaczone w badanych próbkach nie przekraczały 0,34% wag. (Wiszniewska i in., 1989). Najniższe zawartości V, nieprzekraczające 0,01% wag., stwierdzono w płonnych anortozytach. W badanych próbkach nie stwierdzono podwyższonych koncentracji Cr. Najwyższe zawartości Cr, udokumentowane w rudach o teksturze masywnej, nie przekraczały 3400 ppm (fig. 25).

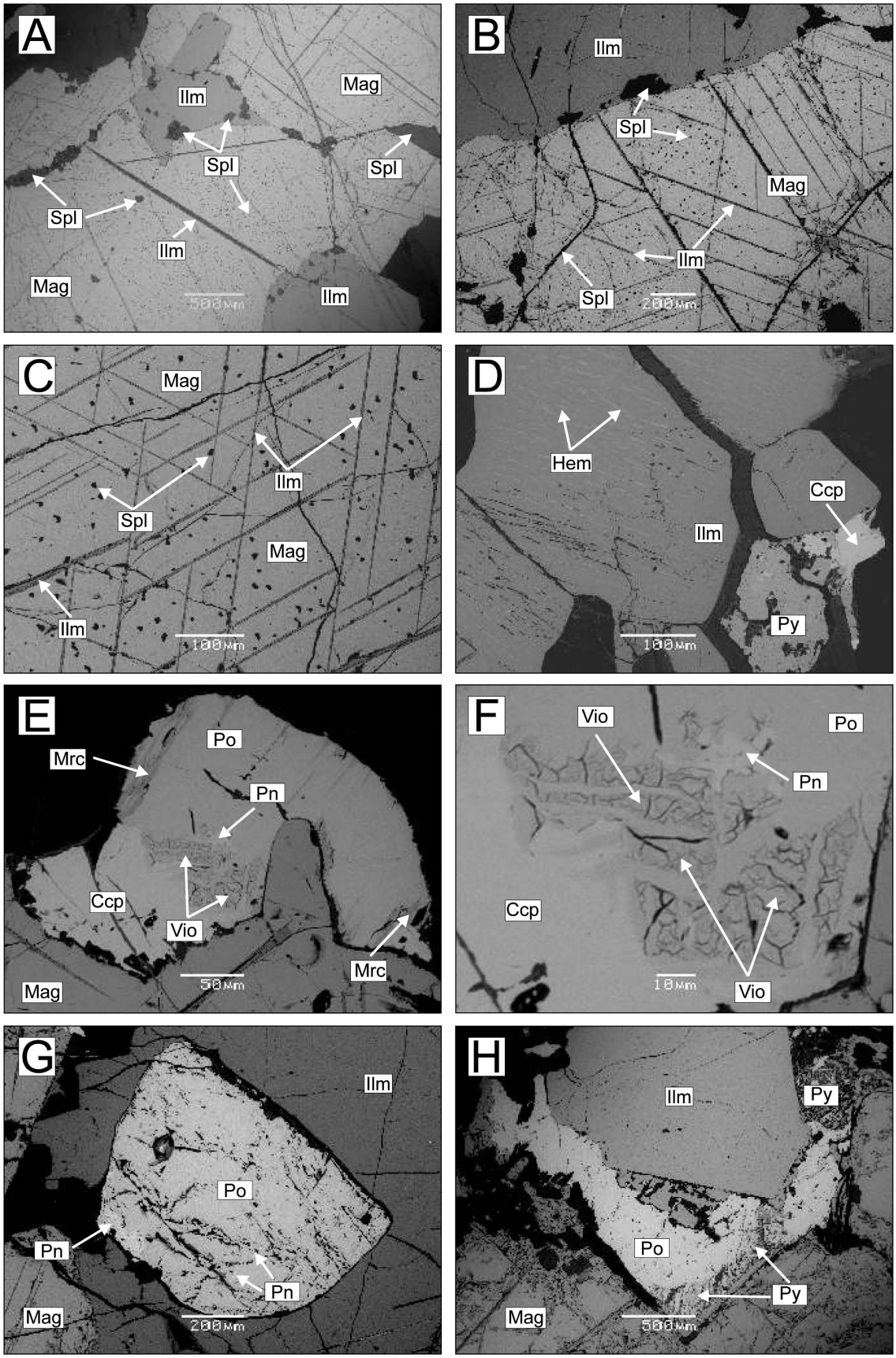
→

Fig. 22. Obrazy BSE (15 keV, JEOL JSM-6380LA) przedstawiające wykształcenie zespołów minerałów kruszcowych w próbkach z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

A – dwie odmiany teksturalne ilmenitu (samodzielne ziarna o pokroju anhedralnym oraz wykształcone w formie lamelkowych przerostów w magnetycie), przerastające się z tytanonośnym magnetytem; liczne spinele glinowe na granicy tlenków Fe-Ti i we wnętrzu ziaren magnetytu; głęb. 1237,4 m; **B** – typowe wykształcenie tlenków Fe-Ti obserwowane w badanych próbkach; głęb. 1411,9 m; **C** – izometryczne przerosty spinelu glinowego oraz lamelki ilmenitu z submikroskopowymi inkluzjami pleonastu; głęb. 1411,9 m; **D** – hematyto-ilmenit występujący w asocjacji z pirytem i chalkopirytem; głęb. 1535,2 m; **E**, **F** – typowe wykształcenie paragenezy siarczkowej obserwowane w badanych próbkach, parageneza składa się z pirotynu, chalkopirytu i pentlandydu, pierwotny pentlandyt jest prawie całkowicie zastąpiony wtórnym drobnoziarnistym agregatem siarczkowym o składzie zbliżonym do kobaltonośnego pentlandytu; głęb. 1237,4 m; **G** – magmowy pirotyn z dwiema generacjami pentlandytu (skupienie o dużych rozmiarach zlokalizowane w brzeżnej strefie kryształu pirotynu oraz drobne płomykowe odmieszania pentlandytu, nieregularnie rozmieszczone w pirotynie); głęb. 1411,9 m; **H** – nieregularne skupienie pirotynu ułożone wokół ilmenitu, częściowo zastępowane pirytem i syderytem; głęb. 1527,2 m. **Ccp** – chalkopiryt, **Hem** – hematyt, **Ilm** – ilmenit, **Mar** – markasyt, **Mgt** – magnetyt, **Spl** – spinel glinowy (pleonast), **Pn** – pentlandyt, **Po** – pirotyn, **Py** – piryt, **Viol** – kobaltonośny pentlandyt i/lub violaryt/mackinawit (?)

BSE images (15 keV, JEOL JSM-6380LA) showing the textures of ore minerals in samples from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

A – two textural varieties of ilmenite (anhedral grains and lamellar intergrowths within magnetite) occurring in Ti-bearing magnetite. Numerous aluminum spinels on the borders of Fe-Ti oxides and as isometric inclusions within magnetite; depth 1237.4 m; **B** – typical texture of Fe-Ti oxides observed in the examined samples; depth 1411.9 m; **C** – magnetite with isometric intergrowths of aluminum spinel and ilmenite lamellae that containing numerous blebs of pleonaste; depth 1411.9 m; **D** – hemo-ilmenite, pyrite and chalcopyrite association; depth 1535.2 m; **E**, **F** – typical texture of sulphide aggregates observed in the examined samples; sulphide paragenesis consists of pyrrhotite, chalcopyrite and pentlandite; primary pentlandite is almost completely replaced by a secondary fine-grained sulphide aggregate with a mineral chemistry close to the Co-containing pentlandite; depth 1237.4 m; **G** – magmatic pyrrhotite with two textural generations of pentlandite (large-sized aggregate located in the marginal zone of the pyrrhotite grain and small flame-like pentlandite, irregularly arranged within pyrrhotite); depth 1411.9 m; **H** – irregular pyrrhotite aggregate that rimmed ilmenite, pyrrhotite partially replaced by pyrite-siderite intergrowths; depth 1527.2 m. **Ccp** – chalcopyrite, **Hem** – hematite, **Ilm** – ilmenite, **Mar** – marcasite, **Mgt** – magnetite, **Spl** – aluminum spinel (pleonaste), **Pn** – pentlandite, **Po** – pyrrhotite, **Py** – pyrite, **Viol** – Co-bearing pentlandite, and/or violarite/mackinavite (?)


A
Ilm
Mag
Spl
Spl
Spl
Ilm
Mag
Ilm
500µm
B
Ilm
Spl
Mag
Ilm
Spl
200µm
C
Mag
Ilm
Spl
Mag
Ilm
100µm
D
Hem
Ccp
Ilm
Py
100µm
E
Po
Mrc
Pn
Ccp
Vio
Mrc
Mag
50µm
F
Vio
Po
Pn
Ccp
10µm
Vio
G
Ilm
Po
Pn
Pn
Mag
200µm
H
Ilm
Py
Po
Py
Mag
500µm

Uzyskane dane chemiczne (Wiszniewska i in., 1989) dokumentują wysoką korelację zawartości Ti, V, Cr, Ni i Co z Fe (fig. 23, 24). Taka charakterystyka geochemiczna wskazuje na identyczny skład stopu tlenkowego, z którego krystalizowały ilmenitowo-magnetytowe rudy o teksturach masywnych i impregnacje tlenków występujące w anortozytach rudnych. Średnie zawartości Co w badanych próbkach są niewysokie, w skałach ilmenitowo-magnetytowych wynoszą 152 ppm, w anortozytach rudnych 63 ppm, zaś w anortozytach z niewielką ilością kruszców tylko 21 ppm (Nejbert, Wiszniewska, 1994). Oznaczone zawartości Ni są zazwyczaj trzy razy większe – najwyższe koncentracje stwierdzone w badanych próbkach wynoszą 564 ppm. Zawartość Cu w anortozytach i ferrolitach zmieniała się od 10 do 1000 ppm.

Dyskusja wyników badań

Serie rudne występujące w profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 są teksturalnym i petrograficznym odpowiednikiem rud ferrolitowych (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Siemiątkowski, 1998), udokumentowanych w złożu Krzemianka i Udryń. Brak uboższych rud norytowych w profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 ułatwia interpretację genezy

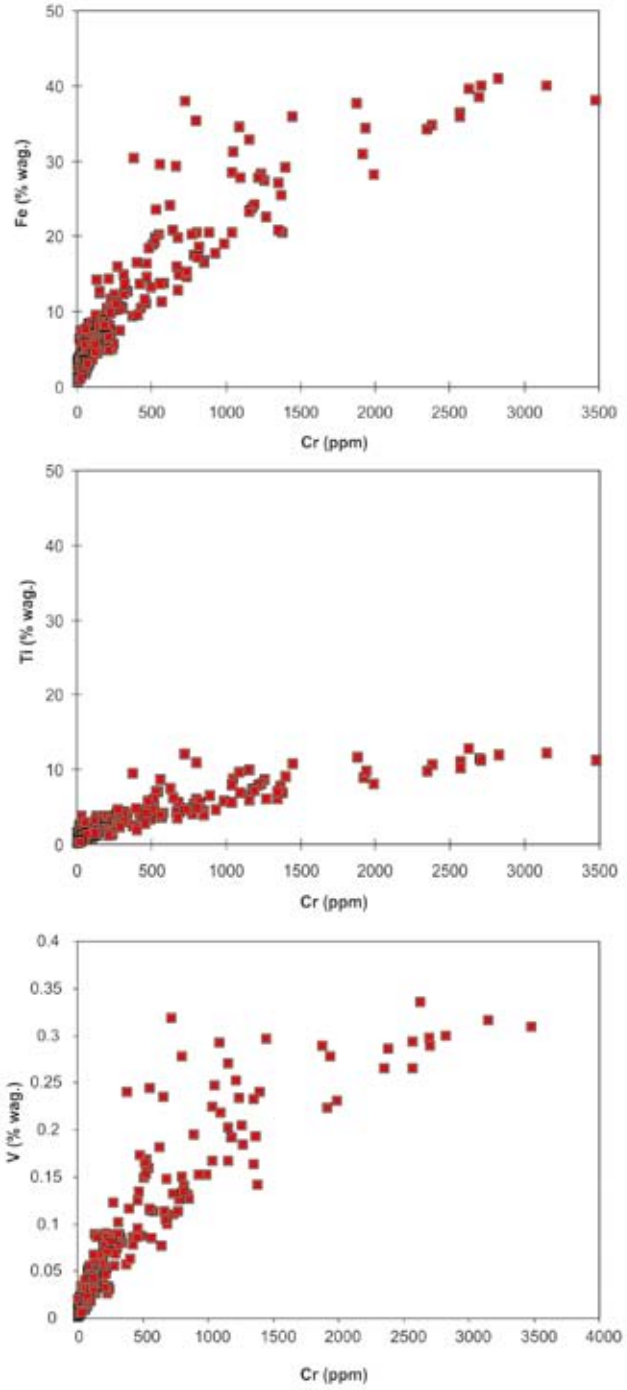


Fig. 23. Korelacja zawartości Cr z Fe, Ti i V w skałach ilmenitowo-magnetytowych i anortozytach rudnych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Scattered plots of Cr *vs* Fe, Ti and V for ilmenite-magnetite rocks (ferrolite) and ore-bearing anorthosites from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

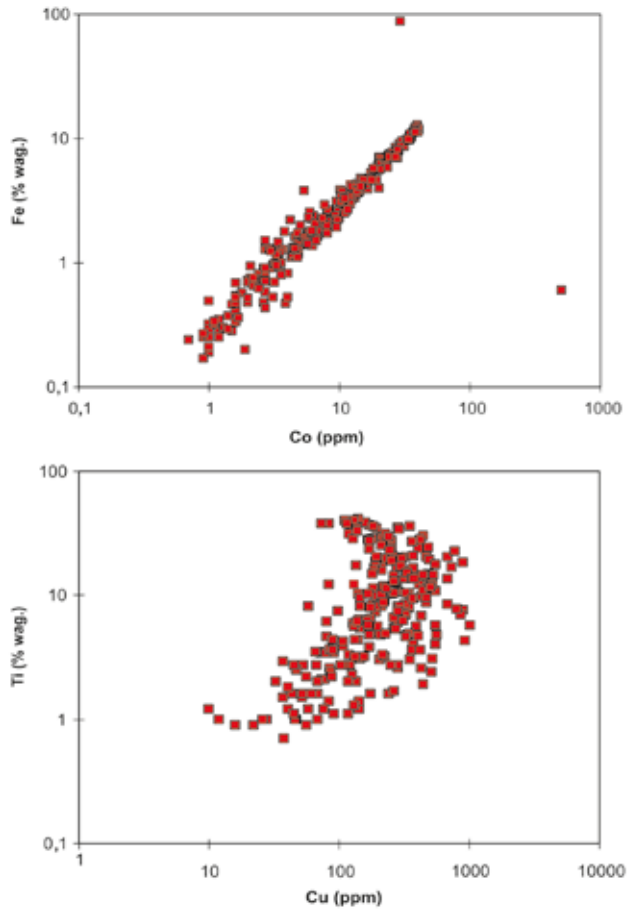


Fig. 24. Wykresy przedstawiające zależności między oznaczonymi koncentracjami Cu, Co, Ti i Fe w skałach ilmenitowo-magnetytowych i anortozytach rudnych z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Scattered plots of Co/Fe and Cu/Ti for ilmenite-magnetite and ore-bearing anorthosites from the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

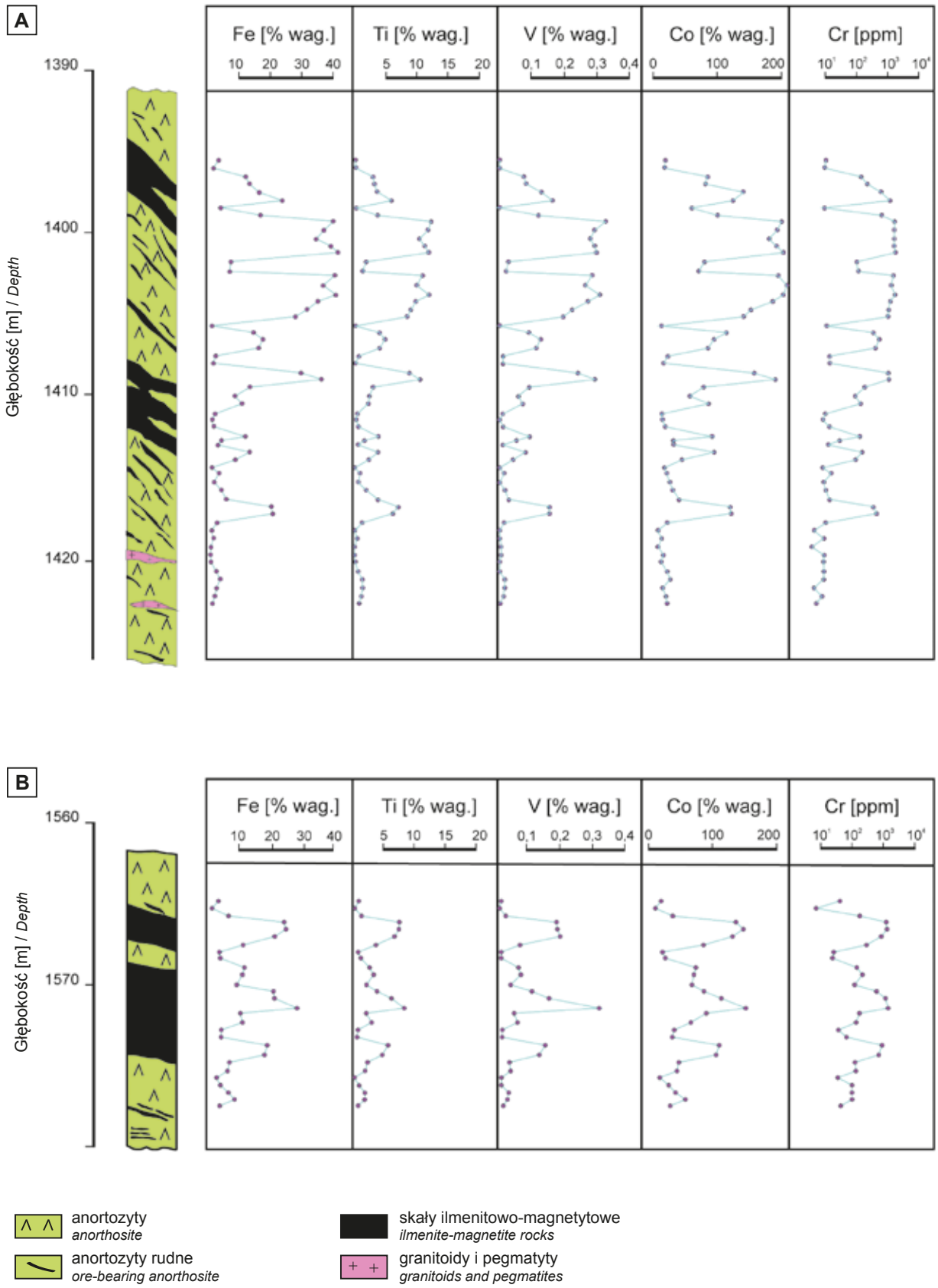


Fig. 25. Zróżnicowanie koncentracji Fe, Ti, V, Co i Cr w trzeciej (A) i czwartej strefie rudnej (B) wyróżnionej w profilu otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 2

Diversification of the Fe, Ti, V, Co and Cr concentrations in the III (**A**) and the IV ore zone (**B**) recognized in the Jezioro Okrągłe IG 2 borehole

rud Fe-Ti-V występujących w tym rejonie. Cechą charakterystyczną stref rud o teksturach masywnych (fig. 18A, B) jest obecność stref reakcyjnych z otaczającym anortozytem, o miąższości do 0,8 cm, zbudowanych z biotytu, piroksenu, amfiboli i niewielkiej ilości spinelu glinowego. Strefy te powstały prawdopodobnie w wyniku termicznego oddziaływania tlenkowych stopów magmowych, z których krystalizowały skały ilmenitowo-magnetytowe, na otaczające anortozyty. Podobne przejawy termicznego oddziaływania na anortozyty, widoczne w skali mikroskopowej, obserwowano też w strefach anortozytów rudnych (fig. 19C–F).

Zespoły minerałów tlenkowych Fe-Ti w stadium pomagmowych przeobrażeń są dobrym wskaźnikiem lotności tlenu fO_2 (Buddington, Lindsley, 1964; Haggerty, 1976, 1991; Frost, Lindsley, 1991; Ghiorso, Sack, 1991). Obserwowane asocjacje tlenków Fe-Ti w skałach profilu Jezioro Okrągłe IG 2 reprezentują dwie odmienne genetycznie asocjacje. Pierwszą asocjację stanowią euhedralne ziarna ilmenitu z odmieszaniami hematytu (fig. 20H, 21D), współwystępujące z niewielką ilością magnetytu bez przerostów innych tlenków. Asocjacja ta jest reprezentowana przez rozproszoną mineralizację w płonnych anortozytach. Drugą asocjację tlenków Fe-Ti stanowią teksturalnie złożone przerosty magnetytu, ilmenitu i spinelu glinowego (fig. 18A, B), występujące w skałach ilmenitowo-magnetytowych. Podobne mineralogiczne i teksturalne wykształcenie mineralizacji kruszcowej w skałach ilmenitowo-magnetytowych i w strefach anortozytów rudnych wskazuje na zbliżone warunki krystalizacji tlenków Fe-Ti w obu typach skał. Stwierdzone zależności najłatwiej wytłumaczyć, przyjmując model iniekcji stopów tlenkowych w anortozyty, które uległy wcześniej procesowi solidyfikacji.

Zespoły minerałów kruszcowych zdominowane przez obecność ilmenitu z odmieszaniami hematytu (fig. 19H, 21D) krystalizowały w trakcie solidyfikacji anortozytów, w warunkach wysokiej lotności tlenu (Haggerty, 1976, 1991; Frost, Lindsley, 1991). Mineralizacja tego typu nie ma znaczenia ekonomicznego, występuje w formie rozproszonej lub w formie szlir o niewielkich rozmiarach.

Teksturalne wykształcenie agregatów siarczkowych (fig. 18A, C, D, 21A–D, 22G), które często występują w formie owalnych agregatów lub w strefie kontaktu ziaren magnetytu i ilmenitu z plagioklazem, wskazuje na proces likwacji stopu siarczkowego (Kullerud i in., 1969; Page, 1979; Distler i in., 1988; Naldrett i in., 1996; Ebel, Naldredtt, 1997; Naldret i in., 1997; Maier i in., 1998; Naldrett, 2004), który nastąpił najpóźniej w trakcie intruzji stopu tlenkowego w otaczające anortozyty. Wysokie współczynniki korelacji zawartości Ti, V, Cr, Co, Ni, z Fe (fig. 23, 24) wskazują, że stopy tlenkowe, z których krystalizowały masywne skały ilmenitowo-magnetytowe (ferrolity) i rozproszona mineralizacja Fe-Ti w anortozytach rudnych, miały identyczny skład chemiczny. Taki sam skład oraz krystalizacja w podobnych warunkach lotności tlenu wskazuje na silny genetyczny związek ferrolitów i anortozytów rudnych. Pierwszy rodzaj skał można zinterpretować jako intruzje stopu tlenkowego, którego krystalizacja prowadzi do powstania dajek ferrolitów, natomiast anortozyty rudne, występujące w wydzielonych strefach rudnych (fig. 17) są zapisem infiltracji niewielkich ilości stopu tlenkowego w otaczające anortozyty.

Badane rudy Fe-Ti-V występujące w profilu wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 ewoluowały w warunkach wyższej lotności tlenu w stosunku do rud ferrolitowych udokumentowanych w rejonie Krzemianki i Udrynia. Potwierdzeniem tego spostrzeżenia jest brak przerostów ulvöspinelu lub pseudomorfoz ilmenitu po tym minerale w badanych próbkach. Wykształcenie przerostów w tytanonośnym magnetycie jest zdominowane przez obecność wrostków teksturalnie zróżnicowanych spineli glinowych i ilmenitu. Takie wykształcenie mineralogiczne rud ułatwia uzyskanie wyższej jakości koncentratów ilmenitowych i magnetytowych, który stanowi surowiec mineralny do produkcji vanadu.

Obecnie są eksploatowane dwa złoża Fe-Ti-V, getycznie związane z anortozytami masywowymi. Są to złoże Tellnes – masyw Rogaland (Duchesne, 1970, 1972, 1999; Krause i in., 1985) i złoże Lac Tio, które stanowi część masywu Allard Lake (Hammond, 1952; Charlier i in., 2010). Skład mineralogiczny rud eksploatowanych w obu złożach jest zbliżony (Hammond, 1952; Krause i in., 1985). Głównym składnikiem użytecznym jest ilmenit z odmieszaniami hematytu, określany też w literaturze jako hematyto-ilmenit (Haggerty, 1976, 1991). Surowiec ten jest wykorzystywany do produkcji tlenków tytanu. W profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 tak wykształcone nagromadzenia kruszców stanowią akcesoryczny składnik płonnych anortozytów, pozbawiony znaczenia ekonomicznego.

Możliwy do pozyskania jest jedynie wanad. Surowcem do jego produkcji jest wysokiej jakości koncentrat magnetytowy. Oznaczone koncentracje wanadu w ferrolitach, anortozytach rudnych i płonnych anortozytach, mieszczące sie w przedziale od 0,01 do 0,34% wag., są zbliżone do wartości uzyskanych dla eksploatowanych rud w złożach Tellnes i Lac Tio (Laznicka, 2006). W tych złożach średnie zawartości V w rudzie wynoszą 0,17% wag. (Tellnes) i 0,51% wag. (Lac Tio) (Duchesne, 1999; Laznicka, 2006).

Niekorzystnie wyglądają jednak porównania oznaczonych koncentracji V w rudach Fe-Ti-V rejonu wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 i w złożach tytanonośnych magnetytów występujących w górnej części kompleksu Bushveld. W górnej części kompleksu Bushveld (ang. *Upper Zone*), występuje ok. 21 poziomów zbudowanych z wanadonośnego magnetytu (Willemse, 1969; Cawthorn, 1999). Zawartość V w tych poziomach jest zmienna. W dolnej części serii rudnej Fe-Ti-V, w poziomie MML (ang. *Main Magnetite Layer*) zawartość V wynosi od 0,78 do 1,06% wag. (Rohrmann, 1985; Laznicka, 2006). Najwyższe koncentracje V stwierdzone w poziomach tytanonośnych magnetytów przekraczają 2,1% wag. V_2O_5 (Willemse, 1969; Klemm i in., 1985). Porównanie koncentracji V w rudach Fe-Ti-V rejonu wiercenia Jezioro Okrągłe IG 2 z wysokowanadowymi rudami kompleksu Bushveld, które można eksploatować systemem odkrywkowym, wskazuje jednoznacznie na brak ekonomicznego uzasadnienia dla przyszłej eksploatacji badanych rud w północno-wschodniej części masywu suwalskiego (obszar otworów wiertniczych Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2).

KAMBR

Jolanta PACZEŚNA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W profilu otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 1 utwory kambru o miąższości 119,5 m stwierdzono na głęb. 945,0–1064,5 m (Lendzion, 1983, 1999). W profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 utwory kambru występują na głęb. 968,0–1085,0 m, osiągając miąższość 117,0 m. Ze względu na brak wskaźnikowej stratygraficznie fauny jednoznacznie identyfikującej granice chronostratygraficzne utworów kambryjskich, wszystkie wspomniane wcześniej głębokości podano według pomiarów geofizycznych (Lendzion, 1999). W otworze Jezioro Okrągłe IG 1, w przeciwieństwie do otworu Jezioro Okrągłe IG 2, sukcesja kambru była rdzeniowana w stosunkowo wysokim stopniu. Niestety materiał litologiczny z tego otworu wraz z upływem czasu (od zakończenia wiercenia minęło prawie 60 lat) uległ wysoko zaawansowanej naturalnej dezintegracji, która w znacznym stopniu utrudniła obserwacje litologiczne, zarówno już w 1998 r. (Pacześna, 1999), jak i obecnie. W profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 uzyskano minimalną liczbę próbek rdzeniowych, w związku z czym podstawę wszelkich rozważań litologiczno-stratygraficznych stanowiły wyniki pomiarów geofizyki otworowej oraz korelacje z sąsiednimi, lepiej rdzeniowanymi profilami kambru z otworów Jezioro Okrągłe IG 1, Filipów IG 1, Suwałki IG 1, Krzemianka IG 7, Udryń IG 6 oraz Udryń IG 8 (Lendzion, 1999).

Kambr dolny
(~terenew + (~) odział 2)

Utwory kambru dolnego o miąższości 108,4 m występują w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 w interwale głęb. 956,1–1064,5 m. Profil kambru dolnego rozpoczyna się pstrymi utworami klastycznymi, leżącymi na zwietrzałej powierzchni skał krystalicznych podłoża prekambryjskiego. Są to pakiety piaskowców o różnej grubości. W spągu profilu występują kwarcowe piaskowce drobnoziarniste o barwie brunatnoczerwonej, przewarstwiające się z cienkimi warstewkami mułowców piaszczystych. Stwierdzono tu występowanie skamieniałości śladowej *Bergaueria irregulara* Pacześna (Pacześna, 1999). Ku górze pakiet piaskowców drobnoziarnistych przechodzi w kompleks brunatnoczerwonych piaskowców gruboziarnistych o miąższości 10,0 m (Pacześna, 1999). Ponad pakietem piaskowcowym do głęb. 1016,0 m wyraźnie wzrasta liczba cienkich wkładek mułowców piaszczystych, nadając utworom charakter heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, w których występują liczne skamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus* Seilacher, *Planolites montanus* Richter, *Planolites beverleyensis* (Billings), *Planolites* isp., *Bilinichnus simplex* Palij, *Gordia* isp., *Bergaueria major* Palij (Pacześna, 1999). Podobny kompleks heterolitów stwierdzono w sąsiednim otworze wiertniczym – Łopuchowo IG 1, oraz na krzywych pomiarów geofizycznych w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 (Lendzion, 1999). W interwale głęb. 977,0–1016,0 m występują drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o zabarwieniu brunatnoczerwonym, sporadycznie szarym, z pojedynczymi, cienkimi warstewkami mułowców piaszczystych. W interwale głęb. 973,1–977,5 m w piaskowcach drobnoziarnistych występują bardzo cienkie wkładki mułowców. We wspomnianym odcinku profilu stwierdzono obecność skamieniałości śladowych *Gordia* isp., *Planolites montanus* Richter i *Bergaueria major* Palij (Pacześna, 1999). W stropie profilu kambru dolnego występuje pakiet piaskowców gruboziarnistych, w którym dwie warstwy piaskowców o miąższości 3,0 i 2,5 m są podścielone cienkimi warstewkami mułowców piaszczystych. Warstwy piaskowców gruboziarnistych rozdziela warstwa piaskowców drobnoziarnistych (*op. cit.*). Utwory kambru dolnego w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 mają bardzo złą dokumentację biostratygraficzną. Jedynie w spągu profilu, na głęb. 1057,3 m, Lendzion opisała trylobita *Strenueva primaeva* (Brőgger, 1879), który jest wskaźnikowym biostratygraficznie gatunkiem trylobita dla poziomu *Holmia kjerulfi* kambru dolnego (Lendzion, 1983). Występowanie tego gatunku w spągu profilu kambru dolnego wskazuje, że kambryjska transgresja morska na obszarze lokalizacji omawianego otworu nastąpiła w środkowej części kambru dolnego, w dobie *Holmia kjerulfi*. Na obszarze północno-wschodniej Polski, na terenie najdalej na wschód wysuniętej części Suwalszczyzny, istnieje, podobnie jak w całej wschodniej części obniżenia bałtyckiego i w przeciwieństwie do jego zachodniej części, duża luka stratygraficzna między skałami prekambryjskiego podłoża krystalicznego a pokrywą osadową. Luka stratygraficzna obejmuje klastyczne utwory ediakaru i najniższego kambru dolnego, obejmujące poziom *Platysolenites antiquissimus* i ekwiwalent poziomu *Schmidtiellus mickwitzi*.

Górne części profilu kambru dolnego w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 można z dużym przybliżeniem zaliczyć do poziomu *Protolenus*, na podstawie analogii litologicznych z obszarami zachodniej Litwy, w których z utworów formacji virbalskiej, stratygraficznie zaliczanych do wyższych części kambru dolnego, oznaczono gatunki Acritarcha: *Eliasum llaniscum* Fombella, *Michrystridium natatum* Volkova, *Liepaina plana* Jankauskas, *Skagiaciliosa* (Volkova), wskazujące na obecność poziomu *Protolenus* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Lendzion, 1999).

Sukcesja kambru dolnego w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2 według pomiarów geofizycznych występuje na głęb. 983,0–1085,0 m i osiąga miąższość 102,0 m. W całym profilu kambru dolnego zostały odwiercone z poborem próbek rdzeniowych zaledwie trzy odcinki – głęb.: 1050,0–1057,1 m; 1057,1–1060,0 m i 1085,0–1089,3 m. W pozo-

stałej części profilu, odwierconej bezrdzeniowo, litologię zinterpretowano na podstawie pomiarów geofizyki otworowej (Lendzion, 1999). Na podstawie korelacji krzywej pomiarów geofizycznych z tego otworu z krzywymi pomiarów geofizycznych z dobrze rdzeniowanych, sąsiednich otworów Łopuchowo IG 1 i Udryń IG 8, Lendzion (1999) wydzieliła w profilu kambru dolnego w następstwie stratygraficznym formacje suwalską i prabucką.

Profil kambru dolnego w profilu Jezioro Okrągłe IG 2 rozpoczyna formacja suwalska. W jej spągu, znajdującym się na głęb. 1085,0 m, zalega stwierdzona w próbkach rdzeniowych warstwa pstrych piaskowców zlepieńcowatych, zbudowanych ze słabo obtoczonych żwirków kwarcu i skaleni. Na głęb. 1060,0–1085,0 m na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych stwierdzono występowanie kompleksu piaskowców przewarstwiających się z mułowcami. Podobny kompleks występuje w profilu dolnego kambru w sąsiednich, dobrze rdzeniowanych otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i Łopuchowo IG 1. W rdzeniowanym odcinku profilu formacji suwalskiej na głęb. 1050,0–1060,0 m występują pstre piaskowce drobnoziarniste z domieszką grubszych ziaren kwarcu, przechodzące ku dołowi i ku górze odcinka w pstre mułowce, Najwyższą część profilu formacji suwalskiej według interpretacji pomiarów geofizycznych budują pakiety piaskowców, mułowców, mułowców piaszczystych i piaskowców przewarstwiających się z mułowcami. Górna granica formacji suwalskiej według Lendzion (1999) znajduje się na głęb. 994,2 m. Wyżej leżącą formację prabucką budują według pomiarów geofizycznych piaskowce drobnoziarniste, w jej stropie przechodzące w piaskowce mułowcowe. Strop formacji prabuckiej znajduje się na głęb. 983,0 m (Lendzion, 1999).

Kambr środkowy (~oddział 3)

W otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1 utwory kambru środkowego na podstawie próbek rdzeniowych i pomiarów geofizycznych znajdują się na głęb. 945,0–956,1 m, osiągając niewielką miąższość 11,1 m. W otworze Jezioro Okrągłe IG 2 utwory te, o miąższości 15,0 m, stwierdzono na podstawie pomiarów geofizycznych na głęb. 968,0–983,0 m (Lendzion, 1999).

Profil kambru środkowego w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1 w większości budują jasnoszare i beżowe, rzadziej brunatnoczerwone, bardzo słabo zwięzłe, rozsypliwe piaskowce drobnoziarniste. W stropie profilu występuje warstwa zwietrzałych mułowców brunatnoczerwonych. W całym profilu kambru środkowego odnotowano nieliczne bioturbacje.

Profil kambru środkowego w otworze Jezioro Okrągłe IG 2, zaliczany przez Lendzion (1999) do formacji łynaskiej, przewiercono bezrdzeniowo, a interpretację litologii przeprowadzono na podstawie krzywej pomiarów geofizycznych (*op. cit.*). Profil kambru środkowego w większości budują utwory piaskowcowe. W najniższej części profilu są to piaskowce drobnoziarniste, przechodzące ku górze w piaskowce mułowcowe. W stropowej części występuje natomiast warstwa iłowców, a profil zamykają piaskowce mułowcowe (*op. cit.*).

Profile kambru środkowego otworów wiertniczych Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 nie mają dokumentacji biostratygraficznej. Podobieństwo opisanych utworów w obu omawianych profilach do utworów formacji łynaskiej z sąsiedniego obszaru zachodniej i pozostałej, wschodniej części obniżenia bałtyckiego, w których znaleziono trylobity *Acadoparadoxides* ex gr. *oelandicus*, *Ellipsocephalus* cf. *jugoszowi* Orłowski, *Ellipsocephalus polytomus* Linnarsson, pozwoliło zaliczyć je z dużym przybliżeniem do poziomu *Acadoparadoxides oelandicus*. Utwory formacji łynaskiej Suwalszczyzny można korelować z utworami formacji kybartajskiej, które występują w okolicach Kaliningradu oraz na obszarze zachodniej Litwy. Można je również korelować z górną częścią formacji tebraskiej zachodniej Łotwy. Fauna trylobitowa występująca w utworach formacji tebraskiej jest reprezentowana przez trylobity: *Ellipsocephalus polytomus* Linnarsson, *Ellipsocephalus* cf. *puschi* Orłowski, *Strenuella* (*Comluella) samsonowiczi* Orłowski, *Strenuella* (*Comluella*) *hupei* Orłowski, co wskazuje, że utwory te należą do poziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Lendzion, 1999).

Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA

BADANIA PETROGRAFICZNE UTWORÓW W OTWORZE WIERTNICZYM JEZIORO OKRĄGŁE IG 1

Litofacje i skład mineralny

Badane utwory kambryjskie (głęb. 945,0–1064,5 m) są reprezentowane przez asocjację silikoklastyczną, typową dla osadów epikontynentalnego morza w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, 1997).

W profilu dominuje litofacja piaskowców drobnoziarnistych o bardzo zmiennym zabarwieniu – obok jasnych, niekiedy białych, piaskowców występują partie zabarwione brunatno, a także z ilastymi przerostami szarozielonymi i fioletowymi. Piaskowce są bardzo porowate, kruche, niekiedy wręcz sypkie.

Na podstawie badań mikroskopowych, zgodnie ze zmodyfikowaną klasyfikacją Dotta (Pettijohn i in., 1972), piaskowce zaliczono głównie do arenitów kwarcowych (fig. 26A), a jedynie jedną próbkę do wak kwarcowych (fig. 26B). Są to piaskowce bardzo drobnoziarniste, w pojedynczych przypadkach drobnoziarniste. Średnia wielkość najczęstszego ziarna kwarcu (d_{mf}) w płytce cienkiej wynosi 0,10 mm, natomiast maksymalnego (d_{max}) – 0,34 mm. Śred-

nia wielkość stosunku d_{max}/d_{mf} jest niska i wynosi 3,4, co ogólnie świadczy o bardzo dobrym wysortowaniu materiału okruchowego (tab. 15).

Występuje ciągłe przejście od litofacji piaskowców bardzo drobnoziarnistych do litofacji pyłowcowej (fig. 26C), a granica między nimi jest makroskopowo niezauważalna. Najdrobniej ziarniste skały należą do litofacji iłowcowej (fig. 26D).

Skład mineralny piaskowców i pyłowców jest bardzo monotonny. Główny składnik szkieletu ziarnowego to kwarc, którego średnia zawartość w piaskowcach wynosi 75,0% obj. skały, a w pyłowcach 56,8% obj. (tab. 15). W mikroskopie polaryzacyjnym ziarna kwarcu mają bardzo nieregularne brzegi z powodu obecności obwódek regeneracyjnych. Są one dobrze widoczne na obrazach CL, które pokazują, że detrytyczne ziarna są bardzo dobrze obtoczone i dosyć luźno upakowane (fig. 27A, B). Postrzępione brzegi regeneracyjnych obwódek kwarcowych wskazują na ich częściowe rozpuszczenie w czasie diagenezy.

Skalenie występują głównie w dolnej części profilu i nie przekraczają 4,3% obj. skały. Są to przede wszystkim skalenie potasowe, dobrze widoczne na obrazach CL (fig. 27C, D) dzięki niebieskiej luminescencji. Szkielet ziarnowy budują także minerały akcesoryczne (np. cyrkon, turmalin) oraz pojedyncze ziarna czertów.

Obok cementu kwarcowego występuje znaczniejszy ilościowo cement węglanowy. Na obrazach CL ma charakterystyczną dla dolomitu czerwoną barwę luminescencji (fig. 27D). Tworzy nieregularne skupienia, często o charakterze poikilitowym. W postaci rozproszonych, drobnych kryształów obserwowano także syderyt, któremu towarzyszą wodorotlenki żelaza (fig. 26B).

Nietypowy dla platformowych osadów kambryjskich cement siarczanowy stwierdzono w interwale głęb. 985–1010 m. Jest to anhydryt, wykształcony tabliczkowo lub włókniście (po gipsie), który wypełnia przestrzenie międzyziarnowe (fig. 27A). Na obrazie CL anhydryt wyróżnia się ciemnoniebieską barwą luminescencji (fig. 27B).

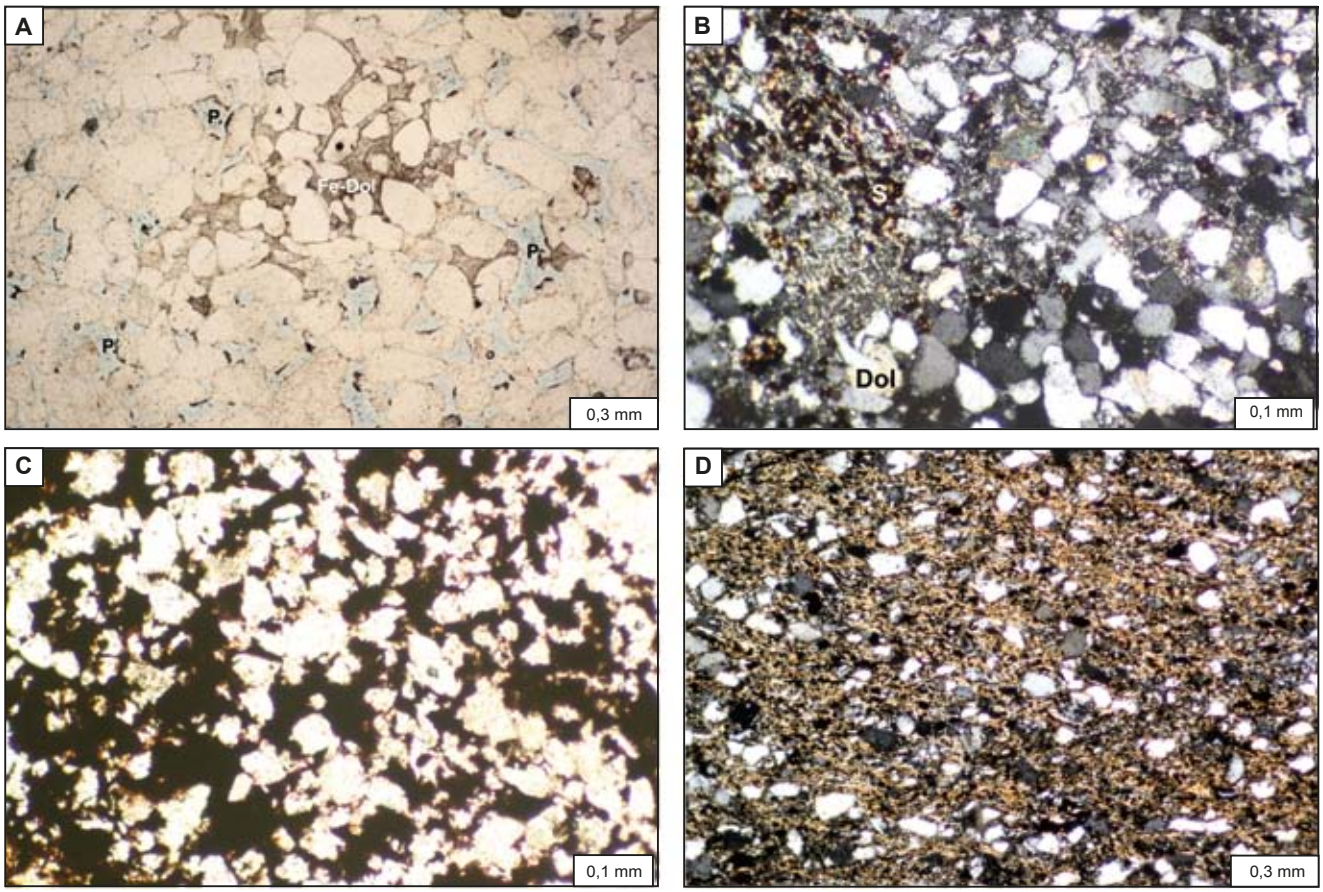


Fig. 26. A. Arenit kwarcowy drobnoziarnisty, w centrum widoczny poikilitowy cement węglanowy (Fe-Dol – dolomit żelazisty), pory (P) wypełnione niebieską żywicą; głęb. 950,4 m; bez analizatora. B. Waka kwarcowa bardzo drobnoziarnista (Dol – dolomit, S – syderyt); głęb. 1035,7 m; nikole skrzyżowane. C. Pyłowiec żelazisty; głęb. 1029,4 m; nikole skrzyżowane. D. Iłowiec piaszczysty; głęb. 1023,0 m; nikole skrzyżowane

A. Fine-grained quartz arenite, poikilotopic carbonate cement (Fe-Dol – ferruginous dolomite) is visible in the centre, pores (P) are filled with blue epoxy; depth 950.4 m; one nicol. **B.** Very fine-grained quartz wacke (Dol – dolomite, S – siderite); depth 1035.7 m; crossed polars. **C.** Ferruginous siltstone; depth 1029.4 m; crossed polars. **D.** Sandy claystone; depth 1023.0 m; crossed polars

Tabela 15

Uziarnienie i skład mineralny skał kambru [% obj.]

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

Głębokość [m] Depth	Numer próbki Sample number	Rodzaj skały Rock type	Maksymalne ziarno kwarcu [mm] – d_{max} Maximum quartz grain	Najczęstsze ziarno kwarcu [mm] – d_{mf} Most frequent quartz grain	d_{max} / d_{mf}	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Łyszczyki Mica group	Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Minerały ilaste Clay minerals	Tlenki i wodorotlenki żelaza Iron oxides and hydroxides	Węglany Carbonates	Siarczany Sulphates	Czerty Cherts	Inne Others
946,0	1	żel. arenit kw. b. drobnoziarn.	0,20	0,09	2,2										
950,4	2	arenit kw. drobnoziarn.	0,62	0,15	4,1	79,0	0,0	0,0	0,3	1,0	+	11,2	0,0	+	8,5*
956,1	3	pyłowiec ilasty	0,31	0,05	6,2	59,4	0,3	3,3	0,7	27,7	7,7	0,0	0,0	0,3	
957,5	4	żel. iłowiec pylasty	0,25	0,05	5,0										
962,0	5	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,32	0,10	3,2	83,4	+	0,3	0,7	8,3	7,0	0,0	0,0	0,3	
965,8	6	żel. pyłowiec ilasty	0,35	0,05	7,0	54,7	1,0	2,7	0,3	25,0	16,3	0,0	0,0	0,0	
969,6	7	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,25	0,10	2,5										
974,0	8	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,22	0,10	2,2										
977,1	9	żel. arenit kw. b. drobnoziarn.	0,15	0,07	2,1										
979,0	10	żel. arenit kw. b. drobnoziarn.	0,15	0,06	2,5	69,0	0,0	1,0	4,7	9,0	16,3	0,0	0,0	0,0	
983,3	11	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,15	0,06	2,5										
986,8	12	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,52	0,10	5,2	72,7	0,0	0,0	1,0	5,3	1,3	0,0	19,7	0,0	
990,3	13	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,40	0,11	3,6										
1006,5	14	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,85	0,22	3,9	75,7	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	23,0	0,0	
1009,5	15	żel. iłowiec pylasty	0,30	0,03	10,0										
1014,0	16	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,37	0,08	4,6										
1020,0	17	pyłowiec ilasto-piaszczysty	0,30	0,02	15,0										
1023,0	18	iłowiec piaszczysty	0,20	0,06	3,3										
1025,7	19	pyłowiec ilasto-żelazisty	0,15	0,05	3,0										
1029,4	20	pyłowiec żelazisty	0,20	0,04	5,0	56,8	1,0	1,3	0,3	6,3	34,3	0,0	0,0	0,0	
1032,1	21	ilowiec pylasty	0,18	0,02	9,0										
1035,5	22	pyłowiec ilasty	0,32	0,05	6,4										
1035,7	22a	waka kw. b. drobnoziarnista	0,62	0,07	8,9	68,5	2,2	1,0	1,0	20,9	2,1	4,3	0,0	+	
1038,5	23	pyłowiec ilasto-dolomityczny	0,18	0,05	3,6										
1038,9	24	pyłowiec żelazisty	0,43	0,04	10,8	47,0	0,3	0,7	0,3	1,0	46,0	4,7	0,0	0,0	
1042,3	25	pyłowiec ilasty	0,22	0,05	4,4										
1046,4	26	żel. arenit kw. b. drobnoziarn.	0,22	0,06	3,7	84,7	4,3	0,3	+	0,7	3,8	6,2	0,0	0,0	
1048,7	27	arenit kw. b. drobnoziarn.	0,28	0,08	3,5	79,3	2,7	2,3	3,0	7,7	1,0	4,0	0,0	0,0	
1050,2	28	ilowiec zelazisty	0,58	0,02	29,0										
1054,0	29	pyłowiec ilasty	0,22	0,05	4,4										
1060,0	30	żel. arenit kw. b. drobnoziarn.	0,17	0,07	2,4	62,7	2,0	2,0	0,7	9,3	23,0	0,3	0,0	0,0	
1062,0	31	iłowiec żelazisty	0,06	0,02	3,0										
1063,5	32	pyłowiec żelazisty	0,20	0,05	4,0	66,3	1,7	1,3	1,0	6,0	19,7	4,0	0,0	+	

kw. – kwarcowy; b. drobnoziarn. – bardzo drobnoziarnisty; żel. – żelazisty; * pory; „+" – ilości śladowe

kw. – quartz; b. drobnoziarn. – very fine-grained; żel. – ferruginous; * pores; "+" – trace amounts

Spoiwo ilaste w piaskowcach składa się głównie z illitu, a jego zawartość w arenitach sięga kilku procent, jedynie w próbce waki kwarcowej dochodzi do 20,9% obj. skały (fig. 26B). W masie ilastej obecne są drobne pakiety muskowitu oraz pigment żelazisty.

Skały ilaste zawierają zmienną ilość materiału detrytycznego, z dominacją raz frakcji pylastej, raz piaszczystej. Grubszy materiał bywa rozproszony w masie ilastej lub skupiony w soczewkach i mikrolaminach. Również zróżnicowany udział wodorotlenków żelaza powoduje zmienne zabarwienie tych skał.

Należy podkreślić, że badane skały kambru ogólnie odznaczają się dużą zawartością uwodnionych tlenków żelaza – do 46,0% obj. skały (tab. 15). W partiach ilastych obecne są czysto żelaziste mikrolaminy.

Procesy diagenetyczne

Badane skały nie podlegały intensywnej kompakcji mechanicznej i chemicznej. Świadczy o tym dosyć luźne upakowanie ziaren, występuje dużo kontaktów punktowych między nimi. Nie zaobserwowano też deformacji mechanicznej tak podatnych na nią minerałów, jak łyszczyki. Obecne cienkie obwódki regeneracyjne stwarzają pozorne wrażenie silnego scementowania ziaren kwarcu. W rzeczywistości piaskowce są kruche i porowate, co widać na płytkach cienkich nasączonych niebieską żywicą (fig. 26A). Pomierzona mikroskopowo porowatość w próbce z głęb. 950,4 m wynosi 8,5% obj. skały.

Cement węglanowy występuje w gniazdach i drobnych skupieniach, duża część przestrzeni porowej jest wolna. Cement anhydrytowy natomiast uległ częściowemu rozpuszczeniu. Podobnie obwódki kwarcowe noszą ślady rozpuszczania.

W badanych próbka obserwowano proces zastępowania ziaren kwarcu i skaleni przez dolomit (fig. 27C, D).

Źródłem roztworów, z których wykrystalizowały w czasie diagenezy siarczany, były prawdopodobnie wyżej leżące utwory cechsztyńskie.

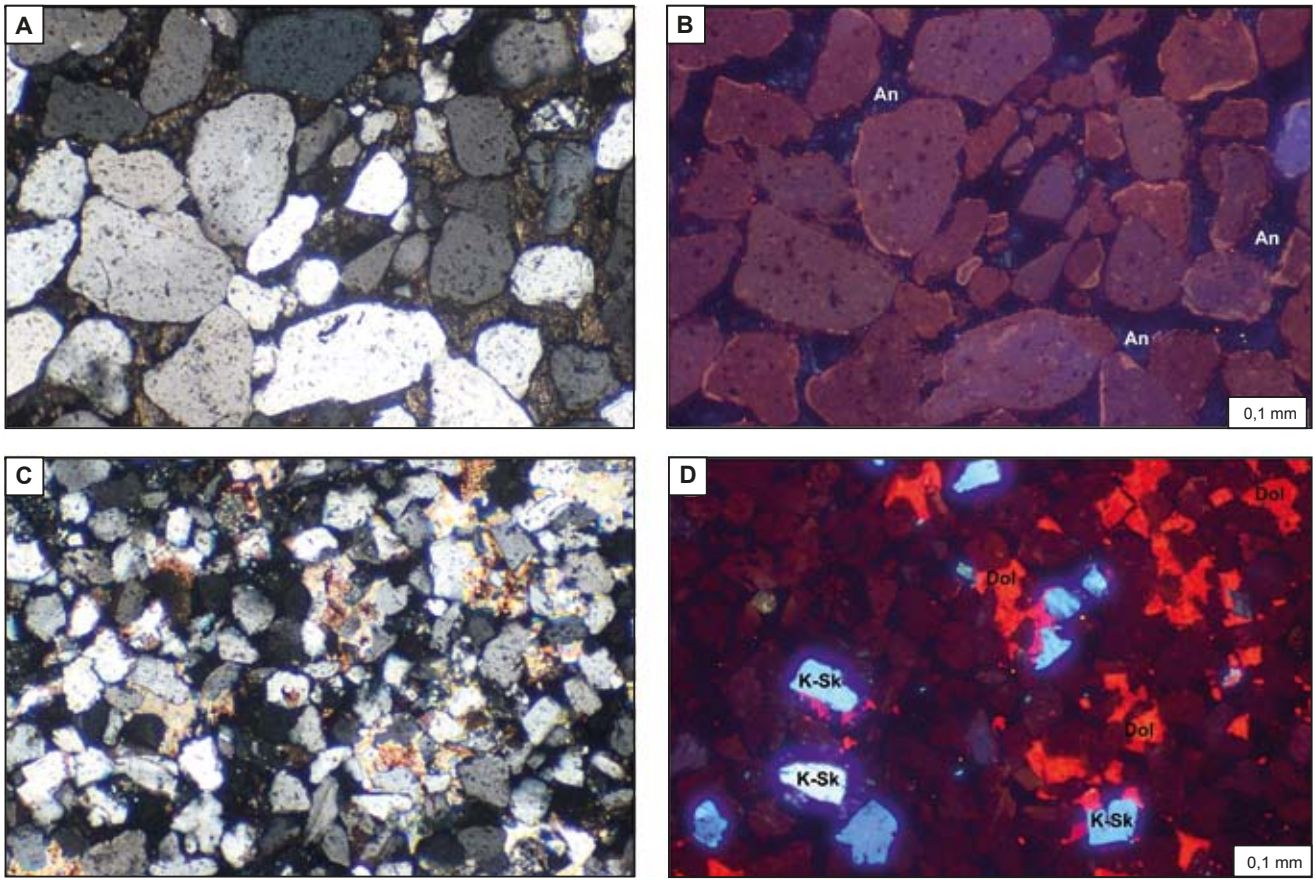


Fig. 27. A, B. Arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty, źle wysortowany, z cementem anhydrytowym, w CL anhydryt (An) ma ciemnoniebieską barwę; głęb. 986,8 m. A – nikole skrzyżowane, B – obraz CL. C, D. Żelazisty arenit kwarcowy bardzo drobnoziarnisty z cementem dolomitowym, w CL skalenie potasowe (K-Sk) mają niebieską barwę, dolomit (Dol) – czerwoną; głęb. 1046,4 m. C – nikole skrzyżowane, D – obraz CL

A, B. Very fine-grained quartz arenite, poorly sorted, with anhydrite cement, in CL anhydrite (An) shows dark blue colour; depth 986.8 m. A – crossed polars, B – CL image. **C, D.** Ferruginous very fine-grained quartz arenite with dolomite cement, in CL K-feldspars (K-Sk) show blue colour and dolomite (Dol) shows red colour; depth 1046.4 m. C – crossed polars, D – CL image

Teresa PODHALAŃSKA

ORDOWIK

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Zapis depozycyjny profilu ordowiku otworów wiertniczych Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2, podobnie jak innych profilów z obszaru Suwalszczyzny, różni się znacznie od równowiekowych sekwencji położonych bardziej na zachód polskiej części obniżenia bałtyckiego (Modliński, Szymański, 2001). Zapis ten odzwierciedla położenie obszaru badań w strefie (konfacji) litewskiej zbiornika bałtyckiego (*sensu* Jaanusson, 1976) odpowiadającej marginalnej jego części. Przynależność profilów Suwalszczyzny do strefy litewskiej basenu determinuje charakter litologiczny oraz skład grupowy i uziarnienie ziarnowego materiału biogenicznego (Modliński, Szymański, 2001).

Litologia i stratygrafia utworów ordowiku w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1

Utwory ordowiku w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 były w pełni rdzeniowane i występują na głębokości rdzeniowej 851,5–945,0 m, osiągając miąższość 93,5 m.

Sekwencja ordowiku jest reprezentowana przez urozmaicony litologicznie kompleks skał, głównie wapieni i margli – wapienie detrytyczne, szare, zielonawe, przeważnie ilaste, ze szczątkami fauny, niekiedy z bioturbacjami oraz margle w niższej części.

Ziarnowy materiał biogeniczny tworzą szczątki szkieletowe trylobitów, ramienionogów zawiasowych i bezzawiasowych, szkarłupni, mszywiołów, małżoraczków, głowonogów, graptolitów i konodontów (Modliński, Szymański, 2001).

Na podstawie szczątków, głównie trylobitów i ramienionogów, można udokumentować obecność utworów od ?flo i dapingu do hirnantu (od arenigu do aszgilu; Modliński, Szymański, 2001, 2008). Brak tu utworów tremadoku, a na rozmytej powierzchni osadów klastycznych kambru środkowego (oddział 3) spoczywają osady reprezentujące daping oraz najprawdopodobniej piętro flo. Zgodnie z podziałem na piętra bałtyckie odpowiadają im utwory od ?latorpu do porkuni (Modliński, Szymański, 2001).

Zaproponowany dla zachodnich i środkowych obszarów polskiej części obniżenia bałtyckiego schemat podziału litostratygraficznego (Modliński, Szymański, 1997) jest przydatny tylko w ograniczonej, niższej części profilu.

Modliński i Szymański (2008) wyróżnili na głęb. 905,4–941,8 m formację pstrych wapieni z Kielna.

Litologia i stratygrafia utworów ordowiku w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

Utwory ordowiku w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 występują na głęb. 860,0–968,0 m, osiągając miąższość 108,0 m. Były one słabo rdzeniowane – rdzeniowano tylko dolną i najwyższą część profilu.

Sekwencja ordowiku jest reprezentowana przez urozmaicony litologicznie kompleks skał, głównie wapieni i margli – wapienie detrytyczne, szare, zielonawe, przeważnie ilaste, ze szczątkami fauny, niekiedy z bioturbacjami w górnej i dolnej części profilu oraz margle w środkowej części. Litologia ordowiku w *Szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym* została przedstawiony na podstawie opisu z dokumentacji wynikowej otworu (Modliński *w*: Wiszniewska i in., 1989) oraz pracy Modlińskiego i Szymańskiego (2001).

Ziarnowy materiał biogeniczny tworzą szczątki szkieletowe trylobitów, ramienionogów zawiasowych i bezzawiasowych, szkarłupni, mszywiołów, małżoraczków, głowonogów, graptolitów i konodontów (Modliński, Szymański, 2001).

Na podstawie szczątków, głównie trylobitów i ramienionogów, obecnych w odcinkach rdzeniowanych oraz na podstawie korelacji z pobliskimi, dobrze rdzeniowanymi i udokumentowanymi paleontologicznie profilami – Jezioro Okrągłe IG 1 i Łopuchowo IG 1 – Modliński i Szymański (2001) wydzielili w utworach ordowiku tego profilu szereg pięter bałtyckich (od piętra ceratopyge do pirgu), odpowiadających przedziałowi stratygraficznemu od najwyższego tremadoku do katu (najwyższy tremadok–niższy aszgil). Nie ma tu utworów hirnantu. Powyżej częściowo rdzeniowanych margli i wapieni organodetrytycznych katu (aszgilu) występują iłowce syluru. Ordowik kontaktuje w spągu wzdłuż wyraźnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z piaszczystymi utworami kambru środkowego (oddział 3).

Zaproponowany dla zachodnich i środkowych obszarów polskiej części obniżenia bałtyckiego schemat podziału litostratygraficznego (Modliński, Szymański, 1997) jest przydatny tylko w ograniczonej, niższej części profilu. Modliński i Szymański (2001) utwory z głęb. 924,0–959,0 m (35,0 m miąższości) zaliczyli do formacji pstrych wapieni z Kielna oraz w spągu ordowiku na głęb. 967,95–968,00 m wydzielili (Modliński, Szymański, 2008) formację zlepieńców i piaskowców z Sępopola.

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Litologia i stratygrafia utworów syluru w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1

Utwory syluru w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 są charakterystyczne, podobnie jak ordowiku, dla wschodniej, najbliżej brzegu położonej strefy basenu bałtyckiego. Występują na głęb. 775,0–851,5 m, osiągając miąższość 76,5 m (Modliński, Szymański, 2008). Powyżej silnie zerodowanego syluru leżą utwory permu i triasu dolnego.

Zgodnie ze zweryfikowanym ostatnio opisem litologicznym syluru (patrz *Szczegółowy profil...*, str. 24), jest on wykształcony jako iłowce szarozielonkawe oraz ciemnoszare ze szczątkami graptolitów, w dolnej części jako wapienie szarozielone. Skały te reprezentują landower i być może niższy wenlok. Utwory te, podobnie jak osady ordowiku, powstały w płytkiej, prawdopodobnie litoralnej strefie zbiornika morskiego. Zaproponowany dla zachodnich i środkowych obszarów polskiej części obniżenia bałtyckiego schemat podziału litostratygraficznego syluru (Modliński i in., 2006) nie jest przydatny dla obszaru Suwalszczyzny. W profilu syluru omawianego otworu nie zostały wydzielone jednostki litostratygraficzne.

Litologia i stratygrafia utworów syluru w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 2

Utwory syluru w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 występują wg pomiarów geofizyki otworowej i próbek okruchowych na głęb. 786,0–860,0 m i mają 74,0 m miąższości (Modliński, Szymański, 2008).

Sylur jest wykształcony jako iłowce/mułowce oraz iłowce/mułowce wapniste należące do landoweru i wenloku (Modliński i Szymański, 2008). Na głębokości rdzeniowej 847,85 m występuje wkładka szarych mułowców, ciemniejszych niż otaczające ją utwory, z graptolitami, m.in. *Stomatograptus grandis* Suess i *Retiolites* sp., datującymi ją na piętro telych. Według analizy Rock-Eval wkładka ta wykazuje znacznie podwyższoną zawartość TOC (M. Janas, inf. ustna).

Nad utworami syluru występują skały permu i triasu dolnego, w spągu sylur kontaktuje wzdłuż powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej z wapieniami katu (niższego aszgilu).

Joachim SZULC

CHARAKTERYSTYKA ROZWOJU BASENU DOLNOPALEOZOICZNEGO W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO JEZIORO OKRĄGŁE IG 1

Profil ediakaru–dolnego paleozoiku otworu Jezioro Okrągłe IG 1 reprezentuje proksymalną część basenu perybałtyckiego. Konsekwencją takiego położenia jest m.in. redukcja miąższości osadów poszczególnych interwałów stratygraficznych w stosunku do ich odpowiedników w dystalnej, tj. położonej na zachód, części basenu. Znakomicie ilustruje to np. czterokrotnie mniejsza miąższość utworów kambru w wierceniu Jezioro Okrągłe IG 1 niż w położonym ok. 250 km na południowy zachód otworze Prabuty (120 *vs* 480 m). Innym efektem proksymalnej pozycji omawianego rejonu jest też dominacja facji płytszych, a także znaczne luki stratygraficzne, wynikające z częstszych epizodów emersji, typowych dla marginalnych stref basenu. Należy też podkreślić diachroniczność facjalną osadów, szczególnie ważną dla procedur litostratygraficznych.

Zespół osadów górnego proterozoiku–dolnego paleozoiku północno-wschodniej Polski ogólnie reprezentuje sukcesję transgresji morskiej, przekraczającej stopniowo północno-zachodnią krawędź kontynentu Baltiki (skłon perybałtycki). Ze względu na zróżnicowaną paleotopografię i paleotektonikę omawianego obszaru, zapis litofacjalny tej sukcesji jest zróżnicowany, co z kolei implikuje niejednoznaczność korelacji istniejących dotąd schematów litostratygraficznych z różnych punktów omawianego obszaru. Inną przeszkodą wiarygodnej korelacji przestrzennej osadów wypełniających basen jest brak jednoznacznie akceptowanego schematu chronostratygraficznego dla omawianej sukcesji osadowej.

W sytuacji zarysowanych wyżej trudności w korelacji poszczególnych profilów, wydaje się, że najlepszym narzędziem korelacyjnym jest rekonstrukcja trendów zmian środowiskowych zapisanych w profilu litologicznym, a będących pochodną wahań eustatycznych. Przebieg dyskutowanej transgresji wczesnopaleozoicznej miał pulsacyjny

charakter, co znajduje swój zapis w niższej rangi rytmach regresywno-transgresywnych. Najlepszym narzędziem do logicznego przedstawienia tych rytmów jest zastosowanie stratygrafii sekwencji, w zakresie sekwencji depozycyjnych (*depositional sequences*), traktów systemowych (*systems tracts*) oraz, w miarę dostępności danych, parasekwencji depozycyjnych (*parasequences*). Taka strategia analityczna pozwala przede wszystkim na ominięcie przeszkód w korelacji profilów, wynikających z lokalnego zróżnicowania litofacjalnego.

Na podstawie analizy sukcesji dolnego paleozoiku z kilkunastu otworów wiertniczych, od najdalej położonego na zachód otworu Malbork IG 1 aż po wiercenie Jezioro Okrągłe IG 1 na wschodzie, opracowano schemat stratygrafii sekwencji ediakaru i dolnego paleozoiku syneklizy perybałtyckiej (Korzeniowska, 2014). Wyniki tych badań zastosowano także dla sukcesji dolnego paleozoiku z otworu Jezioro Okrągłe IG 1.

Rozwój sukcesji depozycyjnej dolnego paleozoiku na obszarze Jeziora Okrągłego

Kambr

Sekwencję osadową paleozoiku rozpoczyna kilkumetrowy pakiet czerwonych piaskowców, leżący niezgodnie na mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym (fig. 28A). Jego pozycja stratygraficzna jest niejasna i nie można wykluczyć, że reprezentuje on tzw. serie żarnowiecką ediakaru (por. Jaworowski, 1982). Osady te dość szybko są zastąpione szarobeżowymi piaskowcami, często wykazującymi warstwowanie przekątne, w tym HCS, miejscami mocno zbioturbowane (ichnoskamieniałości *Teichichnus* i *Paleophycus*). Powierzchnie laminacji miejscami są podkreślone cienkimi czerwonymi filmami (fig. 28C).

W obrębie szarych piaskowców pojawiają się pakiety piaskowców i mułowców czerwonej barwy, zwykle są rozsypliwe i pozbawione pierwotnych struktur sedymentacyjnych (fig. 28B, D–H). Ich cechy wskazują na to, że są produktem subaeralnej diagenezy. Ich grubość waha się od kilkunastu centymetrów do kilku metrów, natomiast czas formowania w warunkach paleogeograficznych Baltiki w czasie ediakaru–wczesnego kambru mógł sięgać nawet 200 tys. lat (Liivamägi, 2015). Zakres zmian jest różny – od dezintegracji skały macierzystej, przez bardzo mocne przebarwienie na czerwono, aż po laterytyzację i kaolinizację. W profilu kambru wyróżniono pięć wyraźnie rozwiniętych regolitów / paleogleb, które dowodzą kilku faz dłuższej emersji (regresji) rozdzielających sukcesję morskich osadów klastycznych. Mogą one definiować granice sekwencji depozycyjnych trzeciego rzędu.

Interpretacja cech litofacjalnych potwierdza, że na badanym obszarze w kambrze dominowało płytkomorskie środowisko (Jaworowski, 1982) o dosyć wysokiej energii, związanej przede wszystkim z aktywnością sztormową. Region Jeziora Okrągłego ulegał epizodycznym wynurzeniom zapisanych horyzontami paleoglebowymi. Wydaje się, że wspomniane wyżej przebarwienia powierzchni warstwowania szarych piaskowców morskich (fig. 28C) mogą dowodzić rozmywania tych regolitów w trakcie sztormów lub też w czasie postępującej, kolejnej transgresji.

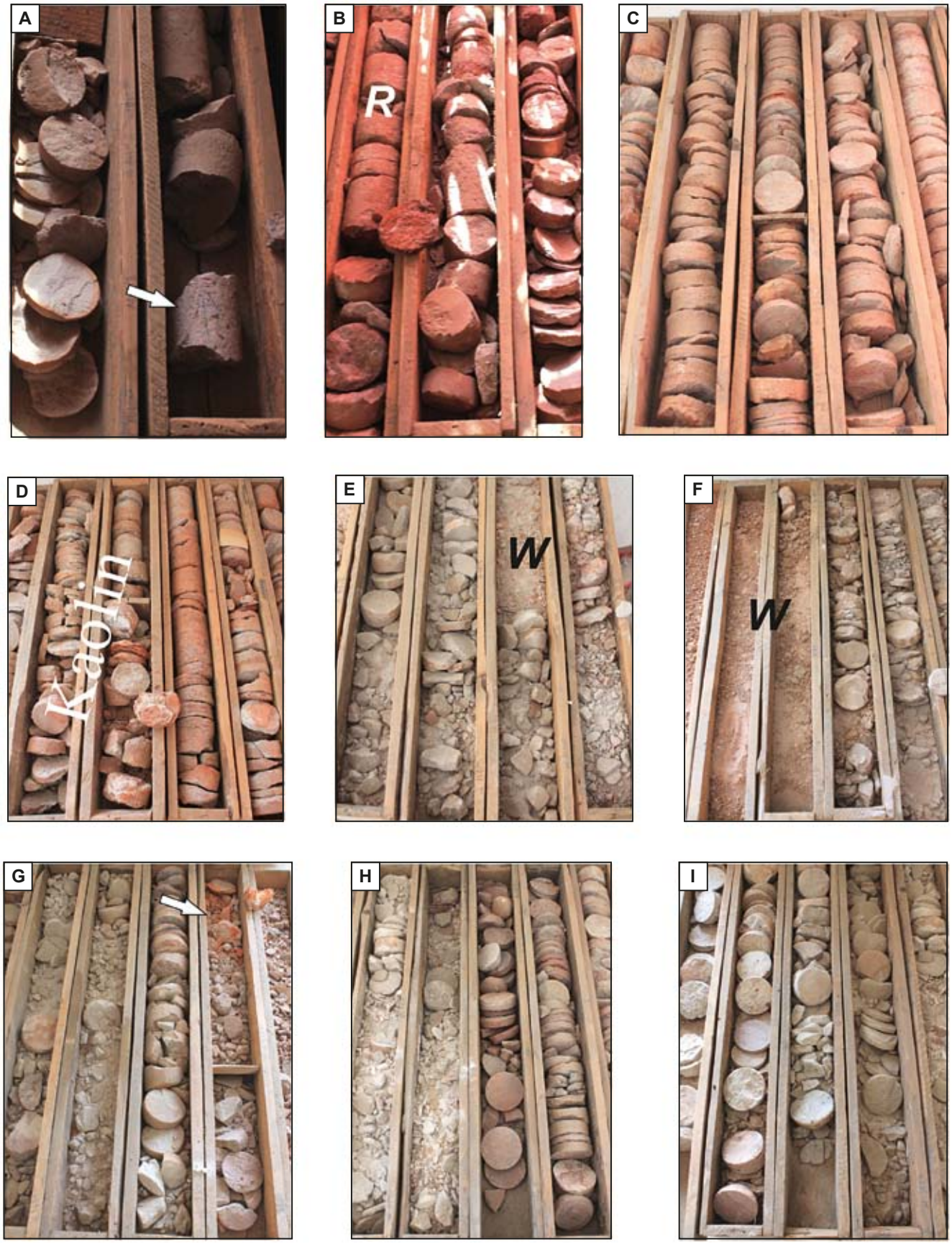
→

Fig. 28. Przykłady płytkomorskich osadów klastycznych kambru dolnego (A–H) i środkowego (I) poddanych subaeralnym zmianom diagenetycznym (dezintegracji, laterytyzacji, kaolinizacji) w trakcie wynurzeń

Skały starsze zawsze z prawej strony marszu. Średnica wszystkich rdzeni – 10 cm. **A** – kontakt stropu skał krystalicznych prekambru z czerwonymi piaskowcami ?kambru dolnego; marsz 1058,0–1064,0 m; **B** – regolit (R) rozwinięty na piaskowcach kambru dolnego; marsz 1046,0–1051,0 m; **C** – piaskowce beżowe z czerwonymi przebarwieniami z kopułowym warstwowaniem przekątnym (HCS); marsz 1036,0–1042,0 m; **D** – pokrywy kaolinowe rozwinięte na wynurzonych piaskowcach strefy litoralnej; marsz 1029,0–1034,0 m; **E, F** – pstre osady pokrywy zwietrzelinowe (W) rozwinięte na szarych mułowcach i piaskowcach strefy litoralnej; marsze: 1011,0–1017,0 m (E) i 998,0–1001,0 m (F); **G** – pokrywy kaolinowe rozwinięte na wynurzonych piaskowcach strefy litoralnej; marsz 970,0–973,0 m; **H** – pokrywa zwietrzelinowa (W) rozwinięta na szarych mułowcach i piaskowcach strefy litoralnej; marsz 956,0–962,0 m; **I** – płytkomorskie piaskowce beżowe kambru środkowego; marsz 944,0–950,0 m

Examples of the Lower (A–H) and Middle Cambrian shallow water clastic sediments, that underwent subaerial diagenetic processes (disintegration, lateritisation, kaolinisation)

The older cores always at the left. Core diameter – 10 cm. **A** – contact between the Precambrian crystaline rocks with red sandstones of ?Lower Cambrian; core interval 1058.0–1064.0 m; **B** – regolith (R) developed upon Lower Cambrian sandstones; core interval 1046.0–1051.0 m; **C** – hummocky cross stratified, beige sandstones with reddish films following the sand laminae; core interval 1036.0–1042.0 m; **D** – residual kaolinite developed upon emerged litoral sandstones; core interval 1029.0–1034.0 m; **E, F** – variegated palaeoealterites (W) developed within grey, litoral mudstones and sandstones; core intervals 1011.0–1017.0 m (E) and 998.0–1001.0 m (F); **G** – kaolinite horizon developed upon emerged litoral sandstones; core interval 970.0–973.0 m; **H** – palaeoweathering cover (W) developed within grey litoral mudstones and sandstones; core interval 956.0–962.0 m; **I** – shallow marine beige sandstones of the Middle Cambrian; core interval 944.0–950.0 m


A
B
R
C
D
Kaolin
E
W
F
W
G
H
I

Ordowik–sylur

Transgresja ordowicka wkroczyła na speneplenizowny w czasie długotrwałej emersji ląd. Lukę stratygraficzną, powstałą w czasie poprzedzającej emersji, definiuje dwumetrowa pokrywa czerwonych mułowców i iłowców rezydualnych, zwieńczająca strop utworów kambru a przykryta warstwą osadów wapnisto-piaszczystych (fig. 29A). Miąższość zachowanej pokrywy osadowej kambru środkowego w profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 1 sięga zaledwie 11 m.

Transgresja ordowicka miała bardzo szybki przebieg, o czym świadczy szybka instalacja systemu depozycji węglanowej (*carbonate factory*) z bogatym zespołem fauny – bentonicznej (głównie ramienionogi, małże, trylobity) i nektonicznej (łodziki). W dolnej części profilu dominują margle (fig. 29B), które stopniowo są zastępowane wapieniami bioklastycznymi (fig. 29C). Czerwona barwa dolnego pakietu wynika najprawdopodobniej z domieszek klastycznych dostarczanych z przylegającego na południu lądu pokrytego zwietrzeliną laterytową. W miarę postępującej transgresji, obszar zasilania (ląd) oddalał się, a ilość domieszek klastycznych zmalała, stąd też osady wyższej części sukcesji ordowickiej mają barwę szarą lub jasną (fig. 29D–G). Pojawiające się warstwy muszlowców tempestytowych dowodzą głębokości zbiornika w zasięgu falowania burzowego (fig. 29D, F). Osady te są stopniowo zastępowane głębszymi osadami – głównie wapieniami gruzłowymi (fig. 29H), alternowanymi nielicznymi tempestytami dystalnymi. Takie zmiany dowodzą trendu pogłębiającego, który kontynuuje się także w sylurze. Stropowe kilka metrów osadów wapiennych cechują horyzonty tzw. spoistych den (*firm grounds*), wskazujących na zwolnienie tempa sedymentacji węglanowej, związane z dość szybkim procesem pogłębiania zbiornika i zmianą depozycji węglanowej na drobnoklastyczną, typową dla syluru północnej Polski (fig. 29I).

Główne granice i horyzonty korelacyjne

Na podstawie badań sedymentologicznych, w obrębie pakietu badanych osadów (por. fig. 28) niewątpliwie można wyróżnić następujące główne horyzonty korelacyjne (czyli granice sekwencji depozycyjnych):

1. między podłożem krystalicznym a pokrywą osadową;
2. poziomy emersji i paleowietrzenia (regolity) w obrębie kambru dolnego i środkowego;
3. powierzchnia emersji pomiędzy piaskowcami stropowymi środkowego kambru a kompleksem węglanowym ordowiku;
4. zespół spoistych den, rozwiniętych w obrębie górnego kompleksu węglanowego (dolny sylur).

Wyżej zdefiniowane powierzchnie stanowią granice sekwencji depozycyjnych trzeciego rzędu (*third-order depositional sequences*) i z jednej strony formują zręby schematu stratygrafii sekwencji dolnego paleozoiku syneklizy bałtyckiej. Z drugiej strony stwarzają możliwość określenia geometrii litofacji osadów dolnego paleozoiku w omawianym basenie depozycyjnym.

Opis sekwencji trzeciego rzędu

Ediakar–kambr

W obrębie sukcesji ediakaru–kambru wyróżniono sześć sekwencji depozycyjnych rozwiniętych w facjach klastycznych, głównie piaskowcowych (pięć sekwencji w kambrze dolnym i jedna w kambrze środkowym). Granice sekwencji stanowią czerwone i brunatne horyzonty wietrzeniowe, cechujące się zaawansowanym procesami wietrzenia subaeralnego (np. kaolinizacją), a niekiedy będące typowymi paleoglebami. W strefach brzeżnych zbiornika, takich jak rejon Jeziora Okrągłego, można zauważyć ich amalgamację, typową dla traktu niskiego stanu morza (LST), co powoduje, że liczba sekwencji kambru dolnego tu wyróżnionych jest mniejsza o 1 od liczby sekwencji wyróżnionych w profilach z dystalnych części basenu (Korzeniowska, 2014; Nielsen, Schovsbo, 2015) Należy przy tym zwrócić uwagę, że w zależności od czasu ekspozycji, wietrzenie może sięgać do głębokości kilku metrów, powodując przebarwienie osadów tworzonych w środowisku morskim, co może stwarzać trudności interpretacyjne dotyczące genezy tych osadów. Z kolei istnienie tylko jednej sekwencji kambru środkowego wskazuje, że przedordowickiej erozji uległ pakiet osadów odpowiadających drugiej i trzeciej sekwencji tego interwału z dystalnej części basenu (por. Nielsen, Schovsbo, 2015).

Osady sukcesji transgresywnej (TST) zwykle są jasnej barwy oraz wyróżniają się obecnością glaukonitu i tendencją do stopniowego spadku wielkości ziarna. Ich typową cechą jest też pojawianie się śladów *Teichichnus, Paleophycus* i *Planolites*. Fazę wysokiego stanu morzą (HST) wyróżnia zmiana trendu w uziarnieniu na grubiejący w górę sukcesji.

Ordowik–dolny sylur

Pierwsza sekwencja depozycji ordowiku–dolnego syluru jest określona luką stratygraficzną obejmującą kambr górny i część kambru środkowego. Bezpośrednio na niej leżą margliste i wapienne utwory ordowiku bogate w faunę: trylobity, ramienionogi, krynoidy oraz łodziki. Utwory te reprezentują TST. Osady sukcesji tzw. wysokiego stanu (HST) są reprezentowane przez wapienie gruzłowe.

Granicę następnej sekwencji wyznacza kompleks skondensowany obejmujący zestaw spoistych den, na którym bezpośrednio leżą transgresywne osady: mułowce i iłowce syluru (TST), których resztkowy, 50-metrowy pakiet zachował sie po przedpermskiej erozji.

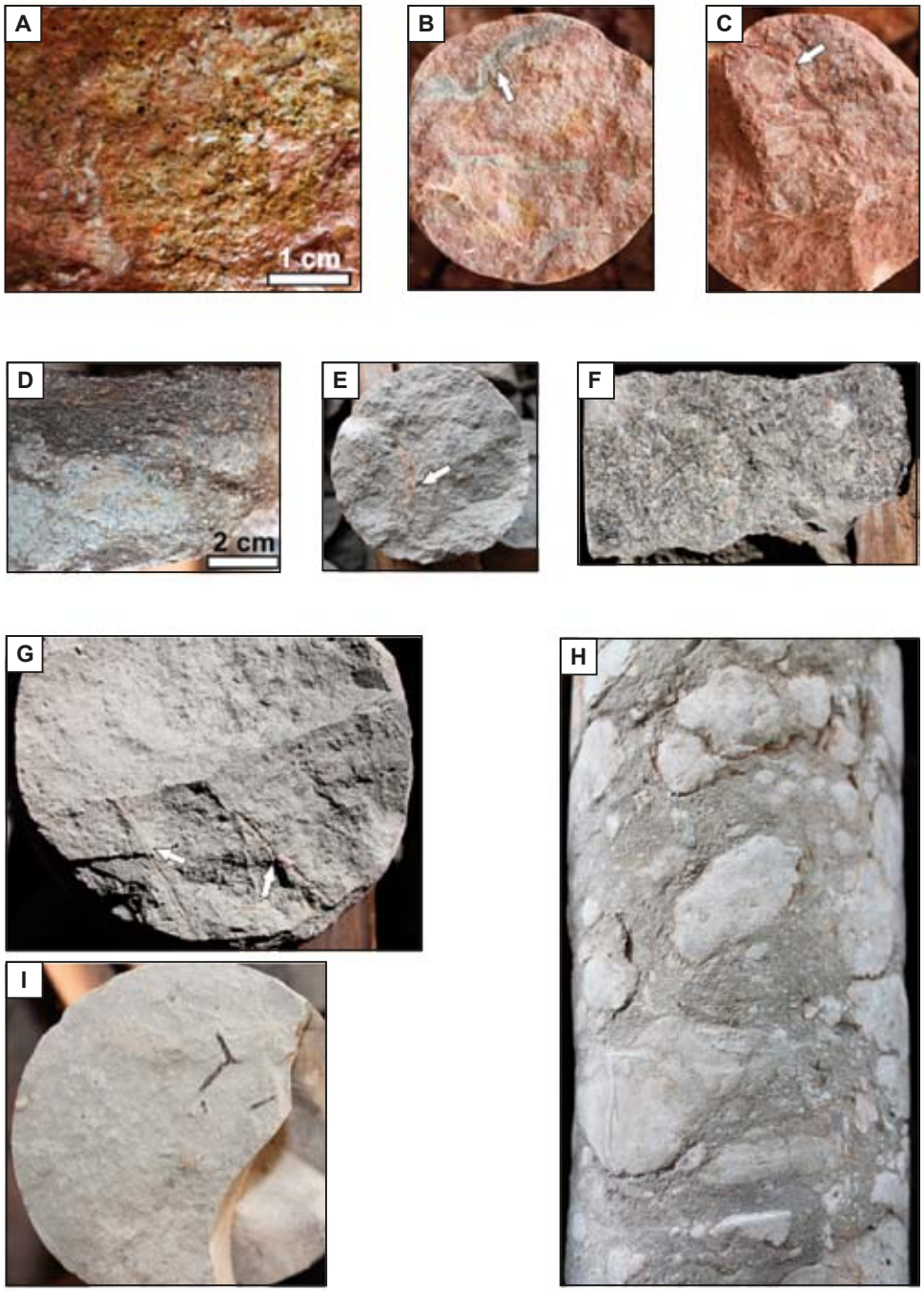


Fig. 29. Osady transgresji ordowicko-sylurskiej (A–H – ordowik, I – sylur)

Średnica wszystkich rdzeni – 10 cm. **A** – wapienie piaszczyste z bioklastami z inicjalnej fazy transgresji morskiej ordowiku; głęb. 942,0 m; **B** – czerwone margle z bioturbacjami *Paleophycus* (strzałka); głęb. 935,0 m; **C** – wapienie bioklastyczne z trylobitami (strzałki); głęb. 924,0 m; **D** – zbioturbowany, tempestytowy wapień bioklastyczny; głęb. 914,0 m; **E** – kalcysiltyt z bioturbacjami *Paleophycus*; głęb. 914,0 m; **F** – tempestyt muszlowcowy z wyraźnym, erozyjnym spągiem; głęb. 897,0 m; **G** – kalcylutyt z ichnoskamieniałościami *Planolites*; głęb. 879,0 m; **H** – typowe wapienie gruzłowe z licznymi bioturbacjami; głęb. 861,0 m; **I** – mułowce syluru z graptolitami; głęb. 835,0 m

Sediments of the Ordovician-Silurian transgression (A–H – Ordovician, I – Silurian)

Core diameter – 10 cm. **A** – sandy limestones with bioclasts, representing initial stage of the Ordovician transgression; depth 942.0 m; **B** – red marls with *Paleophycus* ichnofabrica (arrow); depth 935.0 m; **C** – bioclastic limestones with trilobites (arrows); depth 924.0 m; **D** – bioturbated bioclastic tempestites; depth 914.0 m; **E** – calcisiltites with *Paleophycus* ichnofabric; depth 914.0 m; **F** – bioclastic tempestites with erosional base; depth 897.0 m; **G** – calcilutites with *Planolites* ichnofabric; depth 879.0 m; **H** – heavily bioturbated nodular limestones; depth 861.0 m; **I** – Silurian mudstones with graptolites; depth 835.0 m

Anna BECKER

TRIAS

STRATYGRAFIA, LITOLOGIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI PSTREGO PIASKOWCA

Profil triasu otworów Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 nie był rdzeniowany, więc został jedynie rozpoznany na podstawie pomiarów geofizyki otworowej oraz próbek okruchowych (Pokorski, 1966; Wojtowicz, Samociuk *w* Wiszniewska, 1989). Opisu profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 1 w materiałach archiwalnych dokonano również na bazie korelacji z pełnordzeniowanymi otworami rejonu Krzemianki (Pokorski, 1966), a otworu Jezioro Okrągłe IG 2 – z otworem Suwałki IG 1 (Wojtowicz, Samociuk *w* Wiszniewska, 1989). Litostratygrafię triasu profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 1 opracowała Szyperko-Śliwczyńska (1979). Na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizyki otworowej autorka niniejszego tekstu zastosowała ten podział również w profilu otworu Jezioro Okrągłe IG 2 w tym tomie. Charakterystykę wykształcenia litologicznego pstrego piaskowca oraz jego chronostratygrafii wykonano opierając się na korelacji z położonym niespełna 6 km na południowy wschód otworem Udryń IG 8, gdzie pobrano rdzenie z całego analogicznego profilu pstrego piaskowca (Szyperko-Teller, 1998). Dolnotriasowy wiek profilu pstrego piaskowca potwierdza tam charakterystyczny zespół małżoraczków z dominującym gatunkiem *Lutkevichinella mazurensis* Styk oraz towarzyszącymi mu gatunkami *Darwinula goldapi* Styk, *Darwinula quadrata* Mischina, *Darwinula ingrata* Lubimova oraz *Clinocypris* sp. (Styk, 1982; Szyperko-Teller i in., 1997; Szyperko-Teller, 1998). Ze względu na brak danych chronostratygraficznych z otworów rejonu Jeziora Okrągłego, położenie granic chronostratygraficznych zostało przybliżone granicami litologicznymi na podstawie badań regionalnych (Szyperko-Teller i in., 1997; Wagner, 2008).

Rejon otworów Jezioro Okrągłe IG 1 oraz Jezioro Okrągłe IG 2 był położony w północno-wschodnim obrzeżeniu środkowoeuropejskiego basenu triasowego. Profil triasu jest niepełny, reprezentowany jedynie przez pstry piaskowiec. Według interpretacji Iwanowa i Kiersnowskiego (1998) oraz Iwanowa (1998) na tym obszarze były deponowane również osady wczesnego triasu środkowego oraz późnego triasu górnego, usunięte później erozyjnie. Okres braku depozycji obejmował przede wszystkim zasadniczą część triasu środkowego (środkowy i późny anizyk–ladyn) oraz wczesny późny trias (karnik).

Profil pstrego piaskowca dzieli się na pstry piaskowiec dolny, wykształcony jako formacja bałtycka, oraz pstry piaskowiec środkowy z formacjami lidzbarską i malborską (Szyperko-Śliwczyńska, 1979). W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 występuje on na głęb. 529,0–725,0 m, w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 na głęb. 539,8–735,0 m, a w otworze Udryń IG 8 na głęb. 585,5–761,0 m. W sąsiadujących otworach miąższość wydzielenia jest bardzo zbliżona, ulega niewielkiej redukcji ku południowemu wschodowi (tab. 16). Redukcja ta dotyczy pstrego piaskowca dolnego.

Wykształcenie formacji bałtyckiej w obu opisywanych otworach jest bardzo zbliżone i analogiczne jak w wierceniu Udryń IG 8. Najniższą część formacji, o miąższości rzędu kilkunastu metrów, tworzy kompleks piaskowcowo-mułowcowy, przechodzący stopniowo w zasadniczą część formacji, zbudowaną z iłowców z cienkimi przewarstwieniami wapieni i podrzędnie piaskowców, nie przekraczającymi 1 m miąższości. W otworze Udryń IG 8 w kompleksie spągowym Szyperko-Teller (1998) stwierdziła występowanie piaskowców różnoziarnistych z pojedynczymi ziarnami kwarcu o średnicy 1–2 mm, z ziarnami kaolinu i licznymi blaszkami miki. Iłowce zasadniczej części formacji wykazują tam strukturę masywną, gruzłową i są zabarwione na czerwonobrązowo z szarozielonymi smugami, natomiast przewarstwienia wapieni tworzą wapienie oolitowe, głównie szare, podrzędnie w niższej części formacji różowe (Szyperko-Teller, 1998). Szyperko-Teller (1998) w stropie formacji w wierceniu Udryń IG 8 stwierdziła występowanie cienkiej warstwy piaskowca drobnoziarnistego, czerwonoróżowego, z ziarnami miki i z nieregularnymi laminami iłowcowo-mułowcowymi. Brak jest przesłanek wskazujących na występowanie takiej warstwy w otworze Jezioro Okrągłe IG 2. Pokorski (1966) postulował dominujący udział piaskowców w najwyższej części formacji bałtyckiej w Jeziorze Okrągłym IG 1.

Formację lidzbarską zarówno w rejonie Jeziora Okrągłego, jak i w wierceniu Udryń IG 8, budują przede wszystkim wapienie oolitowe. Szyperko-Teller (1998) stwierdziła występowanie wapieni oolitowych lub oolitowych marglistych, w spągu kompleksu także piaszczysto-żwirowych, szarożółtych, białych i szarozielonych, podrzędnie w najwyższej części formacji też różowych z poziomami zlepieńców śródformacyjnych. Wapienie oolitowe podścielone są cienką warstwą piaskowców wapnistych lub ilastych, a w Udryniu IG 8 – żwirowych, różowych i czerwonych z licznymi ziarnami miki (Szyperko-Teller, 1998). Zwłaszcza w górnej części formacji pojawiają się przewarstwienia iłowców i margli, które w otworach rejonu Jeziora Okrągłego także tworzą kilkumetrową warstwę w stropie formacji.

W zapisie krzywej naturalnego promieniowania gamma (PG) zwracają uwagę wyraźne dodatnie anomalie w kształcie pojedynczych pików w obrębie formacji bałtyckiej Jeziora Okrągłego IG 2 oraz w postaci kilkunastometrowej strefy w obrębie formacji lidzbarskiej obu otworów, wskazują prawdopodobnie na wzbogacenie pewnych horyzontów w minerały uranonośne. Piki te pokrywają się

Tabela 16

Zestawienie głębokości położenia i miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych triasu w sąsiadujących otworach wiertniczych: Jezioro Okrągłe IG 1 (wg Szyperko-Śliwczyńskiej, 1979), Jezioro Okrągłe IG 2 i Udryń IG 8 (wg Szyperko-Teller, 1998)

Depth and thickness of Triassic lithostratigraphic units in neighbouring boreholes:
Jezioro Okrągłe IG 1 (after Szyperko-Śliwczyńska, 1979), Jezioro Okrągłe IG 2 and Udryń IG 8 (after Szyperko-Teller, 1998)

Nazwa otworu Borehole name			Jezioro Okrągłe IG 1				Jezioro Okrągłe IG 2				Udryń IG 8			
Grupa Group	Podgrupa Subgroup	Formacja Formation	Głęb. [m] Depth	Miąższość [m] Thickness			Głęb. [m] Depth	Miąższość [m] Thickness			Głęb. [m] Depth	Miąższość [m] Thickness		
Pstry piaskowiec	środkowy	malborska	529,0–554,0	196,0	66,0	25,0	539,8–564,0	195,2	66,2	24,2	585,5–624,5	175,5	68,8	39,0
		lidzbarska	554,0–595,0			41,0	564,0–606,0			42,0	624,5–654,3			29,8
	dolny	bałtycka	595,0–725,0		130,0	130,0	606,0–735,0		129,0	129,0	654,3–761,0		106,7	106,7

w pomiarach z Jeziora Okrągłego IG 2 z dodatnimi anomaliami na krzywej wzbudzonego promieniowania gamma (PNG), odpowiadającymi cienkim przewarstwieniom lub grubszym kompleksom wapieni, prawdopodobnie oolitowych. Dodatnie anomalie na krzywej naturalnego promieniowania gamma (PG) w przewarstwieniach wapieni oolitowych pstrego piaskowca stwierdzano również w otworach wiertniczych centralnej i zachodniej Polski (Roman i in., 2001; Becker, 2014). Wzbogacenia w uran głównie piaskowcowych utworów triasu w północno-wschodniej Polsce były tematem szczegółowych badań (podsumowanie i literatura patrz np. Solecki i in., 2011; Miecznik i in., 2011).

Spąg formacji malborskiej równoznaczny jest ze spągiem pierwszego przewarstwienia piaskowcowego występującego ponad kompleksem wapieni oolitowych (patrz Szyperko-Śliwczyńska, 1979). W otworach z rejonu Jeziora Okrągłego granica między formacją lidzbarską a malborską przebiega na kontakcie skał ilastych i piaskowcowych, podczas gdy w Udryniu IG 8 pierwsze przewarstwienie piaskowca pojawia się bezpośrednio nad wapieniami oolitowymi (Szyperko-Teller, 1998). Formację malborską rejonu Jeziora Okrągłego tworzy kompleks iłowców z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców i mułowców, mniej licznymi w najwyższej części formacji. W Udryniu IG 8 Szyperko-Teller (1998) opisała iłowce czerwone z zielonymi lub szarymi plamami, soczewkami piaskowcowymi lub drobnymi konkrecjami wapiennymi oraz piaskowce wapniste szare lub czerwonoróżowe z ziarnami miki, laminowane smużyście lub horyzontalnie, miejscami z intraklastami mułowcowo-iłowcowymi.

Skały pstrego piaskowca leżą na gruboklastycznych, arkozowych osadach czerwonego spągowca, a przykrywają je piaskowcowe osady jury środkowej (Pokorski, 1974, 1998; Wojtowicz i Samociuk *w* Wiszniewska, 1989; Dąbrowska, 1998).

Poniższa wstępna interpretacja środowisk depozycji opiera się głównie na opisie profilu otworu Udryń IG 8 przedstawionym przez Szyperko-Teller (1998), analogicznym do nierdzeniowanych profili rejonu Jeziora Okrągłego. Profil pstrego piaskowca rozpoczyna sukcesja osadów aluwialnych, przechodząca szybko w osady deponowane w brzeżnej strefie bardzo płytkiego, ale stabilnego zbiornika śródlądowego, prawdopodobnie przynajmniej czasowo połączonego z otwartym morzem. Warunki środowiska sprzyjały zasiedleniu go przez faunę małżoraczkową, zwłaszcza w trakcie depozycji spągu ilastej części profilu, ale były na tyle stresowe, że zespół jest praktycznie monogatunkowy. Początek depozycji formacji lidzbarskiej wiąże się ze znacznym zwiększeniem energii środowiska. Na osady równi mułowej formacji bałtyckiej wkroczyła depozycja łach lub wałów piaszczysto-ooidowych o erozyjnym spągu i powierzchniach erozji śródformacyjnej. Najwyższa część profilu była deponowana ponownie w warunkach niskoenergetycznej równi mułowej, prawdopodobnie o genezie aluwialnej. Cienkie przewarstwienia piaskowcowe nieregularnie rozmieszczone w blisko siebie położonych profilach są związane z depozycją w płytkich niestabilnych korytach lub ich pobliżu, lub z depozycją związaną z procesami eolicznymi. Niewielkie konkrecje węglanowe w skałach iłowcowych świadczą o rozwoju inicjalnych poziomów typu calcrete. Szyperko-Śliwczyńska (1979) podkreśla ciągłe przejście formacji lidzbarskiej w formację malborską zaobserwowane w wielu profilach z północno-wschodniej Polski, co przemawia za rozwojem dość szybkiej regresji. Strop profilu został ukształtowany w wyniku syn- i epigenetycznej erozji triasowo-jurajskiej.

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH

W otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1 miąższość całej jury wynosi 134,0 m, a w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 – 128,3 m, co wskazuje na znaczną redukcję jej profilu w stosunku do centralnej części basenu sedymentacyjnego. Profil jury w obu wierceniach przewiercono bezrdzeniowo, a podział stratygraficzny wykonano na podstawie analizy krzywych geofizycznych, próbek okruchowych oraz materiału rdzeniowego z pobliskich otworów wiertniczych – Suwałki IG 1 (Znosko, 1973b), Udryń 1, 8, 10, 16 (Dąbrowska, 1998; CBDG, 2018). Utwory jurajskie stwierdzono tu odpowiednio na głęb. 395,0–529,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) oraz 411,5–539,8 m (Jezioro Okrągłe IG 2). Zarówno w spągu, jak i w stropie utworów jurajskich stwierdzono znaczne luki stratygraficzne. W ich podłożu występują iłowce i piaskowce pstrego piaskowca dolnego, natomiast przykrywają je mułowce i piaskowce kredy dolnej. Stwierdzone luki stratygraficzne mają charakter zarówno sedymentacyjny, jak i erozyjny. Podobne luki, chociaż o mniejszym zasięgu wiekowym, stwierdzono również w obrębie profilu jury.

?Jura dolna / ?jura środkowa

Najniższy odcinek jury, występujący na głęb. 496,0–529,0 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 i 499,0–539,8 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 2, został wydzielony jako bardzo niepewny pod względem stratygraficznym. Bezpośrednio na iłowcach pstrego piaskowca dolnego w obu omawianych otworach występuje kompleks piaskowców o miąższości 25,0 m i 26,3 m. Nieliczne i fragmentaryczne rdzenie z otworów rejonu Udryń–Suwałki wskazują, że są to drobnoziarniste piaskowce lub piaski, barwy jasnoszarej, z fragmentami uwęglonej flory (Dąbrowska, 1998; CBDG, 2018). Ponad nimi występują iłowce i mułowce barwy popielatej, z cienkimi wkładkami mułowców piaszczystych, których miąższość wynosi 8,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) i 14,5 m (Jezioro Okrągłe IG 2). W utworach tych nie stwierdzono do tej pory fauny morskiej, co w powiązaniu z obecnością uwęglonych szczątków flory, sugeruje ich lądową genezę. Wiek obu wymienionych kompleksów nie jest pewny. Do tej pory przyjmuje się za Znosko (1973b), który opracował wiercenie Suwałki IG 1, że w rejonie Udryń–Suwałki brak jest utworów jury dolnej, a profil rozpoczynają osady serii lądowej zaliczane do jury środkowej i reprezentujące baton dolny lub środkowy (Dąbrowska, 1998; CBDG, 2018).

Jednak istnieją przesłanki sugerujące, że opisane kompleksy piaskowcowy i mułowcowo-iłowcowy reprezentują jurę dolną. Taką możliwość sugerowali już Dayczak-Calikowska i Kopik (1973) na podstawie korelacji regionalnych z zachodnią częścią syneklizy perybałtyckiej. Bazą takiego wnioskowania są archiwalne ekspertyzy palinologiczne T. Marcinkiewicz (Narod. Arch. Geol. PIG-PIB), która w otworze Augustów 1 w próbkach rdzeniowych z kompleksu iłowcowego (fig. 30) oznaczyła megaspory *Horstisporites planatus* Marcinkiewicz (oryginalnie oznaczona

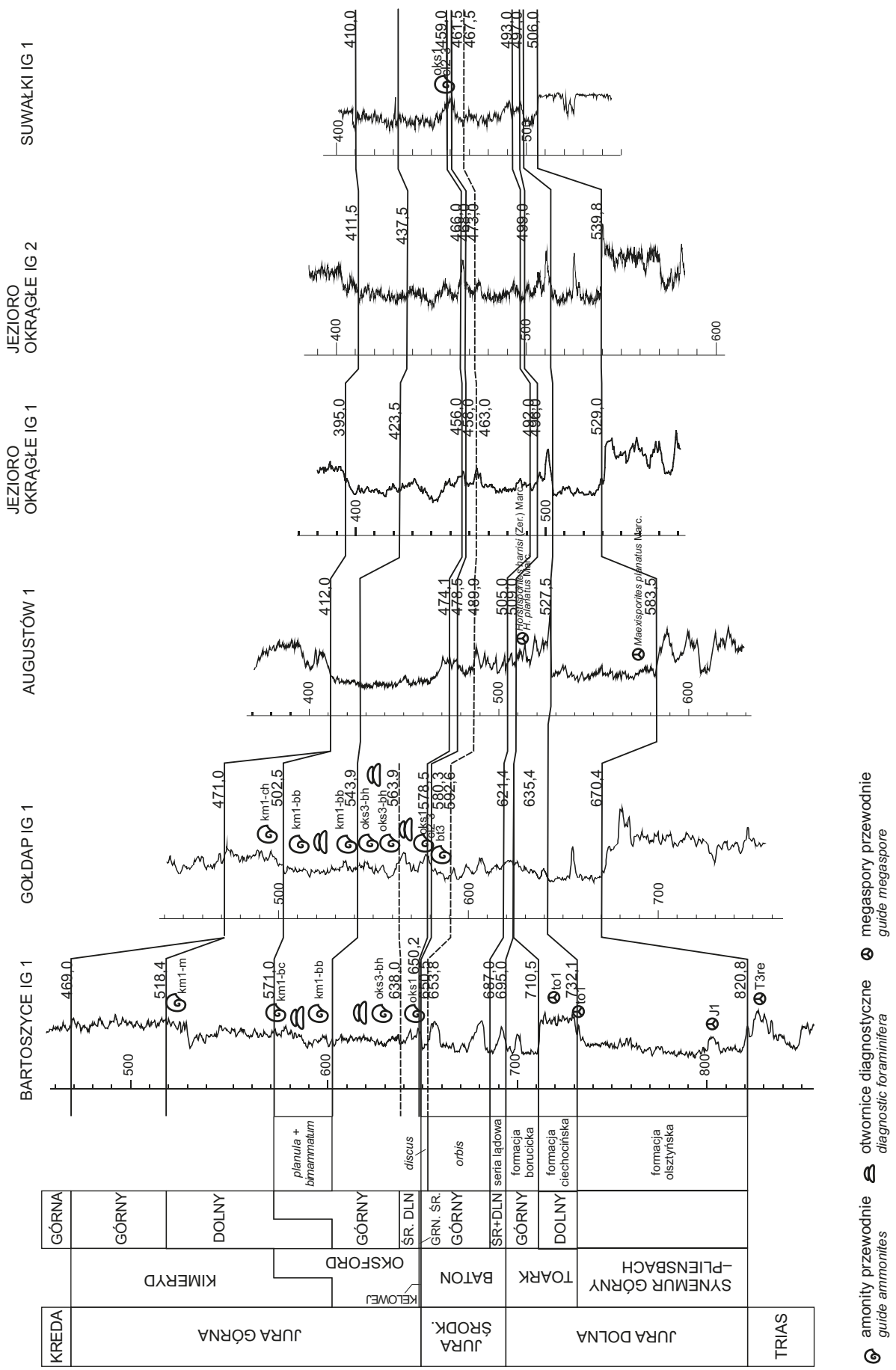
→

Fig. 30. Korelacja utworów jury w otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 z pobliskimi otworami wiertniczymi, w których stwierdzono przewodnią makrofaunę, mikrofaunę i mikroflorę

Stratygrafia otworów Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1 na podstawie: Dembowskiej (1974), Dayczak-Calikowskiej (1974), Dadleza (1974); fauna amonitowa i mikrofauna jury górnej oraz granica oksford/kimeryd zweryfikowana przez Wierzbowskiego i in. (2015). Stratygrafia otworu Suwałki IG 1 na podstawie Znosko (1973b), zmienione przez Feldman-Olszewską; fauna amonitowa wg Znosko (1973b). Megaspory w otworze Augustów 1 na podstawie orzeczenia T. Marcinkiewicz (Narod. Arch. Geol. PIG-PIB). Objaśnienia: km1-ch – kimeryd dolny, poziomy amonitowe *cymodoce*, *hypselum*; km1-m – kimeryd dolny, poziomy amonitowe *mutabilis*; km1-bc – kimeryd dolny, poziomy amonitowe *bayleyi–cymodoce*; km1-bb – kimeryd dolny, poziomy amonitowe *bayleyi*, *bimammatum* + (*planula*), *bauhini*; oks3-bh – oksford górny, poziomy amonitowe *bifurcatus* i *hypselum*; oks1 – oksford dolny; cl2-3 – kelowej środkowy i górny; bt3 – baton górny; to1 – toark dolny; J1 – jura dolna

Correlation of the Jurassic rocks in the Jezioro Okrągłe IG 1 and the Jezioro Okrągłe IG 2 boreholes with nearby boreholes in which the diagnostic macrofauna, microfauna and microflora were found

Stratigraphy of the Bartoszyce IG 1 and Gołdap IG 1 boreholes according to Dembowska (1974), Dayczak-Calikowska (1974), Dadlez (1974); Upper Jurassic ammonitic fauna and microfauna and Oxfordian/Kimmeridgian boundary verified by Wierzbowski *et al.* (2015). Stratigraphy of the Suwałki IG 1 borehole after Znosko (1973b), changed by Feldman-Olszewska; ammonite fauna by Znosko (1973b). Megaspores from Augustów 1 borehole based on expertise of T. Marcinkiewicz (National Geological Archives PGI-NRI). Explanations: km1-ch – Lower Kimmeridgian, *cymodoce*, *hypselum* ammonite zones; km1-m – Lower Kimmeridgian, *mutabilis* ammonite zone; km1-bc – Lower Kimmeridgian, *bayleyi–cymodoce* ammonite zones; km1-bb – Lower Kimmeridgian, *bayleyi*, *bimammatum* + (*planula*), *bauhini* ammonite zones; oks3-bh – Upper Oxfordian, *bifurcatus* and *hypselum* ammonite zones; oks1 – Lower Oxfordian; cl2-3 – Middle and Upper Callovian; bt3 – Upper Bathonian; to1 – Lower Toarcian; J1 – Lower Jurassic


BARTOSZYCE IG 1
GOŁDAP IG 1
AUGUSTÓW 1
JEZIORO OKRĄGŁE IG 1
JEZIORO OKRĄGŁE IG 2
SUWAŁKI IG 1
KREDA
JURA GÓRNA
JURA ŚRODK.
JURA DOLNA
TRIAS
KIMERYD
OKSFORD
KELOWEJ
BATON
TOARK
SYNEMUR GÓRNY –PLIENSBACH
GÓRNA
GÓRNY
DOLNY
ŚR. DLN
GRN. ŚR.
ŚR+DLN
planula + bimammatum
discus
orbis
seria lądowa
formacja borucicka
formacja ciechocińska
formacja olsztyńska
Horstisporites harrisi (Zer.) Marc.
H. planatus Marc.
Maexisporites planatus Marc.
amonity przewodnie
guide ammonites
otwornice diagnostyczne
diagnostic foraminifera
megaspory przewodnie
guide megaspore

jako *Maexisporites planatus* Marcinkiewicz) oraz *H. harrisi* (Murray) Potonié (oryginalnie oznaczona jako *Erlansonisporites reticulatus* (Zerndt) Marcinkiewicz). Dodatkowo w próbce okruchowej z niższego kompleksu piaskowcowego oznaczyła również *H. planatus* Marcinkiewicz. Ta pierwsza forma wskazuje na wiek górny synemur–pliensbach (Marcinkiewicz i in., 2014), chociaż wg Marcinkiewicz (1971) oraz Kopik i Marcinkiewicz (1997) pojawia się również w najniższym toarku. Natomiast ta druga forma ma szerszy zasięg i występuje w jurze dolnej oraz środkowej. Również korelacje z położonymi na zachód i lepiej udokumentowanymi stratygraficznie otworami Gołdap IG 1 i Bartoszyce IG 1 wskazują na możliwość występowania utworów jury dolnej (fig. 30). Ich obecność w tym rejonie sugeruje również zasięg utworów jury dolnej na obszarze południowo-zachodniej Litwy oraz południowo-wschodniego obwodu kaliningradzkiego, przy granicy z Polską (Šimkevičius, 1998). Na tej podstawie należy przypuszczać, że w otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 występuje formacja olsztyńska (kompleks piaskowcowy), a być może również najniższy fragment formacji ciechocińskiej (kompleks iłowcowo-mułowcowy).

Jura środkowa

Profil jury środkowej (podobnie jak na całym obszarze syneklizy perybałtyckiej i obniżenia podlaskiego) jest mocno zredukowany i rozpoczynają go dopiero utwory batonu (Dayczak-Calikowska, 1964; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Jego spągowa granica przypada w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 na głęb. 496,0 m, a w Jezioro Okrągłe IG 2 – 499,0 m. Najstarsze utwory są wykształcone jako poziom piaskowców o miąższości 4,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) i 2,0 m (Jezioro Okrągłe IG 2). Materiał rdzeniowy z pobliskich otworów, Udryń 1 (CBDG, 2018) i Suwałki IG 1 (Znosko, 1973b), sugeruje, że są to piaskowce średnioziarniste, czasami gruboziarniste. Utwory te zaliczono do tzw. serii lądowo-morskiej, przypuszczalnie reprezentującej baton dolny lub środkowy (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973).

Powyżej, na głęb. 458,0–492,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) i 468,0–497,0 m (Jezioro Okrągłe IG 2) występują morskie utwory batonu górnego. Jego profil jest dwudzielny: dolny odcinek tworzą piaskowce i mułowce barwy szarej, natomiast górny – piaskowce chlorytowe barwy szarozielonej. Dolny odcinek w regionie suwalskim odpowiada poziomowi *orbis*, natomiast odcinek górny na podstawie nielicznych amonitów jest datowany na poziom *discus* (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973; Dayczak-Calikowska, 1974).

Dolny odcinek o miąższości 29,0 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 i 24,0 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 2, składa się z trzech kompleksów skalnych odpowiadających kompleksom wydzielanym przez Znoskę (1973b): mułowców dolnych, osadów piaszczystych ze śladami rozmyć oraz mułowców górnych. Dane z otworu Udryń 1 (CBDG, 2018) wskazują, że w kompleksie piaskowcowym występują piaskowce wapniste, średnio- i gruboziarniste, czasem zlepieńcowate. W całym profilu tego odcinka batonu górnego w wierceniach z rejonu suwalskiego stwierdzono liczną faunę morskich małży, głównie pseudomonotisów (Dayczak-Calikowska, 1964; Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973).

Górny odcinek batonu górnego tworzą piaskowce chlorytowe, o miąższości 5 m w obu omawianych otworach wiertniczych. Jak wskazują dane rdzeniowe z pobliskich otworów (Suwałki IG 1, Udryń 1, Udryń 10), są one średnio- i gruboziarniste, z licznym detrytusem fauny małżowej, niekiedy muszlowcowej (Znosko, 1973b; CBDG, 2018).

Najwyższy odcinek jury środkowej w badanych otworach tworzy dwumetrowej miąższości warstwa, zbudowana w dolnym metrze z wapieni, a w górnym – z mułowców marglistych lub margli. W pobliskich otworach – Suwałki IG 1 oraz Gołdap IG 1 – z utworów tych oznaczono liczne amonity keloweju środkowego i górnego, reprezentujące poziomy *jason, coronatum, athleta* i *lamberti* (Znosko, 1973b; Dayczak-Calikowska, 1974). Dane te wskazują, że pomiędzy batonem a kelowejem występuje tu luka stratygraficzna obejmująca kelowej dolny. Jest ona obserwowana na całym obszarze Suwalszczyzny (Dayczak-Calikowska, 1997). Utwory keloweju środkowego i górnego opisane w omawianych otworach należy uważać za poziom kondensacji stratygraficznej, chociaż nie stwierdzono tu tzw. warstwy bulastej, typowej dla pogranicza jury środkowej i górnej.

Jura górna

W omawianych otworach wiertniczym jura górna została wydzielona na głęb. 395,0–456,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) oraz 411,5–466,0 m (Jezioro Okrągłe IG 2). Reprezentowana jest ona przez kompleks wapieni z podrzędnymi wkładkami margli. Granicę pomiędzy jurą środkową a górną postawiono opierając się na korelacji z dobrze rdzeniowanymi otworami Suwałki IG 1 i Gołdap IG 1, w których granicę tę udokumentowano na podstawie przewodnich amonitów (Znosko, 1973b; Dayczak-Calikowska, 1974). Należy przy tym zaznaczyć, że została ona wyznaczona według aktualnego podziału stratygraficznego jury pomiędzy poziomami *lamberti* a *mariae* (Kopik, 1998).

Najniższy odcinek jury górnej charakteryzuje obecność cienkiej, kilku–kilkunastometrowej warstwy margli mułowcowych lub ilastych. Z utworów tych w pobliskich otworach, Suwałki IG 1 oraz Gołdap IG 1, oznaczono amonity przewodnie dla poziomu *mariae*, najniższego poziomu jury górnej (Znosko, 1973b; Dembowska, Malinowska, 1974).

Wyżej występuje kompleks wapieni o miąższości 52,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) i 41,0 m (Jezioro Okrągłe IG 2). Według rdzeni pochodzących z otworów wiertniczych Udryń 1, 8, 10 i 16 (Dąbrowska, 1998; CBDG, 2018) oraz Suwałki IG 1 (Znosko, 1973b) są to wapienie gąbkowe z krzemieniami, wkładkami wapieni marglistych lub margli z fragmentami gąbek. Ponadto występuje w nich liczna fauna amonitów, liliowców, mszywiołów, małży i ślimaków. Fauna amonitowa stwierdzona w otworze Suwałki IG 1, a także w innych otworach regionu, datuje te utwory na oksford dolny–górny (Znosko, 1973b; Dembowska, Malinowska, 1974) według stosowanej dotychczas dla jury górnej zonacji

amonitowej, w której granica kimeryd/oksford stawiana jest w stropie poziomu *pseudocordata* według podziału subborealnego, co odpowiada stropowi poziomu *planula* w podziale submedyterańskim (Malinowska, 1980, 1997). Jednak w ostatnim czasie badania fauny amonitowej i mikrofauny pogranicza oksfordu i kimerydu w różnych lokalizacjach Europy, w tym również w Polsce na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Wierzbowski i in., 2015), wykazały, że górnooksfordzkie poziomy *bimammatum* i *planula* w podziale submedyterańskim należy korelować z dolnokimerydzkim poziomem *bayleyi* w prowincji subborealnej oraz poziomem *bauhini* w prowincji borealnej (Wierzbowski i in., 2016). Wyniki tych badań czekają obecnie na zatwierdzenie przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną. Wierzbowski i in. (2015) wykazali dla utworów pogranicza oksfordu i kimerydu w kilku otworach wiertniczych syneklizy perybałtyckiej (w tym pobliskich otworów Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1) współwystępowanie fauny przewodniej dla poziomów amonitowych podziału submedyterańskiego, subborealnego i borealnego. Na figurze 30 przedstawiono korelację jury górnej otworów wiertniczych według stosowanego podziału stratygraficznego oraz ewentualne jej położenie w przypadku zatwierdzenia nowego położenia granicy kimeryd/oksford. Korelacje geofizyczne sugerują, że należałoby ją stawiać na głęb. 423,5 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 oraz na głęb. 437,5 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 2.

W omawianych otworach zastosowano nowy podział stratygraficzny jury górnej. W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 oksford wydzielono na głęb. 423,5–456,0 m (miąższość 32,5 m), a w otworze Jezioro Okrągłe IG 2 na głęb. 437,5–466,0 m (miąższość 28,5 m). Pozostały, najwyższy, odcinek profilu jury górnej odpowiednio o miąższości 28,5 m i 26,0 m, wydzielono jako kimeryd dolny, ze wskazaniem, że ta część profilu odpowiada poziomom *bimammatum* i *planula*.

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Kreda w otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2 ma miąższość odpowiednio 193,5 i 225,5 m. Reprezentowana jest przez kredę dolną (alb górny) oraz kredę górną, w obrębie której wydzielono piętra: cenoman, turon (i być może najniższy koniak) oraz mastrycht. Mamy tu zatem do czynienia z dużą luką stratygraficzną, obejmującą prawdopodobnie wyższy koniak, santon i kampan. Kreda w obu tych otworach wiertniczych nie była rdzeniowana. W związku z tym granice chronostratygraficzne oraz litologię określono na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej i opisu próbek okruchowych, w porównaniu z otworami Jeleniewo 1/5, Krzemianka 11 i Udryń IG 1. Miąższości kredy i wydzielonych interwałów chronostratygraficznych przedstawiono w tabeli 17.

Kreda dolna

Zgodnie z regionalnym rozpoznaniem i przyjętą koncepcją rozwoju basenu sedymentacyjnego w północno-wschodniej Polsce (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988; Krassowska, 1997; Grigelis, Leszczyński, 1998) profil kredy rozpoczyna się utworami albu górnego najwyższej kredy dolnej. Leżą one na zdenudowanej powierzchni górnojurajskiej, a luka stratygraficzna obejmuje najwyższą jurę i prawie całą kredę dolną. Utwory albu górnego (cykl depozycyjny K3-I; por. Leszczyński, 1997) reprezentują fazę transgresji morskiej sukcesywnie postępującej od strony bruzdy śródpolskiej i są wykształcone w postaci piasków bardzo drobnoziarnistych, mułowcowych,

Tabela 17

Porównanie miąższości utworów kredy w otworach wiertniczych Jezioro Okrągłe IG 1, Jezioro Okrągłe IG 2, Jeleniewo 1/5, Krzemianka 11 oraz Udryń IG 1

Thickness of the Cretaceous deposits in the Jezioro Okrągłe IG 1, Jezioro Okrągłe IG 2, Jeleniewo 1/5, Krzemianka 11 and Udryń IG1 boreholes

Stratygrafia Stratigraphy	Jezioro Okrągłe IG 1	Jezioro Okrągłe IG 2	Jeleniewo 1/5	Krzemianka 11	Udryń IG 1
Mastrycht	75,5	99,0	69,0	85,0	69,0
Kampan	–	–	–	–	–
Santon	–	–	–	–	–
Koniak górny	–	–	–	–	–
?Koniak dolny–turon	61,0	59,5	61,5	64,0	66,5
Cenoman	22,0	22,5	22,0	18,5	27,5
Alb górny	35,0	44,5	44,5	45,5	37,0
Kreda	193,5	225,5	197,0	213,0	200,0

kwarcowo-glaukonitowych, charakteryzujących się podwyższonymi wartościami na krzywej PG. Warto podkreślić, że utwory albu górnego na obszarze północno-wschodniej Polski mają stosunkowo dużą miąższość, w pasie od Gołdapu po Szczytno lokalnie przekraczającą 50 m (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). W omawianych otworach wiertniczych miąższości te wynoszą 35,0 m – Jezioro Okrągłe IG 1 oraz 44,5 m – Jezioro Okrągłe IG 2.

Kreda górna

Podział kredy górnej z albem górnym jest podziałem chronostratygraficznym opracowanym na podstawie korelacji litofacjalnej i badań biostratygraficznych, głównie zespołów otwornicowych, inoceramów, belemnitów i amonitów. Dla regionu suwalskiego zastosowano schemat chronostratygraficzny zaproponowany przez Błaszkiewicza i Cieślińskiego (1979) oraz Błaszkiewicza (1997), wykorzystany także w atlasie omawiającym perm i mezozoik północno-wschodniej Polski, Litwy i obszarów przyległych (Grigelis, Leszczyński, 1998), jednak zmodyfikowany w zakresie granicy turon/koniak i dostosowany do chronostratygrafii standardowej (por. Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995). Cykle depozycyjne w kredzie określono zgodnie ze schematem zaproponowanym przez Leszczyńskiego (1997; por. też Leszczyński, 2012, 2014). Należy podkreślić, że ze względu na brak rdzeniowania granice chronostratygraficzne w kredzie są ustalone orientacyjnie.

Cenoman (cykle K3-II i K3-III) o miąższościach 22,0 m (Jezioro Okrągłe IG 1) i 22,5 m (Jezioro Okrągłe IG 2) jest reprezentowany przez piaski i piaskowce drobnoziarniste kwarcowo-glaukonitowe, w środkowej części mułowcowe. Są one kontynuacją silikoklastycznej sedymentacji późnego albu na tym obszarze.

Turon (oraz prawdopodobnie najniższy koniak) (cykle K3-IV i K4-I) ma miąższość 61,0 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 oraz 59,5 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 2. W dolnej części występuje cienka warstwa (2,0 m) iłowców marglistych, glaukonitowych, w spągu prawdopodobnie z fosforytami, na co wskazuje silny wzrost promieniowania gamma na wykresach krzywych PG. Wyżej zalegają wapienie margliste, w spągu prawdopodobnie piaszczysto-glaukonitowe, w obu otworach o miąższości 6,0 m. Na nich występuje ok. 50-metrowej miąższości seria kredy piszącej z krzemieniami, w dolnej części z wkładkami margli. W otworze Jezioro Okrągłe IG 1 ponad nią znajduje się jeszcze 4,5-metrowej miąższości warstwa wapieni, w stropie piaszczystych, a w środkowej części z przewarstwieniami margli. Nie jest wykluczone, że w stropie tego odcinka profilu występuje powierzchnia twardego dna. Wydaje się, że mogłaby być ona korelowana z powierzchniami twardych den stwierdzonych w otworach Ełk IG 1, gdzie również ponad turonem (i prawdopodobnie najniższym koniakiem) leży mastrycht dolny, oraz Krasnopol 1, gdzie ponad turonem (i prawdopodobnie najniższym koniakiem) występuje mastrycht górny (por. Leszczyński, 2017).

Na utworach turonu (i najniższego koniaku) leży bezpośrednio mastrycht. Luka stratygraficzna obejmuje tu zatem wyższy koniak, santon i kampan (wyższa część cyklu depozycyjnego K4-I oraz cykle K4-II i K4-III). Podobne luki, obserwowane na znacznym obszarze północno-wschodniej Polski (fig. 31), stwierdzono w wielu otworach tego regionu (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1974; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988; Grigelis, Leszczyński, 1998; Leszczyński, 2010, 2012, 2014).

Mastrycht (cykle K4-IV i K4-V) jest reprezentowany od dołu przez margle i margle piaszczyste, z wkładkami wapieni marglistych, twardych skał czertowych i mułowców marglistych, w spągu być może z konkrecjami fosforytowymi, a wyżej – przez margle mułowcowe z glaukonitem, miejscami piaszczyste, podrzędnie z przewarstwieniami gez wapnistych z glaukonitem. Miąższość mastrychtu wynosi 75,5 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 i 99,0 m w otworze Jezioro Okrągłe IG 2.

Na mastrychcie spoczywają utwory danu, a na granicy tej występuje zapewne niewielka przerwa w sedymentacji, zaznaczona również nieznaczną zmianą litologii z margli mułowcowych na typowe margle i margle ilaste.

Uwagi o paleogeografii

Na terenie północno-wschodniej Polski najniższą część profilu kredy (alb górny–cenoman) budują litofacje silikoklastyczne związane z transgresją morską na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. W spągowej części turonu pojawiają się niewielkiej miąższości iłowce, a następnie rozpoczyna się sedymentacja utworów węglanowych: wapieni i kredy piszącej. Ma to związek z powiększeniem obszaru zajętego przez morze, osłabieniem dostawy materiału klastycznego ze zdenudowanych lądów platformy wschodnioeuropejskiej, oraz zwiększeniem produktywności węglanowej w basenie. Charakterystycznym elementem profilu kredy górnej w północno-wschodniej Polsce są luki stratygraficzne obejmujące turon, koniak, santon, kampan oraz mastrycht dolny. Ich występowanie, stwierdzane w wielu otworach wiertniczych w tej części późnokredowego basenu sedymentacyjnego, mogło być spowodowane istnieniem podmorskiej płycizny z silnymi prądami morskimi, gdyż nie ma jednoznacznych dowodów na istnienie w tym rejonie obszarów lądowych (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1974; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988; Grigelis, Leszczyński, 1998; Leszczyński, 2010, 2012, 2014). Zasięg luk stratygraficznych w kredzie górnej północno-wschodniej Polski, w odniesieniu do poszczególnych cykli depozycyjnych i odpowiadających im jednostek chronostratygraficznych, przedstawiono na figurze 31.

Piętrem o największej miąższości w obu otworach jest mastrycht. Jednocześnie mniejsza jest zawartość $CaCO_3$ w skałach, dominują litofacje margliste, a także zwiększa się ilość materiału klastycznego – frakcji mułowej i piaszczystej. To świadczy z kolei o znacznie mniejszej produktywności węglanowej i o wzroście dostawy materiału terygenicznego z lądów i zapewne przybliżającej się linii brzegowej. Płytki reliktowy zbiornik morski funkcjonował jeszcze na tym obszarze w danie, po czym zapanowały warunki lądowe.

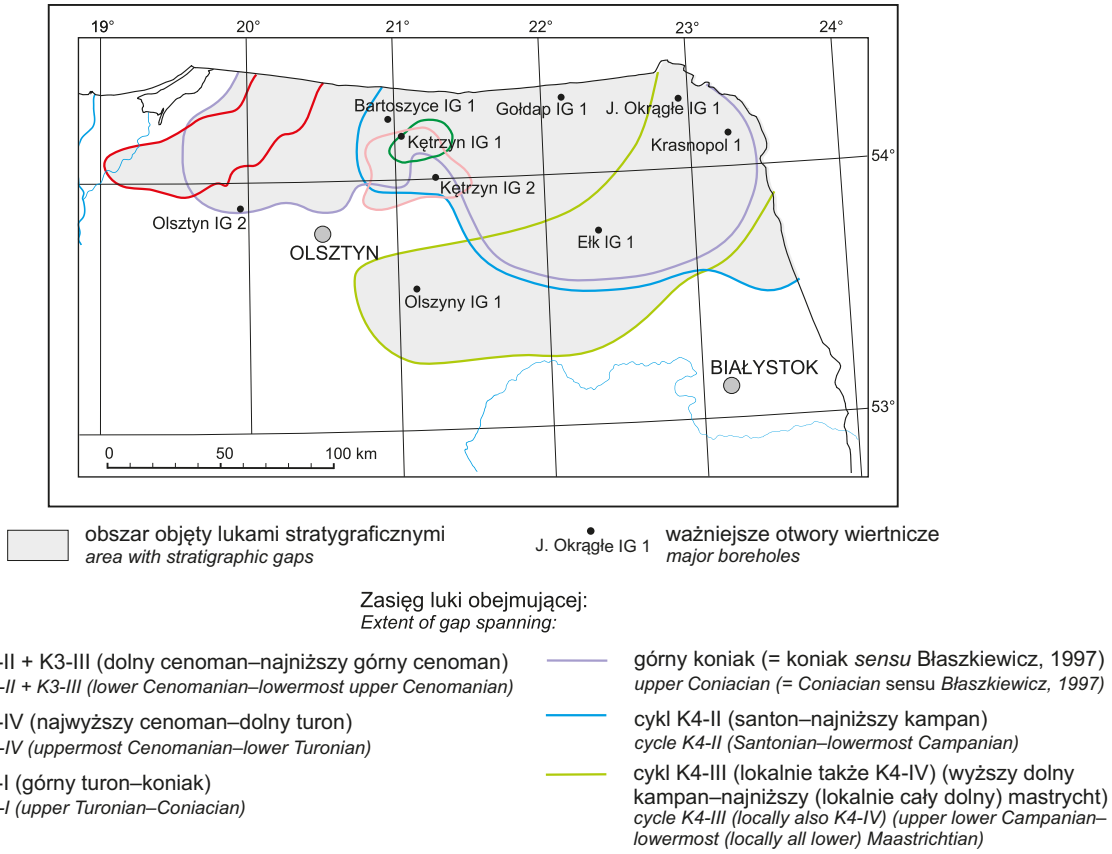


Fig. 31. Orientacyjny zasięg luk stratygraficznych w kredzie górnej północno-wschodniej Polski

Approximate extents of stratigraphic gaps in the Upper Cretaceous succession of North-Eastern Poland

Eugenia GAWOR-BIEDOWA

BIOSTRATYGRAFIA OSADÓW DOLNEGO PALEOCENU I KREDY GÓRNEJ NA PODSTAWIE OTWORNIC I MIKROSZCZĄTKÓW W OTWORZE WIERTNICZYM JEZIORO OKRĄGŁE IG 1

Ze skał otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 1, z odcinka profilu 140,0–370,0 m, do badań mikropaleontologicznych otrzymano 13 próbek skalnych, z odcinków rdzeniowych.

Mastrycht

Pierwsza próbka zawierająca mikrofaunę pochodzi ze skał z głęb. 330,0 m omawianego profilu. Znalezione tu mikroszczątki są nieliczne. Biocenoza składa się z nielicznych rodzajów otwornic, reprezentowanych przez pojedyncze osobniki, niewielu gatunków (tab. 18). W jej skład wchodzą: *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Stensioeina* cf. *pulchra* Gawor-Biedowa, *Praebulimina reussi* (Morrow), *Gyroidinoides girardanus* (Hagenow), *Heterohelix glabrans* (Cushman), *Lenticula rotulata* Lamarck i *Heterohelix* sp. Składa się ona z otwornic wapiennych w większości bentonicznych. Całkowity brak w tej biocenozie otwornic o skorupkach zlepieńcowatych można tłumaczyć brakiem potrzebnych składników do ich budowy. Drobny, przeźroczysty kwarc, stanowiący residuum tej próbki, może być potwierdzeniem powyższego przypuszczenia. Gatunki otwornic wchodzące w skład powyższej biocenozy nie pozwalają na określenie, z którą częścią mastrychtu mamy do czynienia. Równoczesne występowanie w skałach z powyższej głębokości *Cibicidoides involutus* (Reuss) i *Heterohelix glabrans* (Cushman) wskazuje na mastrychcki wiek tych skał. Pierwszy z tych gatunków, wywodzący się z kredy lwowskiej (Reuss, 1851) jest przewodni dla kampanu i mastrychtu mórz epikontynentalnych, drugi – północno-amerykański kosmopolityczny, związany z osadami mastrychtu wszystkich kontynentów z wyjątkiem Australii (Gawor-Biedowa, 1992). Pozostałe gatunki wchodzące w skład omawianej biocenozy, z wyjątkiem *Stensioeina* cf. *pulchra* Gawor-Biedowa, wchodzą w skład biocenoz sedymentów większości pięter kredy górnej. *Gyroidinoides girardanus* (Hagenow) występuje nie tylko w warstwach kampanu i mastrychtu mórz epikontynentalnych oraz geo-

Tabela 18

Występowanie otwornic i mikroszczątków w utworach kredy i paleocenu

Occurrence of foraminifers and microremains in the Cretaceous and Paleocene deposits

Głębokoś [m] Depth											
330,0	300,0	280,0	260,0	240,0	220,0	210,0	200,0	180,0	160,0	140,0	Mikrofauna Microfauna
●	●	●	●								*Cibicidoides involutus* (Reuss)
●											*Stensioeina* cf. *pulchra* Gawor-Biedowa
●	●	●	●								*Praebulimina reussi* (Morrow)
●	●		●								*Gyroidinoides girardanus* (Hagenow)
●			●								*Heterohelix glabrans* (Cushman)
●											*Lenticula rotulata* Lamarck
●											*Heterohelix* sp.
	●	●									*Orbignyna inflata* (Reuss)
	●	●									*Orbignyna variabilis* (d'Orbigny)
	●		●								*Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny)
	●		●								*Bolivina incrassata* Reuss
	●										*Arenobulimina sphaerica* Marie
	●										*Dorothia pupa* (Reuss)
	●	●									*Contusotruncana fornicata* (Plummer)
	●										*Gyroidinoides* sp.
	●										*Arenobulimina puschi* (Reuss)
	●		●								*Rugoglobigerina rugosa* (Plummer)
											Whiteinella baltica Douglas et Rankin
	●		●								*Gavelinella complanata* (Reuss)
		●	●								*Gyroidinoides globosus* (Hagenow)
		●									*Stensioeina* cf. *bella* Gawor-Biedowa
		●	●								*Cibicidoides bembix* (Marsson)
		●									*Hedbergella* sp.
			●								*Stensioeina pommerana* Brotzen
			●								*Stensioeina beccariiformis* (White)
			●								*Bolivinoides laevigatus* Marie
			●								*Ataxophragmium depressum* (Perner)
			●								*Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg)
			●								*Praebulimina carseyae* (Plummer)
			●								*Sitella laevis* (Beissel)
			●								*Osangularia navarroana* (Cushman)
			●								*Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa
			●								*Pullenia cretacea* Cushman
			●								*Telatynella* sp.
			●								*Anomalinoides pinguis* (Jennings)
			●								*Osangularia peracuta* (Lipnik)
			●								*Eouvigerina serrata* (Chapman)
			●								*Pyramidina minuta* (Marsson)
			●								*Praebulimina ventricosa* (Brotzen)
			●								*Nodosaria* sp.
			●								*Lenticulina* sp.
								●			*Concinopleura augusta Voigt* (mszywioł)
●			●								włókna inoceramów
●	●	●	●	●		●					kolce jeżowców
●	●		●	●	●						koprolity
	●	●			●	●		●	●		szczątki liliowców
	●					●		●			mszywioły
	●	●	●							●	*Ostracoda* sp.
				●	●						igły gąbek
								●			*Gastropoda* sp.
								●			zęby ryb
			górny upper	?dan ?Danian							Podpiętro Substage
mastrycht Maastrichtian				?paleocen ?Paleocene							Piętro Stage

synklinalnych obu półkul, lecz również w sedymentach paleocenu–oligocenu (Szczechura, Pożaryska, 1974). Gatunek *Stensioeina pulchra* Gawor-Biedowa został znaleziony pierwszy raz w warstwach kampanu otworu Telatyn IG 1. Stratygraficzny zasięg tego gatunku nie został jeszcze prześledzony. Jak wykazują obecne badania jego przedstawiciele mogą występować również w utworach mastrychtu. Biocenoza ze skał z głęb. 300,0 m, w stosunku do poprzedniej, wzbogacona jest o otwornice zlepieńcowate oraz o niestwierdzone w niższej części profilu otwornice planktoniczne z rodzajów *Contusotruncana* Korchagin, 1982 i *Rugoglobigerina* Brönnimann, 1952 oraz *Whiteinella* Pessagno, 1967, pojawiający się już w turonie. Z gatunków wchodzących w skład biocenozy, z omówionych niżej leżących osadów, na głęb. 300,0 m stwierdzono jedynie: *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Praebulimina reussi* (Morrow) i *Gyroidinoides girardanus* (Hagenow). Głównymi składnikami tej biocenozy są gatunki o skorupkach zlepieńcowatych: *Orbignyna inflata* (Reuss), *Orbignyna variabilis* (d'Orbigny), *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Arenobulimina sphaerica* Marie, *Arenobulimina puschi* (Reuss), *Dorothia pupa* (Reuss), planktoniczne: *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin oraz bentoniczne wapienne: *Bolivina incrassata* Reuss i *Gavelinella complanata* (Reuss). Ostatnie dwa gatunki mają najwęższe zasięgi stratygraficzne – pierwszy od najmłodszego kampanu do mastrychtu, drugi jest przewodni dla mastrychtu. Bardzo rzadko występuje w najwyższych warstwach górnego kampanu. Można więc z całą pewnością stwierdzić, że skały znajdujące się na głęb. 300,0 m w obecnym profilu są wieku mastrychckiego. Należy dodać, że z otwornic zlepieńcowatych najwęższy zasięg stratygraficzny mają gatunki rodzaju *Orbignyna* Hagenow, 1842, gdyż są notowane w osadach kampanu i mastrychtu mórz epikontynentalnych. Europejskim rodzajem jest *Ataxophragmium* Reuss, 1860 górnokredowo-paleoceński. Gatunki pozostałych rodzajów (*Aredobulimina* Cushman, 1927, *Dorothia* Plummer, 1931) są związane zarówno w Europie, jak i w Ameryce Północnej z sedymentami kredy i paleocenu (Loeblich, Tappan, 1988).

Otwornicom w sedymentach z głęb. 300,0 m towarzyszą liczne mikroszczątki, tj. kolce jeżowców, koprolity złożone z glaukonitu, szczątki liliowców, fragmenty kolonii mszywiołów, *Ostracoda* sp. Residuum stanowią grube ziarna kwarcu, konkrecje żelaziste i prawdopodobnie skalenie. Liczne, przytoczone wyżej dane, nie pozwalają jednak na bezpośrednie wskazanie, do której części mastrychtu należą skały z wyżej wymienionej głębokości.

W biocenozie warstw z głęb. 280,0 m zmniejsza się zarówno liczba rodzajów, jak i gatunków, w największym stopniu otwornic zlepieńcowatych (tab. 18). Natomiast znaleziono tu gatunki, których nie notowano w poprzedniej biocenozie. Są to: *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Stensioeina* cf. *bella* Gawor-Biedowa, *Cibicidoides bembix* (Marsson) i *Hedbergella* sp. Żaden z tych gatunków nie określa, w której części mastrychtu zostały zdeponowane badane osady. Wskazówką na dolnomastrychcki wiek warstw z wyżej wymienionej głębokości mógłby być gatunek *Stensioeina* cf. *bella* Gawor-Biedowa, opisany pierwszy raz z sedymentów dolnego mastrychtu otworu Tyszowce IG 1 (Gawor-Biedowa, 1992), gdyby istniała całkowita pewność, co do przynależności gatunkowej badanego okazu. Również jego zasięg stratygraficzny nie został jeszcze prześledzony. Notowany w tej biocenozie pierwszy raz *Gyroidinoides globosus* (Hagenow) nie rozstrzyga również o przynależności wiekowej badanych warstw, gdyż występuje w skałach górnokredowych i paleoceńskich niemal wszystkich kontynentów. Problem przynależności osadów z wymienionej wyżej głębokości do dolnego czy górnego mastrychtu pozostaje nadal otwarty. Opierając się na dowodach negatywnych, a więc braku w biocenozie z tych osadów gatunków przewodnich dla mastrychtu górnego, uznać je można za dolnomastrychckie, czekając na wyjaśnienie tego problemu innymi metodami. Mikroszczątki towarzyszące otwornicom w omawianych warstwach są również mniej liczne niż w osadach z niższej części profilu. Są tu nieliczne szczątki liliowców, kolce jeżowców i *Ostrocoda* sp., residuum to grube ziarna kwarcu, glaukonit i piryt.

Mastrycht górny

W sedymentach omawianego profilu najbogatszą w gatunki biocenozę stwierdzono na głęb. 260,0 m. Z form których nie notowano w osadach z niższej części profilu występują tu: *Stensioeina pommerana* Brotzen, *S. beccariiformis* (White), *Bolivinoides laevigatus* Marie, *Ataxophragmium depressum* (Perner), *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Praebulimina carseyae* (Plummer), *Sitella laevis* (Beissel), *Osangularia navarroana* (Cushman), *Pullenia cretacea* Cushman, *Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa, *Telatynella* sp., *Anomalinoides pinguis* (Jennings), *Osangularia peracuta* (Lipnik), *Eouvigerina serrata* (Chapman), *Pyramidina minuta* (Marsson), *Praebulimina ventricosa* (Brotzen), *Nodosaria* sp. i *Lenticulina* sp.

Do gatunków przewodnich dla osadów górnego mastrychtu w tej biocenozie należą: *Anomalinoides pinguis* (Jennings), *Osangularia peracuta* (Lipnik), *Pyramidina minuta* (Marsson), znana również ze skał paleocenu. W osadach wszystkich pięter kredy górnej występują wymienione wyżej: *Ataxophragmium depressum* (Perner), *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Eouvigerina serrata* (Chapman). Rozpoczynający zasięg stratygraficzny w górnym santonie, a ginący z końcem okresu kredowego, gatunek *Stensioeina pommerana* Brotzen jest gatunkiem łatwo przystosowującym się do różnych warunków ekologicznych i występuje w osadach wymienionego wieku zarówno mórz epikontynentalnych, jak i geosynklinalnych. Drugi gatunek rodzaju *Stensioeina* Brotzen, 1936, wchodzący w skład omawianej biocenozy – *Stensioeina beccariiformis* (White), jest gatunkiem kosmopolitycznym występującym w osadach kredy górnej i paleocenu mórz epikontynentalnych i geosynklinalnych wszystkich kontynentów (Szczechura, Pożaryska, 1974; Gawor-Biedowa, 1992).

Maksimum rozwoju osiąga on w paleocenie. Szerokie zasięgi stratygraficzne i geograficzne mają wchodzące

w skład omawianej biocenozy gatunki rodzajów *Praebulimina* Hofker, 1953, *Sitella* Voloshina, 1974 i *Pullenia* Parker et Jones, 1862 (tab. 18). Nie przeczą one przynależności omawianych osadów do górnego mastrychtu. Rodzaj *Bolivinoides* Cushman, 1927, mający w kampanie i mastrychcie liczne gatunki przewodnie, w omawianej części profilu, jest reprezentowany przez gatunek *Bolivinoides laevigatus* Marie. Na szczególną uwagę, ze względu na swoje pochodzenie, zasługują *Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa i *Telatynella* sp. Pierwszy z nich został odkryty w skałach kampanu (Gawor-Biedowa, 1992), drugi – mastrychtu (Gawor-Biedowa, 1987) otworu Telatyn IG 1.

Planktoniczny gatunek *Hedbergella telatynensis* Gawor-Biedowa jest częstym składnikiem biocenoz kampanu i mastrychtu osadów licznych głębokich wierceń z wyżyny lubelskiej (Gawor-Biedowa, 1992), kampanu i mastrychtu wyniesienia podlasko-lubelskiego (Gawor-Biedowa, Witwicka, 2014), obniżenia bałtyckiego (Gawor-Biedowa, 2012). Został on również znaleziony w lessach ostatniego zlodowacenia z wyżyny lubelskiej i wołyńskiej (Paruch-Kulczycka i in., 2003). Okaz tego gatunku został doskonale udokumentowany fotograficznie łącznie z nannoplanktonem znajdującym się na jego skorupce. W biocenozach ze skał kampanu i mastrychtu wymienionych wyżej osadów częstsze niż poprzedni są gatunki rodzaju *Telatynella* Gawor-Biedowa, 1987. W biocenozie ze skał z głęb. 260,0 m znaleziono tylko jednoseryjną część skorupki należącej do gatunku wymienionego rodzaju.

Z mikroszczątków na wyżej wymienionej głębokości zanotowano włókna inoceramów, liczne kolce jeżowców oraz liczne koprolity złożone z glaukonitu i mniej liczne *Ostracoda* sp. W residuum znajdują się grube ziarna kwarcu, glaukonit, skalenie i kuliste ziarna prawdopodobnie irydu, co świadczyłoby, że mamy do czynienia z „anomalią irydową" (Stanley, 1999).

Paleocen

W skałach omawianego profilu z głęb. 140,0–240,0 m nie znaleziono otwornic. Zanotowano natomiast liczne mikroszczątki, tj.: kolce jeżowców, szczątki liliowców, liczne fragmenty kolonii mszywiołów, *Ostracoda* sp., igły gąbek, *Gastropoda* sp., ząb ryby (tab. 18). W warstwach z głęb. 180,00 m stwierdzono fragment kolonii mszywioła, który zaliczono do gatunku *Concinopleura augusta* Voigt, wskazującego na dolnopaleoceński wiek tych warstw. Gatunek ten występuje w osadach dolnego paleocenu Nasiłowa k. Puław (Hara, 1996). Residuum próbek z warstw wymienionego wyżej odcinka profilu składa się z grubych ziaren kwarcu, nielicznego pirytu, miki i glaukonitu. Powyższe osady zaliczono, ze znakiem zapytania, do dolnego paleocenu. Wszystkie szczątki mszywiołów pozyskane z tych osadów zostały szczegółowo opracowane przez autorkę następnego rozdziału (U. Hara, ten tom).

Urszula HARA

FAUNA MSZYWIOŁÓW PÓŹNEJ KREDY W OTWORZE WIERTNICZYM JEZIORO OKRĄGŁE IG 1

Rozprzestrzenienie fauny górnokredowej na świecie

Większa część fauny mszywiołów, która zasiedla współczesne środowiska morskie od Arktyki po Antarktydę, jest reprezentowana przez rząd Cheilostomata. Choć najstarszy przedstawiciel tej grupy pojawił się w jurze górnej (tyton), to tylko niewielka część fauny kredowej została rozpoznana w utworach starszych niż późny alb. Kreda była okresem, w którym nastąpił znaczący rozwój tej fauny, a przedstawiciele rzędu Cheilostomata zastąpili, dominujący od ordowiku, rząd Cyclostomata (Taylor, Larwood, 1990). Chociaż radiacja kredowej fauny rozpoczęła się w późnym albie i wczesnym cenomanie, to w skali globalnej nastąpiła ona w apcie i trwała aż do eocenu, z czego najwięcej gatunków zostało znalezionych w utworach kredowych mastrychtu, głównie rozpoznanych w północno-zachodniej Europie (Voigt, 1983). Z kilku stanów wschodniej części USA, od New Jersey po Alabamę na południu i stan Arkansas na zachodzie, opisano 128 gatunków z 77 rodzajów z utworów silikoklastycznych i piasków glaukonitowych, z czego aż 82 gatunki są uważane za nowe dla nauki (Taylor, McKinney, 2006). Dwadzieścia dwa gatunki mszywiołów z utworów kredy górnej (mastrychtu), ze stanu Tennessee (USA), opisali Canu i Bassler (1926). Ponadto warta uwagi jest fauna wieku cenoman/turon rozpoznana w Bagh Beds w centralnej Indii (Taylor, Badve, 1995) oraz ta notowana już wcześniej z utworów z kampanu i mastrychtu z południowej i zachodniej Afryki i Madagaskaru (Canu, 1922; Brood, 1977; Taylor, Zborowski, 2002), z zachodnich Indii (Guha, Nathan, 1996) oraz Argentyny (Canu, 1911). Najlepiej jak do tej pory udokumentowana oraz różnorodna fauna mszywiołów z kontynentu Gondwany, półkuli południowej, pochodzi z zachodniej Australii z Kahuitara Tuff, skąd opisano 14 gatunków (Taylor, 1996). Kolonie mszywiołów reprezentowane przez typ kolonii cerioporid (Cyclostomata) zostały opisane z wyspy Chatham (Nowa Zelandia) (zob. Taylor, Gordon, 2016).

Wśród fauny kredowej Europy najwyższą bioróżnorodność mszywiołów zanotowano w mastrychcie północno-zachodniej Europy, z takich obszarów jak Tuff Chalk z Mastrychtu (Maastricht) w Holandii (Taylor, Voigt, 1999; Felder, Bosch, 2000). Dużego opracowania merytorycznego doczekały się też mszywioły z rzędu Cyclostomata z utworów kredy górnej i danu Danii, gdzie Brood (1972) opisał

taksonomicznie 117 gatunków, z czego 31 po raz pierwszy, wykorzystując do badań szerokie zastosowanie mikroskopu elektronowego (SEM) (zob. także Larsen, Håkansson, 2000).

Rzadkość występowania fauny mszywiołów w kredzie dolnej na świecie, m.in. zarówno w Ameryce Północnej, Afryce, Australazji, jak i na Antarktydzie (Taylor, Gordon, 2016), może sugerować, że powodem jest brak dowodów paleontologicznych związanych z występowaniem tej fauny, co również znajduje swoje potwierdzenie wśród jej nierównomiernego rozmieszczenia pomiędzy północno-zachodnią Europą a resztą świata w późnej kredzie.

Występowanie fauny mszywiołów kredowych na terenie Polski

Wzmianki o występowaniu mszywiołów ze wszystkich poziomów kredy znajdujemy w kilku pracach o charakterze geologiczno-stratygraficznym. Jedną z pierwszych prac jest publikacja H. Scupina (1912–1913) dotycząca utworów dolnego senonu z okolic Lwówka Śląskiego. Sujkowski (1926) wzmiankuje występowanie mszywiołów w osadach dolnego cenomanu z Korzkwi z okolic Krakowa. W swoim opracowaniu autor wspomina o występowaniu gatunku *Reptomulticava* sp. w utworach cenomanu okolic Jury Krakowsko-Częstochowskiej (zob. Sujkowski, 1926, s. 403).

Faunę mszywiołów z kredy dolnej (walanżyn) z Wąwału oraz granicy kredy dolnej i górnej (alb–cenoman), a także z górnego kampanu południowej Polski, opisał Dzik (1975; s. 395–424).

Szczątki mszywiołów były także opisane z utworów marglistych najwyższego turonu okolic Krakowa, gdzie Zaręczny (1878, s. 195, tabl. V–VIII) wzmiankuje występowanie tej fauny, jednak wymienia on tylko jeden z rodzajów reprezentowany przez rodzaj *Ceriopora*.

Epibiontyczna fauna mszywiołów Cyclostomata i Cheilostomata, przyczepiona do rostrów belemnitów bądź małży, została opisana z górnego kampanu i mastrychtu Mielnika, z przełomu środkowej Wisły (Pugaczewska, 1965; s. 73–92). Jednymi z lepiej udokumentowanych i obszernych prac paleontologicznych, traktującymi o występowaniu mszywiołów z Korzkwi k. Krakowa, a także z osadów najwyższego mastrychtu i danu z przełomu środkowej Wisły k. Puław, zarówno z odsłonięć, jak i kamieniołomów w Kazimierzu, Bochotnicy i Nasiłowie Niżu Polskiego, są prace Maryańskiej (1968, s. 169–173; 1969). Fauna ta, licząca co najmniej 2000 fragmentów kolonii mszywiołów zebranych z osadów opoki, twardego wapienia, oraz najliczniej reprezentowana w utworach piaskowca glaukonitowego i siwaka, zawiera 45 gatunków mszywiołów z rzędów Cyclostomata (13 gatunków) i Cheilostomata (32 gatunki) (zob. Maryańska, 1969; Hara, 1996). Alexandrowicz (1954; s. 361–390) opisał szczątki mszywiołów i płytki jeżowców z Bonarki oraz kilku innych miejscowości z osadów turońskich południowej części Wyżyny Krakowskiej.

Fauna mszywiołów kredy górnej, granica K-Pg w świetle masowych wymierań i uwagi biogeograficzne

W przeciwieństwie do fauny górnokredowej, fauna z utworów kredy dolnej jest wciąż nieliczna i rzadko prezentowana w literaturze światowej, zarówno z terenów Polski (Dzik, 1975), jak i z innych części świata. Ta nieliczna fauna była opisywana z terenów Niemiec (Hillmer, 1971), Francji, Szwajcarii (Walter, 1991) i jej terenów alpejskich (walanżyn–barrem) (Hara, Furrer, 2018). Jednym z dobrze opracowanych zespołów fauny wczesnej kredy jest fauna z Faringdon Sponge Gravel z zachodniej Anglii (Oxfordshire), skąd opisano 51 gatunków (Pitt, Taylor, 1990).

Zjawisko wymierania wielu taksonów na granicy kredy i kenozoiku, gdzie aż 81 mastrychckich rodzajów z rzędu Cheilostomata nie przeżyło granicy K-Pg, a proces ten kontynuował się dalej w danie (McKinney, Taylor, 2001), było największe w stosunku do innych okresów wymierań występujących zarówno w kredzie górnej, jak i w kenozoiku. Mastrychckie dobrze udokumentowane wymieranie, rozpoznawalne jako globalne, jest jednym z 4–5 głównych wymierań w fanerozoiku.

W okresach mastrychtu i danu doszło również do powstania wielu nowych taksonów z rzędów Cyclostomata (52) i Cheilostomata (60). Tempo pojawiania się tych organizmów było podobne do tempa ich wymierania. Można powiedzieć, że wymieranie w mastrychcie było najwyższe wśród Cyclostomata i Cheilostomata w przeciągu ostatnich 100 mln lat, chociaż proces wymierania w danie był tylko nieznacznie niższy lub równy jak w okresie mastrychckim. Wymieranie wielu taksonów na granicy mastrychtu i danu stoi w wielkiej sprzeczności z wielkością biomasy na korzyść mszywiołów z rzędu Cyclostomata, jako dominujących organizmów w biomasie. Wymieranie mszywiołów w danie może być także związane z utratą obszarów szelfów węglanowych w części północnej Europy, które były środowiskiem dla rozwoju dańskich raf mszywiołowych i osadów kredowych utworzonych od cenomanu aż do końca danu (Håkansson, Thomsen, 1999). Utrata kredowych środowisk i wymieranie fauny mszywiołów pod koniec danu mogą być wytłumaczone sukcesywnym spadkiem poziomu morza, kiedy zostało zakończone połączenie oceaniczne z szelfem, a także rozwojem cyklonowej cyrkulacji wzdłuż otwierającego się Atlantyku (Hara, 2018).

Metoda badań i stan zachowania fauny mszywiołów z otworu Jezioro Okrągłe IG 1

Fauna mszywiołów udokumentowana z otworu wiertniczego Jezioro Okrągłe IG 1 została przeznaczona do badań taksonomicznych i pochodziła z siedmiu zmacerowanych próbek z przedziału głęb. 201,0–330,0 m. Słabe zachowanie fragmentów kolonii mszywiołów pozwoliło w dwóch próbach na oznaczenie badanego materiału na szczeblu gatunku. W kilku innych próbach, gdzie stan zachowania

kolonii był dużo gorszy, pozostawiono badany materiał w otwartej systematyce lub oznaczono na wyższym szczeblu taksonomicznym. Ogółem do badań przeznaczono 35 fragmentów kolonii mszywiołów zróżnicowanych pod względem form kolonii, które w przeważającej ilości budują cylindryczne, gałązkowe, bilamelarne lub inkrustujące kolonie, a także rozpoznano fragment kolonii talerzykowatej. W zachowanych fragmentach przeważają dystalne części kolonii, a w przypadku form cylindrycznych – środkowe części gałązek. Kolonie wybrane z residuum przeznaczono do badań taksonomicznych z wykorzystaniem mikroskopu skaningowego (SEM), LEO 1430 w Laboratorium Analiz w Mikroobszarze w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym w Warszawie.

Udokumentowany materiał zilustrowano na figurze 32 i zawiera on wyższe taksony z dwóch rzędów Cyclostomata z podrzędu Tubuliporina, rodzinę Tubuliporidae, reprezentując rodzaje *Idmidronea* i *Crisisina* oraz podrząd Cerioporina i rodzinę Heteroporidae. Rząd Cheilostomata jest reprezentowany przez podrząd Neocheilostomina i nadrodzinę Calloporoidea (Calloporidae), gdzie rozpoznano obecność rodzaju *Amphiblestrum*, oznaczony jako *Amphiblestrum* sp., a także rodzinę Onychocellidae, wśród której rozpoznano dwa gatunki: *Onychocella columella* i *Onychocella* sp. Z nadrodziny Microporoidea, reprezentowanej przez rodzinę Lunulitidae, znaleziono mały fragment talerzykowatej kolonii, mogącej należeć do rodzaju ?*Lunulites*. W jednej z próbek rozpoznano fragment kolonii z nadrodziny Lepralielloidea (rodzina Tessaradomidae) reprezentowanej przez rodzaj *Beisselina*, złożony z kilku fragmentów cylindrycznych, źle zachowanych kolonii oznaczonych jako ?*Beisselina* sp.

Do badań taksonomicznych zastosowano systematykę z pracy Gordona (2014) – *Interim classification for Treatise*.

Listę poszczególnych gatunków wraz z zasięgiem głębokości podano w tabeli 19.

Systematyka i występowanie fauny mszywiołów w otworze Jezioro Okrągłe IG 1

Dominującymi taksonami w analizowanym zespole pochodzącym z otworu Jezioro Okrągłe IG 1 w utworach najwyższej kredy (mastrycht) z głęb. 201,5–277,0 m są kolonie budujące cylindryczne, bilamelarne gałązki należące do gatunku *Onychocella columella* Berthelsen, 1962 (fig. 32A), w próbce z głęb. 201,5 m rozpoznano także fragment talerzykowatej kolonii z rodzaju *Lunulites* (tab. 19). W tym przedziale głębokości w próbce z głęb. 220,0 m rozpoznano fragmenty mszywiołów rzędów Cyclostomata i Cheilostomata. Fauna z głęb. 201,5–220,0 m pochodzi z margli mułowcowych z glaukonitem, podrzędnie piaszczystych. W przedziale głęb. 220,0–274,0 m występują szare margle z przewarstwieniami ciemnoszarych, twardych skał czertowych, gdzie na głęb. 240,0 m rozpoznano fragment kolonii należącej do rodzaju *Idmidronea*, oznaczonej jako *Idmidronea* sp. (fig. 32B)

Najbogatsze horyzonty, które zawierają faunę mszywiołów, występują na głęb. 201,5–210,0 i 280,0 m, gdzie rozpoznano fragment gałązkowej kolonii *Crisisina* sp. (fig. 32C), fragment cylindrycznej kolonii gałązkowej z gatunku *Onychocella columella* Berthelsen, 1962 (fig. 32E), fragment masywnej sferycznej kolonii mogącej reprezentować rodzinę Heteroporidea i oznaczonej jako *Heteropora* sp. (fig. 32F), a także fragmentarycznie zachowaną gałązkową kolonię należącą do rzędu Cheilostomata (fig. 32D). Najbogatszym

Tabela 19

Lista gatunków występujących w poszczególnych interwałach głębokości (201,5–330,0 m) w utworach późnej kredy w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1

List of species found at the depth of (201.5–330.0 m) in the Late Cretaceous deposits of the Jezioro Okrągłe IG 1 borehole (NE Poland)

Głębokoś [m] Depth	Rozpoznane taksony Recognized species
201,5–210,0	?*Lunulites* sp. *Onychocella columella* Berthelsen, 1962
220,0	nieokreślone fragment kolonii mszywiołów z rzędów Cyclostomata i Cheilostomata
240,0	*Idmidronea* sp.
260,0	fragmenty masywnych, cylindrycznych kolonii mszywiołów z rzędu Cyclostomata
280,0	?*Crisisina* sp. *Onychocella columella* Berthelsen, 1962 fragment masywnej kolonii z gatunku *Heteropora* sp. fragment gałązkowej kolonii z rzędu Cheilostomata
300,0	*Onychocella* sp. *Amphiblestrum* sp. fragmenty nieokreślonych masywnych kolonii z rzędu Cheilostomata
330,0	fragmenty źle zachowanych cylindrycznych kolonii z rodzaju ?*Beisselina*

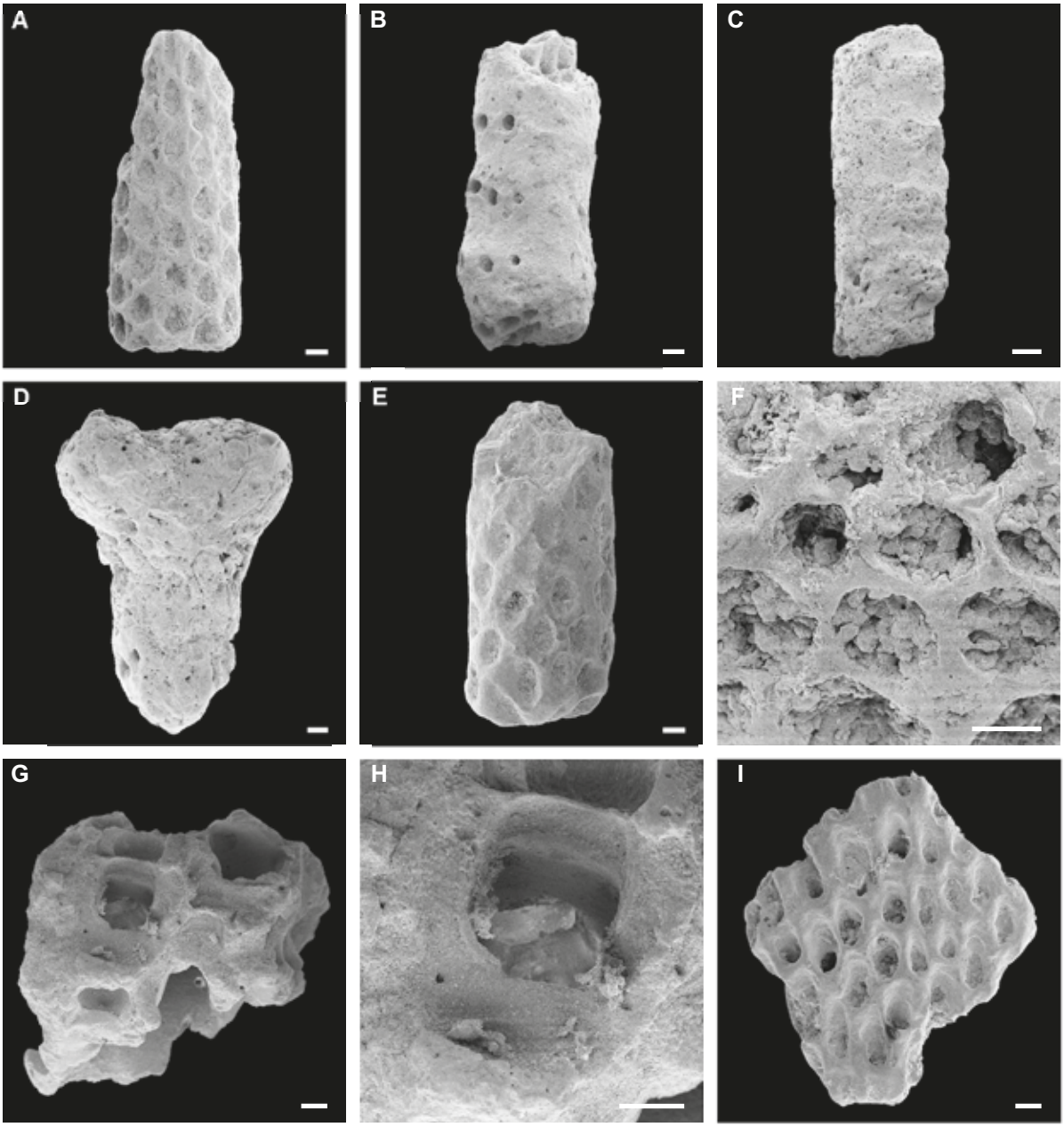


Fig. 32. Fauna mszywiołów późnej kredy rozpoznana w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1

A – *Onychocella columella* Berthelsen, 1962, fragment cylindrycznego zoarium, skala 100 µm; **B** – *Idmidronea* sp., fragment środkowej części gałązkowego zoarium z widocznymi zoecjami, skala 100 µm; **C** – fragment gałązkowego zoarium kolonii ?*Crisisina* sp. z zoecjami wypełnionymi osadem, skala 200 µm; **D** – bardzo zniszczony fragment kolonii ascophoran z rzędu Cheilostomata, skala 100 µm; **E** – fragment kolonii *Onychocella columella* Berthelsen, 1962, skala 100 µm; **F** – fragment powierzchni zoarium masywnej kolonii z rodzaju *Heteropora* sp., skala 100 µm; **G**, **H** – *Amphiblestrum* sp., G – fragment kolonii ukazującej zoecja, skala 100 µm; H – pojedyncze autozecjum, skala 100 µm; **I** – fragment dwuwarstwowego zoarium *Onychocella* sp., skala 100 µm

Late Cretaceous bryozoan fauna recognized in the Jezioro Okrągłe IG 1 borehole

A – *Onychocella columella* Berthelsen, 1962, a fragment of the cylindrical zoarium, scale bar 100 µm; **B** – *Idmidronea* sp., a fragment of the middle part of the branched zoarium showing the autozooecia, scale bar 100 µm; **C** – fragment of the branched zoarium of ?*Crisisina* sp. with a sealed autozooecia, scale bar 200 µm; **D** – very worn fragment of the undeterminated cheilostome ascophoran, scale bar 100 µm; **E** – fragment of the *Onychocella columella* Berthelsen, 1962, scale bar 100 µm; **F** – part of the zoarial surface of *Heteropora* sp. colony, scale bar 100 µm; **G**, **H** – *Amphiblestrum* sp., G – fragment of the colony showing the zooecia, scale bar 100 µm; H – an autozooecium, scale bar 100 µm; **I** – fragment of the bifoliate zoarium of *Onychocella* sp., scale bar 100 µm

poziomem pod względem liczby osobników jest poziom 280 m, należący do turonu lub ?koniaku dolnego. Litostratygraficznie w przedziale głęb. 277,0–281,5 m osady są reprezentowane przez wapienie, w stropie piaszczyste (strop turonu może być utworzony jako powierzchnia twardego dna), a w środkowej części z przewarstwieniami margli.

Na głęb. 300,0 m w utworach kredy piszącej z krzemieniami, a w dolnej części z cienkimi wkładkami margli, rozpoznano gatunek *Onychocella* sp. (fig. 32I), fragment kolonii reprezentowany przez rząd Cyclostomata i należący do gatunku *Crisisina* sp. oraz fragment kolonii należący do rzędu Cheilostomata z rodziny Calloporidae – *Amphiblestrum* sp. (fig. 32G, H). Cylindryczne kolonie z rodzaju ?*Beisselin*a sp., reprezentujące rodzinę Tessaradomidae, stwierdzono na głęb. 330,0 m.

Próbki pochodzące z głęb. 280,0 i 300,0 m, a wiekowo należące do turonu–?koniaku dolnego, zawierają najbogatszą pod względem bioróżnorodności faunę mszywiołów w otworze Jezioro Okrągłe IG 1. Dla porównania w żadnym z analizowanych przedziałów głębokości nie stwierdzono więcej niż dwa gatunki.

Uwagi środowiskowe i biogeograficzne

Pojedynczą kolonię mszywioła z rodzaju *Lunulites* w utworach mastrychckich margli mułowcowych, miejscami piaszczystych, rozpoznano po raz pierwszy w północno-wschodniej Polsce w otworze wiertniczym Jezioro Okrągłe IG 1. Formy te, reprezentujące typ kolonii wolnożyjących, mają znaczenie dla rekonstrukcji środowiska sedymentacji, wskazując na piaszczysty lub mulasty typ podłoża, który zasiedlają. Kolonie te są również odzwierciedleniem panujących warunków środowiskowych, gdyż zasiedlają podłoże w przedziale temperatur 12–29°C, przy stopniu zasolenia nie wyższym niż 37‰, preferując szelfowe środowiska w zakresie głęb. 2,5–190,0 m, od spokojnych do umiarkowanie wzburzonych środowisk (Håkansson, Voigt, 1996). Przedstawiciele Lunulitidae masowo pojawili się w morzach kredowych i w paleogenie w Europie Centralnej oraz Ameryce Północnej (Cheetham, 1963). W tej samej próbce udokumentowano też obecność niewielkiego fragmentu kolonii z gatunku *Onychocella columella* Berthelsen (głęb. 201,5 m) w utworach margli mułowcowych mastrychtu. Gatunek ten był także rozpoznany w danie z Holandii, Danii, Szwecji i północnych Niemczech, a także w mastrychcie Rugii (Berthelsen, 1962; Voigt, 1987).

Z mszywiołów z rzędu Cyclostomata rozpoznano fragmenty kolonii gałązkowych z rodziny Tubuliporidae, takie jak *Idmidronea* sp. na głęb. 240,0 m w utworach marglistych mastrychtu. Fauna ta jest także udokumentowana z utworów danu Tuffeau De Ciply, Ciply, w pobliżu Mons (Belgia), a także z kredy górnej Skandynawii (Brood, 1972). Inna kolonia z rodzaju *Crisisina* jest rozpoznana w próbce z 280,0 m i datowana na turon–?koniak dolny. Fauna ta także występuje w danie Szwecji, dolnym mastrychcie i dolnym kampanie Skandynawii, a także w danie Boryszewa na terenie Mazowsza (Voigt, 1964), Ciply (Belgia) i danie Curfs w pobliżu Berg w Holandii (Voigt, 1987).

Opisane fragmentarycznie zachowane kolonie, mogące reprezentować rodzaj *Beisselina* i oznaczone tutaj jako ?*Beisselina* sp., rozpoznano w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 na głęb. 330,0 m w utworach turonu–?koniaku dolnego. Gatunek ten występuje także w utworach piasków glaukonitowych Nasiłowa (Dolina Środkowej Wisły) oraz w utworach danu Boryszewa i Sochaczewa w niecce mazowieckiej (Maryańska, 1969).

Występowanie tych samych gatunków na terenie Polski w utworach z pogranicza kredy i paleogenu/neogenu spotykanych w równowiekowych osadach Danii, Holandii, Belgii, a także Krymu tłumaczy się istnieniem w owym czasie połączenia między zbiornikami na tych terenach (Maryańska, 1969).

Przyjęta skala czasowa w tym opracowaniu jest podana według podziału stratygraficznego Gradsteina i in. (2012).

Systematyka fauny mszywiołów w otworze Jezioro Okrągłe IG 1 opracowana na podstawie *Interim classification for Treatise* (Gordon, 2014)

Rząd Cyclostomata Busk, 1852
- Podrząd Tubuliporina Milne-Edwards, 1838
  - Rodzina Tubuliporidae Johnston, 1838
    - Rodzaj *Crisisina* d'Orbigny, 1850
      - ?*Crisisina* sp.
    - Rodzaj *Idmidronea* Canu i Bassler, 1920
      - *Idmidronea* sp.
- Podrząd Cerioporina Hagenow, 1851
  - Rodzina Heteroporidae Waters, 1880
    - Rodzaj *Hetropora* Blainv., 1830
      - *Heteropora* sp.

Rząd Cheilostomata Busk, 1852
- Podrząd Neocheilostomina d'Hondt, 1985
  - Nadrodzina Calloporoidea Norman, 1903
    - Rodzina Calloporidae Norman, 1903
      - Rodzaj *Amphiblestrum* Grey, 1848
        - *Amphiblestrum* sp.
  - Nadrodzina Microporoidea Gray, 1848
    - Rodzina Lunulitidae Gregory, 1893
      - Rodzaj *Lunulites* Lamarck, 1816
        - ?*Lunulites* sp.
    - Rodzina Onychocellidae Jullien, 1881
      - Rodzaj *Onychocella* Jullien, 1882
        - *Onychocella columella* Berthelsen, 1962
        - *Onychocella* sp.
  - Nadrodzina Lepralielloidea Vigneaux, 1949
    - Rodzina Tessaradomidae Jullien and Calvet, 1903
      - Rodzaj *Beisselina* Canu, 1913
        - ?*Beisselina* sp.