

島根半島およびその周辺地域における 飛驒隱岐変成帯の分布についての考察

三 浦 清*

Kiyoshi MIURA : On the Hida-Oki Metamorphic Belt Around the Shimane Peninsula District

Abstract : Basic to intermediate intrusive bodies intruded into the Miocene formation, are known in the green tuff region of Shimane prefecture and its adjacent areas, the coast of the Sea of Japan.

From the petrochemical point of view, these rocks are classified into the following three types ; tholeiitic, high almina, and alkali basalt type. The first type occurs in the Oda Miocene sedimentary basin underlain by Sangun metamorphic rocks. The second one occurs in the Izumo Miocene sedimentary basin and the eastern part of Shimane peninsula district. Both districts are Miocene sedimentary basin underlain by Paleogene granite batholith. The last one occurs in the western part of Shimane peninsula district. The basement rocks of the Miocene sediments are infered to be related with the Hida-Oki Metamorphic rocks in judgment from the rock type of this intrusive rock and geological relation.

On the other hand, a finding of the gravels of gneissic rocks from the Miocene Koura formation is a important matter to solve the relation between Hida-Oki metamorphic belt and Chugoku belt.

It implies the presence of mountain land composed of gneissic rocks of Hida-Oki metamorphic belt in and around the Shimane peninsula district at the dawn of the Miocene. The gravels of gneissic rocks were derived from islands left behind in the progress of sinking to the basin of Koura formation.

In addition to above mentioned facts, it is of much interest that the green tuff alteration in Shimane peninsula district as compared with the mainland district are remarkable.

Olivine hyperite inclusion in the Miocene pyroxene andesite lava from Oda city, western district of San'in-Hokuriku green tuff subregion of Japan, is characterized by having high calcic plagioclase, relatively high content of Al_2O_3 , CaO and MgO, and low content of SiO_2 . From the above mentioned characters, it is likely that it is derived from the layer produced by the remelt of the Precambrian oceanic basalt layer embedded at the basement of the crust.

*島根大学教育学部地学研究室

Based on the above mentioned geological relations, the writer concludes that the southern limit of the Hida-Oki metamorphic belt exist around Shimane peninsula district.

1. ま え が き

柴田ら (1971) の研究によって、飛騨隠岐変成岩類の源岩の時代が先カンムリヤ紀を示すことが明らかにされて以来、それと三郡変成岩類の地質的關係に関する研究が重要な課題となつて来た。

山陰地方における飛騨隠岐変成岩類の分布は都城 (1965) によって漠然とその南限が隠岐島と島根半島の間にひかれているが、この地方で三郡変成岩類に対する飛騨隠岐変成岩類の地質的關係を直接確認する場所はない。

筆者は二三の岩石学的資料にもとづいて、飛騨隠岐変成岩類の分布ならびそれと三郡変成岩類の關係について考察してみたい。

2. 粗粒玄武岩の岩石化学的地域的性からみた飛騨隠岐変成岩類の分布

島根県とその周辺地域に分布する新第三紀中新世の主として粗粒玄武岩類に関する研究の過程で筆者 (1971, 1973) はそれに著るしく明瞭な岩石化学的地域性の存在を確認した。

これらの貫入岩類は、グリンタフ堆積盆の最大発達期の堆積物である久利層の泥岩部層が特に厚く堆積した地域に集中する傾向が強い。同時に、この地方におけるグリンタフ堆積盆形成後、最初の本格的な塩基性火成活動である点も見逃し難い事実である。

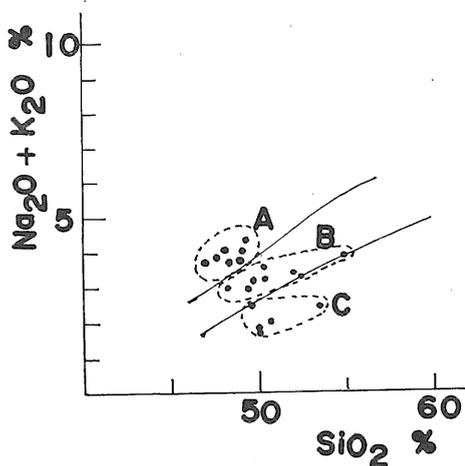


図1. 中世塩基性～中性貫入岩類にみられる $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 関係図

A: 島根半島西部

B: 島根半島東部および出雲湾入部

C: 大田湾入部

曲線は久野 (1960) のアルカリ玄武岩、高アルミナ玄武岩、ソレーアイトの境界線

図1は $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ に対する SiO_2 の関係図であるが、この図の中に示してあるアルカリ玄武岩、高アルミナ玄武岩、ソレーアイトの境界線は久野 (1960) による境界線で、各領域に示される試料は Al_2O_3 , $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, SiO_2 関係図によっても検討済みである。この詳細な議論は筆者の前記論文にゆずるとして、ここで述べたいのは、A, B, C各領域に示される塩基性貫入岩類が無秩序に分布するのではなく、A領域の岩石は島根半島西部、B領域の岩石は中新世出雲湾入部から島根半島東部にかけて、C領域の岩石は中新世大田湾入部にのみそれぞれ出現することである。

この原因に関して、筆者は新第三系の基

盤岩の差が何等かの関係をもつ可能性について言及した。すなわち、B領域の基盤岩、C領域の基盤岩はそれぞれ底盤状花崗岩類、三郡変成岩類から構成されることはほぼ明確である。それに対してA領域の基盤岩は一体何であろうか。

図2においてA領域の岩石、つまりアルカリ粗粒玄武岩の分布限界を示す。

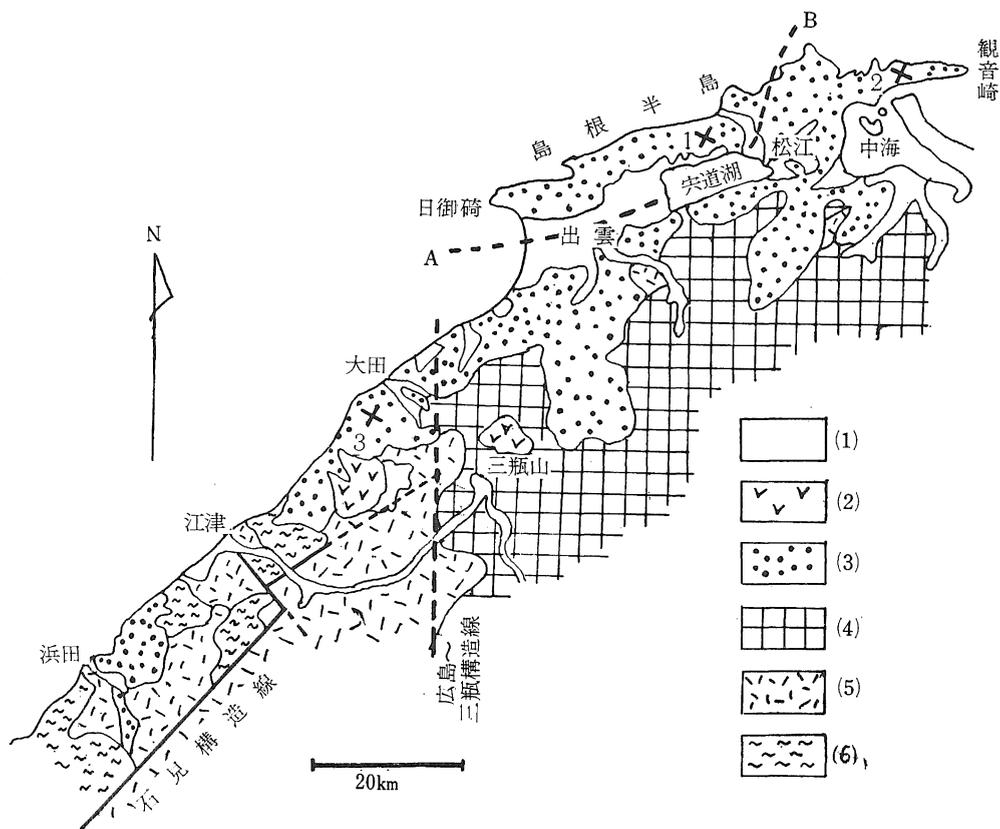


図2. 島根県中東部の地質図

- (1): 第四紀堆積物 (2): 第四紀火山岩類 (3): 新第三系 (4): 花崗岩類 (5): 後期中生代火山岩類 (一部古第三紀火山岩類を含む) (6): 三郡変成岩類 (×印1): 松江市長江町片麻岩礫産地 (×印2): 八東郡美保関町片麻岩礫産地 (×印3): 大田市五十猛町橄欖石ハイパーライト捕獲産地 (曲線A B): アルカリ粗粒玄武岩の南限

この地域における粗粒玄武岩の岩石化学的性質と基盤岩について密接な関係がある以上、このA領域を示す地域の基盤岩は花崗岩でも三郡変成岩類でもない別の基盤岩である可能性を示している。筆者はこの基盤岩を飛驒隱岐変成岩類 (勿論、花崗岩類による貫入は受けているかもしれない) と考えたい。

3. 島根半島古浦累層に含まれる片麻岩礫の地質学的意義と飛驒隠岐変成岩類

最近、筆者(1973a, 1973b)は図2に示した島根半島の二地点で古浦累層の層間礫岩層から片麻岩礫を発生した。

礫の大きさは最大50㎝程度の亜円礫で、普通角閃石—斜長石片麻岩、アクチノ閃石—斜長石片麻岩、黒雲母片麻岩の三種が確認される。

写真1はそれらの鏡下の組織を示す。

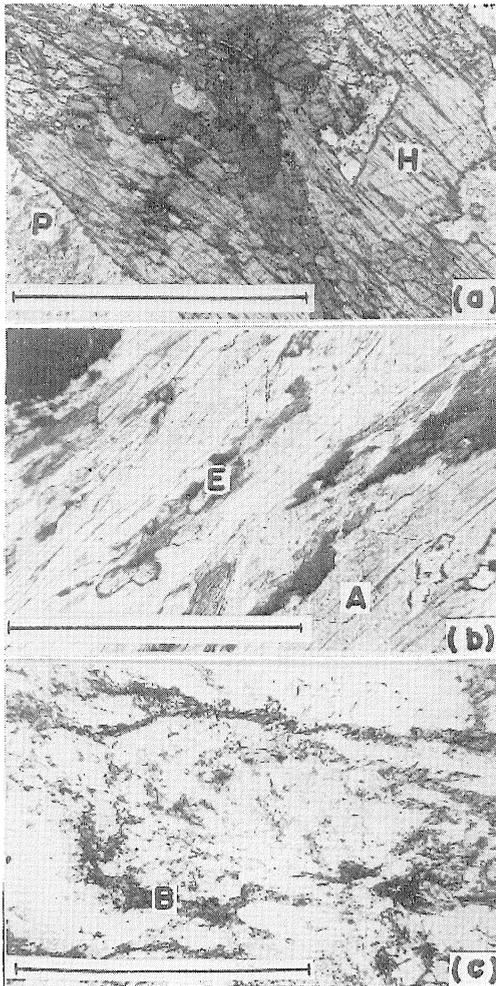


写真1. 片麻岩礫の顕微鏡写真 (a, bは十字ニコル, cは開放ニコル)

- (a): 普通角閃石—斜長石片麻岩(八束郡美保関町)
 (b): アクチノ閃石—斜長石片麻岩(松江市長江町)
 (c): 黒雲母片麻岩(松江市長江町) P: 斜長石
 H: 普通角閃石 E: 緑簾石 A: アクチノ閃石
 B: 黒雲母

(スケールはいずれも1mm)

また、表1, 2はその光学性および化学組成を示す。

このような片麻岩は少なくとも山陰地方では隠岐においてのみ露出しているのだからながら飛驒隠岐片麻岩類に対比される。

古浦累層は山陰新第三系の標準層序表(例えば市川ら(1970))による波多層から川合層までを含むものとみられ、島根半島の少なくとも最下位層を構成するが下限は不明である。

古浦累層礫岩部層の構成礫として片麻岩礫と共存するものは微斜長石花崗岩などであるが、それらの中に本土側起源の岩石を含んでいないことは重要で、古浦累層堆積当時、この附近に飛驒隠岐変成岩類が露出していた可能性を示唆する。

4. グリントフ変質作用にみられる地域性の意義

島根半島は古くから宍道地溝帯をはさんで本土とは別の地質構造単位に入れられているが、そこでは、新第三系が激しく褶曲をくりかえし、おびただしい断層が形成されて複雑な構造を示している。これに対し本土側では一般に地質構造が単調で両者は著るしく対照的である。

このような対照的な現象は、いわゆるグリントフ変質作用の度合いにもよく表現さ

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	53.22	47.75	67.27
TiO ₂	1.14	1.20	0.57
Al ₂ O ₃	16.78	12.83	15.73
Fe ₂ O ₃	2.81	1.70	1.63
FeO	5.36	6.17	3.73
MnO	0.20	0.14	0.14
MgO	6.56	10.95	1.66
CaO	8.21	17.33	0.84
Na ₂ O	3.63	0.71	2.61
K ₂ O	0.48	0.15	3.34
H ₂ O(+)	1.12	1.52	2.57
H ₂ O(-)	0.22	0.35	0.25
P ₂ O ₅	0.22	0.09	0.11
Total	99.95	100.89	100.25

表1. 片麻岩礫の化学組成

(1): 普通角閃石-斜長石片麻岩

(2): アクチノ閃石-斜長石片麻岩

(3): 黒雲母片麻岩

産地は図1ならびに写真1に記載したとおり。

試料	(1)	(2)	(3)
角閃石	2V _x =74 α=1.6400 γ=1.6538 X=黄緑色 Z=青緑色	2V _x =76 α=1.6320 γ=1.6520 X=淡黄緑色 Z=淡緑色	
斜長石	2V _z =78 α=1.5540 γ=1.5620 An≐49	2V _z =79 α=1.5532 γ=1.5588 An≐45	2V _x =85 α=1.5420 γ=1.5495 An≐25

表2. 片麻岩の造岩鉱物の光学性試料番号は表1と同様。

れている。表3はこの結果を示したものである。

この表で理解されるように、島根半島部の変質が本土にくらべて特に著るしい理由として、新第三系の基盤岩の境界が丁度島根半島附近にあってその為に特に複雑な地質構造を示すと共に変質作用を受ける機会が多かったという考え方が成立する。

本 土 地 区				島 根 半 島 地 区			
地層名	岩 石	粘 土 鉱 物	沸 石	沸 石	粘 土 鉱 物	岩 石	地層名
布志名層	泥 岩	M・I・K			M・I・K	泥 岩	古江層
	砂 岩 〔サブグレイワック〕	M	C				
大森層	泥 岩	M・I・K			M/I・M・K	泥 岩	牛切層
				L	ch/M	砂 岩	
	塩 基 性 岩 火 砕 岩	M	H・C	C	ch/M (一部に ch・I)	酸 火 砕 性 岩 火 砕 基 性 岩	
				C・L	ch/M・ch	火 砕 基 性 岩	
久利層	泥 岩	M・I・K (一部に M/I)			I・(稀れに chを含む)	泥 岩	成相寺層
	酸 火 砕 性 岩	M	C・Mor	一部Mor	I・ch	酸 火 砕 性 岩	
				一部にL	ch・I	塩 基 性 岩	
川合層	砂 岩 (アルコース)				I・ch	泥 岩	古浦層
波多層	酸 性 上 火 砕 岩	M (一部に K)	C・Mor		I・ch	酸 火 砕 性 岩	
	塩 基 性 岩 火 砕 岩	M・M/I		稀にL	ch	塩 基 性 岩 火 砕 岩	

表3. 火山碎屑岩, 泥岩にみられる粘土鉱物と沸石類

M: モンモリロナイト I: イライト ch: 緑泥石 K: カオリン M/I: モンモリロナイトとイライトの混合層鉱物 ch/M: 緑泥石とモンモリロナイトの混合層鉱物 C: 斜プロテチル沸石 H: 輝沸石 Mor: モルデン沸石 L: 濁沸石

5. かんらん石ハイパーライト捕獲岩とその意義

さきに筆者(1972)は島根県大田市の安山岩中の捕獲岩として斑れい岩を発見したが, この意味について考察したいと思う。

図3はこの産地を示し, この地方の新第三系の基盤は図2とあわせ考えてみると三郡変成岩類と考えられる位置である。

捕獲岩は北島根地区黒物調査用ボーリング孔S I-30号, 深度447m. 附近から採取されたものである。その大きさは5cm程度の径をもつ角礫状の粗粒完晶質岩で, その中から多くの薄片をつくって詳細な検討を行った結果, 構成鉱物は斜長石, 橄欖石, 単斜輝石, 斜方輝石, 角閃石, 黒雲母からなる橄欖石ハイパーライトと考えられる。その鏡下における組織は写真2に示すようなものである。

斜長石 ($2V_x = 74^\circ$, $\alpha = 1.5731$, $\gamma = 1.5836$, $2\theta(131) - 2\theta(1\bar{3}1) \div 2.28^\circ$) は $An = 93 \sim 95$ に相当する灰長石で極めて新鮮である。5×5mm程度の短柱状の形をなし, 牛来(1951)のA型双晶にとみ, 累帯構造を示さない。

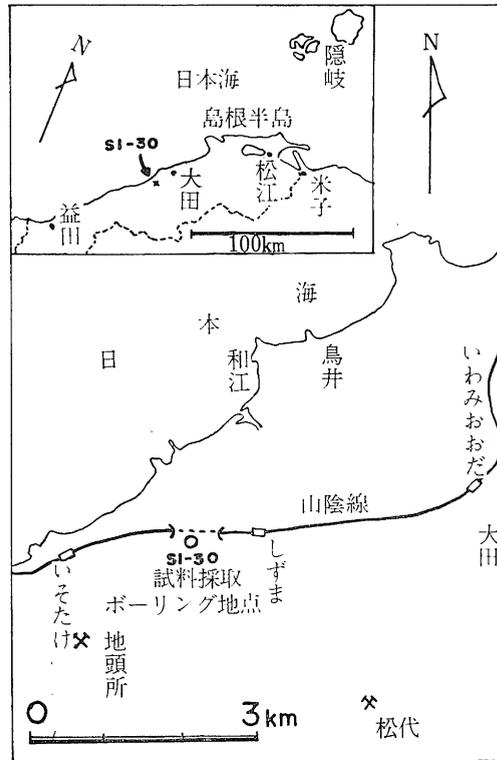


図3. 橄欖石ハイパーライトの産地に関する位置図

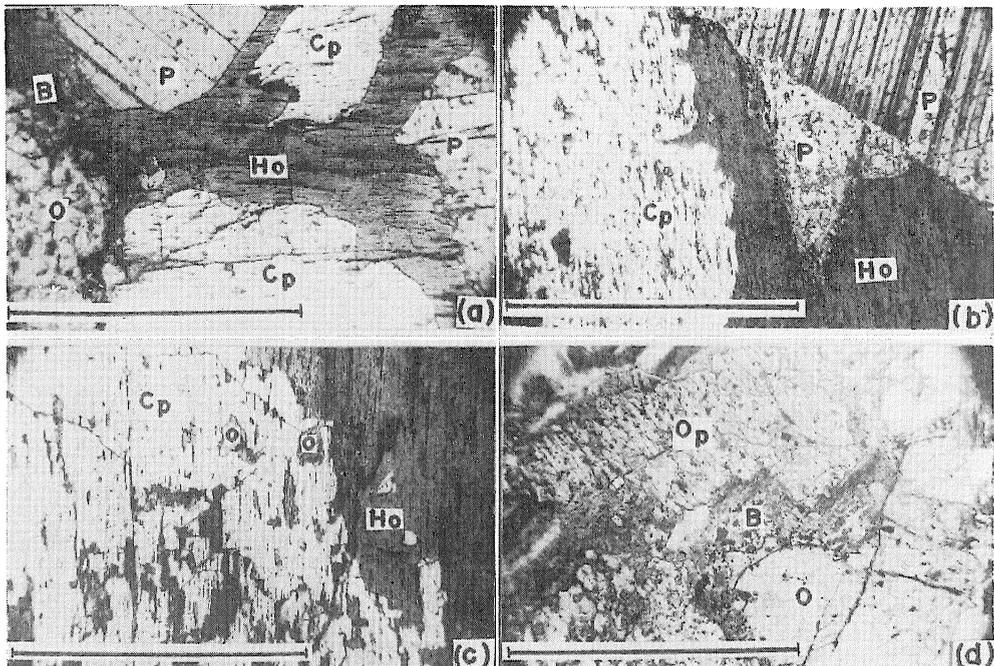


写真2. 橄欖石ハイパーライトの顕微鏡写真 (a, b, cは十字ニコル, dは開放ニコル) B: 黒雲母
Ho: 普通角閃石 O: 橄欖石 Op: エンスタタイト Cp: オージョイト P: 斜長石 (スケールは
いずれも 1mm)

橄欖石は不規則でやゝ、円形断面を示し、大なるものは径7mm程度にも達する。時にポイキリティック状に単斜輝石中に含まれることがある。

単斜輝石 ($C \wedge Z = 50 \sim 52^\circ$) は普通輝石に相当するものとみられ、橄欖石をとりまくように分布する。

斜方輝石 ($2V_x = 112^\circ$, $\alpha = 1.6669$, $\gamma = 1.6727$) はエンスタタイトに相当するものとみられ、橄欖石をとりまく如き配列をとる。

角閃石 ($2V_x = 82 \sim 85^\circ$, $\alpha = 1.6430$, $\gamma = 1.6673$) はやや褐色味をおびた普通角閃石で輝石と斜長石の鉱物粒界に沿って生成される傾向が極めて強い。一方、兩種輝石を交代してそれをポイキリティックに含むことがある。

黒雲母は著るしく緑泥石化されているが、初生的には鉱物粒界や微細な亀裂に沿って生成している。

造岩鉱物の生成順序は、特に鉄苦土鉱物において明瞭で、橄欖石→斜方輝石→単斜輝石→角閃石→黒雲母の順である。

表4は本捕獲岩ならびにその Host Rock の化学組成を示したものである。同表には東北日本産の類似した捕獲岩の化学組成も同時に示してある。

山崎ら (1966) はその起源を地殻深部のものとし、青木 (1972) もその起源を地殻深部にもとめ、先カンムリヤ紀に噴出した玄武岩の厚い累層が角閃岩化されたり、同じものが完全溶融を受けると斑れい岩マグマが生成されるという作業仮説を立てた。

この捕獲岩の岩質は、山陰地方の後期中生代あるいは古第三紀貫入岩としての斑れい岩質岩石とくらべて著るしく異なるので、その起源はやはり地殻深部に存在する岩石から由来したものとみなければならない。

このように、同じ性格の捕獲岩あるいはその源岩が地域を異にする本州の二地域で発見されたということは、いわゆる本州地向斜の基盤岩としての海洋性玄武岩地殻として広く分布しているらしいことを意味するものと考えられないであろうか。

この捕獲岩のように、灰長石と橄欖石が共存する条件は久城ら (1966) の研究から地下25km以上と考えられるので、地殻最下部附近にあったものが再溶融して少なくとも地下25km以上よりも浅い部分に貫入固結したものと見られるのである。

以上の捕獲岩と比較するために、表5に隠岐変成岩類の化学組成を示す。

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	41.04	40.22	41.56	42.21	42.58	57.10
TiO ₂	0.54	1.55	1.30	1.32	1.29	1.09
Al ₂ O ₃	21.52	21.74	22.36	18.44	18.96	12.31
Fe ₂ O ₃	2.97	5.50	3.32	5.53	5.86	5.04
FeO	3.75	4.05	4.76	6.54	6.49	3.21
MnO	0.25	0.09	0.11	0.14	0.18	0.20
MgO	5.15	7.08	8.36	10.09	9.57	2.77
CaO	17.15	13.51	14.00	13.49	12.57	8.71
Na ₂ O	0.85	2.07	1.27	1.60	1.80	3.84
K ₂ O	0.14	0.49	0.61	0.47	0.43	0.98
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.04	0.21	0.23	0.34
H ₂ O(-)	1.86	1.29	0.67			3.54
H ₂ O(+)	4.92	2.05	1.53			1.61
Total	100.18	99.69	99.89			100.74
FeO+ Fe ₂ O ₃ (as FeO)	6.42	9.00	7.75	11.52	11.76	
$\frac{Na_2O+K_2O}{MgO}$	0.19	0.36	0.22	0.23	0.20	

表4. 斑れい岩, 角閃岩捕獲岩の化学組成

- (1): 島根県大田市 S 1-30号産斑れい岩
 (2): 長野県柵産普通角閃石斑れい岩[山崎ら (1966)]
 (3): 新潟県鯨波産普通角閃石斑れい岩[山崎ら (1966)]
 (4): 秋田県一の目瀧産普通角閃石岩——普通角閃石斑れい岩 (15個の平均)[青木 (1972)]
 (5): 同上産角閃岩 (5個の平均)[青木 (1972)]
 (6): (1)の host rock

表4, 5について, SiO₂ 値に対する Al₂O₃, CaO, MgO の変化, $\frac{Na_2O+K_2O}{MgO}$ に対する (FeO+Fe₂O₃) の変化を図示したものがそれぞれ図4, 5である。

両図には村上 (1971) によって発見された西中国 (山口県下) のグラニュライト捕獲岩の変化も同時に示してある。

これら両図において明らかな如く, 本捕獲岩も含めて東北日本産の捕獲岩など, これらの捕獲岩類の特徴は, 隠岐変成岩類と比較して明瞭である。さらに, グラニュライトが本捕獲岩や東北日本産のそれらと類似した傾向にあることも興味をひく事実である。

図4の SiO₂ に対する MgO のパターンや図5における $\frac{Na_2O+K_2O}{MgO}$ に対する (FeO+Fe₂O₃) のパターンは, 杉崎 (1972), 田中ら (1971) にみられる日本の古生代地向斜玄武岩の地向斜中軸部に噴出した玄武岩と外側部に噴出した玄武岩のパターンの差に類似した傾向を読みとることが出来る。つまり, 本捕獲岩類を含めて捕獲岩類は地向斜中軸部の玄武岩に, 隠岐変成岩類は外側部に噴出した玄武岩にそれぞれ類似するのである。

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO ₂	44.63	45.17	53.15	53.22	66.04	67.27	44.37
TiO ₂	1.99	2.56	1.49	1.14	0.61	0.57	2.49
Al ₂ O ₃	16.88	14.91	18.61	16.78	12.88	15.73	22.27
Fe ₂ O ₃	3.52	1.17	2.31	2.81	3.55	1.63	7.17
FeO	9.36	13.13	7.89	5.36	4.66	3.73	2.43
MnO	0.13	0.26	0.18	0.20	0.08	0.14	0.07
MgO	4.36	5.58	2.08	6.56	1.18	1.66	2.82
CaO	7.17	9.44	6.61	8.21	1.01	0.84	12.42
Na ₂ O	1.02	1.88	4.03	3.63	2.44	2.61	2.42
K ₂ O	1.24	0.84	1.08	0.48	4.04	3.34	0.95
P ₂ O ₅	0.20	0.71	0.50	0.22	0.25	0.11	0.85
H ₂ O(-)	1.53	0.45	0.19	0.22	0.75	0.05	0.83
H ₂ O(+)	7.26	4.80	1.59	1.12	1.77	2.57	1.39
Total	99.29	100.91	99.71	99.95	99.27	100.25	100.48
FeO+ Fe ₂ O ₃ (as FeO)	13.84	14.18	9.97	7.87	7.85	5.19	8.89
$\frac{Na_2O+K_2O}{MgO}$	0.52	0.49	2.42	0.65	5.49	3.58	1.19

表5. 隠岐変成岩類の化学組成

- (1): 角閃岩 (隠岐西郷町仏谷産)
- (2): 角閃岩 (同上)
- (3): 角閃岩 (隠岐布施村南谷産)
- (4): 表1の(1)試料と同じ
- (5): 黒雲母片麻岩 (隠岐布施村産)
- (6): 表1の(3)試料と同じ
- (7): 隠岐知夫島アルカリ流紋岩中の捕獲岩でや、斑れい岩質岩石なるも変質著しい。

つまり、S I—30号下に見られる橄欖石ハイパーライトは、先カンムリヤ紀海洋性玄武岩地殻の再溶融したものであって、そこには飛驒隠岐変成岩類 (先カンムリヤ紀大陸地殻としての) は延長していないかもしれない。三郡変成岩類の基盤は、飛驒隠岐変成岩類ではなく、やはり当時の海洋性地殻であろうと見るのは早計であろうか。

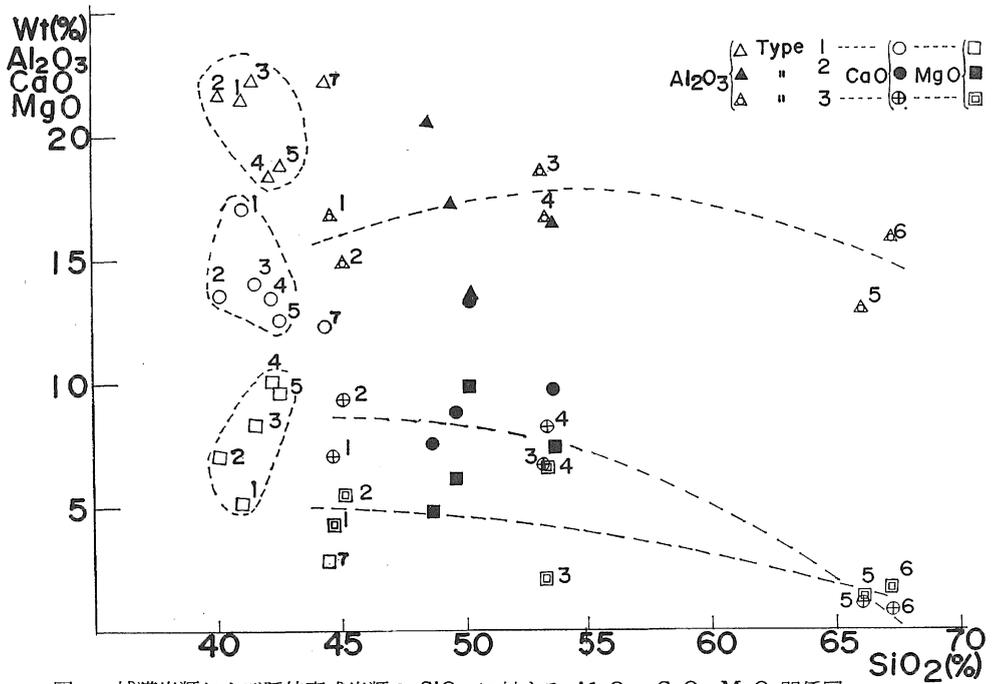


図4. 捕獲岩類および隠岐変成岩類の SiO_2 に対する Al_2O_3 , CaO , MgO 関係図

Type 1: 斑れい岩質, 角閃岩質捕獲岩

Type 2: グラニュライト質捕獲岩[村上 (1971)]

Type 3: 隠岐変成岩類

番号は表 3, 4 に同じ。

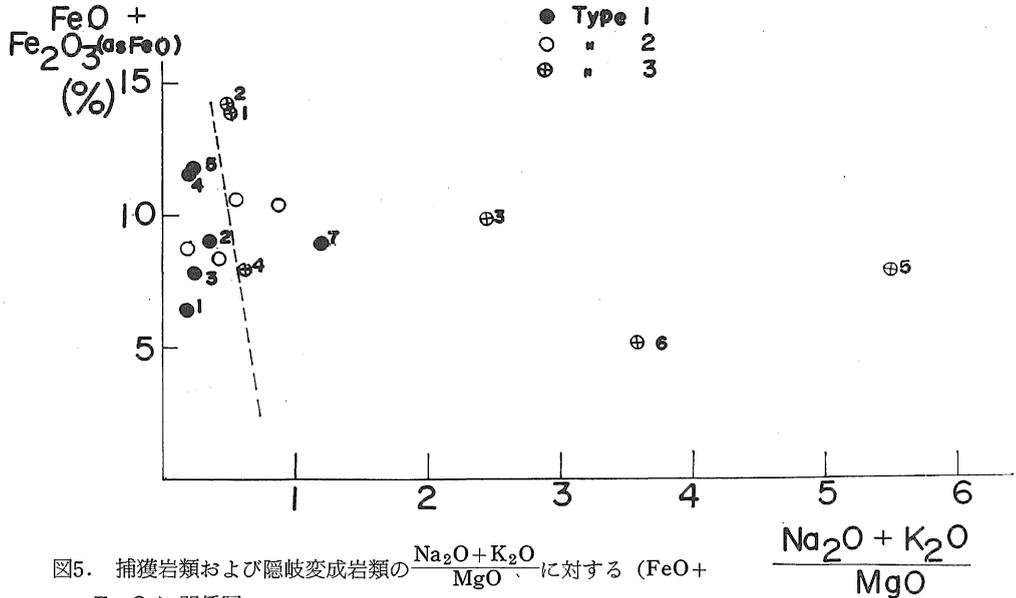


図5. 捕獲岩類および隠岐変成岩類の $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO}}$ に対する $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 関係図

Type 1: 斑れい岩質, 角閃岩質捕獲岩

Type 2: グラニュライト質捕獲岩[村上 (1971)]

Type 3: 隠岐変成岩類

番号は表 3, 4 に同じ。

6. あ と が き

中国地方における飛驒隠岐変成岩類の露頭は隠岐島後にしか見ることは出来ないが、二三の岩石学上の資料からみて、それが島根半島附近に南限をもつ可能性のあることについて述べて来た。

この先カンムリヤ紀変成岩類の分布は、本州地向斜の地質学的意義づけを考察するうえに欠ぐことの出来ない重要な問題であることは勿論であるが、同時に後期中生代を舞台とする酸性火成活動の場やその機構を考えるうえにも極めて大切な事であるし、さらに、グリンタフ地向斜の場に与える影響も大きいものと考えられる。

つまり、少なくとも西南日本内帯の地質現象の基本にかかわる問題であることに間違いないものと見ることが出来よう。

文 献

- 青木謙一郎 (1972), マントルから来た物質——一の日湯火山の噴出物——, 科学, **42**(11), 615—621.
 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫 (1970), 日本列島地質構造発達史, 137p., 築地書館。
 Kuno, H., (1960), High-alumina basalt. *Jour. Petro.*, **1**, 121—145.
 Kushiro, I., Yoder, H. S., Jr. (1966), Anorthite-Forsterite and Anorthite-Enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.* **3**, 337—362.
 Miura, K. (1971), Petrochemical regionalality of the Miocene dolerites from the San'in-Hokuriku green-tuff region, the inner belt of southwest Japan. *Mem. Fac. Educ. Shimane Univ.*, **5**, (Natural Science), 125—137.
 Miura, K. (1972), Gabbroic inclusion in the Miocene andesite from Isotake, Ooda city, Shimane prefecture, Japan. *Mem. Fac. Educ. Shimane Univ.*, **6**, (Natural Science), 105—110.
 三浦 清 (1973), 島根県およびその周辺地域の新第三紀中性～塩基性貫入岩類にみられる岩石化学的地域性について, 地質学論集, 9号, 173—182。
 三浦 清 (1973), 島根半島古浦累層の片麻岩質礫について, 岩鉱, **68**, 284—286。
 三浦 清 (1973), 島根半島新第三紀古浦累層に含まれる片麻岩礫とその地質学的意義, 地質雑, **79**, 10。
 都城秋穂 (1965), 変成岩と変成帯, 391p., 岩波書店。
 村上允英 (1971), 西中国の酸性岩類に関する二・三の問題, *Magma*, **26**, 13—16。
 Shibata, D., Adachi, M. and Mizutani, S. (1971), Precambrian rocks in Permian conglomerate from central Japan. *J. Geol. Soc. Jap.*, **77**, 507—514.
 Sugizaki, R., Mizutani, S., Hattori, H., Adachi, M. and Tanaka, K. (1972), Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese islands. *Tectonophysics*, **14**, 35—56.
 Tanaka, T., Masuda, A. and Sugizaki, R. (1971), Rare earth in Paleozoic geosynclinal basalts in Japan. *Nature*, **232**(31), 105—107.
 Yamazaki, T., Onuki, H. and Tiba, T. (1966), Significance of hornblende gabbroic inclusions in calc-alkali rocks. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geo.*, **55**, 3, 87—103.