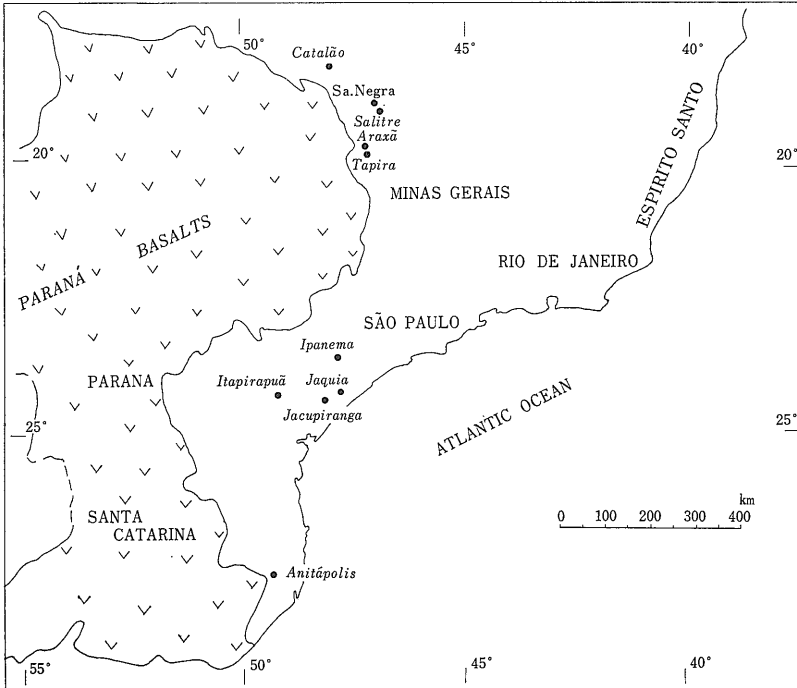


# ブラジルのカーボナタイト鉱床 (2)

神谷 雅晴 ・ 平野 英雄  
Masaharu KAMITANI Hideo HIRANO



第1図  
ブラジル南部の主要なカーボナタイト  
岩体分布図

ブラジルにおいてカーボナタイトが発見されたのは1940年代で、ブラジル最大の都市サンパウロ市の南西約150kmに位置するジャキア (Jaquia 又は Morro do Serrate) 岩体が最初であるといわれている (BERBERT, 1984)。それ以後より現在までの間、ブラジル南部を中心として約20のカーボナタイト岩体が確認されている (第1図)。

これらのカーボナタイト岩体には、いろいろな鉱物資源が伴われるが、それぞれの岩体ごとに鉱物資源の種類に著しい相違がみられる (第1表)。

このような違いは単にブラジルだけに限ったものではなく、世界各地のカーボナタイト岩体でも同様である。

カーボナタイトをもたらしたマグマは地下100km以深の上部マントルの部分溶融に由来すると考えられている。この上部マントルは、主にかんらん岩質物質によって構成されており、一般に上記の鉱床構成元素に乏しいといわれている。このような場で発生したマグマに由来す

るカーボナタイトに、いかにしてこれらの元素が濃集したのか、なぜそのような差異が生じているのか、そのような差異は、単に我々が観察し得る範囲が地表付近に限定されているためであるのか、あるいは、カーボナタイトと密接に伴う超苦鉄質岩、苦鉄質岩、アルカリ岩などの間における各種の元素の分配と濃集のメカニズムに起因するのか、等々について、未だ統一的な解答は得られていない。

ここではブラジルにおける対照的なカーボナタイト鉱床、ジャクピランガとアラシャについて概観し、鉱物種の相違の実態を紹介したい。後で述べるように、アラシャは世界最大のニオブ鉱山として知られている (第2表)。なお、前回の地質と地質構造の解説 (地質ニュース No. 362) も参照されたい。

第1表 ブラジル南部のカーボナタイト鉱床の主要な鉱物資源

鉱床	ニオブ(Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )		チタン(TiO <sub>2</sub> )		燐(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )		レア・アース(TRE)	
	鉱量(百万トン)	品位(%)	鉱量(百万トン)	品位(%)	鉱量(百万トン)	品位(%)	鉱量(千トン)	品位(%)
アラシヤ	462	2.48			460	15.07	546	10.5
タピラ	166	1.18	95	17.68	921	8.32		
サリトレI			84	23.28				
サリトレII			92	13.0				
カクロン	19	1.08	6	19.90	306	7.96	2,000	12.0
ジャクピランガ					89	6.15		
ジャキア					2	16.00		
セハネグラ			200	27.68				
アニタポリス					259	5.0		
イパネマ					117	6.73		

C BMM (1984) による

1. ジャクピランガ複合岩体

ジャクピランガ複合岩体は サンパウロの南西230kmにあり ブラジルで最初に発見されたジャキア岩体の近くに分布している。この付近は 高度50—200mの低い丘からなり かつては密林に覆われていたが ここ20年間の農業開発により パナナ 茶 ココナツなどの栽培地にかわっている。

第2表 世界のニオブ生産量。(Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>換算 トン)

国	年			82年 生産比率 (%)
	1980	81	82	
ブラジル*	12,973	12,598	11,927	83.4
カナダ	1,727	1,922	2,190	15.3
ナイジェリア	243	164	82	0.6
タイ	77	8	7	—
オーストラリア	32	53	54	0.4
ルワンダ	19	17	18	0.1
ザイール	26	20	9	—
マレーシア	8	4	1	—
その他	7	11	9	—
計	15,112	14,797	14,297	100.0

\* ブラジルにおけるニオブ生産鉱山はアラシヤ、カクロンの2鉱山である。

U. S. Bureau of Mines (1984) による。

a 概説

ジャクピランガ複合岩体は 白亜紀初頭に貫入したもので 超苦鉄質岩 アルカリ岩 カーボナタイトよりなり その断面は10×7kmの楕円形をしている。比較的露出状態が良いため 古くから研究され 岩体の主岩相(チタン輝石と磁鉄鉱からなる中粒火成岩)は近くの町の名にちなみ ジャクピランジャイトと名づけられた (DEBRY 1891)。ジャクピランジャイトとカーボナタイト(当時は石灰岩とされた)の境界付近の風化土壌には多種類の重鉱物が含まれており 燐灰石 磁鉄鉱 ペロプスカイト ブラジライト(当時はパッデライトのZrがNb, Taで置換された新鉱物と考えられた)および Zr-Nb-Ti 酸化物の新鉱物チルケライト等が記載された (HUSSAK 1892, 1895, 1904)。1900年代になり 風化土壌中の磁鉄鉱が鉄鉱床として調査されたが 燐とチタンの含有量が高いことがわかり 開発されなかった。その後 風化土壌中の燐灰石は水洗いするだけで 品位が22%P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>から 39%P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>に高まることを見い出され 1946年セハナ社(Serrana社)によってジャクピランガは燐鉱床として開発された。土壌中の燐灰石は もともと石灰岩とジャクピランジャイトの接触変成作用で形成された と誤まって考えられていたため 燐の埋蔵量は過少に見積られていたらしい。採掘が進み 1950年代になって風化土壌が乏しくなるとセハナ社は新たに未風化のカーボナタイトに含まれる燐灰石の埋蔵量調査と 未風化岩から燐灰石を集める選鉱法の研究を開始した。その成果はすぐにあらわれ まず詳細な地質調査から初生の燐灰石はジャクピランジャ

イトの接触変成作用でできたのではなく 火成岩カーボナタイトの副成分鉱物であることが明らかにされた。そのため埋蔵量は 1,000万 t 5%P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>と大幅に増加修正された。選鉱法については おもに金属鉱石に適用されている浮選法が取入れられ 1972年にそのための選鉱プラントが完成した。その2年後には浮選のテイリング(有用鉱物粒を取去った残りの廃砂 この場合炭酸塩鉱物)を原料とするセメントプラント(第2図)も動きだした(MENEZES and MARTINS, 1983)。

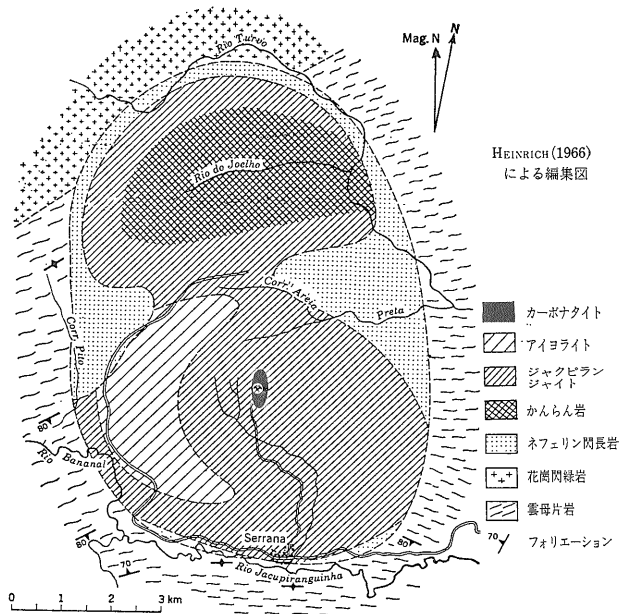
**b 複合岩体**

ジャクピランガ複合岩体は第3図にしめされたように南北に延びた楕円形で かんらん岩 ジャクピランジャイト 閃長岩からなり 中央部にカーボナタイトの小プラグをともなっている。岩体全体は上部先カンブリア代の雲母片岩・石英閃緑岩の境界付近に貫入している。周囲の岩石には 顕微鏡下で 溶蝕石英 雲母を交代するソーダ輝石 リムが再結晶した長石がみられ 複合岩体が貫入した際まわりの岩石に珪酸の溶脱とアルカリの付加(フェナイト化作用とよばれる)がおきたことが推定されている。アルカリ岩・カーボナタイト中の輝石 長石 フロゴパイトの K-Ar 年代は 130 Ma 前後(白亜紀初頭)に集中している(AMARAL, 1978)。この値は アラシャ タピラ カタロン等の年代(90-80 Ma)よりも古く イパネマ ジャキア アニタポリスの各カーボナタイト年代と一致している。

複合岩体の主岩相である超苦鉄質岩は南北にわけられる。北部は蛇紋岩化したかんらん岩からなるが 岩体の周辺 および南にゆくにつれ 輝石の量が増し ジャ



第2図 ジャクピランガのセメント工場。右側後方はカーボナタイトからなる丘。セメント原料としてカーボナタイト(燐灰石と磁鉄鉱を除いた部分)を用いている。



第3図 ジャクピランガ複合岩体

クピランジャイト→アイヨライトに移り変わる。

複合岩体の形成順序は次のように考えられている(MELCHER, 1966)。

- ①まず北方のかんらん岩が貫入し 続いて周囲をジャクピランジャイトに包まれる。
- ②かんらん岩体の南部分を切り取るように南側にジャクピランジャイトのプラグが貫入し 一部は三日月型のアイヨライトに分化する。
- ③カーボナタイトの貫入
- ④東西両脇に分布する優白質アルカリ岩(第3図凡例ではネフェリ閃長岩)は貫入岩の熱により流動化したフェナイトかもしれない。

地表に露出するジャクピランガ岩体の構成岩石は 中粒～粗粒の“深成岩相”であるため 漠然とこれらの岩石はかなり深い場所で固結したと思われている。そこでこれらの岩石の貫入当時の深さを見積ってみよう。

ジャクピランガ岩体は古生層・中生層が厚く堆積するパラナ盆地の縁近くに貫入している。ジャクピランガ岩体と類似の岩質と貫入・固結時期をもち 同一の構造区(マンティケイラ区)に属する岩体として イパネマ イタピラプア ジャキアの3岩体が知られている。ジャクピランガの北東150kmに露出するイパネマ岩体(K-Ar年代 123 Ma)は 先カンブリア代の岩層を覆う古生層に貫入している。イタピラプア岩体(103Ma)は 海拔400—500mの高度に露出し 先カンブリア代の雲母

第3表 ジャクピランガより見出された鉱物名一覧. (MENEZES &amp; MARTIN, 1984)

JACUPIRANGITE MINERALS	CARBONATITE MINERALS
Andradite (titanian) $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	Ancylite $\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Augite (titanian) $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Ti, Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	Aragonite (secondary) $\text{CaCO}_3$
Barite $\text{BaSO}_4$	Baddeleyite $\text{ZrO}_2$
Calcite $\text{CaCO}_3$	Barite $\text{BaSO}_4$
Calzirtite $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$	Brucite $\text{Mg}(\text{OH})_2$
Diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Calcite (primary and secondary) $\text{CaCO}_3$
Dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Chalcopyrite $\text{CuFeS}_2$
Edingtonite $\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Clinohumite (titanian) $(\text{Mg, Fe, Ti})_9(\text{SiO}_4)_4(\text{F, OH})_2$
Fluorapatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	Dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Forsterite $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$	Fluorapatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Hornblende $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe}^{2+}\text{Al})_5(\text{Si, Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Forsterite $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
Ilmenite (magnesian) $(\text{Fe, Mg})\text{TiO}_3$	Galena $\text{PbS}$
Magnetite $\text{Fe}_3\text{O}_4$	Geikielite $(\text{Mg, Fe})\text{TiO}_3$
Natrolite $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ilmenite (magnesian) $(\text{Fe, Mg})\text{TiO}_3$
Nepheline $(\text{Na, K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	Magnetite $\text{Fe}_3\text{O}_4$
Perovskite $\text{CaTiO}_3$	Manasseite $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Phlogopite $\text{KMg}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{F, OH})_2$	Phlogopite $\text{KMg}_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{F, OH})_2$
Pyrite $\text{FeS}_2$	Pyrite $\text{FeS}_2$
Pyrrhotite $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$	Pyrochlore $(\text{Na, Ca, U})_2(\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6(\text{OH, F})$
Richterite $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Pyrrhotite $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$
Schorlomite $\text{Ca}_3(\text{Fe, Ti})_2(\text{Si, Ti})_3\text{O}_{12}$	Quartz (secondary) $\text{SiO}_2$
Tazheranite $(\text{Zr, Ti, Ca})\text{O}_2$	Serpentine $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Titanite $\text{CaTiSiO}_5$	Strontianite $\text{SrCO}_3$
Tremolite $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Valleriite $4(\text{Fe, Cu})\text{S} \cdot 3(\text{Mg, Al})(\text{OH})_2$
Vesuvianite $\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4$	
Wollastonite $\text{CaSiO}_3$	
Zircon $\text{ZrSiO}_4$	
Zirkelite $(\text{Ca, Th, Ce})\text{Zr}(\text{Ti, Nb})_2\text{O}_7$	

片岩(上部原生代アシュンガイ統)に貫入しているが 近くに侵食をまぬがれたデボン紀層が存在する. ジャキア岩体(K-Ar年代 127 Ma)はジャクピランガ岩体と同様に先カンブリア代の雲母片岩に貫入しており 岩体中央のカーボナタイトは 高度225mの山頂を構成している. このような産状から ジャクピランガを含めた4岩体は すべて先カンブリア代の雲母片岩(アシュンガイ統)とそれを覆う古生層を貫通して当時の地表まで到達したと考えてよいであろう. アシュンガイ統は複合岩体の貫入後(第三紀以降)相当量上昇した.

このため 古生層は削剝され その基盤のアシュンガイ統もジャクピランガ周辺等一部では深くまで侵食された. しかしその多くはサンパウロやパラナの海岸山脈として 高度1,200 mの高さに露出している. これらのことから ジャクピランガ付近の総侵食量は 失われた古生層を考慮すると 1,500 mを越えると推定される. したがってジャクピランガ岩体は 貫入当時よ

り1,500m以上も深い部分の火道(地表に噴出するマグマの通り道)をみせていることになる.

### c カーボナタイト鉱床

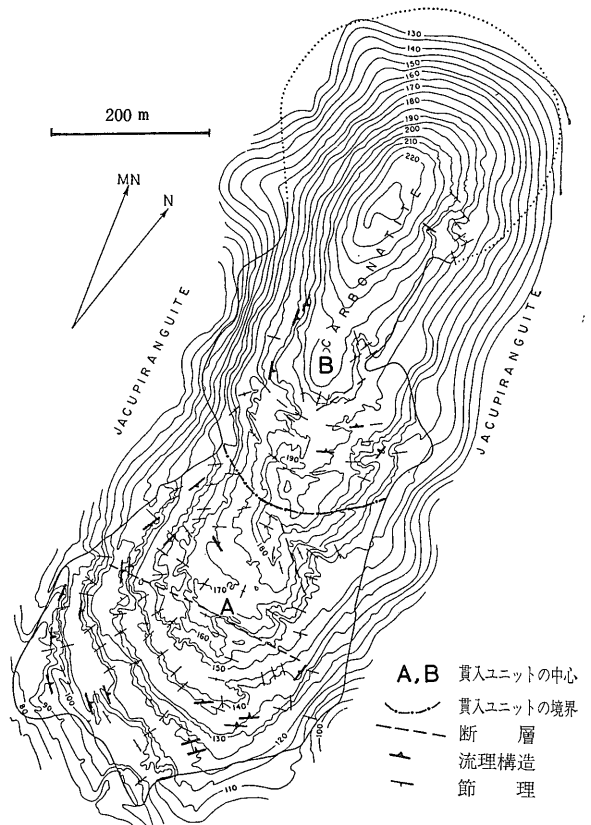
ジャクピランガ・カーボナタイトの断面は 南北にのびた1×0.4kmの大きさのまゆ形をしている. 周囲のジャクピランジャイトとほぼ垂直な境で接しており 少なくとも海面下60mまでは続いていることがボーリングで確かめられている. 鉱山開発前には カーボナタイト岩体は小高い丘(周囲の火成岩と比べ100mの比高をもつ)として存在し カルスト地形をつくっていた. これはアラシャ タピラ カタロン等のカーボナタイトが 深さ150—250mに達する深い風化作用を受けていることと著しく異なる. その原因についてはまだ明らかにされていないが ジャクピランガでは侵食作用がより活発であることと 岩体全体が均質なカーボナタイトでできていることの2点が複合された結果であると考えられる.

カーボナタイト岩体の中心は露天採掘によって現在では原地形よりも100mも掘り下げられている。カーボナタイトはセメント原料として使われていることから理解されるように未風化であるため採掘切羽から産状について多くの情報が得られる。

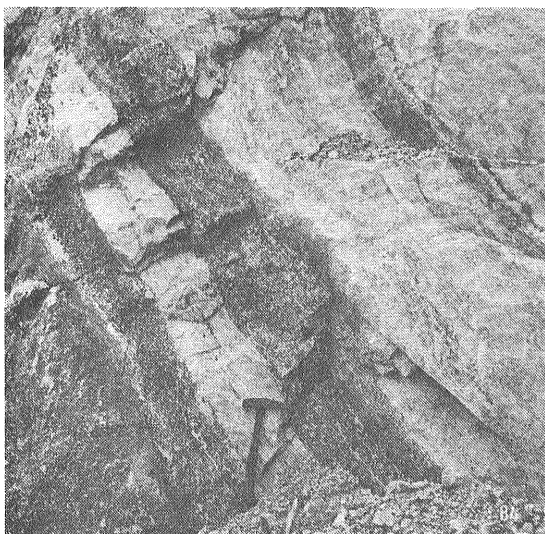
カーボナタイトは主に方解石からなるソーバイト質でドロマイト 磁鉄鉱 燐灰石 フロゴパイト かんらん石をとまう。少量のパイロクロア 磁硫鉄鉱 黄鉄鉱 黄銅鉱 クリノヒュマイト バッデライト パレリアイト等も含まれている(第3表)。

カーボナタイト岩体には 全域にわたり 磁鉄鉱 フロゴパイト 燐灰石が縞状に集まった明瞭な層状構造がみられる(第4図)。この層状構造からカーボナタイトは同心円状構造をもつ2つの貫入ユニットにわけられた(第5図)。その後詳しく5つのユニットにわけ直されたが構成鉱物の化学成分の研究からも MELCHER(1968) のしめした2つのユニットの境が最も重要であることは変らない(GASPER and WYLLIE, 1983)。MELCHERによれば最初に南側のユニットAが次に北側のユニットBが貫入した。2つのユニットの内部構造はそれぞれ内側に急傾斜する逆円錐形をしている。節理はカーボナタイト全体に発達しているが これらを放射状および同心円状の2系統にわけて考えると 第5図にみられるように それぞれは2つのユニットの中心にむいているように見える。

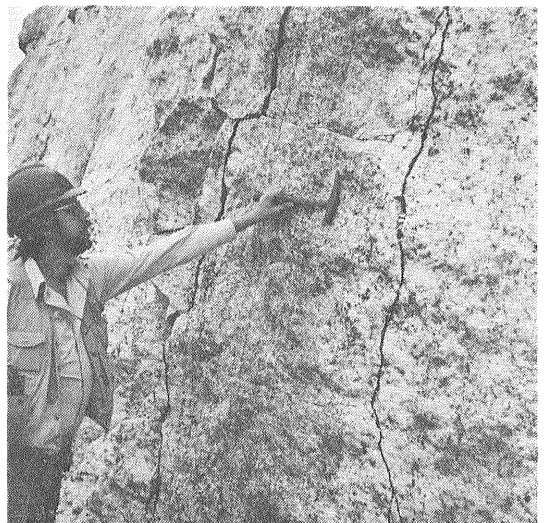
MELCHER (1966) による代表サンプルの平均化学組成



第5図 ジャクピランガ・カーボナタイト岩体の内部構造。MELCHER (1966) による。岩体は2つの貫入ユニットにわけられている。



第4図A カーボナタイトの縞状構造。おもに磁鉄鉱(黒)と方解石(白)からなる。



第4図B カーボナタイトの縞状構造。多くの場合 急な傾斜をしている。

(重量%) は次の通りである\*。

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  2.89% ;  $\text{MgO}$  1.24% ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  4.58%

400ヶの代表サンプルの分析値から  $\text{P}_2\text{O}_5$   $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (二価と三価の鉄の合計)  $\text{MgO}$  の濃度分布図が作られている(第6図)。

$\text{P}_2\text{O}_5$  の濃度は両方のユニットの周縁部で高く 中心部分で低い。特に南側ユニットの中心部では低くなっている。 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  はほぼ磁鉄鉱に含まれているが 濃度分布図には規則的なパターンがみられない。南北のユニットで最も異なる成分は  $\text{MgO}$  である。南のユニット A では平均 0.8%  $\text{MgO}$  で 中心部分でいくらか高くなっている。北の平均は 2%  $\text{MgO}$  で 特に南ユニットとの境界付近で高濃度になっている。

## 2. アラシャ・カーボナタイト鉱床

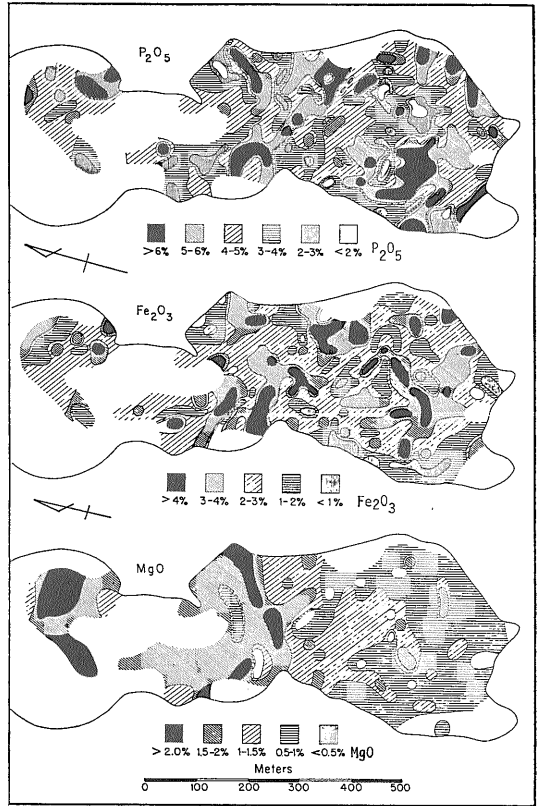
### a 地質概説

アラシャ・カーボナタイト岩体は ブラジル第三の都市 ベロホリゾンテ市の西方約300km アラシャ市の南に位置している。この地域一帯は乾燥地域で 海拔標高1,000~1,200m前後の丘陵台地となっている(第7図)。

アラシャ付近には アラシャ(又はバハイロ)複合岩体のほか サリトレ I, II およびタピラ岩体が確認されている。いずれの岩体も 後期白亜紀に貫入固結しており K-Ar 年代値は70—91Ma を示している(HASUI and CORDANI, 1968)。

サリトレ I および II 複合岩体はアラシャの北方約70 km に位置している。いずれも 直径約10km の岩株状岩体であるが 地表付近はラテライト化を受けて赤色土壌となっているため露岩が極めて乏しい。両岩体ともトレンチおよびボーリング探査によって アナターゼ(チタン鉱)に富むことが確認されているが 開発に至っていない。

タピラ複合岩体は アラシャの南々東約30km に位置する直径約7 km の岩体である。カーボナタイト中には アナターゼのほかリン・ニオブ鉱物を伴うが 現在チタンを目的としたパイロットプラントがつくられ 抽出テストが実施されている。



第6図 ジャкупランガ・カーボナタイト岩体中のりん 鉄 マグネシウムの濃度分布図。(MELCHER 1966)。

これら複合岩体付近の地質は 始生代(未区分)の片麻岩類 角閃岩 珪岩などから成る基盤岩類とこれを不整合に覆う中部原生代のアラシャ層群 カナストラ層およびイビア層 上部原生代のパラオペバ層から構成されている。これら古期岩類は 西側では中生代ジュラ紀のパラナ玄武岩類(セハ ジュラル層)と白亜紀の陸成層



第7図 アラシャ鉱山全景(金属鉱業事業団, 1983)。

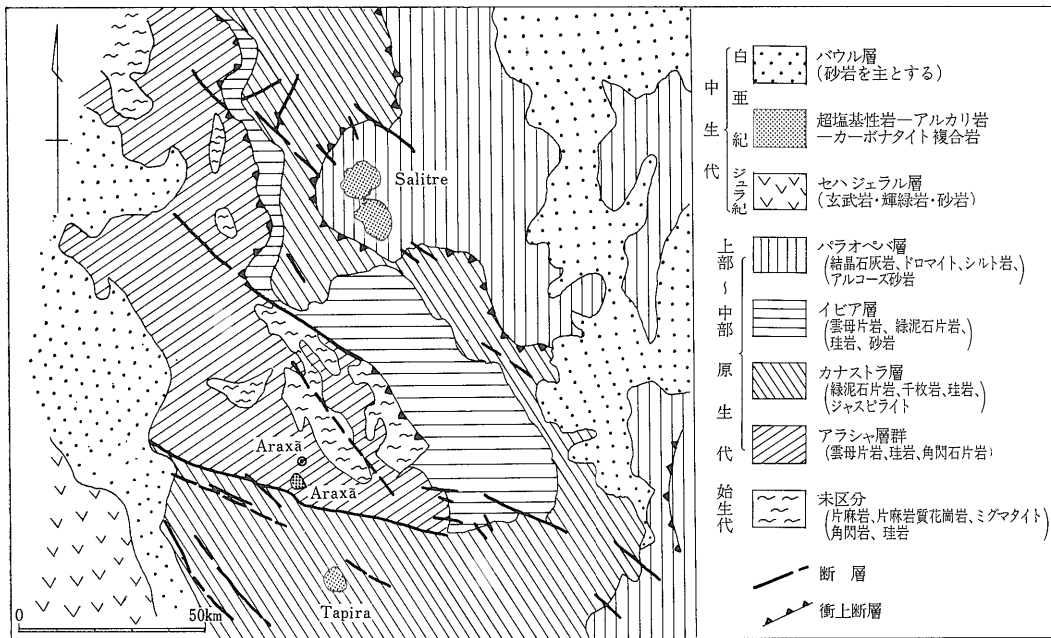
\* 参考のため LEONARDOS (1956) のもとめた平均化学組成(重量%)をしめす。

$\text{SiO}_2$  0.2% ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3.2% ;  $\text{MgO}$  3.4% ;

$\text{CaO}$  51% ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  5.2%。

両者の分析値で  $\text{MgO}$  含量の見積りに大きな差がある。

ここでは MELCHER の値にもとづき話しをすすめる。



第8図 アラシャ鉱山付近の地質図。 DNPM, 1978を簡略化。

(バウル層)に 東側は白亜紀の陸成層にそれぞれ覆われている (第8図)。

先カンブリア時代の各層群は原生代後期～カンブリア紀前期のブラジリアン変動の影響を強く受けておりNW-SE系の褶曲軸および同系の衝上断層の発達が著しい。

複合岩体は 大きくみるとNW-SE系の深部断層群に支配されて貫入している。これらの岩体は 岩株状・パイプ状あるいは環状の構造を示しており ランドサット・イメージ (衛星画像) や空中磁気図などからも明瞭に識別することができる。

### b アラシャ・カーボナタイト鉱床

アラシャ複合岩体は中部原生代アラシャ層群中に貫入する直径約4.5kmの円形の岩体である (第9図)。この岩体は世界最大のニオブ鉱床を伴うことで知られている。ニオブ鉱床は複合岩体のほぼ中央部に位置し その埋蔵鉱量は約4.6億トン 品位2.5% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>である。このように莫大で かつ高品位の鉱床は世界にその例がない。アラシャ鉱山の歴史は 1954年地質学者 D. ギラレス

教授によるパンダイト<sup>1)</sup> (Pandaite または Bariopyrochlorite) の発見にはじまる。1958年には鉱石の選鉱テストが行われ 精鉱品位 55～60% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>を得た。1960年3月 選鉱場建設を含めた開発に着手し 翌61年4月からニオブ精鉱の生産が始まった。

きわめて高品位のアラシャニオブ鉱体を保有するCBMM社(Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração)は その後順調にニオブ市場を獲得し 75年にフェロニオブ工場を完成 79年に酸化ニオブの精製に成功して ついに世界のニオブ市場の大半 (自由世界の75%以上) を占めるに至った (第2表)。

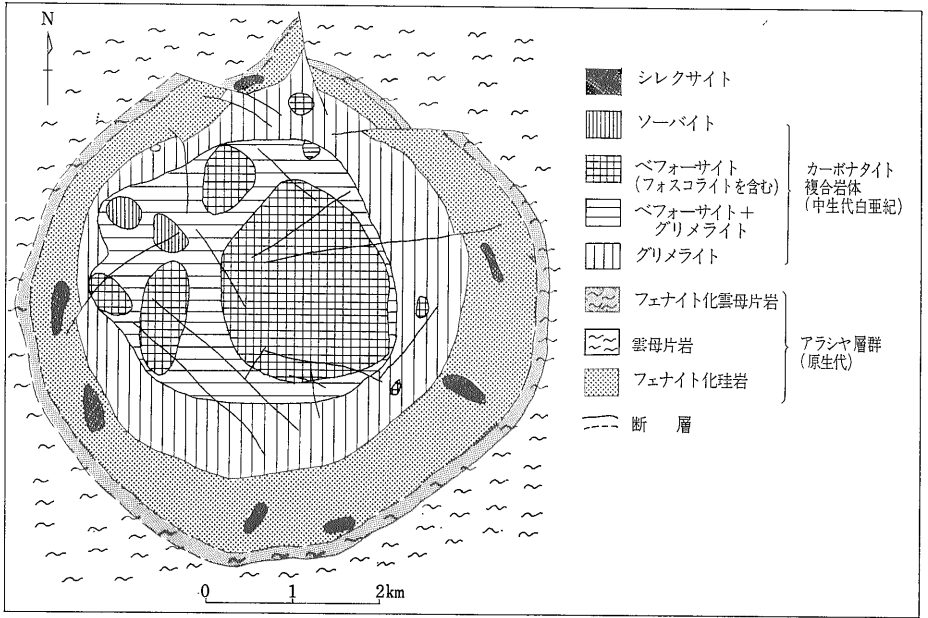
1982年における企業従業員数約500名 選鉱能力3,500トン/日 フェロニオブ生産能力12,000トン/年 高品位酸化ニオブの生産能力2,400トン/年で現在に至っている。

### 地質

アラシャ複合岩体周辺の中部原生代のアラシャ層群は岩体の貫入を受けて直径5～6kmのドーム状構造を呈している (第9図)。すなわち 見掛上下位の珪岩層がアルカリ岩—カーボナタイト・マグマと共に上位の雲母片岩層を突き破ったかのような みごとな環状構造をかたちづけている。

この複合岩体の固結の時期は HASUI and CORDANI (1968) によるフロゴタイトのK-Ar年代測定の結果から

1) パンダイトはタンザニア パンダ・ヒルのカーボナタイト鉱床から発見された。JÄGER et al. (1958)によればその化学組成は (Ba, Sr, Ca, Ce, Na, Fe, K, Th) (Nb, Ti)<sub>2</sub>O<sub>6</sub> (H<sub>2</sub>O)である。アラシャではラテライト化土壤中に 二次鉱物として生じている。



第9図  
アラシャ・カーボナタイト  
鉱床地質図。  
(CBMM 1984 に一部加  
筆).

白亜紀 (91Ma) と考えられている。この年代は パラナ玄武岩体の東縁付近に貫入した多くのアルカリ岩あるいはアルカリ岩-カーボナタイト複合岩体の年代測定結果とほぼ同じである。

アラシャ複合岩体は 主にグリメライトとカーボナタイトから成る (第9図)。グリメライトは複合岩体の外縁部を占める黒褐色の岩石である。ほとんどフロゴサイト (金雲母) から成り 少量のドロマイト 磁鉄鉱 燐灰石などを伴う。パイロクロアやバンドイトのようなニオブ含有鉱物はグリメライト中ではごく少量である。グリメライトの原岩は超苦鉄質岩と考えられているが これまでのところこの岩石からカンラン石や輝石は見だされていない。その理由は 早期に固結した超苦鉄質岩の主要構成鉱物であるカンラン石や輝石が引き続いて上昇してきたカーボナタイト・マグマの貫入に伴うアルカリ交代作用により変質し 多量のフロゴサイトになってしまったためと考えられる。

複合岩体の内側にはグリメライトを伴うフォスコライトとベフォーサイトが発達する。全体として ドロマイトを主成分鉱物とするベフォーサイトが優勢で 方解石から成るソーバイトは極めて少ない。

カーボナタイト・マグマの貫入に伴うアルカリ交代作用は岩体周辺部に共通して見られる。アラシャ岩体では被貫入岩である珪岩は細かく破碎された割目に沿ってソーダ角閃石 ソーダ輝石 アルカリ長石などが生じ 淡青色の岩石になっている。このアルカリ交代作用はフェナイト化作用と言われ アラシャ岩体周縁では幅

0.5~1.5km の拡がりを示す。

### 鉱床の成因

ニオブ鉱床はアラシャ岩体のほぼ中央部に位置するベフォーサイト岩体 (常にフォスコライトを切る細脈群で その密度の高い部分を指す) の分布域にほぼ一致する。地表から平均深度-200 m 付近までの間は完全にラテライト化を受けているため パイロクロアの詳細な産状は明らかでないが いくつかのボーリングコアから パイロクロアは主に炭酸塩鉱物 燐灰石 フロゴサイト 磁鉄鉱から成るフォスコライト中に産出するほか ベフォーサイト脈中にも散点することが確認されている。しかし フロゴサイトを主とするグリメライト中にはごく僅か含まれるにすぎない (CBMM, 1984)。

そのような各種岩石の産状および鉱物組合せから アラシャにおけるニオブ鉱床の成因の可能性について 以下のように考えることができる。

アラシャ複合岩体は 超苦鉄質岩 および各種のアルカリ岩の貫入にひき続くカーボナタイト (ソーバイト-ベフォーサイト) マグマの数回にわたる上昇によって形成された。ニオブはアルカリ岩マグマの分化過程で 液相中に分配される。したがって より分化の進んだアルカリ岩に より多くのニオブが濃集されるようになる。アラシャ岩体で現在見ることのできるカーボナタイト以外の岩石はグリメライトとフォスコライトである。前者はその鉱物組成からある種の超苦鉄質岩が原岩であり 後者はアイヨライトやネフェリン閃長岩のような分化の



第4表 アラシャニオブ鉱床の化学組成

	(1)	(2)	(3)
	カーボナタイト (未風化ペフォーサイト・ フォスコライト)	ラテライト化帯 (鉱 層)	赤色ラテライト (被覆土壌)
SiO <sub>2</sub>	1.40%	2.50%	16.55%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.80	1.23	29.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.14	40.70	32.52
FeO	17.60	—	—
MnO	1.08	0.79	0.11
MgO	14.50	0.27	0.04
CaO	9.20	0.49	0.62
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.30	0.31
K <sub>2</sub> O	0.42	0.14	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.69	1.98	1.95
BaO	1.95	26.74**	0.76
SrO	0.59	0.31	0.26
TiO <sub>2</sub>	2.30	2.59	3.72
ZrO <sub>2</sub>	0.02	0.14	0.16
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.72	3.00*	0.40*
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.57	3.33	10.04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0.28	0.96
CO <sub>2</sub>	33.00	1.71	1.04
SO <sub>3</sub>	1.95	13.50**	0.34**
Others	0.66		
total	99.73	100.00	100.00

- (1) カーボナタイト (未風化ペフォーサイト・フォスコライト) Da Silva A. B. ら 1979
- (2) 5 試料の平均値 (地表～20m)
- (3) 2 試料の平均値 (20m～50m)
- \* 未分析のため 他データより仮定された値;
- \*\* total 不足を BaSO<sub>4</sub> として計算された値

進んだアルカリ岩が原岩であって それらがカーボナタイトマグマの上昇によって著しいアルカリ交代作用を蒙ったものと考えられる。ニオブ含有鉱物はカーボナタイトだけでなく ネフェリン閃長岩やウルタイトーアイヨライトーメルテイジャイト岩系に濃集する (例えば SEMONOV, 1974) ことから アラシャのフォスコライト中により多く伴われるパイロクロアは その産状からアルカリ岩体にすでに含まれていたとするのが妥当である。

第5表 アラシャ鉱床の主要鉱物組成

鉱床断面	深 さ	鉱 物 組 成
赤色ラテライト (被覆層)	0～20m	針鉄鉱, 赤鉄鉱, 褐鉄鉱, 磁鉄鉱, ギブサイト, シリカ鉱物, アナターゼ, パーミキュライト
ラテライト (鉱 層)	20～100m	褐鉄鉱, 針鉄鉱, 赤鉄鉱, 磁鉄鉱, 重晶石, 燐灰石, アナターゼ, パンダイト
ペフォーサイト・ フォスコライト (原 岩)	100m～	ドロマイト, 方解石, アンケライト, 磁鉄鉱, 燐灰石, ペロブスカイト, フロゴパイト, 黄鉄鉱, パイロクロア

もちろん カーボナタイト・マグマ中にもニオブは含まれていたことはボーリングコアで見られるペフォーサイト脈中のパイロクロアの存在からも明らかである。アラシャ岩体中には普遍的にカーボナタイトが見られるにもかかわらず ニオブの濃集域がフォスコライトの多い岩体中心部に限られる事実は 大半のニオブ鉱物はアルカリ岩中に存在し さらにカーボナタイト (主としてペフォーサイト) の貫入によって より著るしく濃集したものと考えられる。

#### ラテライト風化による成分の移動

ブラジルはほぼ全域にわたりラテライト化作用を受けて赤色土壌を生じている。アラシャ付近もその例外でなく 風化作用は平均深度 200m に達している。したがって アラシャ岩体周辺には新鮮な岩石露頭がほとんど見当たらない (第7図)。

ラテライト化作用による鉱床の二次富化は ニッケルやボーキサイト鉱床などでよく知られているが ニオブチタン 燐などを伴うカーボナタイト鉱床でも ラテライト風化が高品位鉱床を形成する重要な役割を果している。

アラシャ・カーボナタイト複合岩体のほぼ中央部に位置するペフォーサイト・フォスコライトの分布域は ニオブ鉱体にほぼ相当する。ラテライト化による成分の移動を知るために新鮮なペフォーサイト・フォスコライトの化学組成が必要である。その分析値を DA SILVA A. B. et al (1979) から引用した (第4表)。ラテライト化帯からは 2) 地表～20mまでの間 2 試料 3) 20～50mの間 5 試料を採取して分析し それぞれの平均値を示した。

ラテライト化作用によって原岩 (ペフォーサイト・フォ

第6表 ラテライト風化による成分の移動 (アラシヤ鉱床の例)

	(1)	(2)	(3)	風化帯全体	
	カーボナタイト (ベフォーサイト・ フォスコライト)	ラテライト化帯 (鉱層)	赤色ラテライト (被覆層)	W	濃縮比 (W/(1))
SiO <sub>2</sub>	1.5 %	2.7 %	19 %	$0.6 \times (2) + 0.4 \times (3)$	6.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.0	1.3	31		7.5
T. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26	43	37		1.6
MnO	1.2	0.84	0.13		0.46
MgO	16	0.29	0.05		0.01
CaO	10	0.52	0.71		0.059
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.75	2.1	2.3		2.9
BaO	2.1	28	0.87		8.1
TiO <sub>2</sub>	2.5	2.8	4.3		1.4
ZrO <sub>2</sub>	0.02	0.15	0.18		8.0
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	3.2	0.43		2.7
CO <sub>2</sub>	36	—	—		—
SO <sub>3</sub>	2.1	14	0.44		4.2

スコライト)からほぼ完全に溶脱される主要な不揮発成分は MgO CaO Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> FeO であり これらの成分の大半はドロマイト 方解石 磁鉄鉱を構成していた。このうち MgO と CaO はラテライト化の際 系から除去されるため 原岩の容積は大幅に減少する。ラテライト化による容積の減少はドロマイトと方解石の分解・消失だけでもほぼ60%に達する。その他の珪酸塩鉱物や一部の酸化鉱物も一旦は分解するものの2次鉱物をつくって一部はラテライト中にとどまる。すなわち 磁鉄鉱 フロゴパイト 重晶石 燐灰石 パイロクロアなどは褐鉄鉱 針鉄鉱 ギブサイト 石英又は非晶質シリカ 重晶石 アナターゼ パンダイトとして析出する(第5表)。

このような大幅な容積変化は ラテライト化帯中におけるニオブ(Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)品位の上昇 すなわち二次富化作用に大きく貢献している。例えば 新鮮なベフォーサイト中のニオブ品位は 0.72% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> であるが ラテライト化帯中では 2.50% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> と著しい上昇を見せる。さらに現在の採掘切羽の中～下部では 3.0% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> に達するといわれる(CBMM 地質課長ソウザ氏談)。Si Al Ba などもニオブと同様に大半が二次鉱物をつくってラテラ

イト帯の系の中にとどまり 含有率を高めることから容積変化をある程度知ることができる(表6表)。すなわち SiO<sub>2</sub> Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> BaO は残留ラテライト中で 5.5～7.9倍に濃集しているのだから 容積は原岩の20%以下に減少したこととなる。

アルカリ複合岩体の構成鉱物でラテライト化作用に対し 最も抵抗力のあると考えられる鉱物種にジルコン又はバデレアイトがある。これらの鉱物は ZrO<sub>2</sub> を含むが その ZrO<sub>2</sub> の原岩中の含有率は0.02%であるのに対し 残留ラテライト帯では0.14および0.16%に増加し約8倍の濃集を示している。したがって ラテライト化により容積は原岩の15%に減少したことになる。ZrO<sub>2</sub> の量が極めて少ないため分析精度の検討と採取サンプル数の増加が必要であることは勿論であるが ジルコンウム(ジルコン バデレアイト)がラテライト化による容積変化の重要な指示元素(鉱物)になり得ることを暗示している。

アラシヤ鉱山ではラテライト帯の下部 すなわち新鮮なカーボナタイト(ベフォーサイト・フォスコライト)に対し 多数のボーリングを行い -800 m まで連続することを確認している。新鮮なカーボナタイト中のニオブ

品位は平均1% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>以下であって ラテライト化帯の鉱体に比べかなり低い。しかしながら この部分の埋蔵鉱量と品位でさえも世界の第一級の鉱床であるといえる。

引用文献

AMARAL, G. (1978) Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of Sao Paulo, Brazil. Proceeding of the First Internat. Symp. on Carbonatite, 297-302, DNP.M.

BERBERT, C. O. (1984) Geology of carbonatite of Brazil and their economic mineral deposits. In Proceed. of Centennial Intern. Symp. on Geologic Evolution, Resources and Geologic Hazards (Shimazaki Y. ed.), Special Report of Geological Survey of Japan, no. 263, p. 269-291.

COMPANHIA BRAZILEIRA DE METALURGIA E MINERACAO (1984) Carbonatitic complexes of Brazil, Dept. of Geology, CBMM, Sao Paulo, 44p.

DA SILVA A. B. et al. (1979) Geology of Araxa (Barreiro) Carbonatite, 17p. (unpublished).

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUCAON MINERAL (1978) Carta Geologia do Brazil ao Milionesimo, Belo Horizonte (1 : 1,000,000).

GASPAR, J. C. and WYLLIE, P. J. (1983) Magnetite in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil, Amer. Mineralogist, vol. 68, 195-213.

HASUI, Y. and CORDANI, U. G. (1968) Idades Potassio-argonio de rochas eruptivas Mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goias, in Congress Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, p. 139-143.

HEINRICH, E. WM (1966) The geology of carbonatites. Rand McNally and Co. Chicago.

JAGER, E. et al. (1959) A hydrated barium-strontium pyrochlore in a biotite rock from Panda Hill, Tanganyika, Miner. Mag., vol. 32, p. 10-25.

神谷雅晴 (1984) ブラジルのカーボタイト鉱床(1) 地質ニュース no. 362, p. 24-33.

金属鉱業事業団 (1983) 鉱物資源探査技術開発等調査報告書 (リモートセンシング) p. 1-87.

MELCHER, G. C., (1966) The carbonatites of Jacupiranga, Sao Paulo, Brazil. In O. F. Tuttle and Gittins, Eds., Carbonatites, 161-181. John Wiley and Sons, New York.

MENEZES, L. A. D. and MARTINS, J. M., (1984) The Jacupiranga mine, Sao Paulo, Brazil. Mineralogical Record, vol. 15, 261-270.

ULBRICH, H. H. G. L. and GOMES, C. B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil, Earth-Science Review, vol. 17, 135-154.

U. S. BUREAU of MINES (1984) Minerals Year book 1982, Columbium and Tantalum, p. 269-291.

WOOLLEY A. R. (1979) A discussion of carbonatite evolution and nomenclature and the generation of sodic and potassic fenites, Miner. Mag., vol. 46, p. 13-17.

新刊紹介

三宅島の噴火 1983年

本書は1983年10月3日から4日にかけて起こった三宅島火山噴火についての地球科学的調査・研究の成果をまとめたものである。巻頭には噴火及び噴火後のカラー写真4 白黒写真14 及び全島の地質概念図が掲げられており そのあとに94人の著者による32論文が盛り込まれている。

内容は主題別にみると次の13にまとめられ それぞれ細かい議論がなされている(後の数字は論文数)。

- (a) 歴史時代における噴火活動の特徴…………… 1
- (b) 側火口分布からみた地殻応力場…………… 1
- (c) 1983年噴火経過と様式…………… 1
- (d) 噴火前・中及び後の地震活動…………… 5
- (e) 地磁気及び電気比抵抗変化…………… 2
- (f) 地殻変動…………… 3
- (g) 熱的調査…………… 2
- (h) 噴出物の分布・層序及び構成…………… 6
- (i) 溶岩流の冷却過程…………… 1
- (j) 噴出物の岩石学と地球化学…………… 5

- (k) 火山ガス及び温泉の組成変化…………… 2
- (l) 地下水…………… 1
- (m) 溶岩流流下・拡大の制御…………… 2

三宅島では20世紀に入ってから 1940年と1962年とに噴火が起こったが 今回ほど多くの地球科学者によって調査・研究が行われたことはなかった。これらの成果を総括した本書が火山噴火予知研究の踏石となることを期待したい。また 火山噴火は一番近かな地学現象の一つである。火山研究に直接携わっておられない方々にも ぜひ一読をとお勧めする。(一色直記)

書名 三宅島の噴火 1983年  
 編集者 日本火山学会  
 発行年月 1984年12月  
 発行者 日本火山学会  
 〒113 東京都文京区弥生一丁目1-1  
 東京大学地震研究所内  
 電話03-813-7421 (連絡受付は火・木曜のみ)  
 サイズ B 5版 352ページ  
 定価 5,000円 郵送料350円(2冊の場合の郵送料は450円)