

北関東山地，単斜輝石かんらん岩の 金雲母とパーガス閃石

田 崎 耕 市

岡山大学温泉研究所

猪 俣 道 也

東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

(1974年1月4日受理)

はじめに

上部マントルにおける，水の存在様式やアルカリ元素の存在の可能性を検討する上で，超苦鉄質岩の含水硫酸塩，とくに金雲母やパーガス閃石質角閃石の化学組成，安定領域などに関する検討がおおきおこなわれている。

アルカリ玄武岩に包有される，超苦鉄質岩ノジュールには，近年，パーガス閃石質角閃石ばかりでなく，ケルスト閃石質角閃石が各地で見出されている (MAITRE, 1969; AOKI, 1970; BEST, 1970; VARNE, 1970; WILSHIRE *et al.*, 1971; AOKI and SHIBA, 1973)。

我国でも，この種のパーガス閃石質角閃石は，一の目潟，老岐島の超苦鉄質岩ノジュールの他，各地の進入性かんらん岩や輝岩にあるいは，これと密接にともなう角閃石岩として数多く知られている (IZUMI, 1965, 1968; ONUKI, 1965; TAZAKI, 1966; 小松・野地, 1966; 野地・小松, 1967; NAGASAKI, 1966; KUNO, 1967; INOMATA, 1971; NAKAMURA, 1971, AOKI and SHIBA, 1973)。

一方，金雲母質の雲母をもつ，かんらん岩は，キンバーライトに包有されるザクロ石かんらん岩類ノジュールやアルカリ岩質のかんらん岩類が知られているが，それほど多くない (VOGT, 1962; WHITE, 1966; KUSHIRO and AOKI, 1968; FRANTSESSON, 1970; KEUSEN, 1972; DAWSON *et al.*, 1970; DAWSON and SMITH, 1973)。

我国でも，このような，かんらん岩はまれであるが，御荷鉾構造帯に進入している，かんらん岩類の一部に雲母のふくまれていることが知られている。この，かんらん岩類は，すでにあきらかにされているように，やや Fe にとむ，ダンかんらん岩と単斜輝石かんらん岩 (ウェールライト) で，火成岩起源をしめすと思える金雲母質雲母が微量ふくまれている (TAZAKI, 1966; NAKAMURA, 1971; INOMATA, 1971)。

これらの雲母は，これまで，黒雲母あるいは金雲母と記載されてきたが，その量がきわめて微量であるため分

離することができず，したがってその化学成分は知られていなかった。

また，角閃石についても，これまで報告されてきたのは，ほとんどが輝岩，角閃石岩，あるいは，はんれい岩のものであって，かんらん岩に含まれる，たかだか10%以下しかないものについては，同様の理由から，化学成分は，ほとんど知られていない。

筆者らは，これらの雲母類や角閃石について，E P M Aを用いて化学分析をおこなってきたが，そのうち，北関東山地の黒内山岩体のものについて報告し，その成因について，若干の考察をおこなった。

北関東山地の超苦鉄質岩類

関東山地をほぼ西北西・東南東に延びる三波川変成帯は，結晶片岩を主とする三波川帯と，変はんれい岩や輝緑岩等の火成源緑色片岩のおおきく分布する御荷鉾帯とに分けられる。

このうち，三波川帯に進入する超苦鉄質岩類は，数10～100m以下の小さな蛇紋岩体が大部分であるのにたいし，御荷鉾帯には，蛇紋岩化の程度が比較的弱い単斜輝石かんらん岩，ダンかんらん岩が点在する。その最大のものが，関東山地北西縁に位置する黒内山岩体で，東西に1km，南北に2kmのひろがりをもっている (Fig. 1)。

御荷鉾帯，かんらん岩類の化学成分の特徴として，他地域の同様岩石にくらべ，Feにとみ，カンラン石もFa分子がおおい組成であることがあげられる (IZUMI, 1965, 1968; ONUKI, 1966; TAZAKI, 1966; R-G-P-I, 1967; INOMATA, 1971; NAKAMURA, 1971)。

北関東山地，御荷鉾帯に分布するかんらん岩類およびこれと密接にともなう苦鉄質岩類は，つぎのように分けられる。

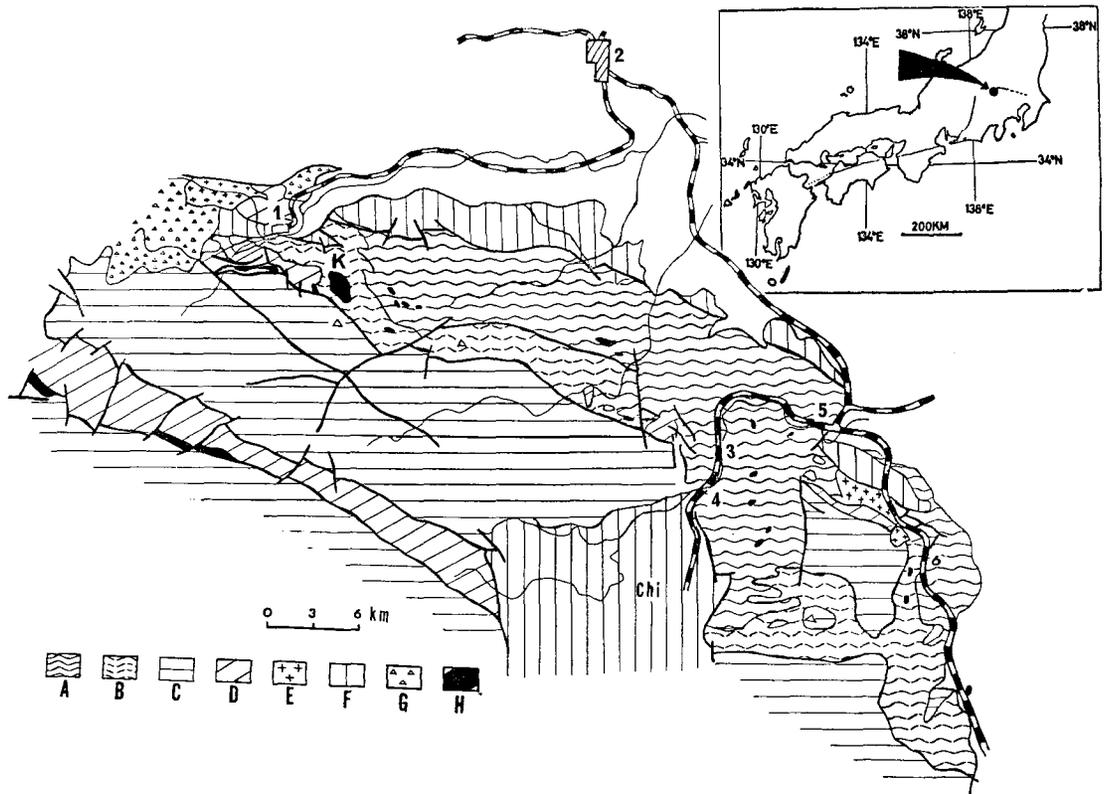


Fig. 1: Geological sketch map of the Kanto mountains.

- A: Sambagawa crystalline schists (Sambagawa metamorphic belt).
 B: Mikabu basic rock zone (Sambagawa metamorphic belt).
 C: Palaeozoic formations. D: Mesozoic formations. E: Quartz diorite.
 F: Tertiary formations. G: Volcanic pyroclastics. H: Ultramafic rocks (peridotite and serpentine). K: Kurouchi-yama.
 1: Shimonita. 2: Takasaki. 3: Nagatoro. 4: Kanasaki.
 5: Yori-i. 6: Ogawa-machi. Chi.: Chichibu basin.

1) かんらん岩類

a) ダンかんらん岩質単斜輝石かんらん岩 (Dunitic Wehrlite).

この岩相は、カンラン石 (Fo_{83-86}) を85%以上、単斜輝石は10%以下、ふくむものをいう。

b) 単斜輝石かんらん岩 (Wehrlite).

カンラン石 (Fo_{80-85}) を85~60%, 単斜輝石を30%以下、ふくむ岩相をいう。

a), b) とも微量の赤褐色角閃石をともなう。

赤褐色角閃石の容量比は、一般には4~5%で、おおくても10%をこえることはない。

2) カンラン石単斜輝岩

(Olivine Clinopyroxenite).

40%以上の単斜輝石、少量の斜方輝石をふくみ、しばしば、かんらん岩に漸移する。

赤褐色角閃石も微量ふくまれる。

3) 単斜輝石角閃石岩

(Clinopyroxene hornblendite).

4) 角閃石岩 (Hornblendite).

5) 単斜輝石はんれい岩 (Clinopyroxene gabbro).

6) 角閃石はんれい岩 (Hornblende gabbro).

以上の岩相がしめすように、角閃石は、ほとんど、すべての岩相にわたって晶出がみとめられるが、雲母類は、このうち、単斜輝石かんらん岩とカンラン石単斜輝岩においてのみ見出される。

雲母は、容量比、0.5~1%で、1%をこえない。

顕微鏡下で、雲母は、半自形のカンラン石、他形の単斜輝石などの結晶の空隙をうめて、最末期の晶出相をしめし、その晶出時期は、おなじく間隙充填的な角閃石にくらべ、やや遅いか、あるいは同時とみることができる (Fig. 2).

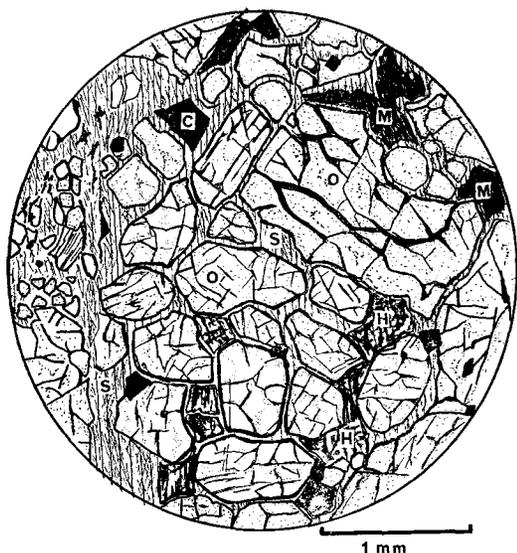


Fig. 2: Phlogopite-bearing peridotite.
 M: Phlogopite. H: Hornblende. O: Olivine.
 C: Chromite. S: Serpentine.

分析 方 法

定量分析は, 日本電子KK, X線マイクロアナライザー

JXA5A (取出し角40°) を用い, 下記の条件下でおこなった.

標準試料: 雲母の定量の際には, 塩基性グラニュライト (昭和基地) の黒雲母を, その他の場合には, 酸化物, ケルースト閃石などを用いた.

加速電圧: 15kV, 試料電流: 0.02 μ A,

電子ビーム径: 約 5 μ m.

補正方法: BENCE and ALBEE (1968) にしたがう,
 α 値は, NAKAMURA and KUSHIRO (1970) を用いた.

その他の条件については, 田崎・平野 (1973) にしたがった.

分 析 結 果

カンラン石および単斜輝石

北関東山地かんらん岩類のカンラン石は, すでにのべたようにFo_{80~86}の範囲にわたるが, 雲母をふくむ, かんらん岩のものについて今回新しく行なった, 部分分析の結果は, Fo_{82.5}で, 単斜輝石かんらん岩の組成範囲内にある (Table 1).

Table 1a Microprobe and chemical analyses of olivines

	1	2	Ol-6	Ol-5	Ol-1	Ol-4	Ol-3
SiO ₂	39.36	38.89	39.17	39.45	40.19	40.11	39.96
TiO ₂	tr.	tr.	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.79	0.72	—	—	—	—	—
FeO	14.72	14.87	16.53	16.56	16.21	16.26	16.15
MnO	0.24	0.26	—	—	—	—	—
MgO	44.64	44.36	43.81	43.68	43.44	43.04	42.68
CaO	0.10	0.08	—	—	—	—	—
Total	99.85	99.18	99.51	99.69	99.84	99.41	98.79

Table 1b Structure formulae of olivines(O=4)

	1	2	Ol-6	Ol-5	Ol-1	Ol-4	Ol-3
Si	0.985	0.981	0.995	1.000	1.013	1.016	1.018
Al ^{IV}	0.015	0.019	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	0.008	0.003	—	—	—	—	—
Fe	0.308	0.314	0.351	0.351	0.342	0.344	0.344
Mn	0.005	0.006	—	—	—	—	—
Mg	1.664	1.667	1.658	1.650	1.632	1.624	1.620
Ca	0.003	0.002	—	—	—	—	—
Total	2.988	2.992	3.004	3.001	2.987	2.984	2.982
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	84.4	84.2	82.5	82.5	82.7	82.5	82.5

1; From wehrlite (TAZAKI, 1966). 2; From dunitic wehrlite (TAZAKI, 1966).
 Ol-6~Ol-3; From titanophlogopite bearing wehrlite.

Table 2a Microprobe and chemical analyses of clinopyroxenes

	1-1	2-1	3-2	1-2	2-2	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	52.20	52.58	52.27	52.53	52.28	50.56	50.70	50.20	49.58	50.10	49.98
TiO ₂	0.72	0.77	0.52	0.72	0.76	0.50	0.53	0.31	0.54	0.71	0.96
Al ₂ O ₃	2.44	2.52	2.30	2.39	2.53	2.89	3.82	4.12	5.49	3.45	5.62
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.05	1.96	1.66	1.87	2.06	1.30
FeO	5.48	5.55	5.56	5.65	5.86	3.05	2.80	3.49	3.52	4.14	4.49
MnO	0.17	0.17	0.18	0.19	0.16	0.17	0.16	0.14	0.19	0.16	0.02
MgO	17.19	16.81	16.74	16.66	16.59	17.50	16.22	16.63	15.95	16.26	15.43
CaO	20.76	20.49	20.77	20.71	20.70	22.50	21.42	21.25	20.70	21.74	20.44
Na ₂ O	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26	0.70	0.60	0.73	0.85	0.65	0.80
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.72	0.62	0.42	0.28	0.53
Total	99.23	99.16	98.61	99.11	99.14	98.92	98.93	99.15	99.11	99.55	99.57

Table 2b Structure formulae of clinopyroxenes (O=6)

	1-1	2-1	3-2	1-2	2-2	6	7	8	9	10	11
Si	1.926	1.937	1.940	1.939	1.932	1.875	1.875	1.870	1.834	1.859	1.840
Al ^{IV}	0.074	0.063	0.060	0.061	0.068	0.125	0.125	0.130	0.166	0.141	0.160
Al ^{VI}	0.032	0.046	0.041	0.043	0.042	0.001	0.042	0.051	0.074	0.010	0.084
Ti	0.020	0.021	0.014	0.020	0.021	0.014	0.015	0.009	0.015	0.020	0.027
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	0.029	0.055	0.047	0.052	0.058	0.036
Fe ²⁺	0.169	0.171	0.173	0.174	0.181	0.098	0.087	0.109	0.108	0.129	0.138
Mn	0.005	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.006	0.005	0.006
Mg	0.945	0.923	0.926	0.917	0.914	0.966	0.894	0.923	0.879	0.898	0.846
Ca	0.821	0.809	0.826	0.819	0.819	0.894	0.848	0.808	0.820	0.864	0.806
Na	0.019	0.019	0.020	0.019	0.019	0.050	0.043	0.053	0.061	0.047	0.057
Cr	—	—	—	—	—	—	0.021	0.018	0.012	0.008	0.015
Total	4.011	3.994	4.006	3.998	4.001	4.057	4.010	4.022	4.027	4.039	4.015
Ca	42.3	42.4	42.8	42.7	42.7	44.9	44.9	42.7	43.9	44.2	44.0
Mg	48.7	48.4	48.0	47.9	47.6	48.5	47.3	48.8	47.1	46.0	46.2
ΣFe+Mn	9.0	9.2	9.2	9.4	9.7	6.6	7.8	8.5	9.0	9.8	9.8

1-1, 2-1, 3-2, 1-2, and 2-2; From titanophlogopite bearing wehrlite. 6, 7, and 8; From wehrlite (TAZAKI, 1967). 9; From olivine clinopyroxenite (*Ditto*). 10; From hornblende clinopyroxenite (*Ditto*). 11; From clinopyroxene hornblendite (*Ditto*).

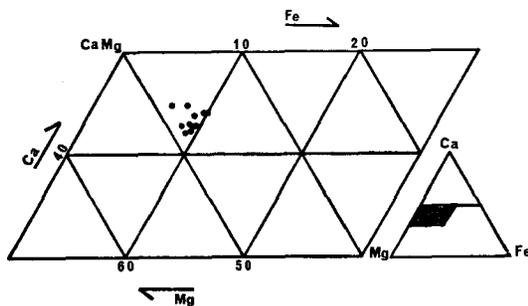


Fig. 3: Tentative Ca·Mg·Fe relations of clinopyroxenes from the Kanto mountains.

単斜輝石は、さきに報告した単斜輝石かんらん岩 (田崎, 1967) のものとほとんど同じ値をしめし、平均すると $\text{Ca}_{42.6} \text{Mg}_{48.1} \text{Fe}_{9.3}$ となる (Table 2).

金雲母

北関東山地かんらん岩に含まれる雲母は、MgO が 20~21%, FeO が 7~9%, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}=0.80\sim0.82$ で、キンバーライトに含まれる金雲母とほぼ同程度であるが、Ti, Al にとむ点に特徴がある (Table 3).

また、アルカリ元素についてみると、 Na_2O が 2%

Table 3a Microprobe and chemical analyses of phlogopites

	1	2	3	4	5
SiO ₂	38.55	38.34	38.71	40.11	39.99
Al ₂ O ₃	15.78	15.34	15.08	9.89	10.86
TiO ₂	5.23	4.62	5.03	3.86	3.45
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3.20	2.64
FeO	7.30	7.76	8.84	7.40	7.77
MnO	0.05	0.05	0.05	0.11	0.17
MgO	20.88	20.61	19.92	19.99	19.55
CaO	0.16	0.07	0.14	—	0.17
Na ₂ O	2.19	2.53	1.87	2.61	1.28
K ₂ O	6.93	6.34	7.32	9.05	8.35
H ₂ O ⁺	—	—	—	2.46	4.33
Total	97.07	95.66	97.41	98.68	98.56

Table 3b Structure formulae of phlogopites (O=22)

	1	2	3	4	5
Si	5.405	5.455	5.478	5.869	5.891
Al ^{IV}	2.592	2.545	2.515	1.706	1.896
Al ^{VI}	0.016	0.028	—	—	—
Ti	0.552	0.494	0.536	0.425	0.172 0.213
Fe	0.856	0.923	1.046	1.258	1.258
Mn	0.006	0.006	0.006	0.014	0.021
Mg	4.364	4.371	4.203	4.360	4.318
Ca	0.024	0.010	0.021	—	0.027
Na	0.595	0.698	0.514	0.740	0.369
K	1.242	1.152	1.325	1.693	1.581
Total	15.65	15.68	15.64	16.06	15.75
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0.84	0.82	0.80	0.78	0.77

1~3; Titanophlogopite in wehlrite from N. Kanto mountains. 4; Druse phlogopite in dolerite from Mutsurejima (KOZU and TSURUMI, 1931). 5; Druse phlogopite in trachy-andesite from Nokonoshima (OJI, 1961).

前後ふくまれており, Kの一部が, あきらかに Na で置換されている. 参考のためにかかげた残島, 六連島の晶洞に産する金雲母と比較すると, 晶洞産のものが, やや Fe にとみ, Al がすくない.

今回分析した雲母のこのような特徴は, Titanomica (K₂ Mg₅ Ti Al₄ Si₄ O₂₀ · (OH)₄) および, Titaniferrous mica (K₂ Fe₅ Ti Al₄ Si₄ O₂₀ · (OH)₄) の固溶量がおおいこと, また, Paragonite (Na₂ Al₄ Si₆ Al₂ O₂₀ · (OH)₄) も少量固溶していることをしめしている.

同様のことは, 愛知県雨生山地域の超苦鉄質岩にふくまれる雲母についてもみとめられている (INOMATA and TAZAKI, 1973).

金雲母の Ti と Mg/Mg+Fe の関係について, 産状のことなる各地のものをプロットしてみた (Fig 4).

キンバーライト, スカルン, カーボナイト, などに産する金雲母は, ほぼ類似の組成をしめし, Mg/Mg+Fe = 0.9~0.8, Ti < 0.3 となっている. 一方, 今回分析した金雲母は, Mg/Mg+Fe ≈ 0.8, 0.49 < Ti < 0.55 である. 雨生山地域の金雲母は, 0.40 < Ti < 0.65 の範囲にある.

超苦鉄質岩にふくまれる雲母は従来, 漠然と金雲母と言われてきた. この種の金雲母の Ti 含量は低く, Ti < 0.3 のものが大部分である. 北関東山地, 黒内山かんらん

岩体および, 雨生山地域に産するかんらん岩中の金雲

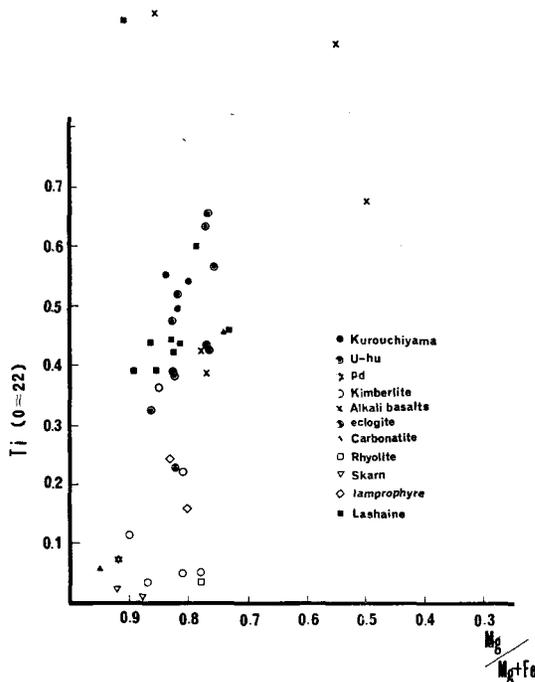


Fig. 4: Plots of Ti versus Mg/Mg+Fe in phlogopite from various occurrences (after Inomata and Tazaki, 1974).

母の Ti 含量は、アルカリ玄武岩類の晶洞に産する金雲母とほぼ等しいか、あるいは、それ以上である。これらの金雲母とほぼ同様な、Ti 含量のおおい金雲母が、タンザニア北部の Lashaine 火山に産する、かんらん岩、アルカリ輝岩などのノジュールから報告された (DAWSON *et al.*, 1970; DAWSON and SMITH, 1973).

パーガス閃石

金雲母と共存する赤褐色角閃石および、かんらん岩と密接にともなう単斜輝石角閃石岩、角閃石はんれい岩などの角閃石についての分析結果を Table 4 にしめした。

Table 4a Microprobe and chemical analyses of pargasitic hornblendes

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.25	43.80	43.24	42.86	42.34	42.38	43.20	43.01	45.95	44.72	44.96
TiO ₂	2.94	3.98	3.97	4.04	4.69	4.45	4.34	1.71	1.17	0.93	1.67
Al ₂ O ₃	10.66	10.76	11.23	10.70	11.11	11.09	11.08	10.61	8.69	13.09	9.86
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.58	0.38	1.94	3.80
FeO	6.87	7.59	7.96	7.65	8.48	8.38	7.63	10.23	11.51	8.70	8.77
MnO	0.36	0.31	0.39	0.35	0.34	0.31	0.41	0.20	0.32	0.12	0.52
MgO	17.17	16.74	16.70	16.60	16.57	16.44	16.31	15.80	15.20	14.12	13.08
CaO	10.26	11.51	11.32	11.51	12.08	11.90	11.37	11.51	11.14	10.80	10.98
Na ₂ O	3.46	3.13	3.07	3.09	3.16	3.21	3.14	2.60	1.95	2.10	3.10
K ₂ O	0.15	0.26	0.33	0.26	0.24	0.23	0.27	0.20	0.13	0.80	0.45
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	2.45	2.32	3.05	1.94
Total	97.12	98.09	98.21	97.07	99.00	98.40	97.75	98.90	98.76	100.37	99.13

Table 4b Structure formulae of pargasitic hornblendes (O=23)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	6.508	6.306	6.234	6.252	6.099	6.135	6.248	6.379	6.783	6.508	6.667
Al ^{IV}	1.492	1.694	1.766	1.748	1.887	1.865	1.752	1.621	1.217	1.492	1.333
Al ^{VI}	0.316	0.131	0.142	0.091	—	0.028	0.138	0.234	0.294	0.754	0.390
Ti	0.318	0.431	0.430	0.443	0.014 0.494	0.485	0.472	0.191	0.129	0.101	0.186
Fe	0.826	0.914	0.960	0.933	1.021	1.014	0.923	1.333	1.463	1.272	1.512
Mn	0.044	0.038	0.048	0.043	0.041	0.038	0.050	0.025	0.040	0.015	0.065
Mg	3.681	3.593	3.589	3.609	3.558	3.547	3.517	3.493	3.345	3.063	2.891
Ca	1.582	1.775	1.749	1.800	1.864	1.846	1.762	1.829	1.762	1.684	1.745
Na	0.965	0.874	0.858	0.875	0.883	0.901	0.881	0.747	0.559	0.593	0.891
K	0.028	0.048	0.061	0.049	0.045	0.042	0.050	0.037	0.025	0.149	0.085
Total	15.76	15.80	15.84	15.84	15.91	15.90	15.79	15.89	15.62	15.63	15.77
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}}$	0.81	0.79	0.78	0.79	0.77	0.77	0.78	0.72	0.69	0.70	0.65

1~7; From titanophlogopite bearing wehrlite. 8; From clinopyroxene hornblendite. 9; From hornblende gabbro. 10; From clinopyroxene hornblendite. 11; From hornblendite.

かんらん岩中の金雲母と共存する赤褐色角閃石は, MgO が 16.3~17.2%, ΣFeO が 6.9~8.5% で, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}=0.77\sim 0.81$ である.

一方, 角閃石岩, はんれい岩のものでは, ΣFeO が 11.0~12.0%, $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}=0.65\sim 0.72$ となる. さらに, 前者は, 著るしく TiO_2 にとみ, 3.0~4.7% に達する.

これらの角閃石について, $\text{Al}^{\text{IV}}-(\text{Na}+\text{K})$ の関係を見ると, パーガス閃石から, 普通角閃石のあいだにプロットされ, かんらん岩からはんれい岩にかけて, 角閃石組成の連続的変化がみとめられる. 御荷鉢帯の大河原岩体 (IIZUMI, 1965), 鳥羽地域 (NAKAMURA, 1971), 雨生山地域 (INOMATA, 1971) の角閃石においてもほぼ同様の傾向がみとめられる (Fig 5).

しかしながら, さきにも述べたように, かんらん岩中の金雲母と共存する赤褐色角閃石は, 典型的なパーガス閃石にくらべ, TiO_2 が 2~3% おおく, ケルスト閃石

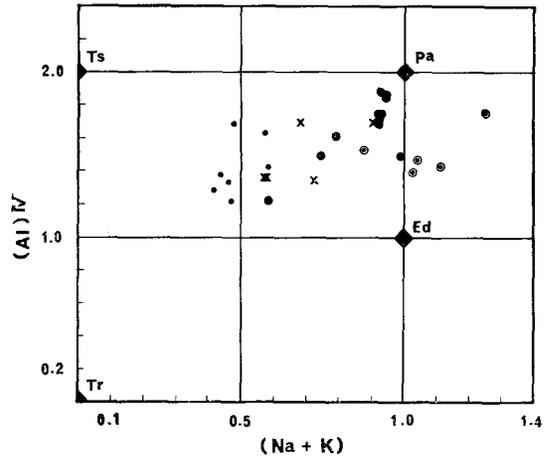


Fig. 5: Al^{IV} versus $(\text{Na}+\text{K})$ relation of pargasitic hornblendes from Mikabu zone. Large solid circle, Kurouchi-yama; open circle with dot, U-hu; small solid circle, Toba; cross, Ogawara.

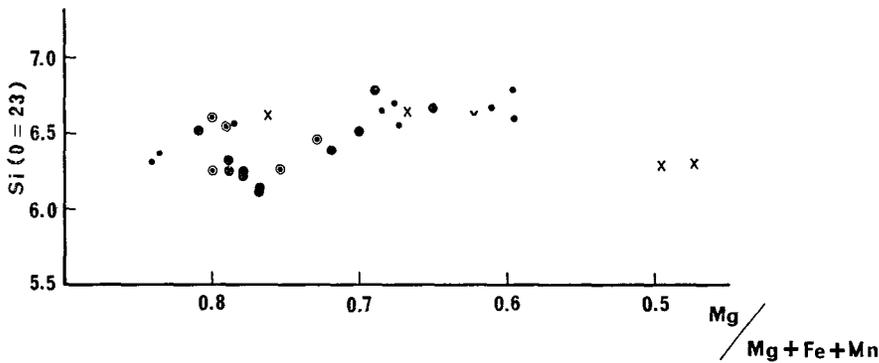


Fig. 6: Si versus $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}$ relations of pargasitic hornblende. Notations are the same as those in Fig. 5.

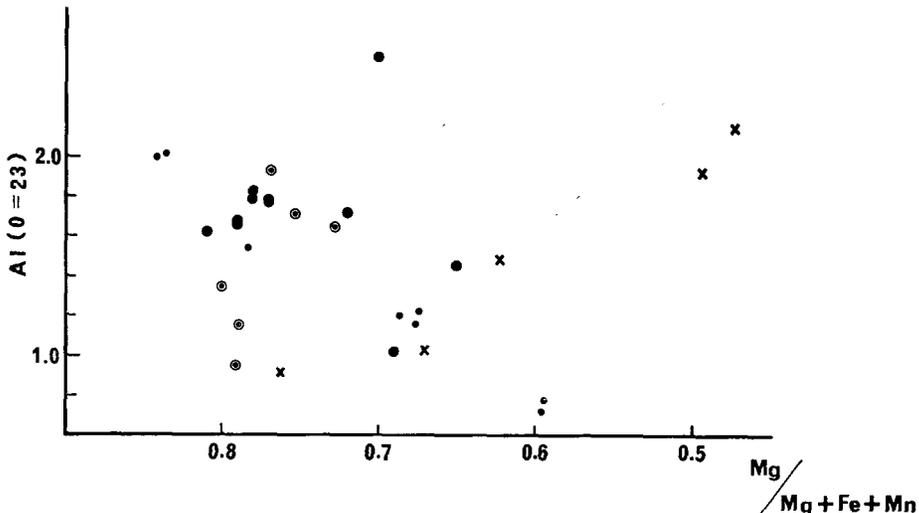


Fig. 7: Al versus $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}$ relations of pargasitic hornblende. Notations are the same as those in Fig. 5.

分子が多量に固溶していることをしめしている。

苦鉄質造岩鉱物では、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ の変化を分化のひとつの尺度とみなすことができるから、いま、この値と主要元素の増減の関係を検討してみた。

$Mg/Mg+Fe+Mn$ と Si の関係をみると、金雲母と共存する、かんらん岩中の角閃石では、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ が0.81から0.77に変化するのに従って Si は減少する傾向がある。角閃石岩、はんれい岩の角閃石では、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ の値が0.72から0.65まで減少するとき、Si は漸増する。しかし、御荷鈴帯の他地域、鳥羽、雨生山、大河原などの角閃石の値をあわせ、その傾向をたどると、 $Mg/Mg+Fe+Mn < 0.65$ では、Si は減少している (Fig 6)。

Al との関係では、岩体ごとで、全く傾向が逆になってくる場合がある (Fig 7)。

北関東山地においては、Al のばらつきが大きく、明瞭な傾向は見出されないが、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ の減少とともに、 ΣAl は減少の傾向にあるようにみえる。

NAKAMURA (1971) は、鳥羽で、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ の減少とともに、 ΣAl の明瞭な減少をみとめている。一方、大河原岩体では、逆に ΣAl の著しい増加がみとめられている (IIZUMI, 1965)。

ONUKI (1965) は、北上山地の早池峯、宮守、田河津の角閃石で大河原岩体の場合と同様の傾向があることを報告している。

このように、角閃石の ΣAl 量が、 $Mg/Mg+Fe+Mn$

の減少とともに、減少あるいは増加するといった、一義的な関係は、両者の間に成立しない。

Ti と $Mg/Mg+Fe+Mn$ の関係をみると (Fig. 8)、Ti は、 $Mg/Mg+Fe+Mn$ の減少とともに単調に増加するが、雲母と共存する、かんらん岩中の赤褐色角閃石は、他の角閃石岩、はんれい岩などの角閃石にくらべ、Ti 含量が著しく高く、この両者間には、明瞭な差がみとめられる。このことは、かんらん岩中のケルースト閃石分子にとんだ角閃石 (チタン・パーガス閃石) と角閃石岩～はんれい岩中のパーガス閃石分子にとんだ普通角閃石が、マグマの分化過程における、ひきつづいた晶出相ではないことをしめしている。

このような Ti 含量の多いパーガス閃石は、ハワイのノジュールにも見出されており、単斜輝石かんらん岩ノジュールや輝岩中の interstitial な角閃石で3.2~3.7%の TiO_2 が含有されている (WHITE, 1966)。

クロム鉄鉱

北関東山地のかんらん岩類は、正方形の自形性が強いクロム鉄鉱を4~5%含有する。

これまで、蛇紋岩化にともなって生成した不定形の鉄鉱と、この自形性の強い、一次鉱物のクロム鉄鉱を純粹に分離することが困難であったため、分析することができなかった。

今回のプローブ分析の結果によると、これらのクロム

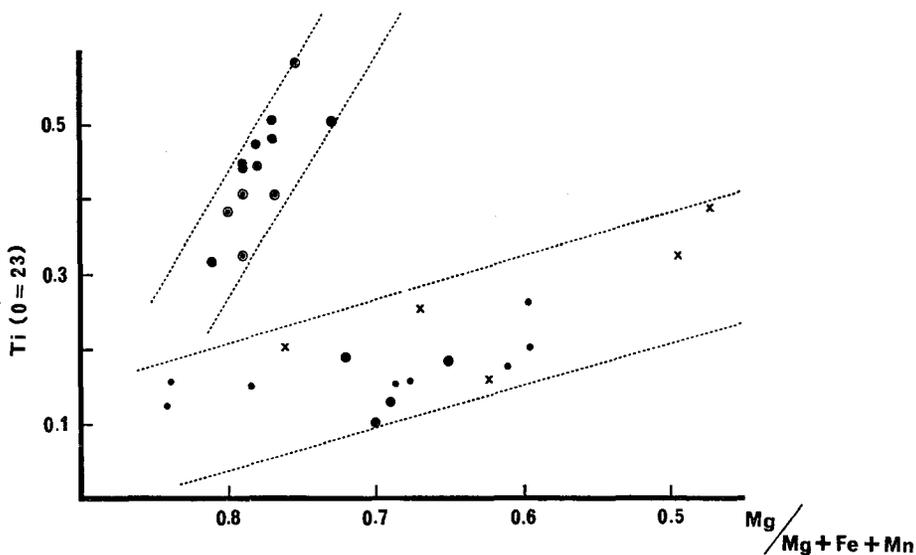


Fig. 8: Ti versus $Mg/Mg+Fe+Mn$ relations of pargasitic hornblende. Notations are the same as those in Fig. 5.

鉄鉍は, いちじらしい累帯構造をもっていることがわかった (Table 5, Fig 9).

すなわち, 中心から縁まで約80 μ のクロム鉄鉍において, 中心から40 μ までは, MgO が若干減少するほか, とくに変化はないが, 縁から15 μ , 5 μ 内側の位置では Al, Ti, Mg, とも急激に減少し, Σ FeO の増加が著るしい. Grain 1 において Σ FeO は, 中心で42.8%であるが, 縁から5 μ の位置では, 59.1%と16%も増加している. 一方, Cr₂O₃ は, 縁から5 μ 内側の位置でも, 中心に比べ約1.3%減少するのみである.

この累帯構造は, 中心から縁にかけて, スピネル分子, ulvöspinel 分子の減少, 磁鉄鉍分子の著るしい増加とみることができる.

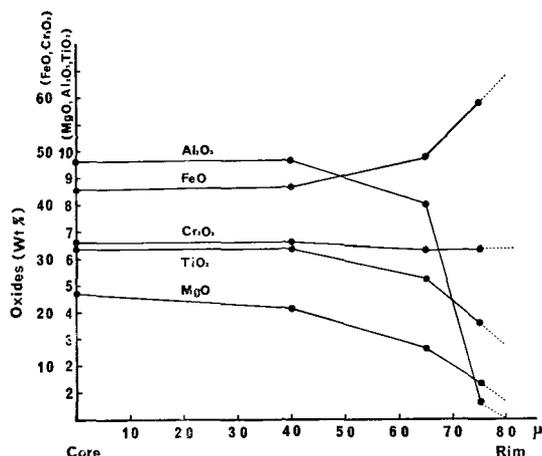


Fig. 9: Compositional zoning of idiomorphic chromite in phlogopite bearing wehrlite.

Table 5 Microprobe analyses of chromites

	1-1	1-2	1-3	1-4	2-1	2-2	2-3	2-4
TiO ₂	6.42	6.44	5.32	3.60	6.80	6.95	6.15	4.50
Al ₂ O ₃	9.59	9.73	7.98	0.69	9.88	9.90	9.89	2.93
Cr ₂ O ₃	32.98	32.90	31.53	31.67	32.66	32.19	32.67	31.70
FeO	42.78	43.19	48.91	59.11	42.67	43.33	44.62	55.28
MgO	4.71	4.22	2.72	1.40	4.52	4.23	3.19	2.17
Total	96.48	96.48	96.46	96.47	96.53	96.60	96.52	96.58

1-1, 2-1; Core. 1-2, 2-2; 40 μ from core. 1-3, 2-3; 65 μ from core. 1-4, 2-4; 5 μ from rim.

チタンにとんだ金雲母とパーガス閃石の生成過程

北関東山地をはじめとする, 御荷鉢帯の単斜輝石かんらん岩, カンラン石単斜輝岩に極微量ふくまれる雲母は, チタンにとむ金雲母で, チタンにとむパーガス閃石と, しばしば共存する. 顕微鏡下の観察からは, チタン金雲母は, チタンパーガス閃石にやや遅れるか, ほぼ同時期に晶出している.

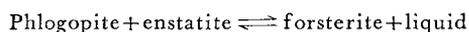
金雲母が上述の, かぎられた岩相にのみ産するのに対し, 角閃石類は, かんらん岩から, 角閃石岩〜はんれい岩まで, 同地域のほとんどすべての岩相にふくまれる. しかし, かんらん岩中の角閃石と他の岩相の角閃石との間の組成変化は不連続で, 一連のひきつづく結晶作用とみることができない.

ここで, もっとも可能性のある生成過程は, かんらん

岩中のカンラン石を主とする結晶の粒間にとどめられた微量のマグマ (結晶粒間液相) が, 角閃石岩やはんれい岩とはことなつた, 物理化学的条件下で, 角閃石および雲母を晶出・固化する場合である.

その可能性について, 金雲母と角閃石との安定領域に関する最近の実験結果を参考にして検討することができる.

金雲母の安定領域に関しては, YODER and EUGSTER (1954) 以来, 合成あるいは天然の金雲母を試料とした実験がおおく行なわれている (KUSHIRO *et al*, 1967; LUTH, 1967; YODER and KUSHIRO, 1969 など). その結果, 純粋金雲母は, 10kb 以上の圧力下では, 1300°C 以上まで安定に存在できることが明らかになった. ALLEN *et al*, (1972) および MODRESKI and BOETTCHER (1972) は, 金雲母: 頑火輝石 = 1 : 1 の組成で,



の反応における金雲母の最高安定限界が、過剰の水が存在しないとき、金雲母のみの時よりも、10kb で約 180°C、20Kb で約 100°C 程度、低くなることを見出した。

天然のかんらん岩では、含有される金雲母の量は、たかだか 4~5% 以下であるから、melting interval の下限が最高安定限界とほぼ一致するであろう。また、純粋金雲母に FeO が 7% 程度入るとこの下限は約 50°C 低くなること、K の一部が Na に置換されれば、さらに数 10°C 低くなる、ことなどをのべている。

角閃石の安定領域に関する実験は LAMBERT and WYLLIE (1968), GILBERT (1969), KUSHIRO and ERLANK (1970), HARIYA and TERADA (1973) などの他にもおおくあるが、この場合には、おなじ ALLEN *et al.* (1972), NISHIKAWA *et al.* (1971) の実験結果が参考になる。

H₂O に飽和したアルカリカンラン石玄武岩は、10kb、1000°C では、角閃石+カンラン石+単斜輝石+液の組み合わせをもち、角閃石の最高安定限界は、13kb、1090°C とみつめられた (ALLEN *et al.*, 1972)。

この値は高アルミナ玄武岩やアルカリ玄武岩において得られた角閃石の安定限界 (YODER and TILLEY, 1962) とも、ほぼ一致する。

NISHIKAWA *et al.*, (1970) は、鳥羽のはんれい岩を構成する角閃石をもち、角閃石が、単斜輝石+液相に分離すること、このとき、カンラン石様鉱物 (Olivine like mineral) も生ずることをみとめた。

また、玄武岩+H₂O 系の高圧下での実験において、角閃石が分解消失してしまう圧力以上の領域内で、放出されたアルカリと H₂O を保持する相として黒雲母の生じていることがしばしば知られている (YODER and TILLEY, 1962; ALLEN *et al.*, 1972)。したがって、角閃石が安定に存在し得る領域内で、角閃石と金雲母が安定に共存し得るためには、系内の K₂O が角閃石に配分されて、なお過剰に存在することが必要である (BRAVO, 1972)。

以上の角閃石と金雲母の実験結果から、北関東山地、かんらん岩の角閃石と金雲母の晶出過程を検討する。

この場合、含まれる金雲母の量は、カンラン石、単斜輝石に比して、きわめて少量であるから、melting interval の下限が、最高安定限界とほぼ等しくなる。

記載の項でふれたように、北関東山地、かんらん岩では、角閃石の晶出は、金雲母の晶出に先行するようみえるから、金雲母の晶出は、角閃石の安定限界内の条件下で行なわれたことになり、その範囲は、

圧力 < 15kb, 温度 < 950°~1050°C, と推定される (Fig 10)。

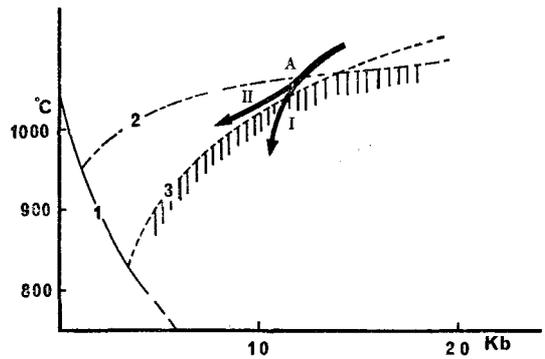


Fig. 10: Possible crystallization course of phlogopite bearing wehrlite in northern Kanto mountains.

1: Beginning of melting of basalt. 2: Maximum stability limit of amphibole. 3: Maximum stability limit of phlogopite. For A, I and II, see text.

約 15kb 以下の圧力下では、金雲母の安定限界は、角閃石より低温側にあるから、金雲母の晶出できる条件は、Fig. 10 において、縦線をひいた範囲内になる。

いま、多量のカンラン石、少量の単斜輝石と共存する、アルカリ玄武岩類 (IIZUMI, 1968, 1972) あるいは、輝岩質の液相 (TAZAKI, 1966) が A 点において、少量の液相を粒間にたもった固相部分と分離し、上昇する (Fig. 10 における II のコース)。おきざりにされた固相部分は、主として温度降下により、粒間液相とカンラン石+少量の単斜輝石が反応して、パーガス閃石を晶出させる (Fig. 10 における I のコース)。

粒間液相は、量を減じながら、K₂O を濃縮する。K₂O を濃縮した液相は、カンラン石と反応して、最終的に微量の金雲母として固化した。A 点において分離した液相は、より浅所において、単斜輝石+角閃石を晶出させた。

北関東山地、兩生山その他の御荷鉢帯に産する超苦鉄質~苦鉄質岩系列において、角閃石岩やはんれい岩中の角閃石にくらべ、かんらん岩中の角閃石は、TiO₂ とみ、かつ、やや遅れて晶出したとみられる金雲母の TiO₂ 含量も高いことが明らかにされた。

アルカリ玄武岩の晶出分化が中・高温の条件下で進行するとき、TiO₂ にとむ普通角閃石の晶出にともない、共存するチタン磁鉄鉱中の TiO₂ 含量が減少し、角閃石にひきつづき晶出する黒雲母にも多量の TiO₂ が配分されるという関係が知られている (青木, 1967)。

これらのことから、北関東山地、黒内山岩体において、かんらん岩中の粒間液相が、周囲のカンラン石+単斜輝石と反応して、TiO₂ にとんだ角閃石や金雲母を晶出さ

せ得るためには，粒間液相の TiO_2 濃度が高くなるばかりでなく，クロム鉄鉱の周縁部で TiO_2 含量の減少していることが，密接に関連しているであろう。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり，有益な助言をいただいた，東京教育大学の牛来正夫先生に感謝申しあげる。名古屋大学，諏訪兼位博士からは，貴重な雲母の試料をいただいた。

岡山大学温泉研究所，麻田齊技官には，研磨薄片を製作していただいた。山浦裕子氏には，図表の作製および計算の一部を手伝っていただいた。

以上の方々にあつくお礼申しあげる。本研究に要した経費の一部に科学研究費補助金を使用した。記して謝意を表する。

文 献

- ABRAMOVICH I. I. and VYSOKOOSTROVSKAYA E. B. (1964) The titanium-iron ratio in rocks derived from different magmas. *Geokhimiya*, **1964** [7], 641-645.
- ALLEN, J. C., MODRESKI, P. J., HAYGOOD, C. and BOETTCHER, A. L. (1972) The role of water in the mantle of the Earth: The stability of amphiboles and micas. *24th IGC. Sec. 2*, 231-239.
- 青木謙一郎 (1967) アルカリ玄武岩マグマ中におけるチタンの役割. 岩鉱 **57**, 188-199.
- AOKI, K. (1970) Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan. *Contr. Mineral. Petrol.* **25**, 270-283.
- , SHIBA, I. (1973) Pargasites in lherzolite and websterite inclusions from Itinomegata, Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **68**, 303-310.
- BENCE, A. E. and ALBEE, A. L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.* **76**, 382-403.
- BEST, M. G. (1970) Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basaltic lavas, Grand Canyon, Arizona. *Contr. Mineral. Petrol.* **27**, 25-44.
- BRAVO, M. S. (1972) Stability of phlogopite-bearing nodules in kimberlite. In: *Progress in Experimental Petrology, Second Report*, 155-158. London. National Environment Research Council.
- DAWSON J. B. and POWELL D. G. (1969) Mica in the upper mantle. *Contr. Mineral. Petrol.* **22**, 233-237.
- , — and REID, A. M. (1970) Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine Volcano, northern Tanzania. *J. Petrol.* **11**, 519-548.
- and SMITH, J. V. (1973) Alkalic pyroxenite xenoliths from the Lashaine Volcano, northern Tanzania. *J. Petrol.* **14**, 113-131.
- FRANTSESON, E. V. (1970) *The Petrology of the Kimberlites*. 104-107, Australian National Univ.
- HARIYA Y. and TERADA S. (1973) Stability of richterite50-tremolite50 solid solution at high pressures and possible presence of sodium calcic amphibole under upper mantle condition. *Earth Planet. Sci. Letters*, **18**, 72-76.
- IZUMI, S. (1965) On Ogawara ultrabasic complex in Nagano prefecture, central Japan (Master thesis, Tokyo Kyoiku Univ.).
- (1968) The Ogawara ultrabasic intrusion, Nagano prefecture, central Japan (part 1). *Earth Science (Jour. Assoc. Geol. Collab. Japan)*, **22**, 267-273.
- 飯泉 滋 (1972) 長野県大河原付近に産する塩基性・超塩基性岩類の Rb・Sr 含量と Sr 同位体比. 岩鉱, **67**, 203-208.
- INOMATA, M. (1971) Petrology of the Uhu-san ultrabasic in rocks Aichi prefecture, central Japan (Master thesis, Tokyo Kyoiku Univ.).
- and TAZAKI, K. (1974) Phlogopite and Tivargasite bearing ultramafic rocks from the Mikabu zone, central Japan (in press).
- KEUSEN, von H. R. (1972) Mineralogie und petrographie des metamorphen ultramafitit-Komplexes Vom Geissptad (Penninsche Alpen). *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.* **52**, 385-478.
- 小松正幸，野地正保 (1966) 日高変成帯の超塩基性岩 I — 槻満超塩基性岩とその産状について — 地球科学, **20**, 21-29.
- 神津俊祐・鶴見志津夫 (1931) 六連島産玄武岩中のアノマイト式雲母の化学分子式に対する一考察. 岩鉱, **5**, 155-166.
- KUNO, H. (1967) Mafic and ultramafic nodules from Itinome-gata, Japan. In: P. J. Wyllie, ed., *Ultramafic and Pelated Rocks*. 337-342.
- KUSHIRO, I., SYONO, Y. and AKIMOTO, S. (1967) Stability of phlogopite at high pressures and

- possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* **3**, 197-203.
- KUSHIRO, I. and AOKI, K. (1968) Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. *Am. Mineral.* **53**, 1347-1367.
- LAMBERT, I. B. and WYLLIE, P. J. (1968) Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. *Nature* **219**, 1240-1241.
- LUTH, W. C. (1967) Studies in the system $KAlSiO_4$ - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O : I Inferred phase relations and petrologic application. *J. Petrol.* **8**, 372-416.
- MAITRE, R. W. L. (1969) Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic. *Mineral. Mag.* **37**, 186-197.
- MASON, B. (1968) Kaersutite from San Carlos, Arizona, with comments on the paragenesis of this mineral. *Mineral. Mag.* **36**, 997-1002.
- MODRESKI, P. J. and BOETTCHER, A. L. (1972) The stability of phlogopite+enstatite at high pressures: A model for micas in the interior of the Earth. *Am. J. Sci.* **272**, 852-869.
- NAGASAKI, H. (1966) A layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II* **16**, 313-346.
- NAKAMURA, Y. (1971) Petrology of the Toba Ultrabasic complex, Mie prefecture, central Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo Sec. II* **18**, 1-51.
- and KUSHIRO, I. (1970) Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano. *Contr. Mineral. Petrol.* **26**, 265-275.
- NISHIKAWA, M., KUSHIRO, I. and UYEDA, S. (1971) Stability of natural hornblende at high water pressures: Preliminary experiments. *Japan J. Geol. Geogr.* **41**, 41-50.
- 野地正保, 小松正幸 (1967) 日高変成帯の超塩基性岩 II —ウエンザル, パンケヌーシ川流域の超塩基性岩とかんらん石はんれい岩の関係について— *地球科学*, **21**, 11-26.
- 応地善雄 (1961) 残島産粗面安山岩中の晶洞雲母, 岩鉍, **45**, 101-103.
- ONUKI, H. (1965) Petrochemical research on the Horoman and Miyamori Ultramafic intrusives, northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **9**, 217-276.
- (1966) On the iron-rich peridotites in the Sanbagawa metamorphic belt of the Kanto mountains. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **55**, 39-47.
- Research Group of Peridotite Intrusion (1967) Ultrabasic Rocks in Japan. *J. Geol. Soc. Japan* **73**, 543-533.
- RIMSAITE, J. (1969) Evolution of zoned micas and associated silicates in the Oka carbonatite. *Contr. Mineral. Petrol.* **23**, 340-360.
- (1971) Distribution of major and minor constituents between mica and host ultrabasic rocks, and between zoned mica and zoned spinel. *Contr. Mineral. Prtrol.* **33**, 259-272.
- TAZAKI, K. (1966) Ultrabasic rocks in the northern Kwanton mountains, central Japan. *Earth Science (J. Assoc. Geol. Collab. Japan)* **84**, 14-25.
- 田崎耕市 (1967) 北関東山地の超塩基性岩の単斜輝石. *岩鉍*, **57**, 137-144.
- 田崎耕市・平野英雄 (1973) X線マイクロアナライザー (JXA5A) の定量精度に関する 2, 3 の検討. *岡大温研報* **42**, 9-23.
- VARNE, R. (1970) Hornblende lherzolite and the upper mantle. *Contr. Mineral. Petrol.* **27**, 45-51.
- VOGT, P. (1962) Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Peridotitstoch von Finero. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.*, **42**, 59-125.
- WHITE, R. (1966) Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contr. Mineral. Petrol.*, **12**, 245-314.
- WILSHIRE, H. G. and TRASK, N. L. (1971) Structural and textural relationships of amphibole and phlogopite in peridotite inclusions, Dish Hill, California. *Am. Mineralogist* **56**, 240-255.
- , CALK, L. C. and SCHWARZMAN, Elisabeth C. (1971) Kaersutite—a product of reaction between pargasite and basanite at Dish Hill, California. *Earth Planet. Sci. Letters* **10**, 281-284.
- YODER, H. S. and TILLEY, C. E. (1962) Origin of basaltmagmas: An experimental study of natural and synthetic rocksystems. *J. Petrol.*, **3**, 342-532.
- , and KUSHIRO, I. (1969) Melting of a hydrous phase: phlogopite. *Am. J. Sci.* **267-A**, 558-582.

PHLOGOPITES AND COEXISTING PARGASITES IN WEHLITE FROM THE NORTHERN KANTO MOUNTAINS, CENTRAL JAPAN

by Koichi TAZAKI, *Division of Geology, Institute for Thermal Spring Research, Okayama University* and Michiya INOMATA, *Geological and Mineralogical Institute, Tokyo Kyoiku University*.

Coexisting interstitial phlogopites and pargasites in iron rich wehrlite from the northern Kanto mountains were studied.

The textural relations between those interstitial hydrous minerals and major constituent minerals, such as olivines and clinopyroxenes suggest the crystallization of the former from the intergranular residual liquids.

The modal amounts of phlogopites in wehrlite are less than 1%, and that of pargasites range from 2 to 5%.

Microprobe analyses have been carried for those hydrous minerals and the major constituent minerals, namely, olivine, clinopyroxene and idiomorphic zoned chromite.

Olivines in wehrlite from the northern Kanto mountains have rather iron-rich nature and range from Fo₈₀ to Fo₈₅, and those coexisting with the hydrous minerals are Fo_{82.5} in average.

Clinopyroxenes from mica bearing wehrlite contain about 2.5% Al₂O₃, 17% MgO and 5.5% FeO. Tentative cation per cent of Ca, Mg and Fe are calculated as Ca_{42.6} Mg_{48.1} Fe_{9.3} in average.

The present probe analyses show high magnesian nature of the interstitial phlogopites. In addition, these phlogopites are conspicuous by their high TiO₂ content ranging from 4.6 to 5.2%. Mg/Mg

+Fe versus Ti relation plotted in Fig. 4 revealed that the present phlogopite are similar to that of the alkaline pyroxenite nodules from the Lashaine volcano, northern Tanzania.

Pargasites in mica bearing wehrlite are also rich in TiO₂ (3.0~4.7%), whereas pargasitic common hornblende from hornblendite or gabbro are rather low in TiO₂ (0.9~1.7%). Mg/Mg+Fe+Mn versus Ti relations of amphiboles illustrate that Ti contents increase with decrease of Mg/Mg+Fe+Mn. Two different increasing trend for Ti content are also noticed.

Idiomorphic chromites show distinct compositional variation from core to rim. Total FeO increases about 16% at rim, whereas TiO₂, Al₂O₃ and MgO decrease at the rim.

Possible crystallization scheme of those hydrous minerals is proposed in Fig. 10, where the maximum stability limits of phlogopite and hornblende are shown with the curve for beginning of melting of basalt.

Separation of liquid fraction from cumulate phase with a small trapped intergranular liquid might occur at point A. The liquid fraction then might move upward through the course II.

In cumulate phase, intergranular liquid might crystallize pargasitic amphibole by the reaction with olivine and clinopyroxene through the course I in Fig. 10. Intergranular liquid might decrease with production of amphiboles and K₂O might concentrate in residual liquid. At final stage of crystallization, residual liquid rich in K₂O might crystallize as phlogopite by the reactions with olivine.

Decrease of TiO₂ content at the rim of idiomorphic chromite might be related to the formations of Ti-rich hydrous minerals.