

丹波帯の緑色岩

佐野 栄*・田崎 耕市**

Greenstones in the Tamba belt

Sakae SANO* and Koichi TAZAKI**

Abstract The allochthonous greenstone blocks (altered basalts) in the Tamba belt, Southwest Japan are classified into two rock types, alkaline basalt and tholeiite from relict clinopyroxene and bulk rock chemistries. Each rock type occurs in different stratigraphic unit.

Sm-Nd studies on the greenstones give three different ages. The initial ratios of these isotopes are also different for the rocks with different ages. Southern tholeiite and alkaline basalt give ϵ_{Nd} values of $+3.0 \sim +5.1$ whereas northern rocks show more depleted nature at $\epsilon_{Nd} = +7.6 \sim +8.2$. Isotope as well as trace element geochemistries suggest that the original tectonic settings are diverse. The inferred ages and tectonic natures are 335 Ma, oceanic island ($\epsilon_{Nd} = +3.1 \sim +5.1$) for the southern tholeiite, 280 Ma (?), oceanic island ($\epsilon_{Nd} = +3.0 \sim +4.1$) for the southern alkaline basalt and 300 Ma, more depleted oceanic island ($\epsilon_{Nd} = +7.6 \sim +8.2$) for the northern tholeiite and alkaline basalt, respectively.

はじめに

丹波帯は京都市北西から福知山市を経て舞鶴市から福井県小浜市に至る地域に主として分布し、その相当層が中国地方にも断片的に追跡されている (Fig. 1). 丹波帯を構成する岩石は碎屑岩、層状チャートおよび従来“シャルスタイン”と呼ばれていた緑色岩である (丹波地帯研究グループ, 1975). 丹波帯は緑色岩や碎屑岩に伴った石灰岩体からペルム紀初期～中期の紡錘虫化石が報告されている (SAKAGUCHI, 1961) ので、かつては一括して古生層として扱われていた。しかしながら、1970年代後半以降の微化石研究の急激な進歩に伴い、層状チャートからトリアス紀を示すコノドントが見いだされ (吉田・脇田, 1975; 吉田, 1977; 磯崎・松田, 1977), また碎屑岩からはトリアス紀～ジュラ紀の放散虫が

発見されてきた (ISOZAKI & MATSUDA, 1980; 下西・丹波地帯研究グループ, 1981). このように、丹波帯を構成する諸岩石類は緑色岩、チャートなどを“オリストリス”として含む“オリストストローム”であることが指摘されてきた (松田, 1976; 石賀, 1983など).

石賀 (1983) は丹波帯を、おもにトリアス紀ないし前期ジュラ紀の層状チャート、後期ジュラ紀の珪質シルト～黒色頁岩からなるⅠ型地層群、ペルム紀層状チャート、緑色岩そしてジュラ紀泥岩および砂岩からなるⅡ型地層群に分類した。緑色岩は石賀 (1983) のⅡ型地層群中の北部と南部の二つの地域に大別される (Fig. 2). 緑色岩は大小さまざまなブロックに寸断されてはいるものの、その配列が比較的連続しており、丹波帯南部では東-西の、また北～西部では北側の超丹波帯との境界と平行に西南西-東北東の伸びをもって分布する。

HASHIMOTO *et al.* (1970) は、丹波帯緑色岩の全岩化学分析と記載を行い、アルカリ玄武岩類が卓越するとした。また、HASHIMOTO (1972) は緑色岩中の残晶単斜輝石の分析を行い、これらがソレアイトから

* 岡山大学地球内部研究センター. Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Misasa, Tottori Prefecture, 682-02 Japan.

** 愛媛大学教養部地学教室. Department of Earth Science, Faculty of General Education, Ehime University, Matsuyama, 790 Japan.

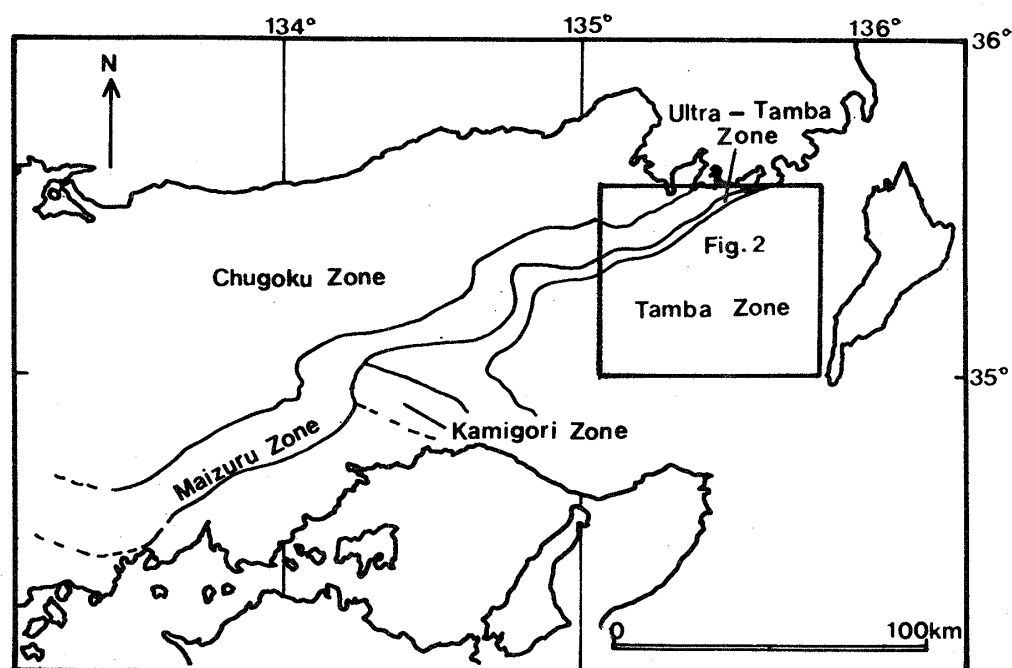


Fig. 1. Index map showing the distribution of the pre-Cretaceous tectonic units, simplified from SUZUKI *et al.* (1988).

過アルカリ玄武岩にいたるいろいろな岩型の玄武岩類に相当する性質を示すことを指摘し、多様な玄武岩類の存在を示唆した。

本論は、丹波帯の緑色岩について、全岩化学組成や火成源の残存鉱物を用いて岩石学的性質の再検討を行い、さらにSrおよびNd同位体比の測定結果に基づく地球化学的検討を行い、緑色岩の噴出年代およびその形成場などについて考察をする。

緑色岩の産状と記載

1. 緑色岩の産状

“オリストリス”として碎屑岩中に取り込まれている緑色岩は層厚の厚い部分では塊状溶岩および枕状溶岩が卓越し、薄層部においては凝灰質岩石が卓越する。本地域の緑色岩は、次章以下で示すように、アルカリ玄武岩とソレアイトに二分される。

アルカリ玄武岩の模式的な露出地点ともいえる京北町周山の妹路谷 (Fig. 2 の No. 51505 の地点) では、典型的な枕状溶岩が確認される。枕状溶岩は枕の周囲ほど発泡が顕著であり、枕と枕の間に石灰岩の充填物があることもある。岡市ほか (1975) は芦生、灰屋川河床の緑色岩 (以下においてこの岩体を灰屋川岩体と呼ぶ) について、下位から上位に向けて塊状溶岩から枕状溶岩そして小径の枕状溶岩へ

の変化を認めている。さらに、最上位の岩石では多量の杏仁孔が認められ、発泡が著しかったことを指摘している。アルカリ玄武岩は灰屋川岩体のほかに、北部の綾部市睦寄町草壁 (Fig. 2 の No. 83101) の岩体、および小浜市名田の岩体にも出現する。

ソレアイトの代表的露頭としては、殿田の大堰川河床 (Fig. 2 の No. 51507) がある (以下殿田岩体と呼ぶ)。ここでは、塊状溶岩体や枕状溶岩とともに溶岩の間に赤紫色のチャートもしくは細粒凝灰岩のバンドが、挟在する部分も認められる。ソレアイトは殿田岩体およびその東西に延長する岩体 (Fig. 2 の Nos. 51503, 51601) だけでなく、北部の小浜市南方 (Fig. 2 の No. 90105) および西部の綾部市南方にも小岩体が分布する。

枕状溶岩は杏仁孔のよく発達したものが多い。JONES (1969) に基づいて、玄武岩質枕状溶岩の中の杏仁孔の径から、その噴出深度を推定すると、1 km 以浅であることがうかがえる。

顕微鏡下において、ほとんどのアルカリ玄武岩は斑晶鉱物として斜長石と単斜輝石を伴い、石基がインターグラニューラー組織を呈する。斑晶鉱物の単斜輝石はオージャイトであり、その容量比は極めて低い。斜長石はすべて変質した仮晶である。石基を構成する単斜輝石は赤～茶褐色のチタンオージャイト

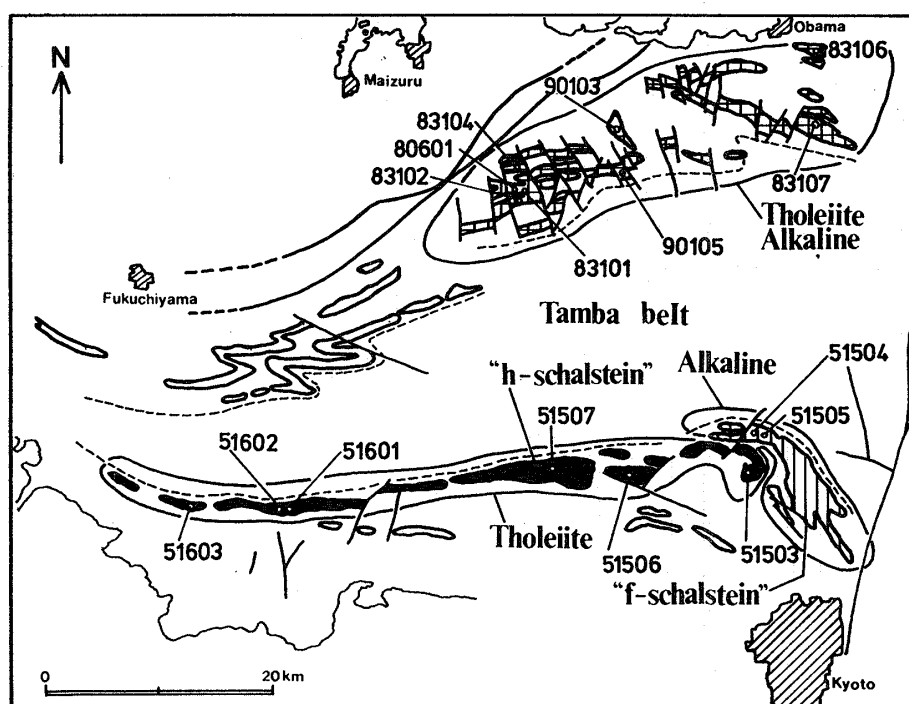


Fig. 2. Distribution map of the greenstones in the Tamba belt, simplified from TAMBA BELT RESEARCH GROUP (1975).

で、しばしばセクターゾーニングを呈する。このほか、斑晶に2～5mmの大きな斜長石を多く含む岩石もまれに産出する。その石基はインターグラニューラーないしインターサタル組織で、赤～茶褐色を示すチタンオーゾナイト、斜長石および鉄酸化物を多く含む。

一方、ソレライトはサブオフィティック組織を示すものがほとんどで、斑晶はまれに斜長石がみられるのみで、その容量比は極めて低い。カンラン石の仮晶を含む岩石もまれに産出する。

2. 残晶単斜輝石の組成

一般に変質した火山岩の岩石系列を推定する場合、主要化学組成による推定方法では元素の移動(とくにアルカリ元素)による不確実性を伴うが、火成源の残晶鉱物、とくに単斜輝石では変質の影響は軽微である。そこで残晶単斜輝石のCa-Mg-Feの組成をEPMAの部分分析により、1試料につき無作為に100点以上を測定し、その結果をFig. 3に示した。図には、明らかに二つの異なった組成変化が認められる。左列の四つはFe/Mg比の増加に伴いCaが減少しない変化傾向を、それに対し、右列の四つはFe/Mg比の増加に伴ってCaが減少する変化傾向を示す。すなわち、左列の分化傾向はアルカリ玄武岩に、そして右列はソレライトのそれに対比される。

同図において、左の四つは灰屋川岩体に代表される緑色岩中の単斜輝石の分化傾向で、右の四つは殿田岩体に代表されるものである。

次に単斜輝石の主要9元素の分析値の一例をTable 1に示す。鉄の2価と3価の分配は、 $O=6$ のとき総陽イオン数=4になるように計算を行った。Ti-AlおよびAl-Si図(丸山, 1976)においても、ソレライトとアルカリ玄武岩の間で相違が認められる。なお、ソレライト中の斑晶単斜輝石は少ないのでこの図には、 $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) < 0.25$ のサブオフィティック組織をなす単斜輝石をも使用した(Fig. 4)。残晶単斜輝石は、結晶の周囲や結晶中の微細なクラックに沿った部分を除いて変質を被っていないことから、このCa-Mg-Fe図における分化の傾向を指標にした岩石系列の区分は有効である。また、これは丸山(1976)によるTi-AlおよびAl-Si図による分類とも矛盾しない。

HASHIMOTO(1972)はソレライトとアルカリ玄武岩の両者が丹波帯の緑色岩に存在することを予察的に明らかにしたが、その分布についての規則性は見いだしていない。本論では、おもに丹波帯中～南部に分布する緑色岩について灰屋川岩体と殿田岩体に代表される岩体が、それぞれアルカリ玄武岩とソレライトの卓越により分類されることを示してきた。こ

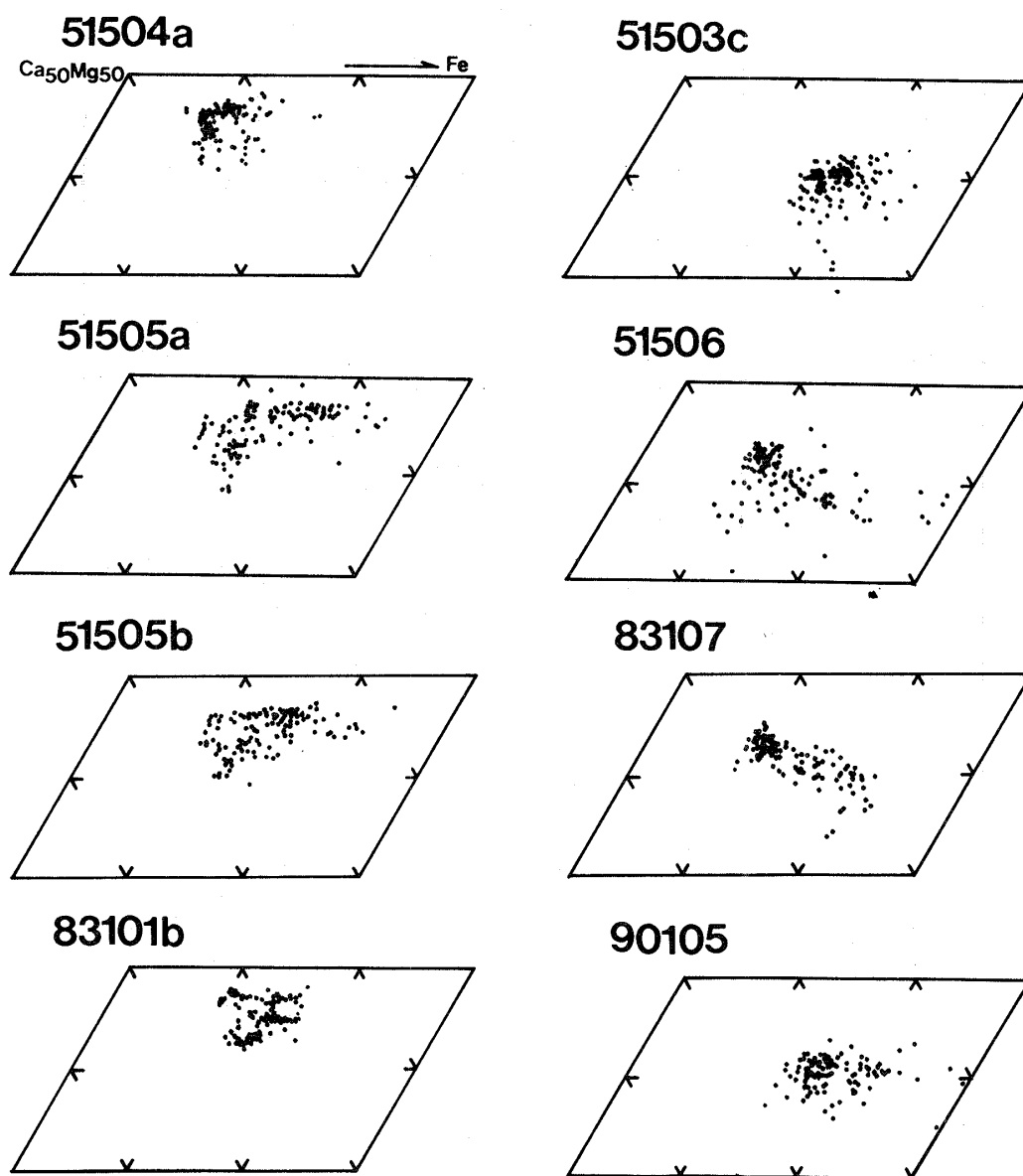


Fig. 3. Compositional variation of relict clinopyroxene in terms of Ca-Mg-Fe.

The left column of diagrams represents so-called “f-schalstein” showing an alkaline trend, and the right column of diagrams “h-schalstein” showing a tholeiitic trend.

これらの岩体の分布は，“オリストリス”としての異地性岩塊ではあるものの，比較的規則正しく配列していることを示している。

3. 変成作用について

丹波帯の緑色岩について，HASHIMOTO & SAITO (1970)は鉱物の組合せに基づいて，次の3帯に分帯した：パンペリー石帯，中間帯，緑れん石-アクチノ閃石帯。また，丹波帯南部から北部に向かって，パンペリー石帯→中間帯→緑れん石-アクチノ閃石帯→中間帯→パンペリー石帯へと変化することも指摘された。

本研究での変成鉱物についての顕微鏡下での観察

によれば，鉱物組合せはおもに緑泥石+パンペリー石であり，その他方解石がよく産出し，緑れん石とアクチノ閃石もまれに認められる。緑泥石およびパンペリー石は，石基や杏仁孔などに普遍的に出現する。緑れん石は石基に出現することもまれにあるが，多くは脈状あるいはレンズ状に産する。アクチノ閃石は単斜輝石の周囲を過成長した産状を示すものや，方解石脈中に生成することがある。単斜輝石の周囲を置換するアクチノ閃石は，総じて方解石脈に接する。

COOMBS *et al.* (1976) および SCHIFFMAN & LIOU (1980)は，パンペリー石の Al-Fe-Mg 比に基づいて，

Table 1. Representative clinopyroxene compositions.

Sample No.	51506		51507b		51601		51503c		51504a	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	50.01	48.78	52.97	51.70	50.34	49.33	50.12	48.72	51.44	49.67
Al ₂ O ₃	3.78	2.64	1.60	1.71	3.64	4.66	2.78	2.98	2.58	3.83
TiO ₂	1.23	1.47	0.66	0.81	0.71	0.81	1.15	1.82	0.89	1.28
FeO	9.81	16.61	8.29	12.10	6.84	8.32	10.56	12.64	6.11	6.36
MnO	0.23	0.37	0.22	0.35	0.18	0.21	0.27	0.32	0.18	0.12
MgO	15.89	12.21	16.81	16.51	16.55	15.10	15.15	13.59	16.09	16.17
CaO	19.01	17.33	19.83	16.59	20.65	20.11	18.95	18.92	21.80	21.72
Na ₂ O	0.26	0.30	0.19	0.25	0.38	0.22	0.31	0.38	0.32	0.30
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.33	0.31
Total	100.25	99.71	100.61	100.02	99.31	98.74	99.33	99.37	99.73	99.74
Si	1.846	1.866	1.941	1.922	1.854	1.843	1.877	1.844	1.894	1.827
Al	0.164	0.119	0.069	0.075	0.158	0.206	0.122	0.132	0.112	0.166
Ti	0.034	0.042	0.018	0.023	0.020	0.023	0.032	0.052	0.025	0.035
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.010	0.009
Fe ³⁺	0.093	0.087	0.025	0.054	0.121	0.078	0.081	0.104	0.063	0.123
Fe ²⁺	0.209	0.444	0.229	0.322	0.090	0.182	0.250	0.296	0.125	0.073
Mn	0.007	0.012	0.007	0.011	0.005	0.006	0.008	0.010	0.006	0.004
Mg	0.874	0.696	0.918	0.915	0.909	0.841	0.845	0.766	0.883	0.886
Ca	0.752	0.710	0.778	0.661	0.815	0.805	0.760	0.767	0.860	0.856
Na	0.019	0.023	0.013	0.018	0.027	0.016	0.022	0.028	0.022	0.021

Table 1. (continued)

Sample No.	51505a		83101b		83107		90105	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂	49.22	51.42	50.42	48.32	51.21	50.96	51.30	50.44
Al ₂ O ₃	4.60	3.26	3.50	4.71	2.78	2.73	2.06	2.58
TiO ₂	1.19	0.86	1.10	2.16	0.71	0.83	0.69	0.98
FeO	6.64	5.89	5.92	9.30	7.65	8.00	9.55	9.97
MnO	0.15	0.11	0.10	0.19	0.18	0.18	0.24	0.26
MgO	15.35	16.25	14.90	12.55	15.63	15.32	15.19	14.09
CaO	21.46	21.63	22.54	22.09	20.75	20.42	18.99	19.63
Na ₂ O	0.50	0.36	0.37	0.53	0.29	0.31	0.30	0.54
Cr ₂ O ₃	0.37	0.29	0.49	0.00	0.02	0.00	0.22	0.02
Total	99.47	100.06	99.35	99.85	99.21	98.75	98.54	98.49
Si	1.817	1.883	1.869	1.809	1.902	1.906	1.933	1.906
Al	0.200	0.140	0.153	0.208	0.122	0.120	0.091	0.115
Ti	0.033	0.024	0.031	0.061	0.020	0.023	0.020	0.028
Cr	0.011	0.008	0.014	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Fe ³⁺	0.125	0.064	0.059	0.091	0.054	0.043	0.020	0.057
Fe ²⁺	0.080	0.116	0.124	0.200	0.184	0.207	0.281	0.258
Mn	0.005	0.003	0.003	0.006	0.006	0.006	0.008	0.008
Mg	0.845	0.887	0.824	0.700	0.865	0.854	0.853	0.793
Ca	0.849	0.849	0.895	0.886	0.826	0.818	0.767	0.795
Na	0.036	0.026	0.027	0.038	0.021	0.022	0.022	0.039

その変成相の推定を行った。それによると、変成度の上昇に伴い、パンペリー石中のAlが増加するらしい。丹波帯のパンペリー石の分析結果をFig. 5に示す。この図によると丹波帯の緑色岩のパンペリー石は、ほぼプレーナイト-パンペリー石相の領域にプロットされる。しかしながら、丹波帯内の地域別の資料でみると北部の方が、よりAlに富む傾

向がみられる。また、南部のパンペリー石について、岩石の化学成分が異なるものの間ではパンペリー石の組成も異なっていることがうかがえる。すなわち、アルカリ玄武岩中のパンペリー石は、ソレアイト中のものよりAlに富む傾向がある。

北部の緑色岩体にアクチノ閃石が産出することおよびパンペリー石の化学組成から丹波帯の緑色岩の

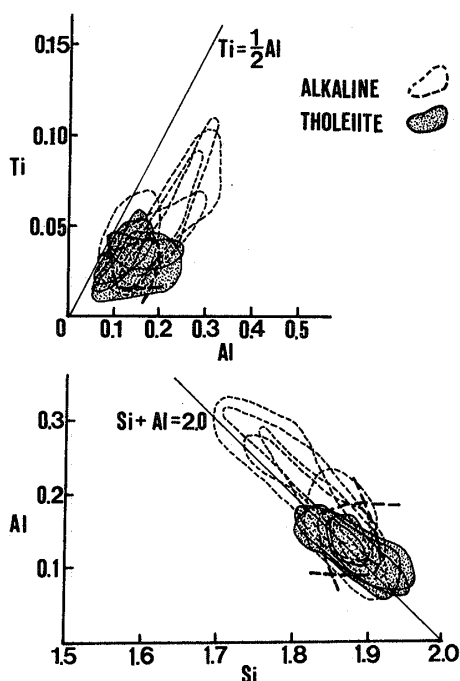


Fig. 4. Ti-Al and Si-Al diagrams for the clinopyroxenes.

変成相は、南部の岩体がプレーナイト-パンペリー石相に、北部の岩体がパンペリー石-アクチノ閃石相に相当すると推定される。この結果は HASHIMOTO & SAITO (1970) の結果とも矛盾しない。すなわち本研究の南部の緑色岩体は彼らのパンペリー石帯に、北部の岩体が中間帯に相当する。

緑色岩の地球化学的特徴

1. 試料の調整および測定方法

全岩主化学組成および微量元素 (Zr, Y) 濃度については、島根大学の蛍光 X 線装置 (JEOL, JSX 60 S 7) を用いて測定を行った。主化学成分の試料の調整および測定方法はおもに小林ほか (1981) に、微量元素濃度測定については市川ほか (1987) に、それぞれ従った。また、微量元素のうち Rb, Sr, Sm および Nd については、岡山大学地球内部研究センターの質量分析計 (MAT 261) を用いて、同位体希釈法によって求めた。主要化学成分については、総重量を 100 wt% に換算し、FeO と Fe₂O₃ の比は、丸山 (1976) の方法に従って、ソレライトは Fe₂O₃ / (FeO + Fe₂O₃) = 0.16 に、アルカリ岩は総アルカリの量によって、0.27 あるいは 0.39 に固定させた。

同位体組成測定に用いた試料は、すでに全岩主化学組成が明らかにされており、かつ炭酸塩脈など変

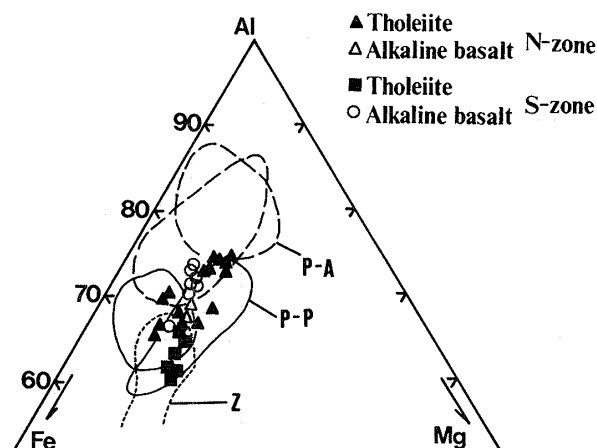


Fig. 5. Compositional variations of pumpellyites in terms of Al-Fe-Mg.

Compositional fields of pumpellyites are from COOMBS *et al.* (1976) and SCHIFFMAN & LIOU (1980). Z: zeolite facies, P-P: prehnite-pumpellyite facies, P-A: pumpellyite-actinolite facies.

質の影響がなるべく少ないものを選んだ。残晶単斜輝石は EPMA で組成がわかっており、全岩化学組成も得られている試料から分離を行った。すでに述べたように、斑晶の単斜輝石のモードは極めて低いかあるいはゼロである。そのため単斜輝石の分離に際しては、アルカリ玄武岩については石基の単斜輝石を、またソレライトについてはサブオフィティックな単斜輝石を対象にせざるをえなかった。

残晶単斜輝石の分離は、顕微鏡下でその粒径を見積り、それにふさわしいサイズのメッシュにかけ、最小 300 メッシュにふるい分けを行った。その後、電磁分離器で粗分離したものを重液を用い、遠心分離器を併用し、強制分離を行った。分離した単斜輝石は、超音波洗浄器を使用し、アセトンで数回洗浄し、脱イオン水で洗浄の後、100℃ 前後の 2.5 N-HCl で 4～5 分間リーチングを行い、さらに脱イオン水で数回洗浄を繰り返した。得られた単斜輝石を顕微鏡下でチェックした結果、その純度は 95% 以上であった。このようにして調整した試料をフタ付きテフロン容器にいれ HF, HCl, HNO₃ を注ぎ、ステンレス密閉容器で密閉し、200℃ で一週間ほど放置して完全に分解した。このようにして得られた溶液をイオン交換樹脂のカラムに流下させ、Sr および Nd を抽出し、同位体比測定試料とした。手順の詳細および標準試料の測定結果は、加々美ほか (1982) および KAGAMI *et al.* (1987) にまとめて報告されている。

2. 全岩主化学組成および微量元素

全岩主化学組成および微量元素濃度の分析結果を Table 2 に示す。また、全岩の SiO_2 と総アルカリ量の関係を Fig. 6 に示した。丹波帯の緑色岩は MACDONALD & KATSURA (1964) のハワイのアルカリ玄武岩と非アルカリ岩の境界領域にまたがって分布する。 SiO_2 に対する総アルカリ量の関係をみると、単斜輝石の性質に基づいて推定された岩系区分にはほぼ対応した結果が示されている。すなわち、緑色岩化によって岩石の総アルカリ量が岩系区分を不明にするほど著しく移動しているものは、丹波帯には多くはないとみなされる。 MgO-TiO_2 図 (Fig. 7) で比較すると、ソレライトおよびアルカリ玄武岩ともに、 TiO_2 量は 1 % 以下になることはない。また総じて、

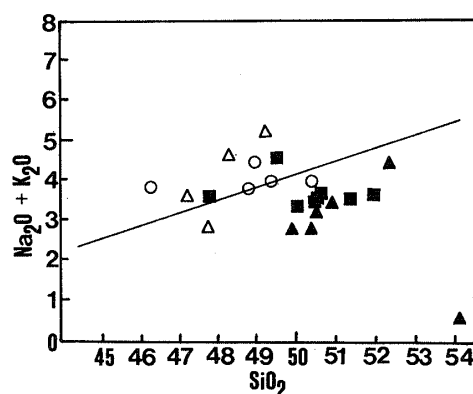


Fig. 6. Alkali-silica diagram (in wt %).

Oxide values are recalculated as anhydrous. Solid line is the boundary between alkaline and tholeiitic rocks in Hawaii (MACDONALD & KATSURA, 1964). Symbols are the same as in Fig. 5.

Table 2. Major and trace element compositions of rocks.

Sample No.	51503c	51504a	51504b	51505a	51505b	51505c	51506	51507b	51507c	51507e	51601	51602
SiO_2	51.31	46.13	48.67	48.83	50.29	49.26	51.95	50.00	50.40	47.76	49.53	50.56
TiO_2	3.46	2.95	2.52	2.55	2.25	2.64	1.43	3.02	2.67	3.31	1.25	1.92
Al_2O_3	14.08	15.81	13.94	15.84	15.20	15.09	15.92	15.02	14.92	14.16	14.66	15.76
Fe_2O_3	2.18	4.90	4.62	4.57	4.34	4.27	1.29	2.09	1.82	2.27	1.54	2.08
FeO	11.49	7.65	7.21	7.14	6.79	6.67	6.80	10.99	9.60	11.97	8.10	10.94
MnO	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.15	0.17	0.30	0.15	0.21	0.17	0.22
MgO	7.01	8.09	8.70	7.26	6.08	6.49	8.11	5.74	5.92	6.16	7.53	6.39
CaO	6.44	10.09	9.97	8.82	10.51	11.01	10.78	9.13	10.76	10.35	12.48	8.40
Na_2O	3.23	1.16	2.89	3.14	3.77	3.51	3.32	3.13	3.53	2.92	1.07	2.82
K_2O	0.34	2.69	0.99	1.40	0.31	0.59	0.13	0.33	n.d. *	0.60	3.55	0.64
P_2O_5	0.29	0.35	0.30	0.29	0.29	0.33	0.10	0.27	0.22	0.29	0.13	0.28
Total **	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Zr (ppm)	221	209	171	154	145	178	87	198	174	169	81	124
Y (ppm)	39	31	27	23	23	27	23	42	38	50	23	35

Table 2. (continued)

Sample No.	51603	83101a	83101b	83102	83104	83106	83107	90103	90105	80601a	80601b
SiO_2	50.51	47.80	47.25	49.93	52.22	50.94	50.31	50.46	54.11	49.15	48.26
TiO_2	1.82	2.83	2.97	2.34	1.58	1.99	1.20	1.46	1.88	3.61	3.85
Al_2O_3	15.63	17.43	17.35	13.71	15.96	17.41	16.97	15.75	12.41	16.44	16.12
Fe_2O_3	1.97	3.03	2.99	3.65	1.89	1.61	1.49	1.65	1.87	4.76	4.91
FeO	10.38	8.18	8.08	9.86	9.94	8.47	7.82	8.69	9.85	7.44	7.68
MnO	0.22	0.19	0.20	0.25	0.19	0.16	0.16	0.16	0.19	0.24	0.25
MgO	6.73	5.48	5.93	6.09	5.21	7.68	8.41	7.21	5.51	5.28	5.57
CaO	8.59	11.90	11.32	11.30	8.49	8.38	10.81	11.54	13.37	7.38	8.20
Na_2O	2.63	2.04	1.86	1.84	3.62	2.75	2.41	2.67	0.46	2.94	2.93
K_2O	1.16	0.80	1.73	0.81	0.77	0.48	0.34	0.27	0.23	2.30	1.76
P_2O_5	0.35	0.33	0.33	0.22	0.14	0.13	0.08	0.13	0.19	0.47	0.47
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Zr (ppm)	121	195	201	145	86	120	71	96	151	266	275
Y (ppm)	34	30	35	40	40	30	18	29	33	33	37

* : not determined.

** : Totals are recalculated to 100 wt% on water-free basis.

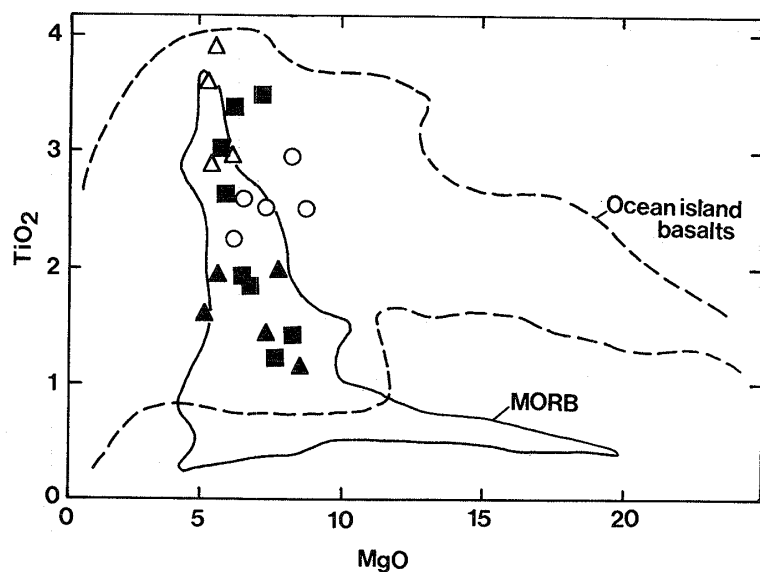


Fig. 7. TiO_2 vs. MgO diagram. Symbols are the same as in Fig. 5.

The OIBs (ocean island basalts) and MORB distributions are from BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT (1981).

アルカリ玄武岩のほうが TiO_2 量が多い。同図には、海洋地域の形成環境を異にする玄武岩の組成領域をも示してある。

海底風化や熱水変質などのさまざまな変質あるいは変成作用に対して比較的動きにくい元素として、Ti, Zr, Y, Nb などが知られている (PEARCE & NORRY, 1979)。変質した火山岩の形成環境を推定する方法

としては、Ti-Zr-Y 比の関係がよく用いられる。当地域の緑色岩に関する Ti-Zr-Y 比の関係を Fig. 8 に示す。同図においてソレアイトは WPB の領域と CAB, OFB および LKT の領域の境界にプロットされるのに対し、アルカリ玄武岩はすべて WPB の領域で示される。次に横軸に Zr の濃度を、縦軸にその本源マグマの違いを示すと考えられる Zr/Y 比の図を示す (Fig. 9)。この図でも、アルカリ玄武岩は明らかに WPB 内に収まるが、ソレアイトは OFB と WPB の境界領域にプロットされる。ただし、丹波帯の緑色岩は TiO_2 含有量でも示されたように、本図においても IAB の領域とは明らかに異なる。

3. Sr および Nd 同位体組成

測定結果を Table 3 および Figs. 10 と 11 に示し

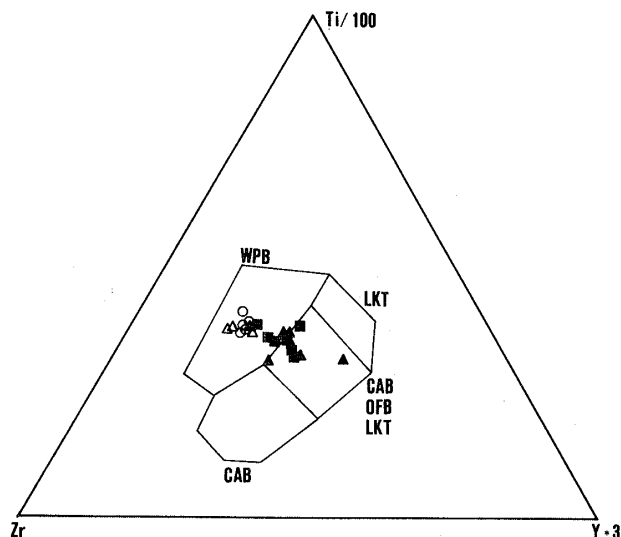


Fig. 8. Ti-Zr-Y triangle.

The boundaries for different tectonic settings are from PEARCE & NORRY (1979). WPB: within plate basalt, LKT: low-K tholeiite, CAB: continental alkaline basalt, OFB: ocean floor basalt. Symbols are the same as in Fig. 5.

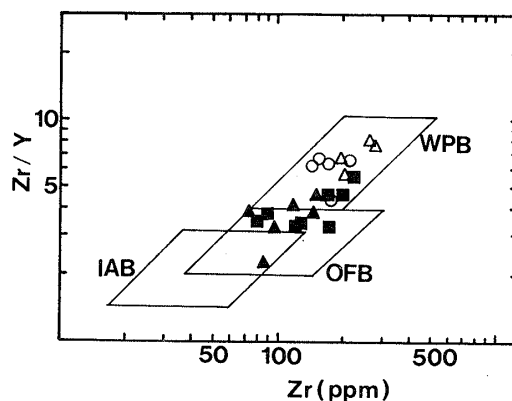


Fig. 9. Zr/Y vs. Zr plot. IAB: island arc basalt. Symbols are the same as in Fig. 5.

Table 3 a. Rb-Sr isotopic ratios and concentrations.

Sample No.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SrI	ϵ_{Sr}
51504a WR	34.1	254	0.38719	0.705261 $\pm$ 17	0.703718	-6.36
CPX	1.62	46.6	0.10059	0.703912 $\pm$ 15	0.703511	-9.30
51504b WR	11.4	208	0.15898	0.704934 $\pm$ 23	0.704301	1.92
51505a WR	24.0	840	0.08257	0.705069 $\pm$ 22	0.704740	8.15
Groundmass CPX	2.14	124	0.05010	0.704750 $\pm$ 44	0.704550	5.45
51505b WR	7.09	712	0.02879	0.704790 $\pm$ 17	0.704675	7.23
51505c WR	8.39	527	0.04610	0.704905 $\pm$ 54	0.704721	7.88
51503c WR	5.95	167	0.10306	0.705532 $\pm$ 28	0.705041	13.37
Subophitic CPX	0.27	17.9	0.04307	0.704188 $\pm$ 25	0.703983	-1.66
51506 WR	1.30	285	0.01324	0.703582 $\pm$ 30	0.703519	-8.25
Subophitic CPX	1.11	21.9	0.14686	0.703199 $\pm$ 32	0.702499	-22.74
51507b WR	7.74	271	0.08272	0.703904 $\pm$ 20	0.703510	-8.38
51507c WR	0.42	139	0.00877	0.704299 $\pm$ 21	0.704257	2.23
51507e WR	13.8	131	0.30535	0.704754 $\pm$ 43	0.703298	-11.39
Subophitic CPX	1.81	24.7	0.21163	0.703921 $\pm$ 26	0.702912	-16.87
51601 WR	56.6	96.2	1.70421	0.707860 $\pm$ 21		
Subophitic CPX	13.3	24.1	1.60205	0.707236 $\pm$ 41		
Subophitic CPX2	2.48	24.6	0.29229	0.704059 $\pm$ 51	0.702665	-20.38
83107 WR	3.93	193				
Subophitic CPX	0.25	40.3	0.01820	0.705426 $\pm$ 33	0.705348	17.18
90105 WR	6.75	54.4	0.35891	0.706703 $\pm$ 47	0.705155	14.44
CPX	0.98	36.3	0.07832	0.705796 $\pm$ 18	0.705458	18.75
83101a WR	14.0	266	0.15228	0.704109 $\pm$ 22	0.703452	-9.74
90103 WR	6.43	133	0.13961	0.704300 $\pm$ 22	0.703698	-6.25
NBS987				0.710235 $\pm$ 10 (N=18)		
BCR-1	46.5	328		0.705014 $\pm$ 27 (N=3)		
JB-1a	39.5	453				

Table 3 b. Sm-Nd isotopic ratios and concentrations.

Sample No.	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	NdI	ϵ_{Nd}
51504a WR	6.39	26.0	0.14945	0.512761 $\pm$ 28	0.512487	4.06
CPX	3.06	9.04	0.20505	0.512837 $\pm$ 22	0.512461	3.55
51504b WR	5.16	23.2	0.13566	0.512728 $\pm$ 15	0.512479	3.90
51505a WR	4.94	21.4	0.13923	0.512687 $\pm$ 18	0.512432	2.99
Groundmass CPX	5.91	18.8	0.18956	0.512778 $\pm$ 28	0.512431	2.97
51505b WR	4.75	21.5	0.13436	0.512686 $\pm$ 09	0.512440	3.14
51505c WR	5.65	25.0	0.13759	0.512703 $\pm$ 22	0.512451	3.36
51503c WR	5.08	19.7	0.15608	0.512788 $\pm$ 37	0.512446	4.63
Subophitic CPX	3.38	8.24	0.24817	0.512992 $\pm$ 22	0.512448	4.67
51506 WR	1.83	5.93	0.18636	0.512881 $\pm$ 25	0.512472	5.14
Subophitic CPX	2.10	4.76	0.26633	0.513056 $\pm$ 39	0.512472	5.14
51507b WR	5.75	21.7	0.16135	0.512797 $\pm$ 11	0.512443	4.57
51507c WR	5.16	20.1	0.15659	0.512712 $\pm$ 16	0.512369	3.12
51507e WR	7.32	27.9	0.15994	0.512757 $\pm$ 16	0.512406	3.85
Subophitic CPX	2.98	7.81	0.23081	0.512912 $\pm$ 23	0.512406	3.85
51601 WR	2.37	7.85	0.18232	0.512839 $\pm$ 14	0.512439	4.49
Subophitic CPX	1.71	3.96	0.26167	0.513015 $\pm$ 27	0.512441	4.53
Subophitic CPX2	1.74	3.78	0.27863	0.513068 $\pm$ 36	0.512457	4.84
83107 WR	1.91	5.96	0.20403	0.513074 $\pm$ 31	0.512669	8.18
Subophitic CPX	3.32	7.15	0.28132	0.513205 $\pm$ 23	0.512647	7.75
90105 WR	3.52	12.7	0.16722	0.512971 $\pm$ 23	0.512639	7.59
CPX	3.99	11.7				
83101a WR	4.91	21.0	0.14156	0.512943 $\pm$ 13	0.512662	8.04
90103 WR	3.01	9.16	0.19855	0.513049 $\pm$ 15	0.512655	7.91
nNd β				0.511900 $\pm$ 08 (N=10)		
BCR-1	6.61	28.9		0.512638 $\pm$ 05 (N=18)		
JB-1				0.512786 $\pm$ 15		
JG-1				0.512370 $\pm$ 20		

た. また, Table 3 には測定期間中の標準試料の同位体比の値も示されている. Sr 同位体組成については NBS 987 および BCR-1 を, Nd 同位体組成については $n\text{Nd } \beta$ と BCR-1 を標準試料として用いた. 補正は Sr について $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ に, また Nd については $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ で規格化している.

年代計算は YORK (1966) に従った. また, 2 点間の年代は YORK (1966) の方法では求められないので, 2 点の結線の勾配を年代とし, その年代の誤差は測定の誤差 (2σ) から計算した.

Fig. 10 に示される $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図において, アルカリ玄武岩とソレアイトの間に同位体組成の明瞭な差異は認められない. また, 分離した単斜輝石についても同様である. Rb-Sr 系では, 全岩と単斜輝石の結線の勾配が試料ごとに異なり, 明瞭なアイソクロンは得られなかった. これは以下で論ずるように, 緑色岩の変質に伴う元素の移動のためである. No. 51601 の単斜輝石は, 顕微鏡下で微細な

クラックが無数に認められ, 「試料の調整」で示したリーチングの方法では変質の影響を除去できなかったようなので, さらに強力なリーチング (REISBERG & ZINDLER, 1987) を行った結果, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が 0.292 まで低下した. より変質の影響を除外できたと考えられる単斜輝石による $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値 (噴出年代についての議論は次章で行う) を検討すると, アルカリ岩は 0.7035 および 0.7046 である. ソレアイトは北部のものと南部のもので, その初生値に違いが認められる. すなわち, 南部のソレアイトは 0.7025~0.7039 であるのに対し, 北部のものは 0.7054 前後で, 南部のそれに比べて明らかに高い. 丹波帯の緑色岩の単斜輝石に関する Rb 濃度は, 世界中のオフィオライトや造山帯のレーゾライトの中の単斜輝石の Rb 濃度 (例えば, MENZIES & MURTHY, 1978) に比べて全般に高い. しかしながら, 今までに報告されている単斜輝石は, ペリドタイトやパイロクシナイトあるいは斑れい岩中のもので, 噴出相としての玄武岩の単斜輝石の Rb 濃度は

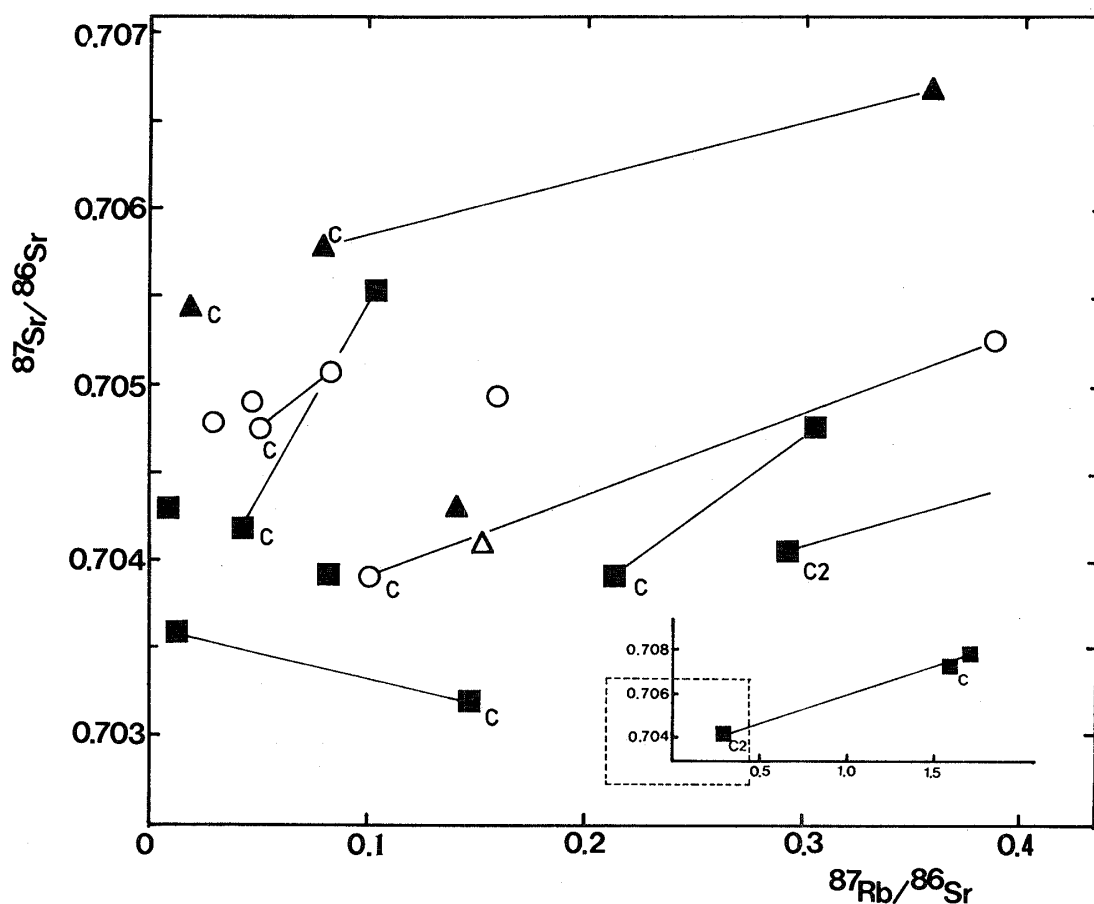


Fig. 10. Rb-Sr isochron diagram for the clinopyroxenes and whole rocks.

Symbols are the same as in Fig. 5. C is clinopyroxene. C2 is strongly leached clinopyroxene.

あまり知られていない。丹波帯の緑色岩の単斜輝石の Rb 濃度が高い値を示すことは、単に単斜輝石の結晶内部の微細なクラックに沿った変質作用の影響を除去できていないのか、あるいはこの単斜輝石がすべて噴出岩中の石基のインターグラニューラーもしくはサブオフィティックな単斜輝石を分離したことにより、本質的にその濃度が高いのかは、現段階では明らかでない。

Rb-Sr 系における変質の影響の度合は、地域によりいろいろ異なるようである。田崎(1985)によると、中国帯北帯の帝釈台の緑色岩の全岩と単斜輝石の関係は、ほぼ Model-age にそった勾配をもつ結線を示すのに対し、カナディアンコルディレラのそれは丹波帯と同様に規則性を示さない。単斜輝石と液相の間の Rb の分配係数(単斜輝石の Rb 濃度/液の Rb 濃度)が Sr のそれより小さいことから(JACOBSEN & WASSERBURG, 1979), 全岩の Rb/Sr 比より単斜輝石の Rb/Sr 比が大きいことは一般にはありえない。また, No. 51601 のように極端に Rb の多い試料も見いだされる。これらのことから緑色岩は、変質作用に伴い全岩および単斜輝石の微細なクラックに沿って Rb の相対的付加, あるいは Sr の相対的溶

脱作用が働いたことが推定される。

次に, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 図を Fig. 11 に示す。Sm-Nd 系においては, Rb-Sr 系の場合と異なり, 全岩と単斜輝石の結線はよくそろった勾配で配列する。このことはおおよその 2 点間の勾配が, 原岩形成時のアイソクロンであることを強く示唆する。南部のソレライトにおける四つの全岩-単斜輝石の組は, 334 ~ 339 Ma の年代と 0.51237 ~ 0.51247 の初生値を与える。一方, 北部のソレライトは 303 Ma の年代と 0.51259 ~ 0.51263 の初生値を与える。これに対して, 南部のアルカリ岩は顕著なアイソクロンを示さないものの, ソレライトで得られた年代よりも若い傾向を示す。このアルカリ岩の年代を 280 Ma と仮定すると, 初生値は 0.51243 ~ 0.51249 を与える。

Sm と Nd は同じ軽希土類元素に属し, 変質のさいの両者の元素の化学的挙動は極めて似ていることが予想される。そして一般に, 希土類元素は変質に対して比較的動きにくい元素と考えられている。これらのことと, 丹波帯の緑色岩で得られた Nd 同位体組成の結果は, Sm-Nd 系が変質した岩石の形成年代およびその起源の推定に極めて有効であること

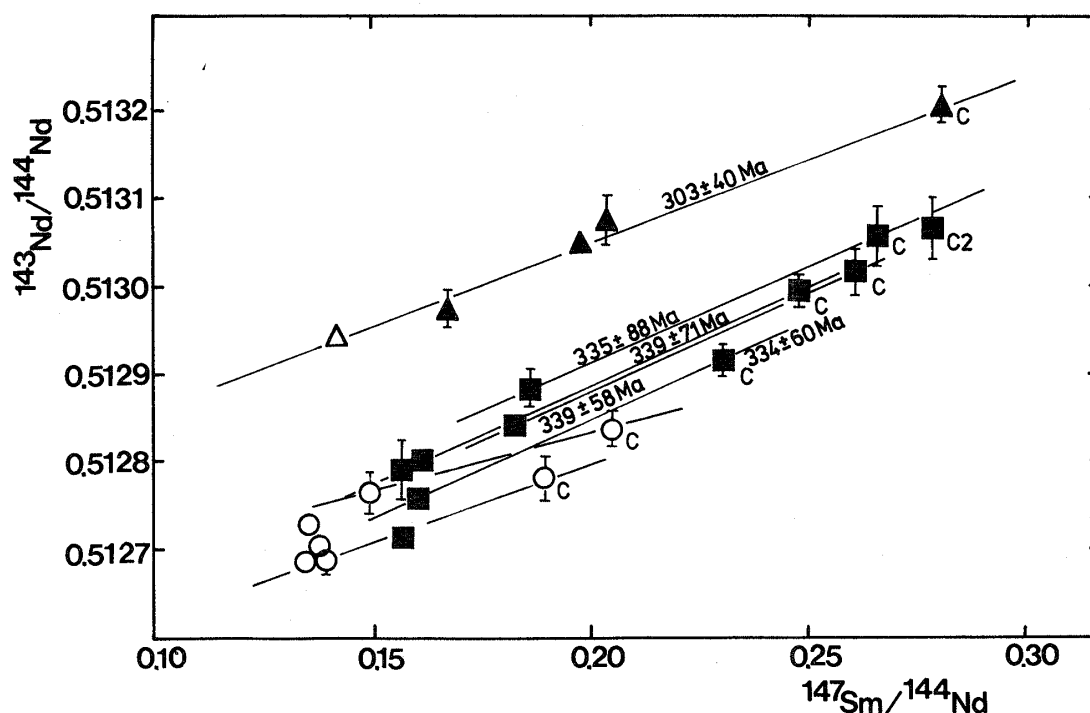


Fig. 11. Sm-Nd isochron diagram.

Calculated ages are from tie-line between whole rocks and clinopyroxenes except for 303 Ma. Five samples are used to calculate 303 Ma $\pm$ 40 Ma. C and C2 symbols are the same as in Fig. 10.

を示唆する。

考 察

1. 緑色岩の形成年代について

丹波地帯研究グループ(1969)は、京都府京北町東部の“f シャールスタイン”層中の石灰岩小レンズから *Pseudofusulina* sp. を報告し、その後同研究グループは別の石灰岩レンズから *Pseudoshwagerina* sp. を報告してこの緑色岩体が下部ペルム系であることを示した(丹波地帯研究グループ, 1974)。微化石生層序学の進歩は、緑色岩に付随するチャート中のコノドントおよび放散虫化石から緑色岩の時代を推定することを可能にしてきた。ISHIGA (1982)は兵庫県篠山町北方の緑色岩(h シャールスタインに相当)に伴うチャートから、*Pseudoalibaillella u-forma*, *Ps. simplex* などの放散虫化石群集を報告し、これらの緑色岩の時代を下部石炭系と推定している。また、ISHIGA *et al.* (1984)は京北町の周山大森複向斜部(丹波地帯研究グループ, 1971, 1974)の“h シャールスタイン”に付随するチャート層から、*Pseudoalibaillella* 属の放散虫化石を見だし、中でも最下位の群集がペルム紀ウルフキャンプ世最古期を示すので、緑色岩の活動をそれ以前と考えている。以上の微化石生層序の解析結果に基づき、“h”および“f シャールスタイン”の2種の緑色岩体の年代は産出する最も古い化石から判断して、“f シャールスタイン”が下部ペルム系に、そして“h シャールスタイン”が下部石炭系に、それぞれ相当すると推定される。

上述のように、丹波帯に分布する緑色岩の形成年代については、化石による時代がわかっているのみで具体的な放射年代は、今まで得られていなかった。本論では、全岩と分離した単斜輝石の2点を一組とする試料について、Rb-Sr法およびSm-Nd法による年代決定を試みた。まず、Rb-Sr法による試みでは、2点のそれぞれの各組は全く異なった勾配を示し、年代決定は不可能であった。この原因としては、全岩および単斜輝石の周囲あるいは結晶内の微細クラックに沿った変質によるRbあるいはSrの移動によることが考えられる。一方、Sm-Nd法による試みでは、南部のソレライトの4試料のアイソクロンはほとんど一致した勾配を示し、各試料ごとに得られた年代の誤差は大きいものの、その年代は334~339 Maを示す。得られた年代を約335 Maとする

と、この年代は“h シャールスタイン”の化石から推定された下部石炭系と非常に調和的である。次に北部の緑色岩体はソレライトおよびアルカリ玄武岩を含めて一本の303 Maのアイソクロンを形成する。北部の緑色岩体はFig. 2に示されるように、無数の断層により断ち切れ、化石による時代との比較検討は行えない。南部のアルカリ玄武岩の年代は2組のセットで異なった勾配を示し、さらに慎重な検討が必要であるが、南部のソレライトより明らかに若い年代の勾配をもち、化石による結果と矛盾しない。

2. 緑色岩の形成場について

丹波帯に分布する緑色岩が、各岩体ごとに異なった岩石学および地球化学的特徴を持つことを、明らかにしてきた。すなわちFig. 2において、南部に分布する緑色岩体には少なくとも時代を異にする2種類の岩体が認められ、従来“h シャールスタイン”と呼ばれていたものはソレライトからなり、335~340 Maの形成年代を示すのに対し、“f シャールスタイン”はアルカリ玄武岩からなり、その形成年代がソレライトよりも若い。一方、北部の緑色岩はソレライトとアルカリ玄武岩が混在し、約300 Maの年代を与える。

丹波帯の北部と南部に分布する緑色岩における地球化学的特徴の大きな相違は、両者の間でNd同位体初生値が異なるということである。すなわち、南部の緑色岩ではソレライトが0.51237~0.51247 (ϵ_{Nd} : +3.1~+5.1)、アルカリ玄武岩が0.51243~0.51249 (ϵ_{Nd} : +3.0~+4.1)であるのに対し、北部のものではソレライトおよびアルカリ玄武岩ともに、0.51264~0.51267 (ϵ_{Nd} : +7.6~+8.2)の初生値を与える。得られたNd同位体初生値とSr同位体初生値の関係をFig. 12-aに示す。同図には、現在の海洋地域の火山岩、すなわち海洋島および中央海嶺性玄武岩の組成領域をも描いてある。丹波帯の緑色岩は全体に ϵ_{Sr} 値が“マントル列”より右側にシフトした分布を示すが、このトレンドはSrにおける海底風化変質や2次的な弱変成作用あるいは岩石形成時の水-岩石相互作用で理解される。このような風化変質などの2次的影響を極力取り除いたのが単斜輝石による結果である(Fig. 12-b)。単斜輝石による ϵ_{Sr} - ϵ_{Nd} 図では、ほぼ岩体ごとにまとまった場所にプロットされる。南部のアルカリ玄武岩(○)は一般的な海洋島の領域に収ま

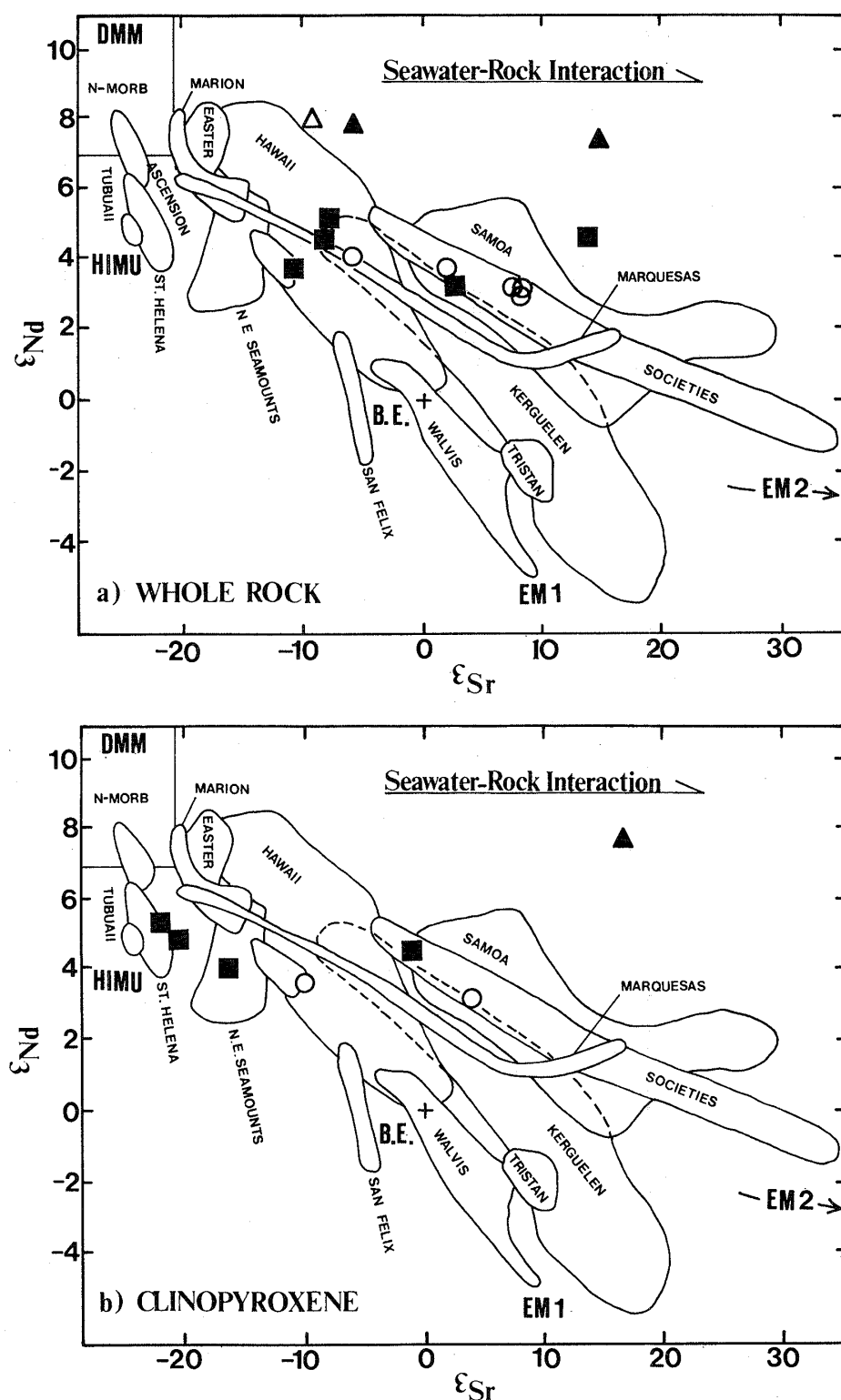


Fig. 12. ϵ_{Sr} - ϵ_{Nd} diagram.

Symbols are the same as in Fig. 5. Fields of the oceanic basalts are from WHITE (1985).

$$\epsilon_{\text{Sr}} = \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{unk}} / \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{B.E.}} \right] \times 10^4$$

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{unk}} / \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{B.E.}} \right] \times 10^4$$

where, B. E. is bulk earth composition, DMM: depleted MORB source mantle component. HIMU: high U/Pb ratio mantle component, EM1: enriched mantle component 1, EM2: enriched mantle component 2. These terms and distributions of some oceanic islands compositions are from ZINDLER & HART (1986).

り、ソレイト (■) は St. Helena や N. E. Seamounts の領域周辺にまとまってプロットされる。北部の緑色岩は、ソレイト (▲) の 1 試料しか単斜輝石を分離してないが、明らかに“マントル列”から右へシフトしてプロットされる。

南部のソレイト (■) の単斜輝石が“マントル列”より若干左下にプロットされることの原因として、次の二つの可能性があげられる。(1) HIMU (高い U/Pb 比を持つマントル成分) のような特異マントルから由来。(2) 単斜輝石の分離の際、結晶中の微細なクラックに沿った 2 次的変質の効果を除去しきれず、より大きな Rb/Sr 比で初生値を求めたため ϵ_{Sr} 値が低く求められた。(1) の可能性がある場合、U-Pb 系の検討が必要である。(2) の場合、さらに強力なリーチングを行う必要がある。しかし、強力な HF による処理をしたサンプル (No. 51601) についても、他と同様の Rb 濃度および Rb/Sr 比が得られている。したがって、このソレイトの起源をさらに追究しようとする場合、変質を被っていない現在の火山岩中の石基の単斜輝石の Rb 濃度および Rb/Sr 比を調べる必要があるように思われる。

丹波帯の北部の緑色岩は Nd 同位体組成に、より deplete したマントルに由来した岩石であり、海洋島の ϵ_{Nd} 領域の上限に相当し、ほぼ海嶺性玄武岩の領域に含まれる。そして、Sr 同位体組成は“マントル列”からはずれた所にシフトしている。より 2 次的な変質の効果を除いた単斜輝石の Sr 同位体比も、明らかに“マントル列”から右へシフトしてプロットされる。このような場所にプロットされる海洋地域の岩石としては、グレナダのような島弧の岩石が知られている。しなしながら、島弧の岩石は一般に TiO_2 に deplete しており、Fig. 7 から明らかなように、北部の岩石の TiO_2 量では島弧としては高すぎる。したがって、“マントル列”からはずれるような Sr 同位体組成のみを高くする原因は、固結時直後の岩石と熱水(海水)との相互作用によるものであろう。北部のソレイトおよびアルカリ玄武岩は、海嶺性玄武岩かあるいは deplete したマントル成分をより多く含んだマグマによって形成された海山であろう。

以上、Sr および Nd 同位体組成から丹波帯の緑色岩の形成場を検討してきたが、この結果は Ti, P, Zr, Y などの元素からみた形成場の検討とも矛盾しない (Figs. 8 と 9)。

ま と め

丹波帯に分布する緑色岩は、岩石学的性格および地球化学的特徴から三つの岩体に分類され、それぞれの形成年代と形成場が指摘された。その結果は以下のとおりである。

(1) 南部に分布するアルカリ玄武岩体 (灰屋川岩体) ……280 Ma (?) ごろの海洋島あるいは海山。

(2) 南部に分布するソレイト岩体 (殿田岩体) ……335~340 Ma の海洋島あるいは海山。

(3) 北部のソレイト、アルカリ岩体 ……300 Ma 前後の海洋地殻か、あるいはより deplete したマントル成分の影響を受けた海洋島あるいは海山。

謝辞：本研究を進めるにあたり、岡山大学地球内部研究センターの本間弘次教授、加々美寛雄助教授には同位体比測定をはじめとする実験の指導および多くの援助をいただいた。京都教育大学の井本伸広教授には野外調査のさいお世話になった。島根大学の飯泉 滋教授、元島根大学の酒井利啓氏には蛍光 X 線分析のさい便宜をはかっていただいた。岡山大学地球内部研究センターの麻田 斉技官には多くの岩石薄片の作製をしていただいた。山口大学の西村 祐二郎教授および北海道大学の渡辺暉夫助教授には原稿の校閲をしていただいた。また、ニュージーランドのオタゴ大学の河内洋佑博士には英語を直していただいた。以上の方々に心からお礼を申し上げる。

文 献

- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981: *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. 1286p., Pergamon Press, New York.
- COOMBS, D. S., NAKAMURA, Y. and VUAGNAT, M., 1976: Pumpellyite-actinolite facies schists of Taueyanne Formation near Loeche, Switzerland. *Jour. Petrol.*, **17**, 440-471.
- HASHIMOTO, M., 1972: Relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu terranes, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **67**, 323-331.
- , KASHIMA, N. and SAITO, Y., 1970: Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 463-476.
- and SAITO, Y., 1970: Metamorphism of Paleozoic greenstones of the Tamba plateau, Kyoto Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 1-6.

- 市川博之・酒井利啓・渡辺暉夫・飯泉 滋, 1987: ガラス円盤を使った珪酸塩岩石中の微量元素の蛍光X線分析装置(Rh管球)による定量分析. 島根大地質研報, no. 6, 161-169.
- ISHIGA, H., 1982: Late Carboniferous and early Permian radiolarians from the Tamba Belt, Southwest Japan. *Chikyu Kagaku*, **36**, 333-339.
- 石賀裕明, 1983: “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑., **89**, 443-454.
- ISHIGA, H., IMOTO, N., YOSHIDA, M. and TANABE, T., 1984: Early Permian radiolarians from the Tamba belt, Southwest Japan. *Chikyu Kagaku*, **38**, 44-52.
- 磯崎行雄・松田哲夫, 1977: 京都西山西芳寺川からのトリアス紀型コノドント化石, *Metapoly gnathus bidentatus* の発見. 日本地質学会関西支部報, no. 79, 5-6.
- ISOZAKI, Y. and MATSUDA, T., 1980: Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **23**, 115-134.
- JACOBSEN, S. B. and WASSERBURG, G. J., 1979: Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite complex and the evolution of the source of mid ocean ridge basalts. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 7429-7445.
- JONES, J. G., 1969: Pillow lavas as depth indicators. *Amer. Jour. Sci.*, **267**, 181-195.
- KAGAMI, H., IWATA, M., SANO, S. and HONMA, H., 1987: Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI Okayama Univ.*, [B]. no. 4, 1-16.
- 加々美寛雄・岡野 修・周藤 宏・本間弘次, 1982: 全自動固体質量分析装置を用いたRb, Srの同位体測定. 岡山大温研報, no. 52, 51-70.
- 小林英夫・渡辺暉夫・飯泉 滋, 1981: 珪酸塩岩石主成分元素の蛍光X線による全自動分析. 島根大理紀要, **15**, 115-124.
- MACDONALD, G. A. and KATSURA, T., 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrol.*, **5**, 82-133.
- 丸山茂徳, 1976: 四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質. 地質雑., **82**, 183-197.
- 松田哲夫, 1976: 丹波帯地角斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 49
- MENZIES, M. A. and MURTHY, U. R., 1978: Strontium isotope geochemistry of alpine tectonite lherzolites: Data compatible with a mantle origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 346-354.
- 岡市正秀・米田康郎・大野征之・重命真理子・下西繁義・本田輝政・山田耕治, 1975: 丹波地帯における枕状溶岩の産状. 地団研専報, no. 19, 25-34.
- PEARCE, J. A. and NORR, M. J., 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- REISBERG, L. and ZINDLER, A., 1987: Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 29-45.
- SAKAGUCHI, S., 1961: Stratigraphy and paleontology of the South Tamba district, part 1, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakuhei Univ.*, **10**, 35-76.
- SCHIFFMAN, P. and LIOU, J. G., 1980: Synthesis and Stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *Jour. Petrol.*, **21**, 441-474.
- 下西繁義・丹波地帯研究グループ, 1981: 丹波層群1—砂岩層からのモノチス化石の産出. 日本地質学会関西支部報, no. 89, 3-4.
- 鈴木茂之・西岡敬三・光野千春・杉田宗満・石賀裕明, 1988: 岡山県瀬戸地域の超丹波帯. 地質雑., **94**, 301-303.
- 丹波地帯研究グループ, 1969: 丹波地帯の古生界(その1), 京都府北桑田郡京北町東部の古生層. 地球科学, **23**, 187-193.
- , 1971: 丹波地帯の古生界(その2), 京都府北桑田郡京北町の古生層. 地球科学, **25**, 211-218.
- , 1974: 丹波地帯の古生界(その3), 京都市北方大森雲ヶ畑地域の古生層. 地球科学, **28**, 57-63.
- , 1975: 丹波地帯の地角斜堆積層の研究. 地団研専報, no. 19, 13-23.
- 田崎耕市, 1985: 中-上部古生代緑色岩類のSr同位体比から見た海洋地殻の多様性(概報). *MAGMA*, no. 75, 12-17.
- WHITE, W. M., 1985: Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology*, **13**, 115-118.
- YORK, D., 1966: Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, **44**, 1079-1086.
- 吉田光広, 1977: コノドントによる丹波地帯中-南部の地質年代. 本州地角斜内帯総研連絡紙, no. 2, 24-30.
- ・脇田全啓, 1975: 京都西北山地のコノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, 43-48.
- ZINDLER, A. and HART, S., 1986: Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.