

まぼろしの天然記念物

鹿浦越のランプロファイアの岩石学的側面

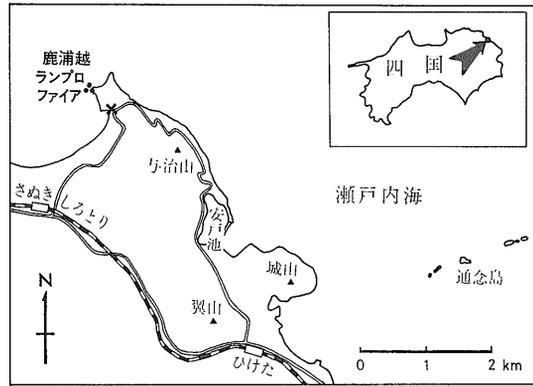
氏家 治(四国出張所)

1. はじめに

国土地理院発行の5万分の1地形図「三本松」を見ると 四国の北東部 国鉄・高德線さぬきしとり駅の北東方約 2km の地点に「ランプロファイア岩脈」と記されている。ここがこれから述べる国指定の天然記念物の所在地で 地元では鹿浦越(かうらごし)と呼ばれている(第1図)。この付近には 天然記念物の指定対

象には含まれていないが‘ランプロファイア’や 角閃石斑岩・文象斑岩などと呼ばれる多種・多様な岩脈が分布している。

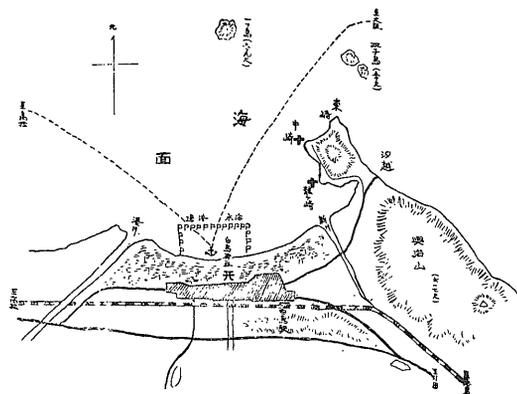
鹿浦越の岩脈群が天然記念物の指定を受けた経緯はパンフレット(第2図)によると 次のごとくである。パンフレット作成の時期は 文体・内容から推して 恐らく 天然記念物指定——1942年7月21日——と同時にあろう。以下に パンフレットの一部分を 口語訳して引用する。



第1図 ‘ランプロファイア’の位置

かつて袴石と呼ばれていた鹿浦越の中崎(指定地 筆者注)は明治42—43年頃 陸軍砲兵の実弾演習のときに射撃の標的となった。このために風化した表層部が取り去られて新鮮な岩盤が露出し それまで以上にきわだった 花崗岩と多数の岩脈のなす明暗の縞紋様が現われた。大正4年夏 香川県の師範学校が当地で海水浴を行ったとき 同校の博物学教諭・杉山鶴吉がこの奇観に興味をそそられ その後数回の踏査を重ねて研究した。そして 東京帝大の脇水博士の視察を受けたところ 鹿浦越に見られる岩石の産状は 地質学上重要なものと認められ 天然記念物に指定された。ランプロファイア岩脈がこれほど密集して露出し しかも奇観を呈しているのは 世界中を捜しても他に類例がない。

蘭地在所脈岩アイハロブンラ



(地在所アイハロブンラ印十)

第2図 ‘ランプロファイア’のパンフレット(部分)

世界無比の
ランプロハイア岩脈

香川縣白鳥本町

白鳥本町ランプロハイア岩脈、白鳥町北方海中ニ突出シ、白鳥瀨頭ヲ掘セル鹿浦越ニアリテ東經百三十四度二十三分北緯三十四度十六分ノ地點ニアリ、松原ヲ去ル約十町同地ハ花崗岩ニテ成レル小丘ニシテ固有ナリ、而シテ十六町七段ハ巖歩ニシテク、輝アリ、東崎、中崎、浦ヶ鼻之レナリ、中崎ハ數丈ノ斷崖ヲナシ、岩脈此所ニ露出ス、浪江ニ石林亂立シテ群非ナル洞ヲ具ス
ランプロハイアハ黒色ノ堅岩ニシテ白色ノ花崗岩ヲ貫地セル故ニ東崎ノ斷崖ナリ、岩脈ハ南東北西ニ走り五十度乃至六十度ノ角度ヲナシテ西南ニ傾斜シ深ク海中ニ没ス

2. 天然記念物・ランプロファイア

(1) ‘ランプロファイア’ との出会い

数年前 香川大学教育学部の谷山 穰先生の研究室で 県下から採取された岩石の薄片を何枚か見せていただいた中に ‘ランプロファイア’ が含まれていた。当時研究上の興味が別の方面に向いていたこともあり ランプロファイアなる岩石についての私の知識は まことに粗末であった。すなわち 黒雲母を多く含んだ黒色の岩脈岩で その化学組成は非常にアルカリ成分に富んでいることが多く 要するに我々が日ごろ接する火成岩としては異端的なものらしい という程度であった。日本には真のランプロファイアが少なく 地質単位としても小規模なので 多くの地学関係者のランプロファイア観は 現在でもこの程度であろう。

その後 折にふれて文献を集めてみると 鹿浦越の ‘ランプロファイア’ および近辺の岩脈に関して 意外なというか 奇妙なというか 少なくとも私自身にとっては面白くない解釈がなされていることを知った。その解釈とは 多数の岩脈のように見える岩体は 基盤の深成岩の割れ目に貫入したのではなく 実は 基盤岩が花崗岩化作用を受けて深成岩状の岩石に変化した際の残りかすだというのである (平山 1951)。これが正しければ ‘ランプロファイア’ は そもそも火成岩でないのだから 火山岩屋である私の守備範囲外と言えよう。

そうこうするうちに ‘ランプロファイア’ との鏡下における 2回目の出会いの機会が訪れた。香川県教育センター地学室に 山田邦保先生を訪ねた時である。数枚の薄片の中に 基盤深成岩と ‘ランプロファイア’ の境界を含むものがあり そこには ‘ランプロファイア’ が液状で貫入し急冷したことが 明瞭に示されていた。つまり わずか1—2cm の幅の間で ‘ランプロファイア’

は基盤岩との接触部に向けて著しく細粒化し おまけに流状組織まで認められた (写真2)。このことは 上に記した花崗岩化作用残りかす成因説を疑ってかかるに十分な根拠となりうる。

以上のような経緯を経て ある日 鹿浦越まで出かけて ‘ランプロファイア’ の産状を直接観察することにした。そして この日以降の観察によって 当地の岩脈岩を火成岩として取り扱っても問題ないとの確信を深めた (氏家 1978 a)。

(2) ‘ランプロファイア’ 等の産状と貫入時期

白鳥町付近に多数の岩脈があることは 7万5千分の1地質図幅「高松」の調査によって 初めて明らかにされた (佐藤 1936)。また これとは別に同地を調査した河野・岸田 (1940) は 10 km² ほどの半島部に 最大幅10数mのほぼ平行な岩脈が 400 本以上存在していると述べている。これら先学者達は 一致して 肉眼的に黒っぽい岩脈をランプロファイア (狭義には スペサルイタイト) と呼んでいる。

黒っぽい岩脈がことに多く集中している鹿浦越は 明るい色あいの基盤深成岩との対照のために なるほど海上から遠望すると 白黒のまんまくを引きめぐらしたように見える (写真3。文中傍点部は香川県教育委員会刊「香川の文化財」より)。岩脈の周縁部は 常に細粒の急冷

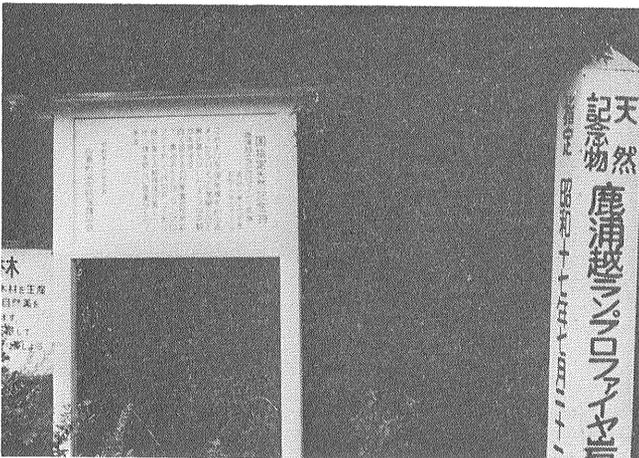


写真1 天然記念物の所在を示す道標と説明板 (第1図×印の道路わき)

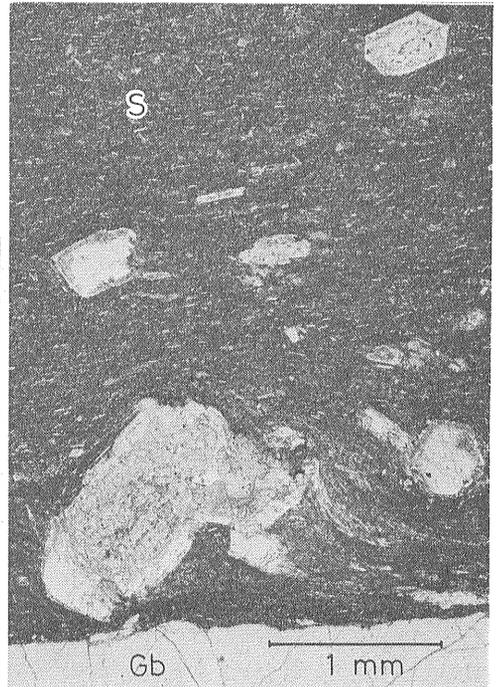


写真2 ‘ランプロファイア’ の流状組織 ‘ランプロファイア’ (S) は 基盤岩 (Gb) との接触部で流状組織を呈する。自形の透明な結晶は斜長石である。 (氏家 1978 a) より。

相が生じ 岩脈の内部よりも暗い色あいとなっている。このことは 比較的淡い色あいの岩脈において殊に明瞭である。2本以上の岩脈が相互に接触または貫入する例がしばしば認められ その多くの場合 一方が他方に対して急冷している。これは マグマの貫入がある程度以上の時間々隙をおいて繰り返されたために生じた現象で この種の岩脈は重複岩脈と呼ばれる。これに対し 化学組成の違う したがって現在見られる岩石の外観も異なる2種のマグマが 同時ないし連続的に貫入して生じたと思われる 複合岩脈も存在している(Уликс 1978 b)。後者においては 2種の岩石の接触部に急冷相が認められず 両岩相の境界の位置はあまり明瞭でない。

岩脈の内部には 時おり 基盤の深成岩が取り込まれている。写真4に示すものは 海岸の転石中に見られるもので 幅がわずか1—2cmほどの薄板状の捕獲岩である。ただし捕獲岩とは言っても こんなに偏平な岩板が マグマ中にヒラヒラと漂っていたとは考えられない。繰り返されたマグマの貫入によって生じた2本の岩脈の間に 基盤岩の破片がセプタ状に挟み込まれたものであろう。

さて岩脈が形成されたのは いつであろうか。火成岩ができた時の絶対年代は そこに含まれる放射性元素を利用して知ることができるが 当地の岩脈に対してそのような試みはなされていない。深成岩中の黒雲母に対しては カリウム—アルゴン法によって 8,100万年という値が得られている(河野・植田 1966)。

この値が深成岩生成史のどの段階を表わしているかという点には議論の余地があるが この年代よりも古い時代に岩脈が貫入したとは考えにくい。そこで 岩脈の形成時期は 後期白亜紀の中ごろに下限を求めることができる。

一方 岩脈の貫入時期の上限は 層位的に決められる。鹿浦越の南方約4km(第1図の城山・翼山)以南には 基盤の深成岩を不整合に覆って 和泉層群の堆積岩が広く分布し 岩脈の分布域の南縁も この堆積岩によって限られている。つまり和泉層群を貫く岩脈は見いだされていない。この事実だけからでも岩脈の貫入が和泉層群の堆積(後期白亜紀のヘトナイ世といわれる)以前の出来事だろうと推定できるが もっと明瞭な証拠が 沖合いの小島(通念島)に存在する。

通念島は 鹿浦越の南東方約6kmの瀬戸内海上にあり 海拔25m・長径150mほどの 岩礁に毛の生えた程度の無人島である(第1図参照)。この小島を2分して

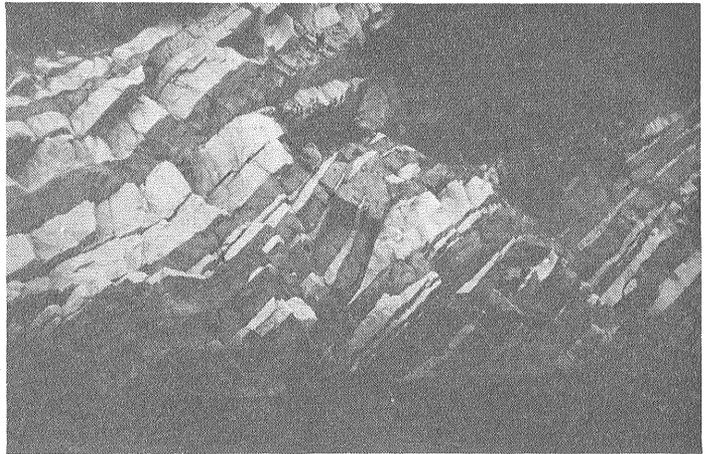


写真3 海上から見た‘ランプロファイア’岩脈群

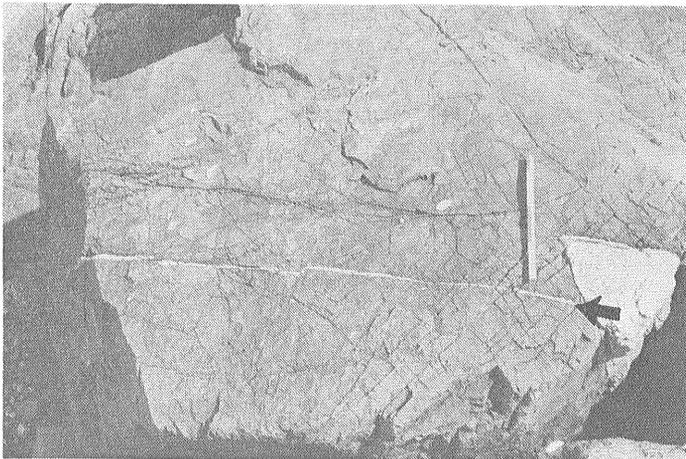


写真4 薄板状の捕獲岩(矢印)

北側に深成岩 南側に堆積岩が分布し 深成岩中には鹿浦越におけると同種の岩脈が何本か貫入している。

ここでは 和泉層群が著しくアルコース質の砂岩であるために 深成岩との境界そのものは判りにくい。しかし侵食作用によって層理と節理が強調されているおかげで 離れた位置からでも 深成岩と砂岩とは容易に識別できる(写真5)。深成岩中の岩脈のあるものは その上端部を 層理の明瞭な砂岩によって不整合に覆われている(写真6)。そこで 岩脈の形成後に侵食作用の時期があり その時の侵食面上に和泉層群が堆積したと判断できる。結局 岩脈の形成は 後期白亜紀の中頃以降でヘトナイ世以前の出来事であると言える。

白鳥町付近の深成岩と岩脈の形成に 大した時間々隙がなかったであろうとの考えは 古くから述べられている。例えば佐藤(1936 p. 29)は「本岩(ランプロファイア 筆者注)ハ 本地域ニ於ケル花崗岩ヨリノ 最優黒質分化岩ニシテ……」と記している。また当地の岩脈を深成岩の冷却過程中に貫入したのものとしてとらえ 変成岩脈と呼ぶ研究者もいる(小島 1978)。深成岩と岩脈のマグマの成因関係は解明されていないが ‘ランプロファイア’ などが一種の syn-plutonic (厳密には late-plutonic) dike であることは間違いない。

さてここで 少し視点を変えて 当時の地史を憶測してみよう。まず 8,100万年という黒雲母の年代が 恐らく地表下数 km より深い位置で 深成岩が冷却した時

を表わしていると考える。その後 多数の岩脈が深成岩中に貫入した。マグマの一部は 地表に達して火山体ができただけかもしれない。この間 地域的な隆起と地表での侵食が同時に進行し 遂には 岩脈の上部が削り去られる程に侵食作用が進んだ。つまり数 km ほど地殻が上昇したと思われる。そしてある時点で沈降の場に転じ 和泉層群の堆積が始まる。以上の出来事に要した時間は1,000万年以下 多分数 100 万年であろうから 当時の地殻の隆起と侵食の平均速度は 大まかにいって 1 m/1,000 年程度であったと推算できる。

ただし上の計算値は 深成岩冷却時の地表が海水準にあり しかもその後 海水面の高さが変化しなかったものとの仮定に立った値であって 何ら裏づけがあるわけではない。もしも当時の地表が海拔数 km の高度にあれば 深成岩が冷却したのは海水面と同レベルということになり 地殻がほとんど上昇しなくても 侵食作用と引き続く沈降だけで 現在見られる地質関係は生じうる。

(3) 天然記念物はランプロファイアか?

遅まきながら ここで 標題の説明をしなくてはならない。鹿浦越に天然記念物の岩脈群が存在するのは事実である。ところが それはランプロファイアではないのである。

火成岩の命名法には意外とあいまいな面があつて 例えば 玄武岩と細粒ドレライト あるいは粗粒ドレライ

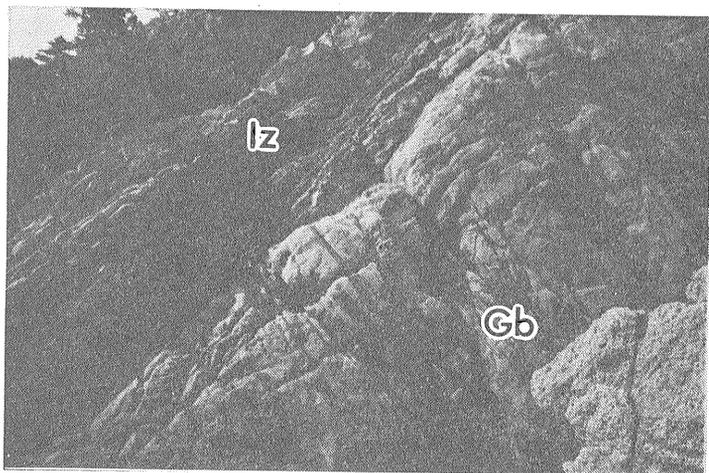


写真5 深成岩と和泉層群の境界付近(通念島の例)
深成岩(右下 Gb)は 層理の明瞭なアルコース質砂岩(左上 Iz)によって不整合に覆われている この露頭と撮影者の間の低部に 写真6の岩脈が横たわっている

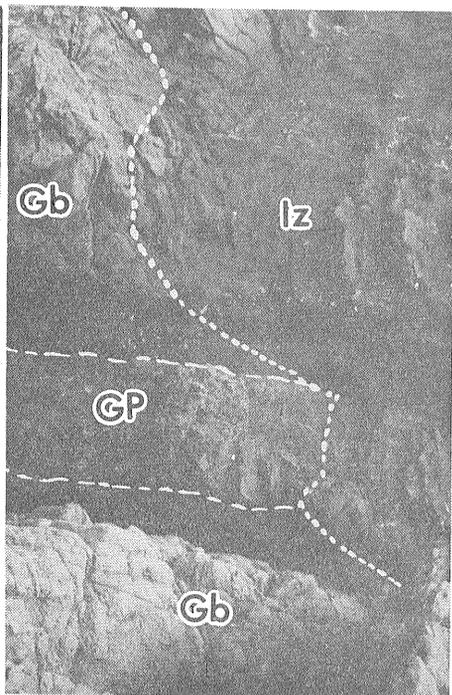


写真6
和泉層群(点線の右側 Iz)に不整合に覆われる花崗岩ポーフイー岩脈(幅約 1m GP)の両側の深成岩(Gb)は 相対的に強い変質・侵食作用を受け 写真では海中に没している 写真5の中央部に立ち ぶり返って足もとを撮影

表1. ランプロファイアの分類

主要無色鉱物	準長石	カリ長石	斜長石
主要有色鉱物			
黒雲母 土オージャイト	ワシタイト	ミネット	カーサンダイト
ホルンブレンド 土オージャイト		ヴォーゲサイト	スペサルタイト
パーケビ閃石 土チタン輝石 土カンラン石	モンチクアイト		カンプトナイト

ここには主要鉱物の各組み合わせごとに最も基本的な岩石名1個づつを示してあるが準長石や副成分鉱物の種類によっては別の岩石名で呼ばれることもある。なおパーケビ閃石は最近の角閃石命名法(LEAKE 1978)に従うとフェロパーガス閃石質ホルンブレンド等に相当する。

トと細粒ガブロ(細粒ハンレイ岩)といった化学組成的に類似した岩石の区別は構成鉱物の粒度を基準とし組織をも考慮に入れてなされるがその境界はかなり主観的に引かれる。玄武岩と安山岩はかつてそこに含まれる斜長石の組成によって区分されたことがある。しかしこの古典的分類法では岩石学的議論にとっても耐えられないため近年では全岩の化学組成を基準として区分されることが多い。ところがそれとても用いる尺度自体が一定でなくSiO₂含有量のことあればノルム鉱物の量比のこともありその上同じ尺度でも境界値が研究者によって異なっている。このような現状ではあるが岩石の分類・命名法に越えてはならない枠組みがあるのも事実である。

ランプロファイアの分類はふつう表1に見られるように主要構成鉱物の種類(組み合わせ)によってなされる。この細分法は各種の教科書や研究者間でほぼ一致している。鹿浦越の‘ランプロファイア’は斜長石の他にオージャイトおよび/またはホルンブレンド(一部分緑泥石やアクチノ閃石に変質している)を斑晶として含有している。その限りでは表1のスペサルタイトに相当する。現に先学者達は狭義にはスペサルタイトとして記載している(佐藤 1936; 河野・岸田 1940)。

問題の所在はその細分法にあるのではなく実は岩脈岩がランプロファイアという岩石型の最も基本的な定義(例えば CARMICHAEL ほか 1974)にあてはまらないことにある。それは第1に構成鉱物の種類に関し第2に組織に関してである。真のランプロファイアは一般に多量の斑晶を含有するがそれは苦鉄質珪酸塩鉱物に限られ長石類の斑晶を持たない(つまり長石類は石基

鉱物としてのみ存在する)のが特徴とされている。また第2の点について言えば真のランプロファイアは全自形的(panidiomorphic)な組織を呈しているのがふつうである。これに対し鹿浦越の‘ランプロファイア’は普遍的にまた時には岩石全体の50%に達する量の斜長石を斑晶として含有しその石基はインターサータル(intersertal)ないし流状(fluidal)の組織を呈している。このような岩石はランプロファイアではなくドレライトまたは玄武岩と呼ばれるべきである。

こうして鹿浦越にはランプロファイアが存在しないということになるのだがしかしそこに天然記念物が存在することには変わりない。というのは天然記念物に指定された理由は岩石そのものの特異性ではなくて岩石の特異な産出状態と景観にあるからである。

3. 岩脈群の岩石学的側面

実は天然記念物がランプロファイアであろうとなかろうと極端な表現をすれば最近の私にとってはどうでもよい。鹿浦越付近の岩脈群と付き合ううちに岩石名の決定などよりもはるかに興味深い事実に気づいたからである。‘ランプロファイア’等が斑晶としてホルンブレンドを持つことは既に述べたが現在までの岩石学的常識に従えばこのような岩石はカルク-アルカリ岩系列に属するはずである(後述)。にもかかわらず多数の岩脈岩の化学分析値を整理してみるとカルク-アルカリ岩系列とは言い難い組成変化様式が表われた。少し専門的かつ概念的な話になるので以下に多少の説明を試みるが基礎的な部分の詳細は各種教科書(例えば 都城・久城 1975)を参照されたい。

(1) 岩石系列

火成岩(あるいはその前身としてのマグマ)はその化学組成によってアルカリ岩と非アルカリ岩に2大別される。あるSiO₂含有量に対して一定量よりも多くのNa₂O+K₂Oを含む岩石がアルカリ岩そしてそれよりもアルカリ成分に乏しい岩石が非アルカリ岩と呼ばれる。

非アルカリ岩はソレアイト系列とカルク-アルカリ系列とに分類される。ソレアイト系列の火山岩からの含水鉱物の産出例が稀なのに対しカルク-アルカリ岩系列の火山岩中にはしばしばホルンブレンドや黒雲母が存在するのでカルク-アルカリ岩系列のマグマは比較的多量の水分を含有することが特徴であると一般に信じられている。この考えは実験岩石学的研究からの要請すなわちカルク-アルカリ岩系マグマは水分に富んだ環境下でないと形成されそうにないとの結論とも調和的である。そこでホルンブレンドなどの含水

鉍物を多く含む鹿浦越付近の岩脈岩を カルク-アルカリ岩系列に属するものと予測してもおかしくない。

ホルンブレンドとカルクアルカリ岩系列の親和性を示す最も端的な例として 角閃石制御の分別晶出作用 (hornblende-controlled fractional crystallization 又は amphibole-dominated fractional crystallization) 説を挙げることができよう。この説はあとで詳しく解説するが カルク-アルカリ岩系列マグマの成因説の1つとして広く認められている。

ソレイト系列とカルク-アルカリ岩系列との区分はマグマの分化 (実際には 分化が原因でない組成変化も含んでいる) に伴って 全 FeO と MgO の比率や SiO₂ の含有量がどのように変化するか に基づいてなされるのが普通である。もちろん両系列の分類は人為的なもので いずれにも区分しきれないような中間的組成の岩石群も天然には存在し また分類基準のものさえ研究者間で統一されていない。

それはそうして 典型的な例を比べると マグマの分化に伴って ソレイト系列は Fe/Mg の比が急激に増大することが特徴であり カルク-アルカリ岩系列は SiO₂ の含有量が増大するのが特徴である (第3a図)。

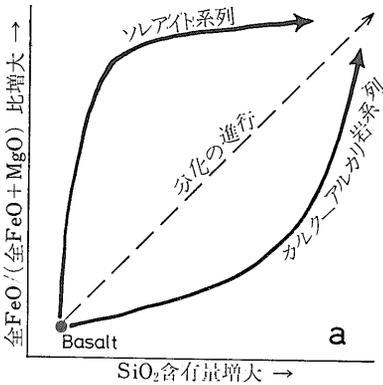
また 全FeO と MgO と Na₂O+K₂O の含有量の重量%の合計を 100 とした三角図上での組成変化を見ると ソレイト系列が一旦全 FeO の頂点に向かった後に Na₂O+K₂O の頂点に向かうのに対し カルク-アルカリ岩の分化系列は 最初からほぼ直線的に Na₂O+K₂O の頂点に向かう (第3b図)。鹿浦越付近の岩脈群の岩石は ホルンブレンドの斑晶を持つにもかかわらず 岩石学的常識を裏切って 第3a・b 図にソレイト系列と添書した曲線に似た組成変化を示すのである (氏家 1978 a および第4図)。

(2) マグマの多様化

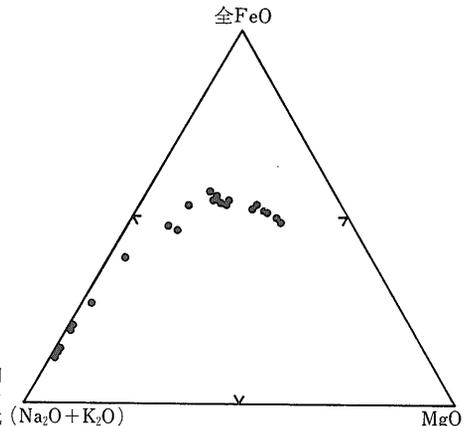
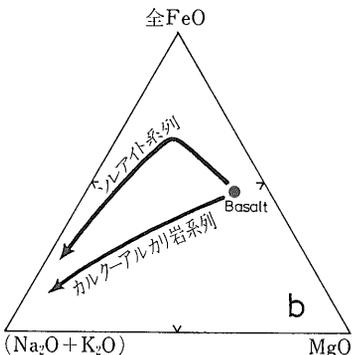
さてここで 岩脈として貫入したマグマの化学組成がどのような機巧で多様化したのか について考えよう。この点を考える上で重要なのは マグマの貫入順序とその組成のバラツキが連続的か否かということである。

部分溶融作用でマグマが形成される時には まず溶融温度の低い組成の液体——一般的には珪長質の液体——が生じ その後に温度が上昇してから苦鉄質の液を生じる。これに対し マグマが結晶分化作用によって多様化すれば その組成は 時間の経過につれてより珪長質へと変化する。そして野外観察によれば 鹿浦越付近では 一般に 貫入時期が遅いほど 岩脈はより珪長質である (氏家 1978 a)。それ故 生じたマグマが順次貫入したものと素直に考えれば 岩脈群のマグマが多様な組成であった原因は 部分溶融作用ではなく結晶分化作用にあると言えよう。

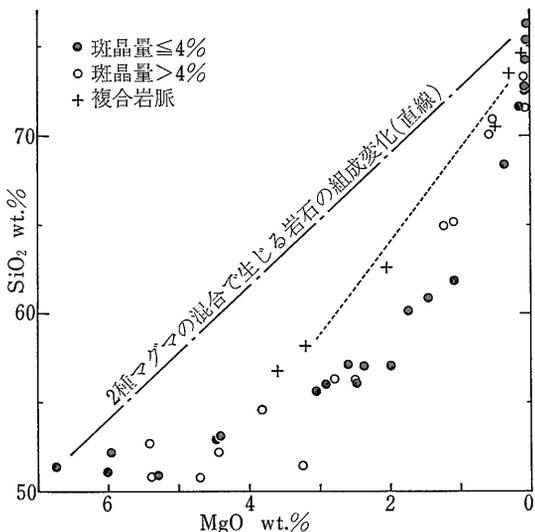
岩脈岩類の化学分析値は 種々の組成変化図上で特定のトレンドを描き 連続的に変化している。この例を第5図に示す。同図は岩脈岩の SiO₂ と MgO の含有量の関係図であって 多量の斑晶を含む岩石の組成



第3図
ソレイト系列とカルク-アルカリ岩系列の相違を示す模式図
同じ組成の玄武岩質マグマ (黒丸 Basalt) からの分化を想定している



第4図
鹿浦越付近の岩脈群のうちで斑晶に乏しい岩石の化学組成



第5図 岩脈岩の組成変化図の例
 ●と○は単純岩脈の組成 + は複合岩脈内の様々な位置の組成 (Уликв 1978 b) 複合岩脈内の中間的組成は 岩石がやや多量の斜長石斑晶を含むため 両端成分の混合による理論上の組成(点線上)から少し外れている

(白丸) はややバラついているが マグマの液相を代表する斑晶の少ない岩石の組成は滑らかな曲線上に描かれている。

2種のマグマがほぼ同時に貫入してできた複合岩脈の組成(第5図の+印)は 両端成分の組成を結ぶ直線に近く描かれている。このように もしも苦鉄質と珪長質のマグマが共存すれば 多少とも両者が混合し 例えば図中の一点鎖線上の組成の岩石ができるはずである。また2種のマグマが混合すれば 斑晶鉱物の組み合わせや化学組成に異常が認められるだろうし 時には石基の組織にも不均質さが残っている可能性がある。ところが前記の複合岩脈以外からは そのような岩石は見いだされていない。

鹿浦越付近の珪長質岩脈のマグマの成因を 苦鉄質マグマの熱による基盤岩の部分溶融作用に求める考えがある(小島 1978)。しかしながら 複合岩脈の産出が非常に少ないこと 2種マグマの共存を示す記載岩石学的な証拠を欠くこと および岩石の化学組成変化が直線的でないことなどから この考えの妥当性は極めて疑わしい。苦鉄質マグマの結晶分化作用によって多様な組成のマグマが生じた と考えるべきだろう。

結晶分化作用という前提に立つと ホルンブレンドが主要構成鉱物であるにもかかわらずその岩石がソレアイト系列的な組成であるという 前述の現象の解釈は 2通りに限定される。その1は マグマの多様化と斑晶

の形成とが無関係であって マグマがソレアイト系列的な分化をした後に水分を吸収したためにホルンブレンドが晶出したと考える いわば偶然説である。その2は 苦鉄質マグマからホルンブレンドが晶出・分化した(角閃石制御の分別晶出作用が働いた)にもかかわらず ソレアイト系列的な組成変化が生じた とする考え方である。

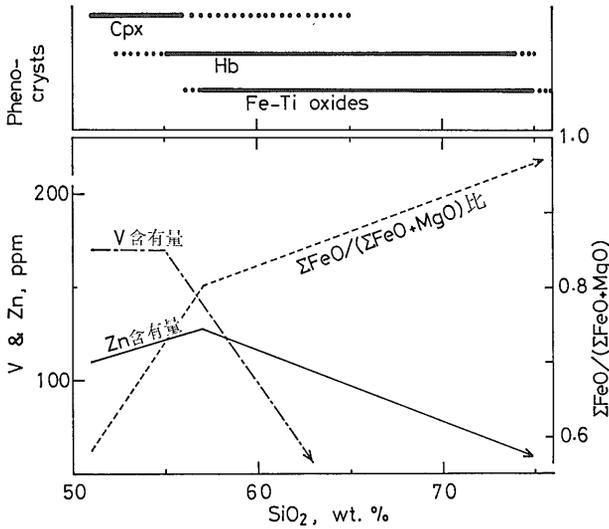
後者は斑晶鉱物イコール分別相との立場であるから 上記のどちらの解釈が正しいかということは 斑晶鉱物と全岩化学組成との変化が同調しているか否かを検討すれば判る。これらの変化が同調していなければ もちろん 偶然説を採用することになる。その際 指標として注目する化学組成(すなわち元素)は 微量元素がよい。というのは カンラン石・輝石・斜長石などが適当な割合で分別すると 主成分元素に関しては 計算上 ホルンブレンドが分別したのと類似の効果が生じるため 分別相の判別が困難だからである。また主成分元素はホルンブレンドと液相との間での濃度比(これを分配係数という)が比較的小さいので ホルンブレンドが分別相に含まれていたか否かが判定しにくい。分配係数の大きな微量元素の含有量変化は この点で非常に有効である。

以上の目的に適した元素は幾つかあるが ここではバナジウム(V)と亜鉛(Zn)を取り上げる。ホルンブレンドが結晶分化すると残液(すなわち分化マグマ)中のVが また鉄-チタン酸化物(いわゆるマグネタイトやイルメナイト)の場合は Znが 急激に減少する。

第6図として 岩脈岩中に含まれる代表的な斑晶の種類と V と Znの含有量および全 FeO/(全FeO+MgO)比とがどのような関係にあるかを 岩石の SiO₂ 含有量を横軸として描いてある。岩石の SiO₂ 含有量が51—55%の間は Vの量はほぼ170ppmで一定しているが SiO₂ 含有量が増大し ホルンブレンドが主要な斑晶として出現し始めると同時に V含有量の急激な減少が始まる。Zn含有量は SiO₂=51—57%の間は漸増し 鉄-チタン酸化物が斑晶相に加わると 減少傾向に転じる。この事実は上に説明したように 斑晶鉱物イコール分別相との考えが正しいことを意味している。すなわち ホルンブレンドが晶出・分化したにもかかわらず ソレアイト系列的な一連のマグマが生じたと考えざるを得ない。このような常識はずれの現象が生じたのは 後で述べるように 結晶分化作用が 低い酸素フュガシティーのもとで働いたためだろう。

(3) 角閃石制御の分別晶出作用

第6図からは さらに興味深いことが読み取れる。



第6図
 斑晶鉱物の種類と岩石の化学組成との相互関係
 上 半：オージャイト(Cpx) ホルンブレンド(Hb)または鉄-チタン酸化物(Fe-Ti oxides)が主要な斑晶相として含まれる場合には太実線で示し 存在量がごく少いか存在がやや疑わしい場合には点線で表示してある 斑晶斜長石は常に存在し また珪長質岩石中には黒雲母斑晶が含まれているが ここでは省略している
 下 半：バナジウム(V)と亜鉛(Zn)の含有量および全FeO/(全FeO+MgO)比の変化

それは SiO₂=55%でホルンブレンドが晶出・分別し始めても 岩石(マグマ)の全 FeO/(全 FeO+MgO)比がかなり急激に増大し続けていることである。同比の増大傾向が鈍化するのは SiO₂=57%で 鉄-チタン酸化物が結晶分化し始める段階である。言い換えると 分別相にホルンブレンドが加わっても カルク-アルカリ岩系列的なマグマ系列が形成されなかったこと および全 FeO/MgO 比の増大を鈍らせたのは 鉄-チタン酸化物の結晶分化作用だったことが示されている。

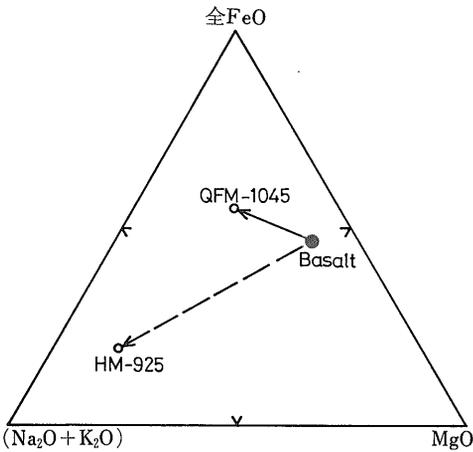
ホルンブレンドは マグマ溜りが存在すると考えられる条件下で 玄武岩質マグマ中に存在できる珪酸塩鉱物のうちで 最も SiO₂含有量が少なく最も全 FeO/MgO比が高いものの1つである。このために もしもホルンブレンドだけがマグマから結晶分化すれば 他の珪酸塩鉱物が分別した場合に比べて 相対的に多量の SiO₂が液相中に残され その残液の全 FeO/MgO比はあまり高くない。この他にも カルク-アルカリ岩系列にしばしば認められる化学組成変化の様式 例えばノルム鉱物組成における珪灰石と銅玉の消長(UJIKI 1975)など ホルンブレンドの分別作用を考えるとその理由づけに好都合なことが多い。[ホルンブレンドの分別作用によって生じる残液は 典型的なカルク-アルカリ岩系列ほどには全 FeO/MgO比が低下しないとの研究結果もある(UJIKI & ONUKI 1976)が ここでは話を進める都合上 ホルンブレンドだけが分別すればカルク-アルカリ岩系列の残液ができるものと想定する。]

以上の理由から 角閃石(ホルンブレンド)制御の分別晶出作用は カルク-アルカリ岩系列マグマの成因論に重

要な位置を占めている。ただし一口に角閃石制御と言っても はっきりした定義があるわけではない。そこには玄武岩質マグマから晶出・分別する幾種類かの鉱物の中にホルンブレンドが含まれてさえいれば……というものから ホルンブレンド(と斜長石)だけが選択的に分別した場合に限って カルク-アルカリ岩系列の マグマが生じるだろうというものまで 幅広い概念が包含されている。

カルク-アルカリ岩系列の 親マグマと考える様々な玄武岩やそれに似た組成の合成物を出発物質として これまでに色々な物理条件のもとで溶融実験がなされている。マグマ溜りが存在するであろう圧力のもとでのすべての実験結果に共通して ホルンブレンドは カンラン石や輝石の晶出開始温度よりも低温で結晶し始めている。つまり玄武岩質の溶融体中でホルンブレンドが唯一の結晶相として存在する例はなく 常に他の珪酸塩と共存している。当然ながら ホルンブレンドが結晶する時の液相の化学組成は 出発物質よりも珪長質な側にずれ 多分安山岩質となっているだろう。

以上に記したことは ホルンブレンド(広義には角閃石)は玄武岩質の溶融体から直接晶出できないということ強く示唆している。これはとりもなおさず 玄武岩質マグマからホルンブレンドが選択的に取り去られれば……という仮説が 化学組成変化の辻褄あわせには便利だが 天然のマグマ溜り内では起こらない空論にすぎないことを意味する。つまり現実に生じうる角閃石制御の分別晶出作用とは カンラン石や輝石と共にホルンブレンドが取り去られる機巧に限られるということである。



第7図 ホルンブレンドを含む結晶分化作用における残液の組成と f_{O_2} の関係 (HELZ 1976より)
 黒丸 (Basalt) は キラウエア火山のカンラン石ソレアイトで溶融実験の出発物質 相対的に低い f_{O_2} のもとで生じた液相 (QFM-1045) は 高い f_{O_2} のもとで生じたもの (HM-925) よりも全 Fe/Mg 比が高い

したがって残液相の化学組成を規制する要素としてホルンブレンド以外の鉱物の組成も考慮しなくてはならない。ホルンブレンドの全 FeO/MgO 比がどれほど高くても 同比の低い他種鉱物が大量に共存すれば 液相の組成は その全 FeO/MgO 比が急速に上昇し ソレアイト系列的なトレンドをたどるだろう。このことを示す岩石の溶融実験の例を以下に紹介しよう。

(4) 酸素フュガシティーの影響

HELZ (1976) は ハワイのキラウエア火山の玄武岩の溶融実験を 異なった酸素フュガシティー (以下 f_{O_2} と略す) の環境下で行った。第7図中で Basalt と添書された黒丸が 出発物質の玄武岩の組成を表わしている。実線矢印の先の白丸は低い f_{O_2} のもとで 1,045°C で生じた液体の組成を また破線矢印の先の白丸は高い f_{O_2} のもとで 925°C で生じた液体の組成を それぞれ表わしている。 f_{O_2} が低い場合には ホルンブレンドと共に大量のカンラン石と単斜輝石が晶出し それらの全 FeO/MgO 比が低いために 液相の全 FeO/MgO 比が出発物質よりも著しく高くなっている。

これに対し f_{O_2} が高い場合には 鉄-チタン酸化物が多量に晶出するために 液相の全 FeO/MgO 比はあまり増大せず相対的にアルカリ (Na_2O+K_2O) 成分量が増え 第7図には表われていないが 同時に SiO_2 含有量も著しく増大している。これは まさにカルク-アルカリ岩系列を特徴づける組成変化様式である。すなわち典型的なカルク-アルカリ岩系列のマグマが導かれるの

は 角閃石制御の分別晶出作用においても 分別相にホルンブレンドが含まれない場合 (例えば OSBORN 1959) と同様に f_{O_2} が高い環境に限られると言える。ここで大切なのは ホルンブレンドが結晶分化するから……ではなく比較的高い f_{O_2} だからカルク-アルカリ岩系列が生じる ということである。すなわち ホルンブレンドの分別作用は カルク-アルカリ岩系列マグマの形成のための十分条件でない。

鹿浦越付近の岩脈岩の組成変化様式 (第4図) は その初期段階が第7図の実線矢印とよく似ているので 低い f_{O_2} のもとで結晶分化しただろうと推定できる。

上の推定は マグマの f_{O_2} が他の物理的・化学的要素から独立して変わりうることを前提にしている。実験室内では溶融時の条件を人為的に制御するのでこのようなことが可能だが 天然においても同様だろうか。一般的な答は否であって マグマの f_{O_2} はその化学組成や鉱物組成自体によって内部的に規制されているらしくしかもホルンブレンド斑晶を持つ火山岩の多くは f_{O_2} が比較的高いようである (CARMICHAEL ほか 1974 p. 328-333)。それ故 ふつうの角閃石制御の分別晶出作用では比較的多量の鉄-チタン酸化物がホルンブレンドと共に取り去られるだろうから 残液の全 FeO/MgO 比はあまり上昇せず カルク-アルカリ岩系列ができやうだろう。

上に述べたように 角閃石制御の分別晶出作用が働く環境下では ソレアイト系列の一連のマグマはできにくいと思われるので 鹿浦越付近の岩脈岩として貫入したマグマは 何か特殊な原因で f_{O_2} が低く保たれていたと考えざるをえない。私は マグマ溜りの周囲の地質によって マグマの f_{O_2} が外部から規制されていたのではあるまいかと考えている。いうまでもなく マグマ溜りの f_{O_2} が地質環境によって規制されていたという仮説は 今後別の方面から検証されねばならないが この考えにとって都合がよいことに 岩脈群の基盤岩は低い f_{O_2} のもとで生成されたと考えられるチタン鉄鉱系花崗岩類に属している (ISHIHARA 1977)。このチタン鉄鉱系花崗岩類の成因として提唱されている 地殻中の炭質物によるマグマの f_{O_2} 規制という機巧 (ISHIHARA 1977) は ほぼ同時代に同じ地殻内に滞留し そこを通過して上昇した 鹿浦越付近の岩脈群に見られるマグマの多様性を解釈する上で 大変魅力的な説である。

4. おわりに

岩脈群と呼べるほどに密集しているか否かは別として 鹿浦越におけるのと同様の産状の岩脈 (syn-plutonic

dike) が 国内のあちこちに存在するようである。そして いろいろな立場から研究されていると聞く。しかしながら それらに対して火成岩石学的な研究が詳しくなされたという例を 寡聞にして私は知らない。恐らく地質単位として小規模なことや一般に変質していることのために これまであまり顧みられていないのだろう。

鹿浦越の岩脈群の研究結果は 岩脈として貫入したマグマの分化時の地質環境と花崗岩類の生成環境との間に相関性が存在することを暗示している。各地の syn-plutonic dike と 基盤花崗岩との間に同様の関係が見いだされれば 花崗岩成因論に対する搦め手からのアプローチとして 岩脈の火成岩石学的・岩石化学的研究が脚光を浴びることになるかもしれない。

引用文献

- CAMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1974): *Igneous Petrology*, McGraw-Hill p. 739.
 HELZ, R. T. (1976): Phase relations of basalts in their melting range at $PH_2O=5kb$. Part II. Melt compositions. *J. Petrology*, vol. 17, 139-193.
 平山 健 (1951): 香川県白鳥本町付近の所謂 スペツサルタイト及び文象斑岩について。地調報告, no. 141, p. 9.
 ISHIHARA, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, 293-305.

- 河野義礼・岸田孝蔵 (1940): 香川県白鳥本町付近の岩脈群を成すスペツサルタイト岩及び文象斑岩に就て。岩鉱, vol. 23, 165-178.
 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩類の K-Adating (V) — 西南日本の花崗石類 —。岩鉱 vol. 56 191-211.
 小島丈児 (1978): 花崗岩地質学の問題。昭和53年三鉱学会 (於広島) 講演要旨集, 1-4.
 LEAK, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, vol. 63, 1023-1052.
 都城秋穂・久城育夫 (1975): 岩石学 II. 岩石の性質と分類。共立出版 p. 171.
 OSBORN, E.F. (1959): Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, vol. 257, 607-647.
 佐藤源郎 (1936): 7万5千分の1地質図幅「高松」および同説明書。p. 56 地質調査所。
 UJIKE, O. (1975): Petrogenetic significance of normative corundum in calc-alkaline volcanic rock series. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 70, 85-92.
 氏家 治 (1978a): 香川県白鳥町付近の岩脈群の多様性。地調月報, vol. 29, 85-97.
 UJIKE, O. (1978b): Petrology of a composite dike with biotite granite porphyry and quartz diorite porphyry at Shiratori, Kagawa, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 73, 167-175.
 UJIKE, O. & ONUKI, H. (1976): Phenocrystic hornblendes from Tertiary andesites and dacites, Kagawa Prefecture, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 71, 389-399.

地質調査所の出版物

- ・地質調査所月報 第30巻 第8号
 MOTOJIMA, K. and HIRUKAWA, T.: Geochemistry of Some Iodine-rich Rocks and Brines from the Mobarra Gas field, 50 km Southeast of Tokyo.
 小村良二: 大阪府阪南町の瓦粘土の産状と性質
 中塚 正: コンピュータによる図形表示 (III) — 鳥瞰図 — (第139回研究発表会講演要旨)
 ・地質調査所月報 第30巻 第9号
 堀川義夫・津 宏治・小川克郎: 茨城県日立—千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造 第1報 調査データ処理法および解析結果
 ISHIHARA, S.: Kappameter KT-3 and its Application for Some Volcanic Rocks in Japan.
 岸本文男訳: アジャリア構造単位と東ポントス構造単位の関係および地質発達型式に関する問題によせて
 ・地質調査所月報 第30巻 第10号
 横田節哉・大嶋和雄: 石狩湾堆積物の重金属の分布
 小川克郎・堀川義夫・津 宏治: 茨城県日立—千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造 第II報 磁気構造と地質構造
 (新着資料の紹介) (第140回研究発表会講演要旨)
 ・地質調査所月報 第30巻 第11号

- 藤井敬三・佐々木 実・後藤 進・曾我部正敏: 太平洋炭鉱における炭質の側方変化と炭層の層厚変化との関係について
 寺島 滋: 赤外吸収分析法による岩石 鉱石 堆積物中の全炭素 全硫黄 炭酸塩炭素 非炭酸塩炭素の定量
 MOTOJIMA, K., TAJIMA, E. and AKAIWA, H.: Preliminary Report on the Geochemistry of Iodine, Bromine, and Chlorine in the Surface Samples of Cenozoic Marine Sediments from the Southern Part of Okinawa Main Island, Southwest Japan.
 岸本文男 訳: 東南アジア陸部のメタロジェニー
 ・地質調査所月報 第30巻 第12号
 YAJIMA, J.: Neogene Mineralization of the Teine-Chitose district, West Hokkaido, Japan.
 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫: K—Ar 年代測定結果—1 (第30巻 索引)
 ・5万分の1地質図幅・地域地質研究報告
 藤 沢 (東京—73) 浅 舞 (秋田—39)
 津 島 (京都—19) 酒 田 (秋田—55)
 江 住 (京都—106)
 ・20万分の1地質図幅 久 遠
 ・日本水理地質図 29 福島県福島盆地 (1:5万)
 ・海洋地質図 14 北海道周辺日本海及びオホーツク海域 広域海底地質図 (1:100万)