

◇研究報告◇

南部九州の鮮新世～更新世肥薩火山岩類の微量元素の特徴

— マグマの成因に寄与する“堆積物成分 (sediment component)” について —

永尾隆志*・長谷義隆**・長峰 智***・角縁 進****・阪口和之*****

Trace element signature of the Plio-Pleistocene Hisatsu Volcanic Rocks in Southern Kyushu: “Sediment component” contributions to the magma genesis.

Takashi Nagao*, Yoshitaka Hase**, Satoru Nagamine***,
Susumu Kakubuchi**** and Kazuyuki Sakaguchi*****

1. はじめに

最近、南部九州の新第三紀～第四紀前半の火山活動である肥薩、北薩、南薩火山岩類(図1)についての研究が精力的に行われるようになった¹⁾²⁾³⁾。これらの火山岩類は、南部九州の広い範囲に分布しているものの、一部の地域を除いて、これまで十分な研究が行われてこなかった。しかし、大陸縁辺部や島弧の特徴を兼ね備えている九州および西南日本弧のテクトニクスを解明するためにはこれらの火山岩類の活動史や岩石学的な研究が不可欠である。

さて、熊本・鹿児島・宮崎の三県にまたがる火山岩類の分布地域は肥薩火山区と呼ばれている⁴⁾。これらの火山岩類(肥薩火山岩類)は、鮮新世～更新世に活動した火山岩で、現在の火山フロントに直交して、東西80km,南北20kmの範囲に分布している(図1)。山本⁴⁾は、肥薩火山岩類を、

溶岩の化学的な性質から、比較的 K_2O に乏しい矢筈岳系と K_2O に富む鬼岳系に区分し、鬼岳系火山岩は、矢筈岳系のマグマが基盤の四万十層群の碎屑岩を混成して高 K_2O になったと考えた。

その後、筆者らは、山本が定義した肥薩火山区

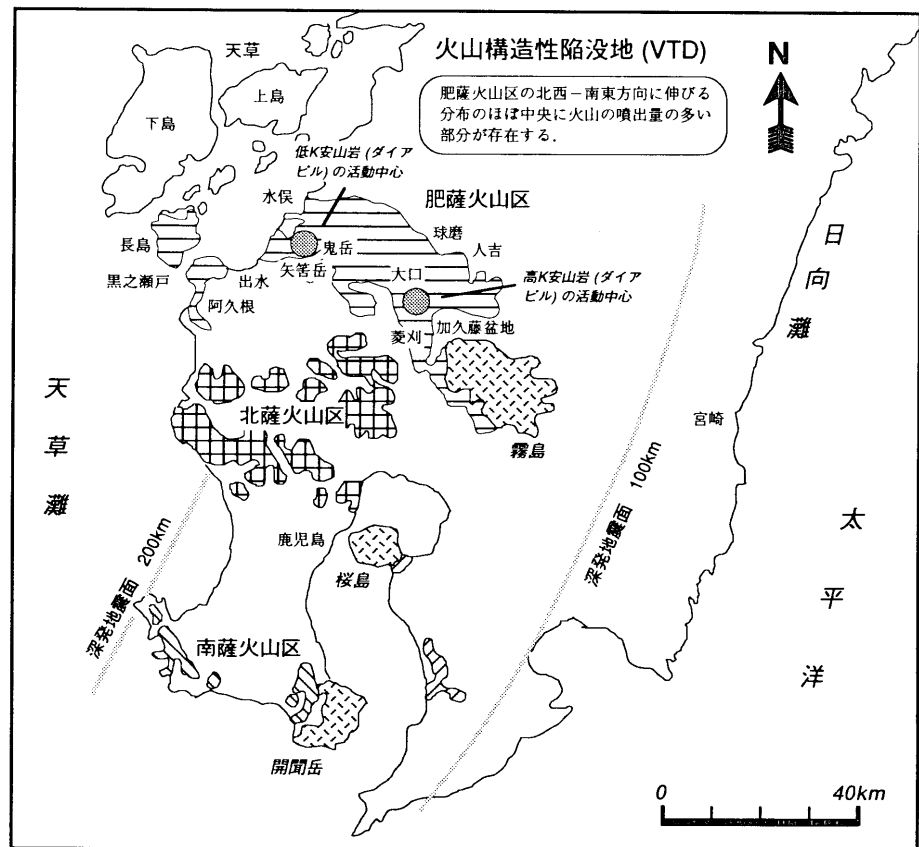


図1. 肥薩火山岩類の分布図

* 機器分析センター Center of Instrumental Analysis

** 熊本大学理学部 Faculty of Science, Kumamoto University

*** 水俣高校 Minamata High School

**** 佐賀大学文化教育学部 Faculty of Culture and Education, Saga University

***** 東建ジオテック TOKEN Geotec, Co. Ltd.

よりさらに西方に位置する鹿児島県長島（および笠山）地域（図1）の地質を明らかにし、さらに岩石学的特徴からこの地域まで肥薩火山区を拡張すべきだと考えた⁵⁾⁶⁾。また、山本⁴⁾が、矢筈岳周辺にのみ分布するとしていた低K₂Oの安山岩は、肥薩火山区全域にわたって分布し、下位に矢筈岳系の火山岩、上位に鬼岳系の火山岩が分布することを明らかにした⁷⁾。また、山本の矢筈岳系（筆者らの低K安山岩）と鬼岳系（筆者らの高K安山岩）の火山岩は、独立した親マグマ、すなわち前者は玄武岩マグマ、後者は高マグネシア安山岩マグマに由来すると推定した⁷⁾。

小論では、その後の研究成果をもとに、肥薩火山岩類の微量元素の特徴を明らかにし、マグマの成因、特に“堆積物成分 (sediment component)”の寄与について予察的な検討を行う。

2. 地質の概要

永尾ほか⁷⁾は、肥薩火山岩類を、低K安山岩質の主に凝灰角礫岩からなる下位層と高K安山岩質の平坦面（“洪水安山岩”）を形成する上位層に区分した。その後の調査で、肥薩火山岩類は3ステージに区分できることが明らかになったので、簡単に記述する。なお、詳細は、長谷ほかが投稿準備中である。

(1) ステージ1 火山性陥没地 (Volcano Tectonic Depression) 形成期

活動時期は、鮮新世 (3.9~2.5Ma) である。ほぼ全域で凝灰角礫岩を主体とした膨大な低K安山岩が活動し、火山性陥没地を形成した。東部の十曾~加久藤地域では、高K安山岩が活動した。

(2) ステージ2 “洪水安山岩” 活動期

鮮新世 (2.5Ma前後) に活動した。第1ステージでは肥薩火山区の東端でのみ活動していた高K安山岩が肥薩火山区全域に拡がり、“洪水安山岩”を噴出した。割れ目噴火あるいは多火口同時噴火であったことを考えると、引張応力場であったと推定される。ちなみに、VTD 形成期の高K安山岩は、凝灰角礫岩や塊状溶岩であった。

また、“洪水安山岩”の作る平坦面の連続性や、最も東側の十曾~加久藤地域の国見山の 2.56 ± 0.32 Maと、最も西側の長島の小浜安山岩は、 2.5

± 0.3 Ma (行人岳安山岩) よりも新しいことなどから考えても、“洪水安山岩”の活動も全域でほぼ同時に起こったと考えられる。

(3) ステージ3 火山活動収斂期

鮮新世~更新世 (2.7~0.4Ma) に活動した。ステージ2で全域で活動した高K安山岩が、東側の菱刈~加久藤盆地西壁域に収束した。この地域は、2.5Maの長い期間、高K安山岩マグマを供給し続けた特異な場所である。また、低K安山岩も、西側の矢筈岳~招川内地域で再び活動を始めた。矢筈岳~招川内地域では、“洪水安山岩”の上位に低K安山岩が分布している。ちなみに山本⁴⁾によって高K安山岩は鬼岳系と定義されているが、鬼岳は無斑晶質の低K安山岩から構成されている。

3. 分析法

岩石の分析は、山口大学機器分析センターの蛍光X線分析装置 理学電機工業株式会社製 RIX 3000 (Rh/WデュアルX線管球) で管電圧50kV、管電流50mAでおこなった。分析は、試料:融剤=1:2のガラスビードを作成し、希土類元素の一部を含む36元素を連続して測定した。測定時間は、1試料あたり約4時間である。また、希土類元素の測定の精度を上げるために、3回の測定値の平均値を採用している。表1に地質調査所の岩石標準試料のJB1aとJA2の推奨値とRIX3000での測定値を示した。なお、分析法は、角縁ほか⁸⁾に詳しく述べられている。

4. 微量元素組成の特徴

微量元素の特徴を、低K安山岩、高K安山岩に区分して検討する。ここで、低K安山岩は、ステージ1のVTD 形成期にほぼ全域で活動し、ステージ3の火山活動収斂期に矢筈岳と招川内地域で活動した。高K安山岩は、ステージ2の“洪水安山岩”活動期に全域で活動し、ステージ1のVTD 形成期とステージ3の火山活動収斂期には、十曾(大口)~菱刈地域で活動した。

図2に、高K安山岩、低K安山岩、長島火山岩類のSiO₂-K₂O図を示した。長島火山岩類は、肥薩火山岩類の岩石学的特徴を備えているが、VTDの範囲から少しはずれて活動しているので

表 1. 標準岩石試料の分析値と推奨値の比較

	JA2 (RIX)	JA2 (r.v.)	JB1a (RIX)	JB1a (r.v.)
SiO ₂	56.20	56.42	52.73	52.41
TiO ₂	0.67	0.66	1.30	1.28
Al ₂ O ₃	15.43	15.41	14.48	14.45
Fe ₂ O ₃ *	6.32	6.21	9.06	9.05
MnO	0.11	0.11	0.15	0.15
MgO	7.67	7.60	7.85	7.83
CaO	6.30	6.29	9.38	9.31
Na ₂ O	3.08	3.11	2.75	2.73
K ₂ O	1.77	1.81	1.39	1.40
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.26	0.26
Total	97.70	97.77	99.34	98.87
FeO*/MgO	0.74	0.74	1.04	1.04

Ba	313	321	498	504
Ce	35.9	32.7	66.0	66.9
Co	29.5	29.5	37.7	38.7
Cr	424	436	393	391
Cu	30.4	29.7	55.4	55.7
Dy	3.62	2.80	4.17	4.70
Er	1.35	1.48	1.31	1.00
Ga	16.6	16.9	17.4	17.3
Gd	2.95	3.06	3.12	3.10
La	15.9	15.8	38.4	37.8
Nb	9.43	9.47	27.9	27.5
Nd	14.8	13.9	27.1	24.7
Ni	141	130	141	139
Pb	18.3	19.2	8.30	7.70
Pr	3.68	3.84	4.48	7.20
Rb	71.5	72.9	38.7	38.6
Sm	3.20	3.11	5.00	5.00
Sr	245	248	452	447
Th	5.80	5.03	7.70	8.10
U	3.12	2.21	3.49	2.20
V	123	126	199	202
Y	18.0	18.3	24.2	23.8
Yb	1.43	1.62	0.67	2.50
Zn	63.6	64.7	82.0	81.4
Zr	114	116	140	139
S	6.57	8.00	58.2	53.0

*; Total Fe as Fe₂O₃, RIX: analyses by RIX3000 at Yamaguchi University, r.v.; recommended values

別に取り扱った。

この図で明らかなように、低K安山岩はSiO₂含有量の少ない玄武岩質安山岩～安山岩が多いが、高K安山岩は、SiO₂に富む領域を占めている。このことはすでに永尾・阪口⁹⁾、永尾ほか⁷⁾によって指摘されており、低K安山岩は玄武岩マグマに、高K安山岩は、高マグネシア安山岩マグマに由来すると考えられている。長島火山岩類は、両者の中間的な位置にプロットされる。

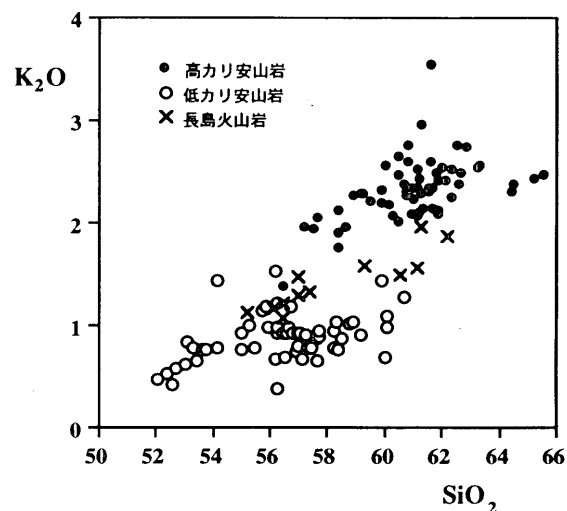


図 2. 肥薩火山岩類のSiO₂-K₂O図

図 3 に、FeO*/MgO 比と微量元素の含有量の関係を示した。FeO*/MgO 比は分化の尺度として採用した。比較のために、東北日本弧の第四紀火山フロントの岩石もプロットした¹⁰⁾。

まず、コンパチブル元素である Cr, Ni についてみると、典型的な分別結晶作用による組成変化経路をたどる。このことから、肥薩火山岩類の組成変化をもたらした原因は、低K安山岩、高K安山岩にかかわらず分別結晶作用が大きな役割を果たしたことが推測される。

また、Ba, Ce, Cu, La, Nb, Nd, Pb, Rb, Sm, Th, U, Zr は、低K安山岩より高K安山岩に多く含まれている。Ga, Sr, V, Zn は、低K安山岩の方が高い含有量を示す。ほかの元素は、両安山岩で大きな含有量の差はない。ちなみに、長島火山岩類は、高K安山岩と同じ領域に入ることもあれば、低K安山岩の領域に入ることもあり、両者の中間的な性質を示している。

5. 議 論

(1) 低K安山岩と高K安山岩の化学組成の特徴の由来

低K安山岩と高K安山岩は、図 3 から明らかなように、FeO*/MgO 比が小さい、すなわち比較的未分化な岩石で、多くの元素、特にインコンパチブル元素の組成の差が顕著であり、それぞれの安山岩の特徴は親マグマのもつ固有の特徴であると考えられる。

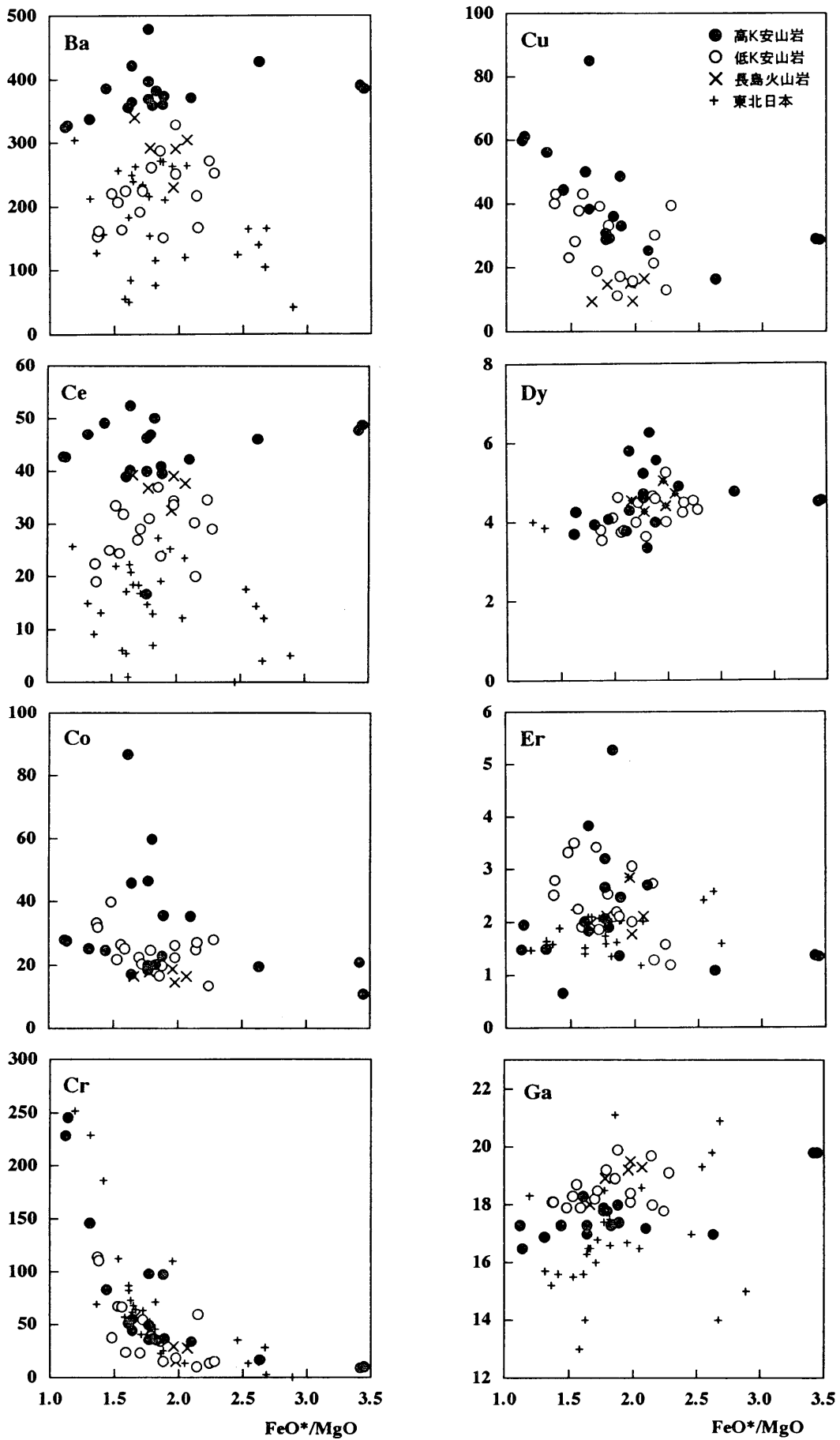


図3. 肥薩火山岩類の FeO^*/MgO 比と微量元素の関係

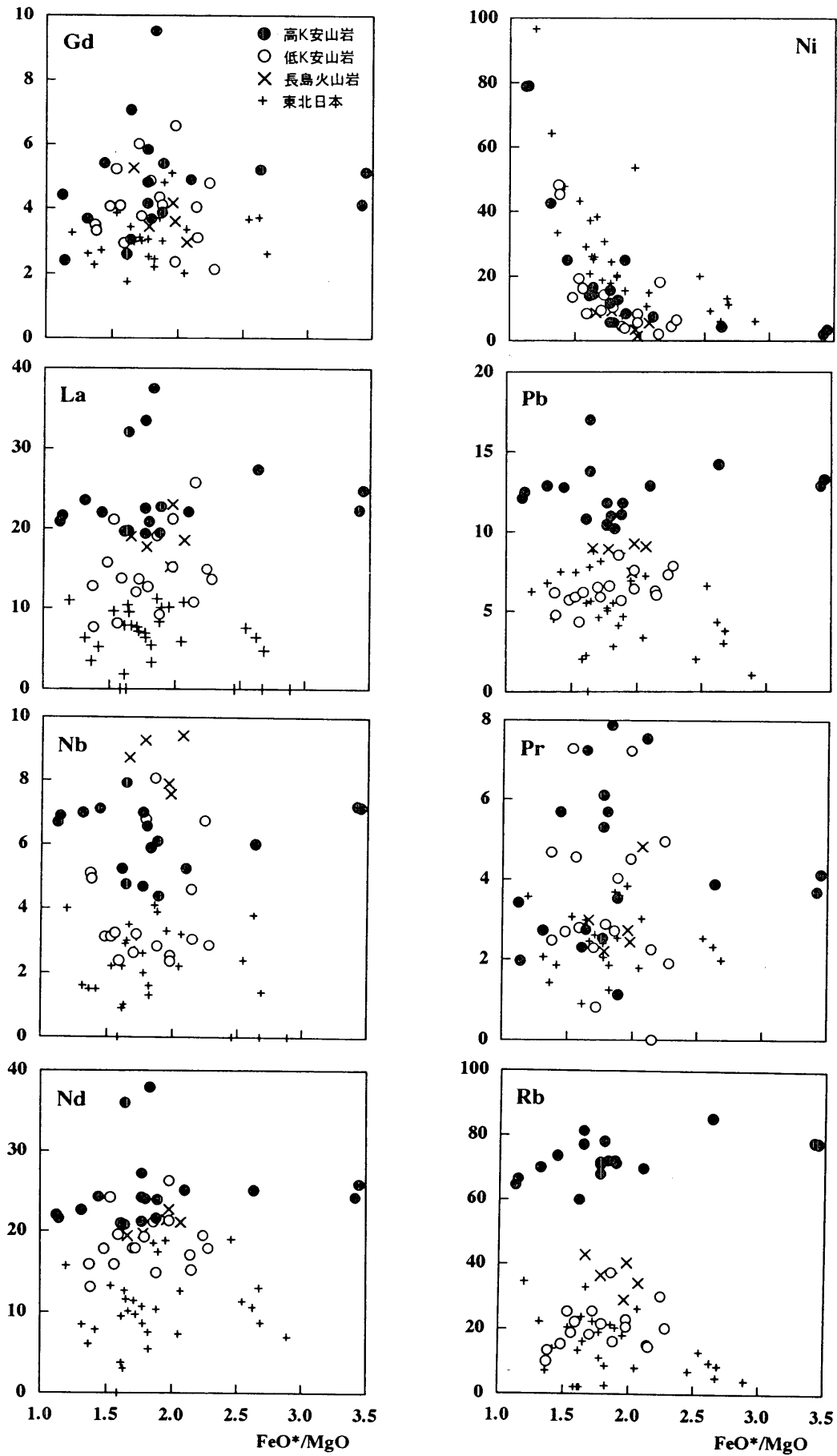


図3. 肥薩火山岩類の FeO^*/MgO 比と微量元素の関係 (つづき)

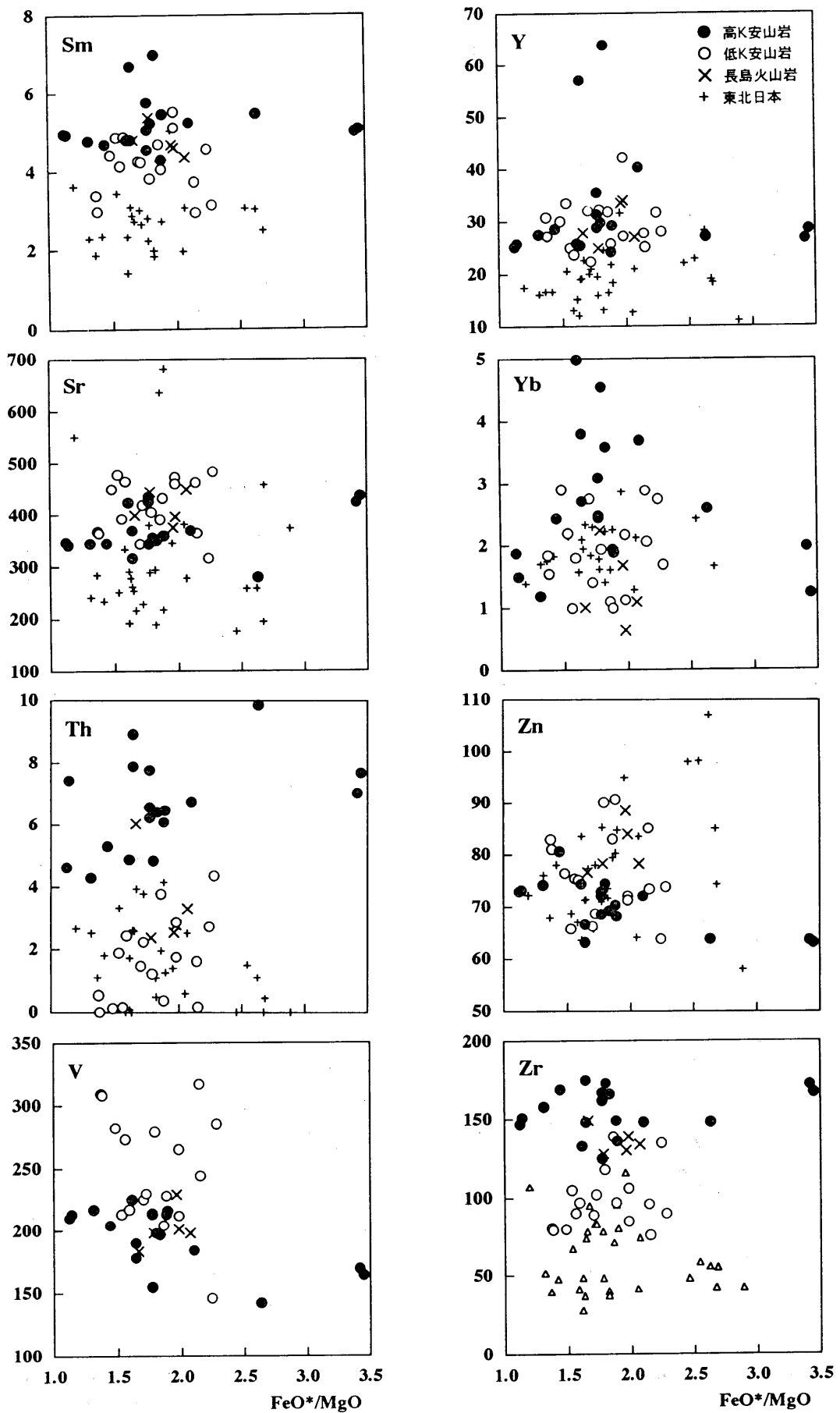


図3. 肥薩火山岩類の FeO^*/MgO 比と微量元素の関係 (つづき)

また、中田・岡本¹¹⁾は限られた地域に繰り返して貫入する火成岩のうち、貫入の初期のものはSタイプの対であるのに対し、後期のものはIタイプの対であることを指摘した。彼らはこの理由として最初に上昇するマグマが泥質物質を同化してSタイプの対になるのに対して、後に同所を上昇するマグマは以前のマグマの結晶沈積物と遭遇し泥質物質と同化する機会が少ないためと考えた。要するに、火成活動の初期に、地殻の混成作用がおりやすいと考えている。

肥薩火山区では、火山活動の第1ステージで大規模に活動した安山岩がKやLILE (large ion lithophile element) に乏しい安山岩であり、その後、大きな時間間隙なしに、ほぼ同じ地域で、高K、高LILE安山岩が活動した。さらに、低K安山岩と高K安山岩にSr同位体比の有意な差がない⁷⁾ことから考えても、肥薩火山岩類の場合、中田・岡本¹¹⁾が考えたような混成作用の影響は小さいと考えられ、このことからそれぞれの安山岩の化学的特徴は親マグマのもつ性格を表していることが示唆される。

(2) 肥薩火山岩類と島弧火山岩類の微量元素組成の比較—簡単なレビューと肥薩高K安山岩の成因—

島弧火山岩は、Nbに乏しく、LIL元素に富む地球化学的特徴を有している。これらの特徴は、沈み込むスラブからウエッジマントル、すなわち島弧マグマのソースに付加される成分 (component), 例えば、スラブ由来の流体相や沈み込む堆積物によって支配されていると考えられている。また、リソスフェアや地殻の混成作用など2次的な過程を重要視する立場もある。

近年、各種同位体をトレーサーとして用いて火山岩の成因に関わる成分 (component) を識別する研究が精力的に行われている。いくつかの例を示そう。

例えば、Turner et al.¹²⁾は、最も枯渇した海洋島弧と考えられている Tonga-Kermadec 島弧火山岩について、主成分元素および微量元素組成とU, Th, Sr, Nd, Pb同位体を測定し、火山岩の成因に以下の4つの成分が必要であると結論した。すなわち、(1)マントルウエッジの組成、

(2) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ を高める成分、(3)高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と Ta/Nd, 低い $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ によって特徴づけられる成分、(4)Th, Zr や REE に対して Rb, Ba, U, K, Pb, Sr の強いエンリッチメントとによって特徴づけられる流体相成分である。そして、成分1は、同位体的にBABB (back arc basin basalt) のソースに似たマントル、2は、平均的な遠洋性堆積物 (average pelagic sediment), 3は、海嶺の火山砕屑物 (volcaniclastics), 4は、溶岩のソース、つまりマントルウエッジへ付加された流体相であると考えた。

厚い大陸地殻が存在しない海洋島弧でさえ、火山岩の化学組成の特徴を説明するためには以上のような複雑なプロセスを考えなければならない。したがって厚い大陸地殻をもっている日本列島のマグマの成因を解明するのは、容易なことではない。

ちなみに、Kersting et al.¹³⁾は、東北日本の第四紀火山岩のうち、火山フロント沿いの10の火山を比較し島弧マグマの成因を議論した。これらの火山岩はPb, Sr, Nd同位体組成の特徴が、2つの異なったグループに区分されることを明らかにし、それが棚倉構造線を境にした南北方向の火山の分布の違いに対応していることに注目した。彼らはこれらの違いは、マントルウエッジ由来の共通の玄武岩マグマが、異なる同位体組成をもつ地殻物質と混合することによって生じると考えた。この地殻物質は、先カンブリア時代の下部地殻・上部マントルのうちのいずれかと考えている。その後、彼らは、この考えを多少修正し、地殻の同化作用のほかに、サブコンチネンタル・リソスフェア (インド洋型マントルあるいはその分化物) とマグマの相互反応が大きな役割を果たしていることを示した¹⁰⁾。

沈み込み帯のマグマの成因に寄与した成分について議論した論文は膨大であるので、すべて引用することはできない。次の論文の引用文献を参照されたい; Elliott et al.¹⁴⁾, Turner et al.¹²⁾, Gamble et al.¹⁵⁾。

また、島弧火山岩の特徴を沈み込む海洋地殻や堆積物に求めないで、マントルウエッジにエンリッチしたマントル (OIBのソースに類似したマン

トル)が存在することによるものと考えている研究者も存在する^{16) 17) 18) 19)}。

さて、肥薩火山岩の成因について検討しよう。永尾・阪口⁹⁾、永尾ほか⁷⁾は、低K安山岩の親マグマは玄武岩、高K安山岩のそれは高マグネシア安山岩である可能性を指摘した。特に、高K安山岩については、構成鉱物の化学組成、岩石の主成分および微量元素の特徴から、瀬戸内地域の高マグネシア安山岩に類似していることを示した。また、今回、新たに分析した結果を用いて作成されたN-MORB規格化パターン(スパイダーグラム)を比較すると両者のパターンは、極めて類似していることが明らかになった(図4)。

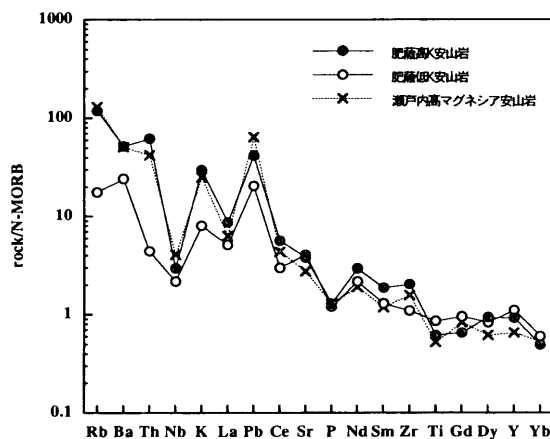


図4. 肥薩火山岩類と瀬戸内高マグネシア安山岩のN-MORB規格化パターン

このことを短絡的に考えれば、14Maに活動した瀬戸内高マグネシア安山岩と2Ma前後に活動した肥薩高K安山岩は、同じか、あるいは類似したプロセスで生成されたと考えることもできる。

そこで、現時点での瀬戸内高マグネシア安山岩の成因について概観する。

従来、瀬戸内高マグネシア安山岩は、プレートの沈み込みに伴って形成される引きずり込まれる含水カンラン岩層内での蛇紋岩の分解によって発生した流体相がマンタルウエッジに添加され、前弧域で含水条件下での融解が起こったと考えられていた^{20) 21)}。また、Sato and Kuchitsu²²⁾は、瀬戸内の高マグネシア安山岩は、高い¹⁸O/¹⁶O比や高い⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比を示すことから、沈み込む堆積物の直接的な関与が、高マグネシア安山岩形成

の本質的なプロセスであると考えた。すなわち、日本海の拡大時、西南日本への若いフィリピン海プレートが低角度で沈み込み、それに伴って沈み込んだ大量の海溝充填堆積物が融解し初生玄武岩マグマと混合した結果、高マグネシア安山岩が形成されたと推定した。

Ishikawa and Nakamura²³⁾は、BとPbの濃集と同位体組成の検討から、サヌキトイドはB、Pbに非常にエンリッチしており、伊豆弧の溶岩に比べ非常に低い $\delta^{11}\text{B}$ と高い²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pbを有していることを明らかにした。彼らは、この結果から、サヌキトイドマグマの成因に>40%の堆積物と<60%の変質した海洋地殻のソースに由来する水に富む流体相が関与していることを示した。さらに、異常に高い堆積物/変質した海洋地殻比は、流体相のソースとして沈み込んだ堆積物と変質した海洋地殻に加えて付加堆積物の寄与が必要であると考えた。実際、サヌキトイドのB、Pb同位体組成は、四万十付加プリズムを構成する中新世の陸源性頁岩のそれと区別できないというのである。

その後、瀬戸内地域の高マグネシア安山岩マグマの生成は、沈み込んだ陸源堆積物の融解が引き金になったという説が提案された²⁴⁾。すなわち、日本海拡大に伴うマンタル内の高温異常、形成直後のフィリピン海プレートの沈み込みを考慮に入れて、スラブ表面の温度分布を推定すると、瀬戸内火山帯直下のスラブの表面では、堆積物のソリダスより高温が得られる。この場合に発生する融解液は極めてシリカに富むものと考えられる。このようなスラブ由来マグマがマンタルウエッジ内へ移動した場合には、カンラン岩との反応が起こる、と考えられる。この反応によって、主成分元素はあたかも含水カンラン岩の部分融解で形成されたような特徴を示し、同位体比(特にPb)や微量元素組成は堆積物の寄与の強いものとなると考えた。

下田ほか²⁵⁾は、大陸性地殻が発達した原生代以降の沈み込み帯では、堆積物が海洋地殻とともに沈み込むと考えられていることから、マンタルウエッジで急な温度勾配が達成された場合、海洋性地殻よりソリダスの低い堆積物の挙動が、島弧火

山活動に重要な役割を果たすと考えた。瀬戸内高マグネシア安山岩の Pb-Nd-Sr 同位体比などの検討から、瀬戸内火山岩の Pb-Nd-Sr 同位体組成は、陸源性堆積物と日本海海底玄武岩との間に混合線を形成し、瀬戸内火山岩類のマグマソースに対する海洋性地殻の寄与が相対的に少ないことを示した。また、瀬戸内高マグネシア安山岩の Sr/Y 比や REE 元素パターンは、典型的なアダックタイトの地球化学的特徴を持たない。以上のことは、瀬戸内高マグネシア安山岩が主に沈み込む堆積物とマントル物質の混合物であることを、また起源物質がアダックタイトとは異なることを示した。さらに、高マグネシア安山岩の Pb 同位体組成は、Pb-Pb 図上で陸源性堆積物と大きく重なり、高マグネシア安山岩のマグマソースの Pb の大部分が陸源性堆積物であることを強く示唆すると述べている。

また、相澤・巽²⁶⁾ は、典型的島弧に対し二段階モデルを適用し、その微量元素組成を生み出すために必要な堆積物の寄与を見積もった。さらに、脱水後の堆積物の組成 (U/Pb) から沈み込んだ堆積物の同位体組成の変化を見積もり、数%程度の堆積物と MORB source あるいは bulk earth との混合により、その同位体組成が説明可能であると示した。

いずれにしても、瀬戸内高マグネシア安山岩の成因には、沈み込む堆積物が極めて重要な役割を果たしていることは間違いないようである。

そこで、瀬戸内高マグネシア安山岩と類似した特徴をもつ肥薩高K安山岩の成因に、沈み込む堆積物あるいは堆積物成分の寄与があるかどうかを検討する。

火山岩の成因に寄与している堆積物の効果を明らかにするには Pb 同位体による検討が最も優れているが、現在われわれはそのデータを持ち合わせていない。そこで、微量元素の含有量や微量元素比を用いて検討する。

まず、火山岩中の堆積物成分 (sediment component) の検討に使われることの多い Pb について検討してみよう。Pb は、マグマの分化とともに残液に濃集するので、同程度の FeO*/MgO 比の岩石同士で比較する必要がある。高K安山岩の

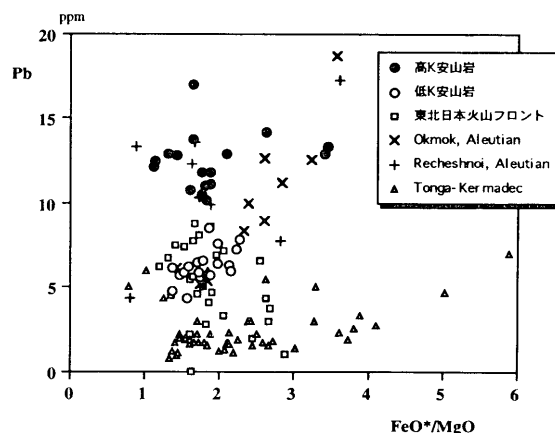


図5. FeO*/MgO—Pb図

Pb 含有量は、低K安山岩や東北日本の第四紀火山岩¹⁰⁾ よりも多い (図5)。手許にあるデータの中で最も Pb に富む Aleutian 弧の火山岩^{27) 28)} は、高K安山岩と同じ程度の含量である。また、最も枯渇した火山岩と考えられている Tonga-Kermadec¹⁴⁾ の火山岩は Pb 含有量も少ない。

次に、火山岩と堆積岩の Ce-Ce/Pb の関係について検討する (図6)。MORB と OIB は、Ce/Pb 比の高い側 (Ce/Pb < 10) に、島弧火山岩、花崗岩、堆積岩は、Ce/Pb 比の低い側にプロットされる。また、Tonga-Kermadec 火山岩¹²⁾、東北日本第四紀火山フロントの火山岩¹⁰⁾、肥薩低K安山岩、高K安山岩、瀬戸内高マグネシア安山岩、天草高マグネシア安山岩、堆積物^{29) 30)} の順に Ce が増加する。Aleutian の火山岩²⁸⁾ は肥薩低K安山岩とそれより Ce に富む火山岩とオーバーラップしている。肥薩高K安山岩は、西太平洋深海堆積物²⁹⁾ と類似した Ce 含有量を示し、東インドネシア堆積物 (East Indonesian sediment)³⁰⁾ とオーバーラップしている。ちなみに、東インドネシア堆積物は陸源性堆積物のフラクションを多く含んでいる。また、フィリピン海プレートの南海トラフの堆積物³¹⁾ は Pb を測定していないので図にはプロットされていないが、Ce は、Site 582, 583 で 42~61 ppm, Site 294, 296, 297 で 24~67 ppm であり、肥薩低K安山岩、高K安山岩とオーバーラップしている。

また、南海トラフの深海性堆積物³¹⁾ は、Pb などを分析していないので、La/Zr vs Sm/Zr 図 (図7) で、肥薩火山岩類と堆積岩の関係について

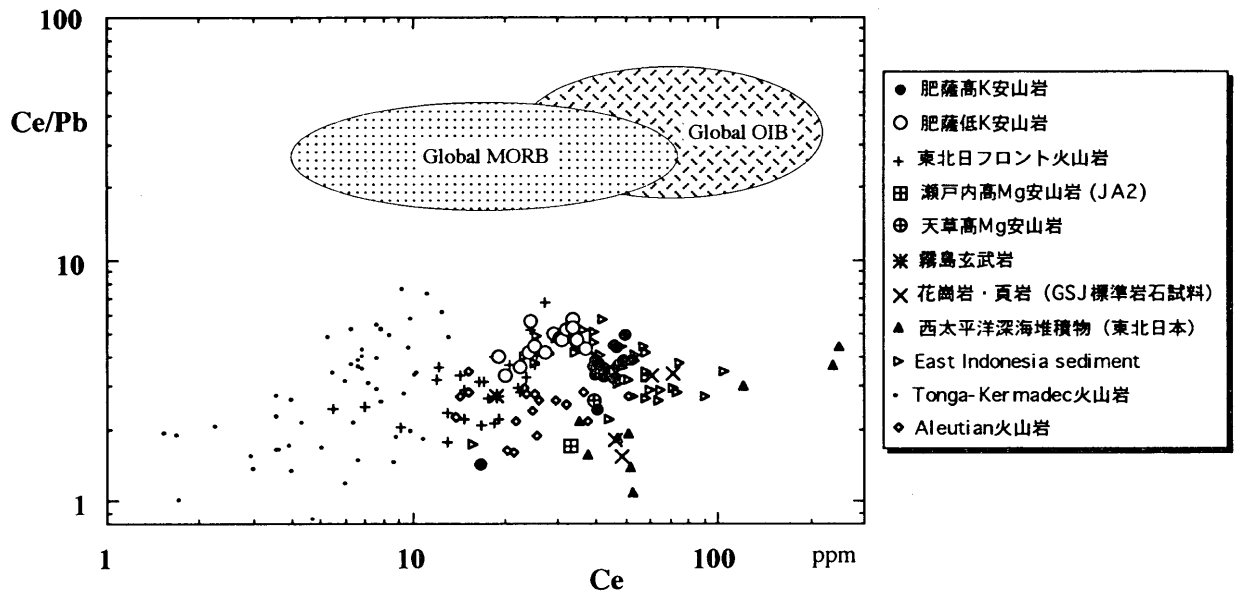


図6. Ce vs Ce/Pb図

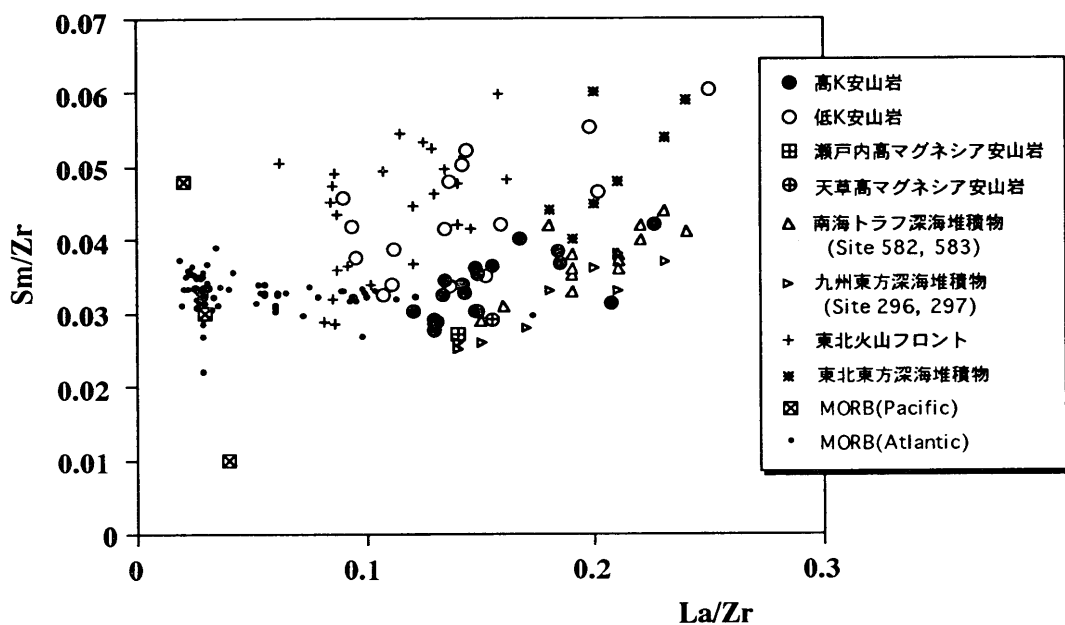


図7. La/Zr vs Sm/Zr図

MORBのデータは Newsom et al.³⁹⁾, Dosso et al.⁴⁰⁾ による。

て検討した。この図から明らかなように、肥薩高K安山岩は、低K安山岩や東北日本の第四紀火山フロントの岩石¹⁰⁾よりもSm/Zrが低く、南海トラフの深海性堆積物³¹⁾とオーバーラップしており、高K安山岩の成因に、堆積物が大きく寄与していることを示唆している。また、瀬戸内高マグネシア安山岩、天草高マグネシア安山岩は、肥薩高K安山岩のSm/Zr、La/Zr比の小さい側にプロッ

トされる。

ちなみに、島弧火山岩で、最も高いPb量をもつAleutianの火山岩の成因については、Miller et al.²⁸⁾は、低いCe/Pbマンタル成分は流体相によって沈み込む海洋地殻から選択的に取り除かれることによって形成されると考えており、このプロセスによる沈み込んだ海洋地殻から島弧マグマへのPbの運搬は大陸地殻と海洋マンタルのCe/

Pb比の相補的な性質の成因を説明できるとした。Brenan et al.³²⁾は、この考えを検証するために高温高压実験を行った。その結果によれば、Umnak 島の溶岩の Ce-Pb budget は、沈み込んだ堆積物、スラブ由来の MORB 流体相、MORB ソースに似た特徴をもつマントルウエッジの混合と対応している。そして MORB 由来の流体相がスラブ由来の成分（堆積物+MORB 流体相）に対して60~97%の寄与があり、Pb の15~70%を Umnak 溶岩に供給する。すなわち、沈み込んだ玄武岩の高压下での脱水は、マントルウエッジ、すなわち島弧マグマのソース領域の Ce/Pb を減少させる流体相を生成する重要なメカニズムであると考えた。

さて、肥薩火山岩についての検討に戻る。図8に、肥薩高K安山岩、瀬戸内高マグネシア安山岩と南海トラフの深海性堆積物³¹⁾と四万十層群の層状チャート³²⁾の N-MORB 規格化パターンを示した。なお、南海トラフ堆積物の分析された元素は、Nb や Pb などの元素が分析されていないし、南海トラフの堆積物は、時代的にも地理的にも肥薩火山岩の“local sediment”（特定の島弧火山岩の化学組成（例えば、同位体比や微量元素組成あるいはそれらの比）と対応する遠洋性あるいは陸源性堆積物）ではないので厳密な議論をするつもりはないが、Site 582, 583の堆積物と高K安山岩と極めて酷似したパターンを示している。しかし、四万十層群の層状チャートは、組成範囲が広く、高K安山岩との比較検討は困難である。

今回、堆積物（岩）と肥薩高K安山岩の組成をさらに多くの元素で比較するために、肥薩火山岩類の基盤を構成している秩父帯と四万十帯の堆積岩を、かつて海洋底とともに沈み込んだ堆積物の一部と仮定してサンプリングを行った。予察的な分析を行った堆積岩試料と肥薩高K安山岩の N-MORB 規格化パターンは極めて類似していた（図9）。これらの結果は、肥薩高K安山岩の成因に堆積物成分が寄与していることを強く示唆している。

(3) 肥薩火山岩マグマの成因とテクトニクス

さて、これまで瀬戸内高マグネシア安山岩と肥薩高K安山岩の化学的特徴のみに注目して検討を

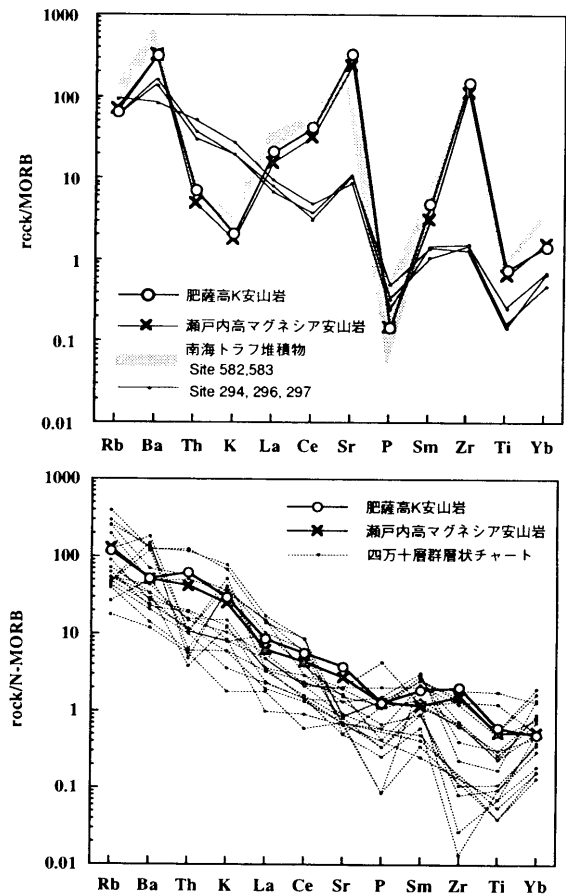


図8. 南海トラフの深海性堆積物、四万十層群層状チャートと肥薩高K安山岩のN-MORB規格化パターンの比較

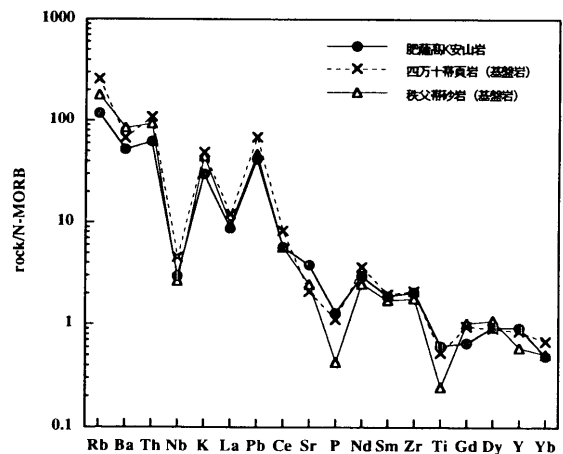


図9. 肥薩火山岩類の基盤を構成する秩父帯、四万十帯の堆積岩と肥薩高K安山岩の N-MORB 規格化パターンの比較

進めてきた。次に、地質学的データすなわち、地形、層序、活動様式をもとに、瀬戸内高マグネシア安山岩や肥薩高K安山岩が生成されたテクトニックな環境について議論する。

まず、瀬戸内高マグネシア安山岩を生成したテクトニックセッティングについて巽³⁴⁾は以下のように考えている。瀬戸内火山帯は、南海トラフの位置が西南日本弧に対して相対的に不変であるとすれば、これらは現在の火山前線よりも海溝側、すなわち前弧に位置する。前弧でマグマが発生するためには、マントルウエッジが異常な高温状態になる必要がある。なぜならば、通常の条件では含水条件下でも部分融解が起きないからである。このような異常高温状態を作り出すテクトニックセッティングとしては、海嶺の沈み込み、形成直後の熱いプレートの沈み込み、背弧海盆拡大に伴う高温アセノスフェアの注入などが考えられている。瀬戸内火山帯では、背弧海盆の形成が高マグネシア安山岩の生成に先行して起きていることから、高マグネシア安山岩の生成には背弧海盆の拡大が重要な役割を果たしていることは確かであろう。

さて、肥薩火山区は現在の火山フロントに直交した東西80km、南北20kmの範囲に分布している。ステージ1の火山活動は、東側の大口地域で高K安山岩、その他の地域は低K安山岩が活動した。火山岩の分布は全域にわたっており第四紀の火山に見られるような独立した成層火山の分布と異なっている。また、活動の中心は、低K安山岩は西側の矢筈岳～招川内地域、高K安山岩は、東側の大口地域である。ステージ2の活動は、平坦面を構成する板状節理の発達した安山岩で、肥薩火山区全域を覆っている。なお、高K安山岩の活動は、東側の大口地域から肥薩火山区全域に広がった。ステージ3では、火山活動地域が限定され、高K安山岩が東側の菱刈地域、低K安山岩は、西側の矢筈岳～招川内地域とステージ1の火山活動の中心地域に収斂した。なお、菱刈地域は、2.32Maから0.56Maまで連続して高K安山岩の活動が続いているという特殊な地域³⁵⁾であることも強調しておきたい。また、Watanabe et al.³⁶⁾のフィッシュトラック年代の測定結果によると、大口地域の十曾谷安山岩(M-10)は、 3.06 ± 0.28 Maであり、筆者らの全岩化学分析結果によれば高K安山岩で、ステージ1の活動に属すると思われる。また、国見山溶岩(M-17)からは、 2.56 ± 0.32

Maの年代値が得られているが、これは“洪水安山岩”に相当するものでステージ2の活動である。さらに、彼らが肥薩火山岩として年代測定をしているものは、M-3： 1.98 ± 0.17 Ma、M-5： 2.21 ± 0.35 Ma、M-12： 1.85 ± 0.17 Maである。つまり、大口地域では、3.06Maにステージ1の高K安山岩の活動が始まり、その後、山野流紋岩(3.24 ± 0.28)、大口流紋岩(2.32 ± 0.22)が活動し、2.56Maにステージ2の高K安山岩の活動が始まり1.85Maまで続いた。肥薩火山区の西端の長島地域では、平坦面を構成するステージ2の安山岩の活動は、2.7Maよりも新しい⁶⁾ので、東側の大口地域のステージ2の火山活動のはじまりの時期(2.56Ma)とほぼ同じであると考えられる。

なお、渡辺ほか³⁷⁾は、南部九州の南薩、北薩、肥薩火山岩類のK-Ar年代測定の結果から、火山フロントが西から東へ東進することによって形成されたと考えているが、K-Ar年代値が公表されていないので詳しく言及できない。

さて、以上述べたような火山活動を、単純な沈み込み帯の火山活動のモデルで説明するのは、かなり困難であると思われる。特に、ステージ1およびステージ2の高K安山岩が、高マグネシア安山岩起源だとすると、巽やその共同研究者達²⁴⁾²⁵⁾²⁶⁾が考えているような前弧での沈み込む堆積物の融解液が上昇過程でマントルと反応し高マグネシア安山岩が生成されたとする考えをただちに肥薩高K安山岩に適用することはできない。

すでに述べたように、肥薩火山活動を通じて低K安山岩と高K安山岩の活動中心は、ほぼ固定されている。このことからイメージされるのは、マントルダイアピルあるいはプリュームの上昇に伴う火山活動である。

それでは肥薩火山岩類の成因をどのように考えたらよいのであろうか。ここでは主に高K安山岩について検討する。すでに述べたように、高K安山岩の成因に堆積物成分が寄与している可能性が高い。上昇するアセノスフェア(マントルダイアピル)が、高K安山岩をもたらしたと考えれば、堆積物成分は、どこでどのようにして獲得されたのであろうか。肥薩火山岩活動以前に沈み込んだ

過去の堆積物がマントル深部に滞留しており、それと上昇するアセノスフェアが反応することによって高K安山岩の起源物質が形成されたか、堆積物が融解して形成された酸性のメルトが上昇過程でマントルと反応して肥薩高K安山岩が形成された可能性が考えられる。

ちなみに、マントル深部では、過去に沈み込んだ堆積物は、すでに脱水されて高压変成岩になっていることは明らかである。Irifune et al.³⁷⁾ は、沈み込んだ大陸地殻、陸源性と遠洋性堆積物の高温高压実験を行った。その結果によると、低压 (~6-8 GPa) での適度な程度の部分融解によって形成された液は、高 K₂O 含量 (6% 以下)、K₂O / Na₂O 比 (~2-3) を持っている。これらの値は、部分融解の程度が低いほど大きいと推測される。さらにこの液は非常に SiO₂ に富んでいる (~70% SiO₂)。これらの結果は約150-250kmの間の深さに沈み込んだ陸源性の岩相の部分融解液は、サブコンチネンタル・リソスフェアにおいて普通に起こっていると考えられているKのエンリッチメントの部分的な役割を負っていることを示唆している。

他方、非常に高压での部分融解の過程でのKとNaの挙動は、低压の場合と全く異なっている。部分融解やメルトの分離過程で、残存固相としてK-hollanditeが存在するが、K-hollanditeはPb (D~8) やLa (D~1.3) を多く含んでいる。しかし、Uや重希土類元素は含まれていない。したがって、多くの残存 K-hollandite の存在下で生成される部分融解液は、高いU/Pbによって特徴づけられ、低い軽希土類元素/重希土類元素比、K/U比、La/Nb比を持つ。

この結果と肥薩高K安山岩の化学的特徴を合わせて考えると、肥薩高K安山岩の成因には、約150-250kmの間の沈み込んだ陸源性堆積物の部分融解液が大きな役割を果たしているのかも知れない。

同様な考えは、Cousens et al.²⁹⁾ によって、日本海の背弧玄武岩の成因の議論で展開されている。彼らによると、背弧海盆玄武岩は、枯渇したMORB- 類似のマントルと太平洋深海性堆積物 (EM II 類似の成分) の混合によって形成された

物質の部分融解によって形成されたと考えている。彼らは、その具体的なメカニズムのひとつとして、EM II 類似の成分は、沈み込んだ堆積物の部分融解液が背弧のマントル・ソース へ導かれることによってもたらされたと考えた。

以上、肥薩火山岩類、特に高K安山岩の成因について予察的な検討を行い、堆積物成分が大きな役割を果たしている可能性を示した。今後、Sr, Nd, Pb 同位体による検討を行いより定量的な肥薩高K安山岩マグマの成因を明らかにしたい。

謝辞：島根大学理工学部の木村純一氏には、“sediment component” について議論をしていただいた。厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 宇都浩三, 阪口圭一, 内海 茂(1997); 鹿児島県北薩地域の新第三紀-第四紀火山活動と火山構造性地溝の形成. 地球惑星科学関連学会講演要旨, 671.
- 2) 阪口圭一, 宇都浩三, 内海 茂 (1997); 北薩・霧島・始良地域の新第三紀-第四紀火山活動. 日本地質学会講演要旨, 362.
- 3) 宇佐美 賢・新城竜一・加藤祐三 (1998); 北薩地域の火成活動とマグマ組成の時空変化: slab bendingとの関係. 岩鉱学会講演会講演要旨, 10.
- 4) 山本 敬 (1960); 肥薩火山区の火山地質学的並びに岩石学的研究. 九工大地質学研究室, 90p.
- 5) 永尾隆志, 山元正継, 藤林紀枝, 阪口和之, 長谷義隆, 長峰 智, 半田正敏 (1983); 肥薩・北薩火山岩類および構成鉱物の化学組成の広域的变化. MAGMA, 69, 1-9.
- 6) 長谷義隆, 長峰 智, 永尾隆志, 山元正継, 藤林紀枝, 阪口和之, 半田正敏 (1994); 南部九州長島火山岩類の層序と放射年代. 地質学論集, 24, 109-120.
- 7) 永尾隆志, 長谷義隆, 井川寿之, 長峰 智, 阪口和之, 山元正継, 周藤賢治, 林田賢一 (1995); 九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的研究: “洪水安山岩” の提唱.

- 地質学論集, 44, 155-164.
- 8) 角縁 進, 永尾隆志, 山田康二郎, 川野久征, 白木敬一 (1997); 低希釈ガラス円板を用いた岩石中の希土類元素の定量. 山口大学機器分析センター報告, 5, 16-25.
- 9) 永尾隆志, 阪口和之 (1989); 南部九州, 肥薩火山岩類の未分化マグマ. 白木敬一編 日本の高マグネシア安山岩, 67-73.
- 10) Gust, D.A., Arculus, R.J. and Kersting, A.B. (1997); Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *Can. Mineral.*, 35, 347-365.
- 11) 中田節也, 岡本康成 (1984); Sr同位体組成からみた西南日本外帯I-タイプ, S-タイプ珪長質マグマの成因モデル. 地質学論集, 24, 187-198.
- 12) Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Perace, J. and Smith, I. (1997); ^{238}U - ^{230}Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 4855-4884.
- 13) Kersting, A.B., Arculus and Gust, D.A. (1996); Lithospheric contributions to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan. *Science*, 272, 1464-1468.
- 14) Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. (1997); Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Jour. Geophys. Res.*, 102, 14991-15019.
- 15) Gamble, J., Woodhead, J., Wright, I. and Smith, I. (1996); Basalts and sediment geochemistry and magma petrogenesis in a transect from oceanic island arc to rifted continental margin arc: the Kermadec-Hikurangi margins, SW Pacific. *Jour. Petrol.*, 37, 1523-1546.
- 16) Morris, J.D. and Hart, S.R. (1983); Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutian, and implication for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 2015-2030.
- 17) Stern, R.J. and Ito, E. (1983); Trace-element and isotopic constraints on the source of magmas in the active volcano and Mariana island arcs, western Pacific. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 461-482.
- 18) Reagan, M.K. and Gill, J.B. (1989); Co-existing calcalkaline and high niobium basalts from Turriaba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources. *Jour. Geophys. Res.*, 94, 4619-4633.
- 19) Stolz, A.J., Varne, R., Davis, G.R., Wheller, G.E. and Foden, J.D. (1990); Magma source components in convergent margin magmas: Trace element and radiogenic isotope evidence from Eocene boninites, Mariana forearc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1467-1481.
- 20) Tatsumi, Y. and Maruyama, S. (1989); Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. *In* "Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis" (Crawford, A.J. ed.), Unwin Hyman Ltd., London, 50-71.
- 21) Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995); Subduction zone magmatism. Blackwell, 211p.
- 22) Sato, H. and Kuchitsu, N. (1992); Sanukite and high-magnesia andesite in northeast Shikoku. 29th IGC Field Trip Guidebook, 201-211.
- 23) Ishikawa, T. and Nakamura, E. (1994); Origin of the slab component in arc lavas from across-arc variation of B and Pb isotopes. *Nature*, 370, 205-208.
- 24) 巽 好幸 (1997); 2.3 大陸地殻の形成. 岩

- 波講座地球惑星科学8 地殻の形成, 60-70. 岩波書店, 260p.
- 25) 下田 玄, 巽 好幸, 能田 成, Bor-ming Jahn (1997); 沈み込んだ堆積物の融解—瀬戸内高 Mg 安山岩の起源に対する解釈. 1997年地球惑星科学連合学会講演要旨, 649.
- 26) 相澤義高, 巽 好幸 (1997); 島弧火山岩における堆積物の寄与. 1997年地球惑星科学連合学会講演要旨, 613.
- 27) Miller, D.M., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L. and Franks, A.L. (1992); The importance of parental magma composition to calc-alkaline and tholeiitic evolution: Evidence from Umnak Island in the Aleutians. *Jour. Geophys. Res.*, 97, 321-343.
- 28) Miller, D.M., Goldstein, S.L. and Langmuir, C.H. (1994); Calcium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature*, 368, 514-520.
- 29) Cousens, B.L., Allan, J.F. and Gorton, M.P. (1994); Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program sites 797 and 794. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117, 421-423.
- 30) Vroon, P.Z., Van Bergen, M.J., Klaver, G.J. and White, W.M. (1995); Strontium, neodymium, and lead isotopic and trace-element signature of the East Indonesian sediments: Provenance and implications for Banda Arc magma genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2573-2598.
- 31) Minai, Y., Matsumoto, R. and Tominaga, T. (1986); Geochemistry of deep sea sediments from the Nankai Trough, the Japan trench, and adjacent regions. *In* Kagami, H., Karig, D.E., Coulborn, W.T. et al. (eds) *Init. Rep. DSDP 87*, US Govt. Print Off., Washington, 643-657.
- 32) Brenan, J.M., Shaw, H.F. and Ryerson, F.J. (1995); Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas. *Nature*, 378, 54-56.
- 33) Matsumoto, R., Minai, Y. and Okamura, M. (1988); Geochemistry and depositional environments of bedded chert of the Cretaceous Shimanto Group, Shikoku, Southwestern Japan. *Modern Geol.*, 12, 197-224.
- 34) 巽 好幸 (1995); 沈み込み帯のマグマ学—全マントルダイナミクスに向けて. 東京大学出版会, 186p.
- 35) 新エネルギー開発機構 (1991); 地熱開発促進調査報告書, no25, 菱刈地域, 982p.
- 36) Watanabe, K., Maeda, T. and Izawa, E. (1994); Fission track ages of Pliocene-Pleistocene volcanic rocks in the Okuchi region, southern Kyushu, Japan. *Geotherm. Res. Rept. Kyushu Univ.*, 3, 98-110.
- 37) 渡辺公一郎, 井沢英二, 板谷徹丸, 田口幸洋 (1992); 南九州の後期新生代火山フロントの東進. 日本地質学会第99年学術講演会講演要旨, 408.
- 38) Irifune, T., Ringwood, A.E. and Hibberson, W.O. (1994); Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: an experimental study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 351-368.
- 39) Newsom, H.E., White, W.M., Jochum, K.P. and Hofman, A.W. (1986); Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 299-313.
- 40) Dosso, L., Bougault, H. and Joron, J.-L. (1993); Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10-24° N: Trace element-isotope complementarity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 443-462.