

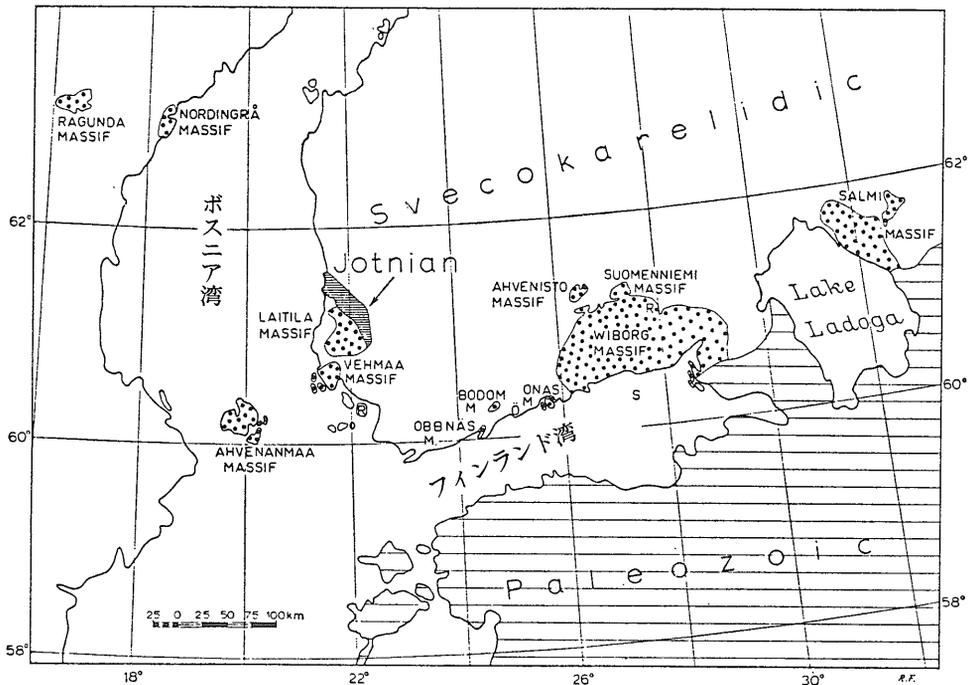
ラパキビ花崗岩

山田 哲雄¹⁾

“ラパキビ”はフィン語で rapa=ぼろぼろにくずれ易い, kivi=石, 岩を意味する. 初めてこの名前が使われたのは1694年だといわれているが, 地質学的述語としては18世紀にスウェーデン人の Daniel Tilas によって, フィンランド南西部の Laitila 地域からの花崗岩に使われた. スカンジナビアの大陸氷河で削られた岩石は, 粗粒な花崗岩でも, 日本では信じられないほど硬くて, 大ハンマーなどで叩いても発破のかかった所をのぞけば, 容易にサンプルがとれない. しかし, ラパキビだけは氷河で磨かれた表面でも, 大きな長石が割れる独特の風化をするので, その特性が“ラパキビ”と表現されたのである. 東フィンランドからバルト海をいかだで運んで, レーニングラド(当時のペテルブルグ)の建築に使われたラパ

キビは有名で, 旅行者によく知られている. 聖イサク大寺院の美しい柱は, それらの一つである.

Sederholm (1891) の論文で最初に記載されて以来, フィンランドでもっともよく研究されたので, ラパキビと言えばフィンランドで代表される. しかし, ラパキビ花崗岩と呼ばれるものは, 北欧でも中部スウェーデン～南フィンランド～ソビエトのラドガ湖の東まで(第1図), そして, 東ヨーロッパでは, ラトビアからウクライナ共和国まで, 大小の岩体が分布する(第2図). それらの多くは, 1700～1300 Ma の放射年令をもつが, 地質時代の古いものは2400 Ma の南アフリカのガボローネ (Gaborone) 花崗岩 (Key and Wright, 1982) から, ブラジル (500 Ma), 北アメリカのラブラドル～メイン(325 Ma)



第1図 バルチック盾状地のラパキビの分布 (Vorma 1976).

1) 信州大学理学部地質学教室：〒390 長野県松本市
旭3丁目1-1

キーワード：ラパキビ, 花崗岩, フィンランド, スウェーデン,
カリ長石斑晶

まで、もっとも若いものではヘルシニア期のダートムア花崗岩がこの仲間に入る。これらのほかには、東グリーンランド、北アメリカのヴィスコンシン州、ミズーリ、

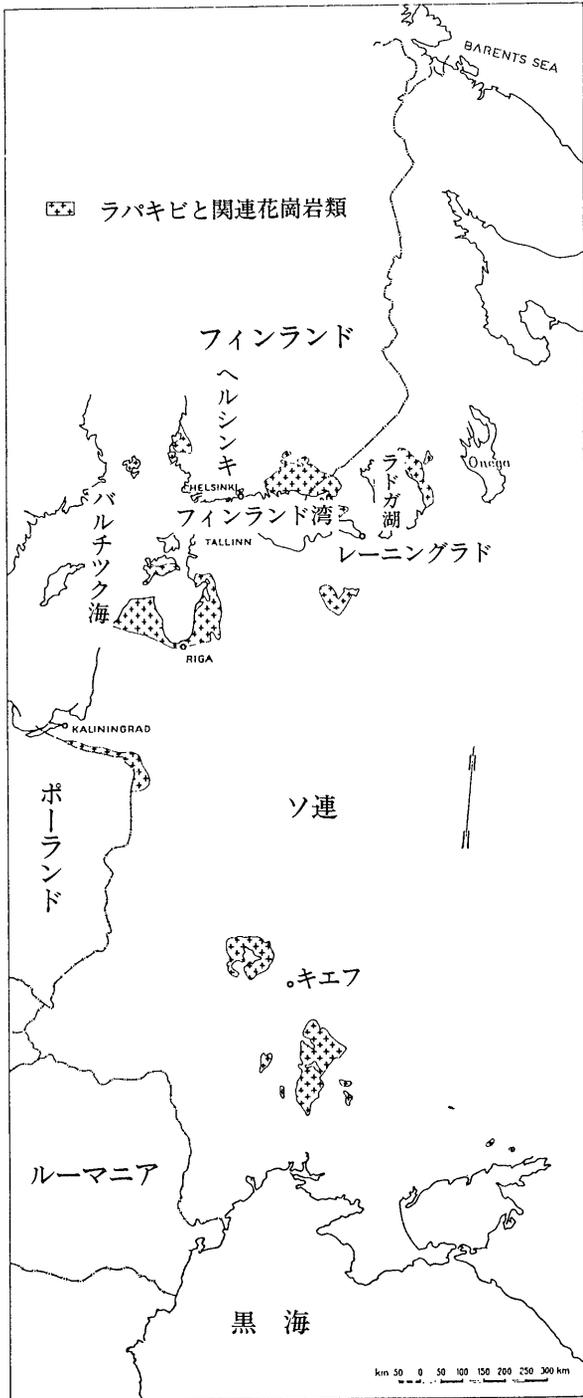
コロラド、南アメリカのベネズエラなどからも知られているし、日本でも、飛騨山地や足摺岬(村上・今岡, 1985)からラパキビ花崗岩が報告されている。これらのラパキビ花崗岩というのは、斜長石マントルをもつカリ長石斑晶を含むことで“ラパキビ”といわれているものであって、フィン語の rapakivi とは関係ない。

バルト盾状地の先カンブリア系

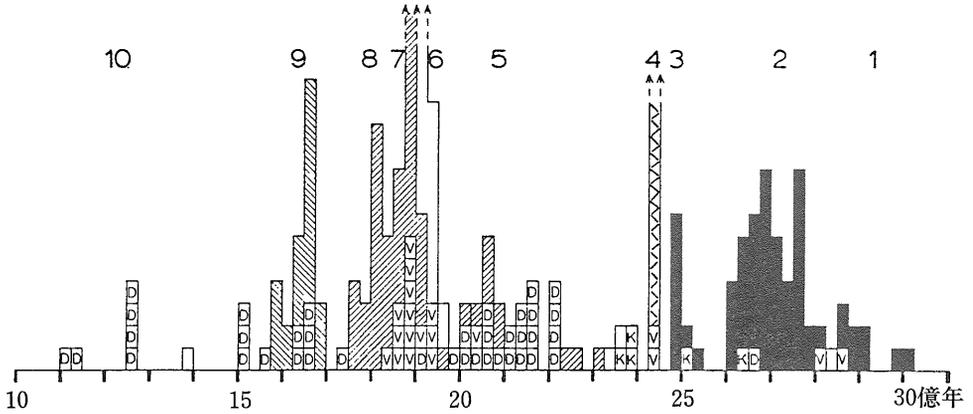
フィンランドのラパキビを含むバルト盾状地の先カンブリア系は、大きく3つに区分される。第3図にフィンランドの先カンブリア系のU-Pb年令のヒストグラムを示した(Simonen, 1980)。Simonenは、これらの放射年令からグループ分けをして、1から10までに区分した。グループ1から4までが、先スベコカレリアン(Svecokarelian=始生代)の基盤岩類とよばれているもので、ソビエト領のカレリアからコラ半島、そしてフィンランド北部のラップランドに分布する。Gaál and Gorbatshev (1987)は、サーミアン(Saamian)造山(3100~2900 Ma)とローピアン(Lopian)造山(2900~2600 Ma)に分けた。Mantled gneiss dome を含む正片麻岩から、一部が若返ったラップランドのグラニュライトや層状分化岩体が含まれる。

グループ5から8までがスベコカレリアン造山で、カルクアルカリ岩系の火山活動を伴うタービダイトなどの堆積作用、褶曲と高温変成作用(一部はグラニュライト相まで達する)、変動時花崗岩類(1900~1850 Ma)、そしてひき続く変動時後期花崗岩(1850~1750 Ma)を含むものである。スベコカレリアンは古くは、スベコフェニアン(Svecofennian)とカレリアン(Karelian)に分けられて、スベコフェニアンの方が古いと考えられていたが、放射年令は両者がほぼ同じであることがわかって、一括された。しかし、堆積相はカレリアンがユー地向斜、スベコフェニアンはミオ地向斜堆積物から成り、この2つはスーチャーゾーンで接する本来別々のものだという考え方もある(第4図)。たとえば、カレリアンは始生代基盤の上にフリッシュ型の薄い地層が載ったサイクルで、スベコフェニアンは地向斜性堆積物を載せて西南西から基盤の下へ沈みこんだものであるとも言われる。

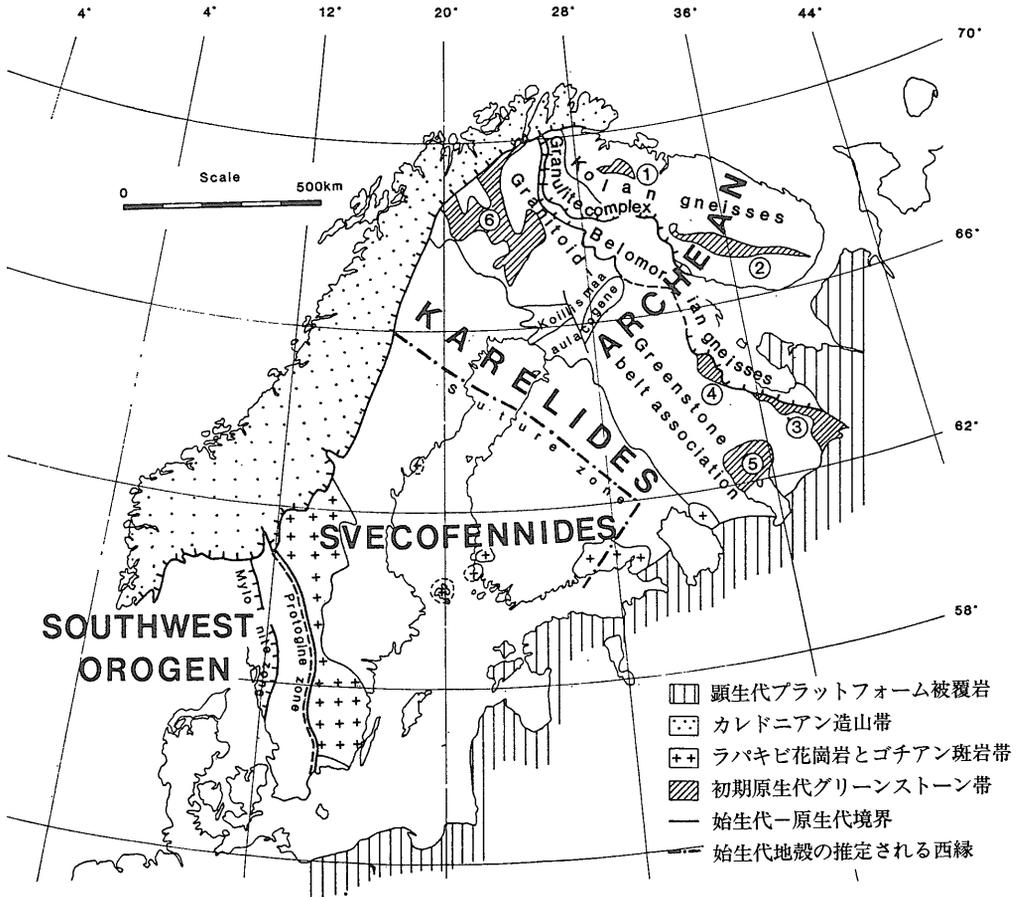
グループ9がラパキビとそれに伴われるはんれい岩—斜長岩で、フィンランドでは東から西へ若くなる傾向が認められ、放射年令は1700~1540 Maである。グループ10は、フィンランドでは最も若い先カンブリア系のジョトニアン(Jotonian)砂岩・礫岩(1400~1300 Ma)と後ジョトニアン輝緑岩(1270 Ma)である。フィンランドでは、



第2図 東ヨーロッパのラパキビ岩体 (Marmo, 1971).



第3図 フィンランドの先カンブリア界の U-Pb 年代値頻度図 (Kouvo 編, Simonen, 1980).



第4図 バルチック盾状地の先カンブリア系の区分 (Gaál 1986).

これより若い地層は、西南端の多島海からオーランド島にかけて、花崗岩—変成岩の割れ目に入ったカンブリア

紀の化石を含む砂岩岩脈と、オーランド主島の湾の底にあるオルドビス紀の石灰岩だけである。

フィンランドの花崗岩には、Eskola の Synkinematic (Synorogenic) = 変動時あるいは造山期 = 花崗岩類、Latekinematic = 変動時後期 = 花崗岩類、Postkinematic = 後変動時 = あるいは Anorogenic = 非造山期 = 花崗岩類という分け方が伝統的に使われている。造山期花崗岩は、Eskola (1914) の Orijärvi 地域のオリゴグレース花崗岩であり、普通の分類で言えば片麻状黒雲母花崗閃緑岩で代表される。そのほか、地域によってはトロニウム岩、石英閃緑岩、はんれい岩、チャルノックサイトもあるが、今日の花崗岩系列でいえば I - タイプマグネタイト系列である。変動時後期花崗岩は、Eskola (1914) のマイクロクリン花崗岩であり、ミグマタイトをつくる S - タイプ花崗岩である。変成岩中に平行に縞模様をつくって入るざくろ石 - 黒雲母花崗岩や、堇青石が散在するものもあるが、変成岩を非調和に切る黒雲母花崗岩岩脈として産することもめずらしくない。また、時にマイクロクリンの結晶が10cmをこえるような粗粒岩相もあり、全岩組成で K_2O が5~7%, 最大8%をこえるものがある (Härme, 1965)、カリウム花崗岩と呼ばれることもある。

フィンランドでは、4つの大きなラパキビ岩体と、それに付随するサテライトあるいは小さなブルトンが幾つかある。それらはいずれもスベコフェニアンの変成 - 深成岩を非調和に貫く粗粒の塊状岩である。これについては次章でくわしくのべる。

スウェーデン中・北部の時代区分は、フィンランドとほぼ同じで、ただ習慣的に Synorogenic を Primorogenic、Lateorogenic を Serorogenic と呼ぶのが違うだけである。フィンランドの造山期花崗岩の大部分は、西南端の Turku 周辺をのぞけば黒雲母花崗岩 ~ 花崗閃緑岩であって角閃石を含まないが、中部スウェーデンでは、たとえば Uppsala トーナール岩のように角閃石を普通に含む暗色のスベコフェニアン花崗岩類がめずらしくない。中部スウェーデンには、より苦鉄質なものが多いが、古くからラ

パキビに対比されている Ragunda (ラグンダ) 岩体と Nordingrå (ノルディングロ) 岩体がある。

しかし、南部スウェーデンではやや事情が違って、西南スカンデナビアのスベコフェニアんに引き続いてゴチアン (Gothian) 造山 (1750~1500 Ma) およびハーランドイアン (Hallandian) 造山 (1500~1400 Ma) があって、スモーランド (Småland) - ヴァームランド (Värmland) 帯によって代表される火山 - 深成作用 (1690~1620 Ma) がある。この帯は北北西に延びて、ノルウェーでカレドニアンナップの下へ続くと考えられる (Gorbatshev, 1980, Gaál and Gorbatshev, 1987)。このスモーランド - ヴァームランド花崗岩類は大きなマイクロクリンの斑晶を持つのが特徴で、それらの中には斜長石のマントルを伴うものもあって、見掛けはラパキビ (ヴィボルチャイト) によく似ているが、カリ長石がマイクロクリンである点が異なる。たとえば、フィリップスタッド (Filipstad) 花崗岩は、そのような斑晶をもつ。

これらの花崗岩よりすこし年令が古いレブスンド (Revsund) 花崗岩 (1745 Ma) が中部スウェーデンにある。この花崗岩にもたくさんの卓状あるいは卵形のカリ長石 (ときに長径10cmに達する) が含まれ、しばしば斜長石マントルに囲まれる。見掛けは、フィンランドのラパキビによく似ているが、やはりカリ長石がマイクロクリンであることでラパキビと区別されている (たとえば Lundqvist, 1979)。しかし、レブスンド花崗岩はスベコフェニアンの花崗岩類を貫いており、極粗粒であるが塊状で、後変動期花崗岩の性格が強い。カリ長石がマイクロクリンである点をのぞけば、レブスンド花崗岩の他の岩石学のおよび化学的性質はフィンランドのラパキビ花崗岩に似ている (Persson, 1978)。

ヴェネレン湖の西のダールスランド (Darlsland) 層群は厚さ2000mの海洋性堆積物からなり、スベコフェニアン帯のジョトニアン砂岩と同世代のものと考えられたこともあったが、堆積作用は1080~1030 Ma とやや若い。これが変形と緑色片岩相の変成作用を蒙ったのはダールスランド変動と言われる。

スカンデナビアの先カンブリア紀最後の変動はスベコノルウェジアン (Sveconorwegian) 変動 (1250~900 Ma) と呼ばれ、スウェーデンの南西端からノルウェー南部へ続く地塊がその産物である。これは北米のグレンビルイアン (Grenvillian) 変動帯と一連のもので、再変成 - 変形を受けた古期岩類とそれを貫く花崗岩からなる。西南スウェーデンのボーフス (Bohus) 花崗岩は、この変動末期に貫入したもので、スウェーデンでは最も若い花崗岩 (890 Ma) であり、細粒の両雲母花崗岩である。同時期の花崗岩は西南スウェーデンからノルウェー南東部にかけて、小さな

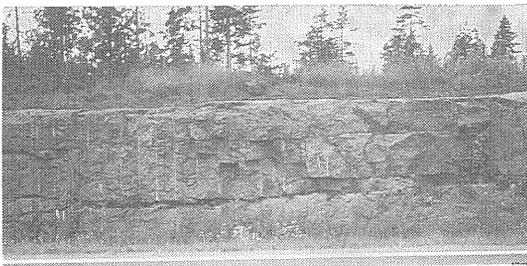


写真1 北欧で代表的な花崗岩類の露頭風景。氷河で削られた地形的凸部にはすぐ露岩があらわれる。地表に平行な割目に注目。ユラマー (Ylämaa) 北の387号道。

岩体が点々と分布する。上述のダールスランド変動は、この変動に含められる。

オスロ地溝帯より西の先カンブリア系は、K-Ar 年令が500~350Maと異常に若い年令を示すが、U-Pb 年令では1000~900Maであり、オスロ地溝帯のカンブローシール系に不整合に覆われることと調和する。

変成岩類を非調和に貫くテレマーク (Telemark) ~ 南海岸の花崗岩類は900Ma前後の年令をもつ。南西海岸のファールズンド (Farsund) のチャルノックタイトのRb/Sr 年令は852±41Ma (Pedersen and Falkum, 1975) で、ジルコンのU/Pb 年令は940—900Maであるが、ロガランド (Rogaland) 斜長岩体の放射年令は950—900Maである (Pasteels et al., 1979)。

ノルウェー西海岸のフィヨルド地域では、カレドニアンナップの下に構造窓をなして露出したり、カレドニアンの基盤として広く分布する先カンブリア系片麻岩がある。これらの正片麻岩の年令は幅広く変化し、一括してカレドナイズド先カンブリア系と呼ばれている。これらの片麻岩を貫く花崗岩類の年令はオールドビスーシール紀の450~428Maである。

フィンランドのラパキビ

第1図に示した通り、南フィンランドに東からヴィボルグ (Wiborg=Viipuri) 岩体、ライティラ (Laitila) 岩体、ペーマー (Vehmaa) 岩体、オーランド (Åland=Ahvenanmaa) 岩体の4つの大きなラパキビ岩体と、そのサテライトであるスオーメンニエミ (Suomenniemi) 岩体、アーベニスト (Ahvenisto) 岩体、オーナス (Onas) 岩体、そしてヘルシンキの西にボドム (Bodom) 岩体とオブナス (Obnäs) 岩体の2つの小岩体がある。フィンランドの南海岸からオーランド島にかけての海岸と多島海に住む人々はスウェーデン語を日常会話に使っているばかりでなく、オーランド諸島では学校教育もスウェーデン語だけである。従って地名もスウェーデン語とフィン語の両方がある、つづりもかなり違う。上記のWiborgとかÅlandはスウェーデン語の地名である。Helsinkiはスウェーデン語ではHelsingforsであるが国際的には前者が使われる。西のフィンランド最古の都市(1812年まで首都であった)Turku(トゥルク)はスウェーデン語ではÅbo(オーボ)と呼ばれ、Åbo Akademiはスウェーデン語で教育が行われている歴史の古い大学である。Wiborgの街は1943年のソ・フィン戦争後、ソビエト領に編入されたので、現在はフィンランド領にはない。ソビエト領のラドカ湖の東にあるサルミ (Salmi) 岩体は第二次大戦前に、日本でも名前が知られた故サハマ教授が研究した岩体

で、南フィンランドの他の岩体とよく似たラパキビである (Sahama, 1945)。これらの中で、最もくわしく研究されたものはヴィボルグ岩体であるし、世界的にラパキビ花崗岩の特徴と思われる、斜長石マントルを持つカリ長石斑晶が典型的に発達しているのがこの岩体である。

ヴィボルグ岩体

ヴィボルグ岩体はバルト盾状地では最大のラパキビ岩体であり、東西160km、南北の幅最大100kmで分布面積は18,000km²である。

ヴィボルグ岩体を構成する岩石は、Wahl(1925)以来使われてきて、Simonenが用語を整理して、以後慣習的に用いられている岩石種名で8~9種に分けられる。それぞれの岩石種名を、フィンランド領域内における分布面積比と有色鉱物の組合せと共に第1表に示した。大まかな岩相分布は第5図に示した。

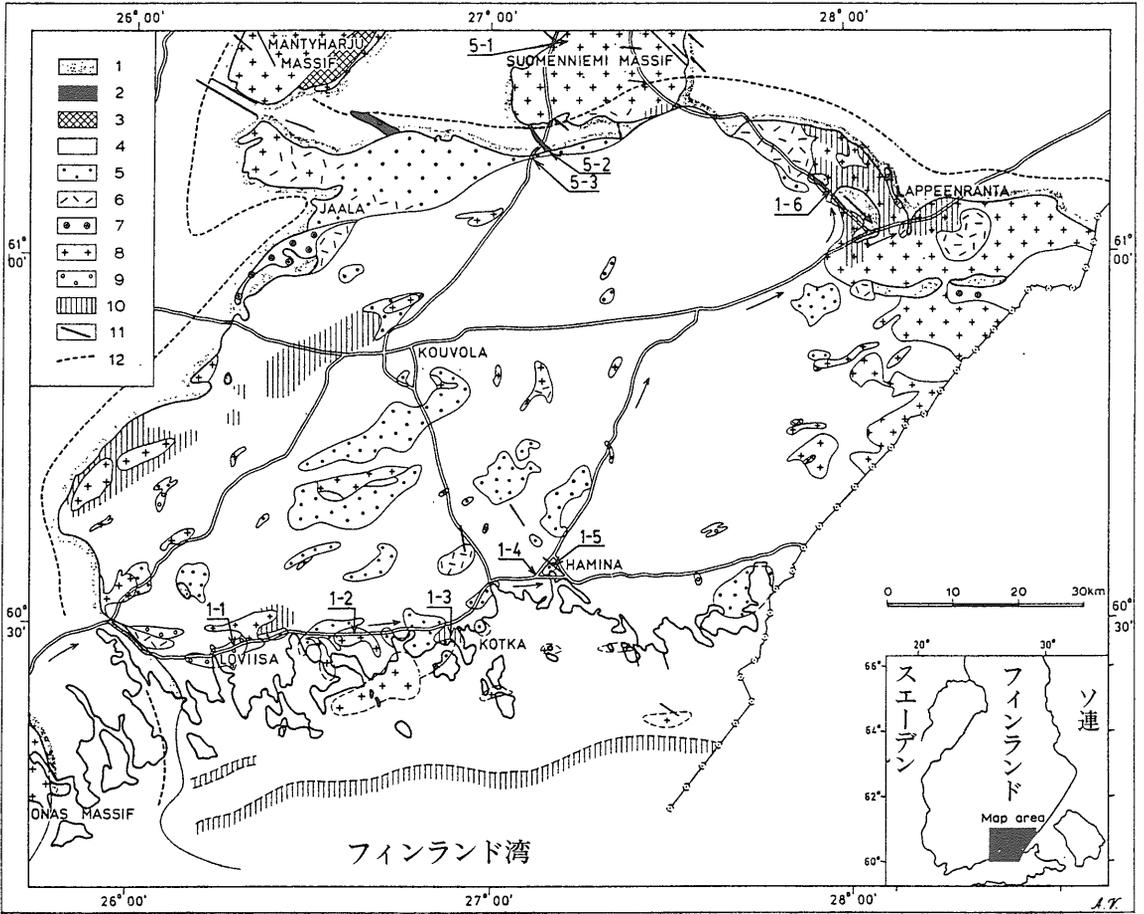
ヴィボルグ岩体を代表する岩石は、オリゴクレスのマントルに囲まれた大きな(普通は3~4cm)卵形の正長石で特徴づけられ(これがラパキビ構造といわれる。写真2, 表紙写真参照)、角閃石を含むヴィボルグチャイトと、マントルのない大きな卵形の正長石のめだつ、角閃石のない黒雲母花崗岩のピテルライトである。ピテルライトの赤い正長石は、径10cmを越える丸い斑晶もめずらしくない。

第1表 ヴィボルグ岩体のフィンランド領域内におけるいろいろなラパキビ花崗岩の分布比率と Fe-Mg 珪酸塩鉱物の組合せ

岩 種	分 布 率 (%)	かんらん石	輝石	イデイングサイト	鉄閃石	角閃石	黒雲母	緑泥石
暗色ラパキビ花崗岩 (または tirillite)	3.1	+	(+)	+	(+)	+	+	+
暗色ヴィボルグチャイト	4.9	+		+	+	+	+	+
ヴィボルグチャイト (wiborgite)	76.2			(+)		+	+	+
ピテルライト (pyterlite)	6.1					(+)	+	+
斑状ラパキビ花崗岩	1.2						+	+
等粒ラパキビ花崗岩	7.8					(+)	+	+
斑岩アブライト	0.7					(+)	+	+
石英斑岩および花崗斑岩	<0.1					(+)	+	+
アブライトおよびペグマタイト	<0.1						+	+

+ 普通に産する (+) 時々産する

(Simonen and Vormaa, 1969)



第5図 ヴィボルグ岩体のフィンランド領内における岩相分布 (Vorma, 1980).

- 1 スペコフェニアン変成—深成岩. 2 輝緑岩. 3 はんれい岩—斜長岩. 4 ヴィボルヂャイト.
- 5 ピテルライト. 6 斑状ラバキビ. 7 花崗斑岩. 8 等粒ラバキビ. 9 斑状アプライト.
- 10 暗色ラバキビ. 11 斑岩岩脈. 12 接触変成帯外縁.

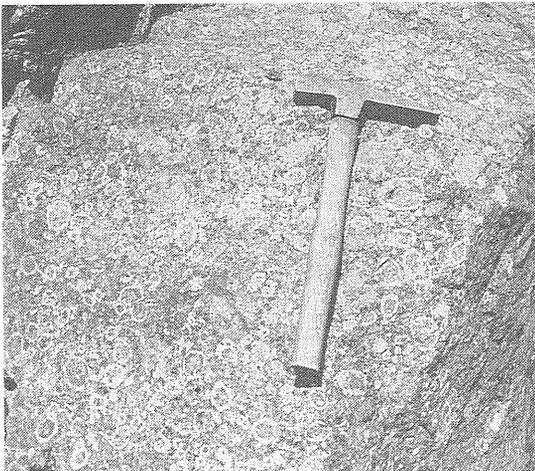


写真2 ヴィボルヂャイトの風化面. 斜長石マントルは白色化し見事な縁どりを示す. ハミナ (Hamina) 北61号道.

このような大きな正長石斑晶の中には、小さな自形の黒雲母が一重あるいは二重の環状配列をして包有されることが普通である (写真3). ピテルライトの方がカリ長石と石英が多く、斜長石が少ないが、ピテルライトとヴィボルヂャイトの中間的なものもあって、大きなマントルを欠く卵形の正長石と、オリゴクレスマントルを持ったより小さい卓状に近い正長石の斑晶の両方が混在するものがある. Simonen and Vorma (1969)は、ヴィボルヂャイト型、ピテルライト型、そして斑状ラバキビの自形カリ長石の量比をとると、3つのタイプは漸移することを示した(第6図). ヴィボルヂャイトもピテルライトも、とくにカリ長石は赤く着色し、マントルのオリゴクレー

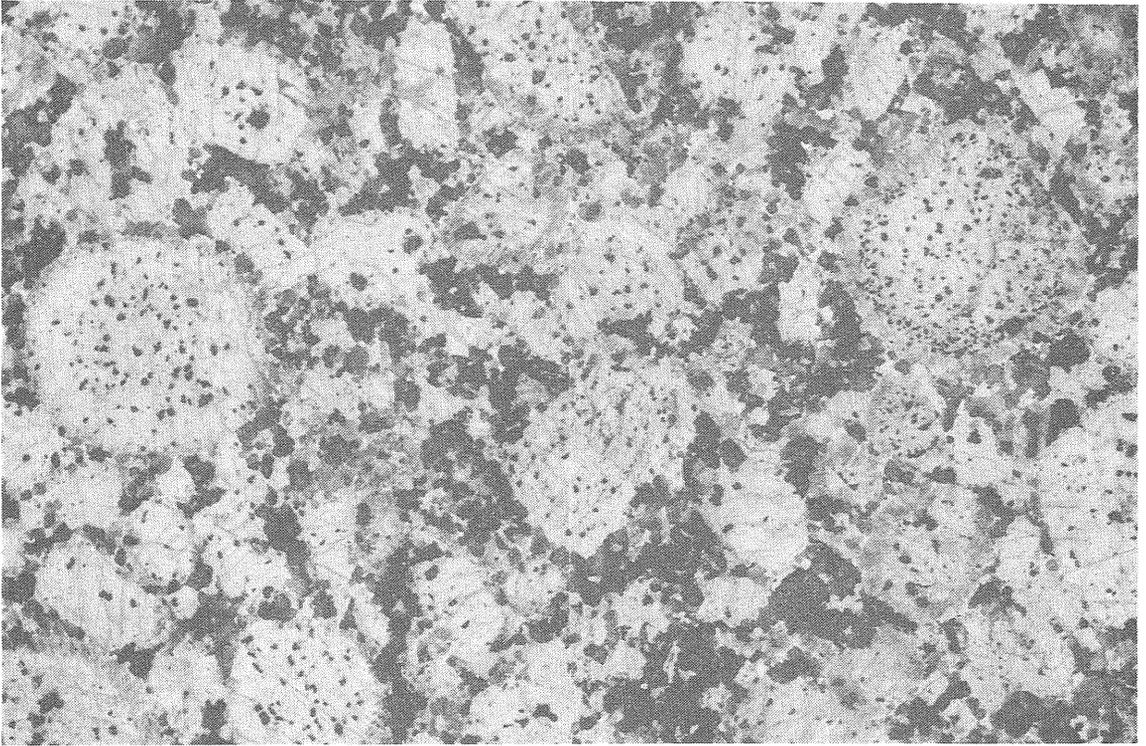
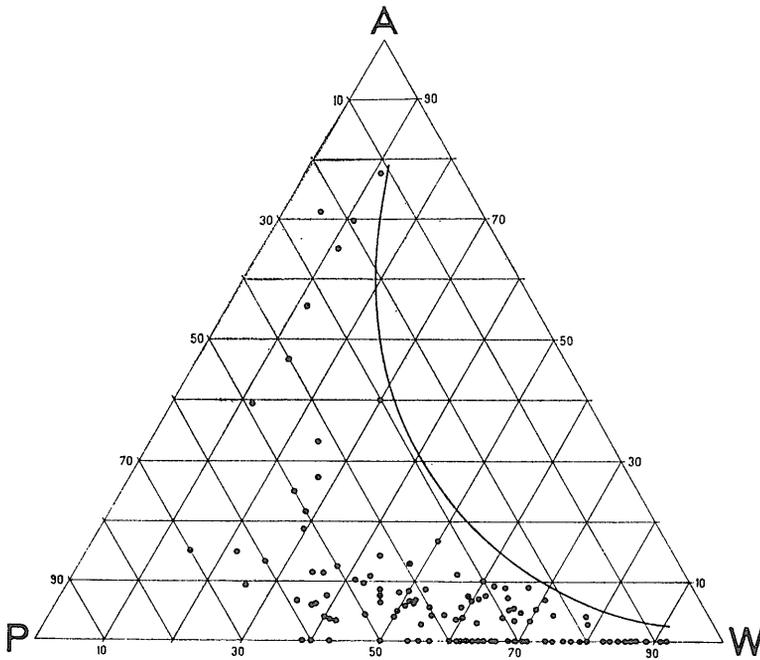


写真3 フィンランド地質調査所のクリスマスカードに使われたヴィボルチャイト。
(等倍, Erikki Halme 撮影)。



第6図 ヴィーボルグ・ラパキビ岩体中のカリ長石のタイプ比
(Simonen & Vormaa, 1969).

W : ヴィボルチャイト型 P : ピテルライト型 A : 自形斑状ラパキビ型

スは淡緑色（風化するとオリゴクレーヌは白くなる）で、色のコントラストは鮮やかであるが、基質の斜長石は灰色～赤色である。しかし、自形の卓状カリ長石斑晶で特徴づけられる斑状ラパキビ花崗岩（写真4）には、長石が白色のものがあ、それは他の型のラパキビを貫く。このような斑状ラパキビは、ヴィボルチャイトやピテルライトと漸移することはない。

暗色ラパキビ花崗岩は、中～粗粒、等粒で、有色鉱物の量も多いが、時々卵型のカリ長石を持つ。特に暗緑色の等粒岩はティリライトと呼ばれ、有色鉱物は角閃石・黒雲母のほか、かんらん石、単斜輝石とグリュネ閃石（鉄閃石）を伴い、はんれい岩とみまちがえるほど優黒質である。暗色ヴィボルチャイトは、オリゴクレーヌマントルをもつ卵形カリ長石が少

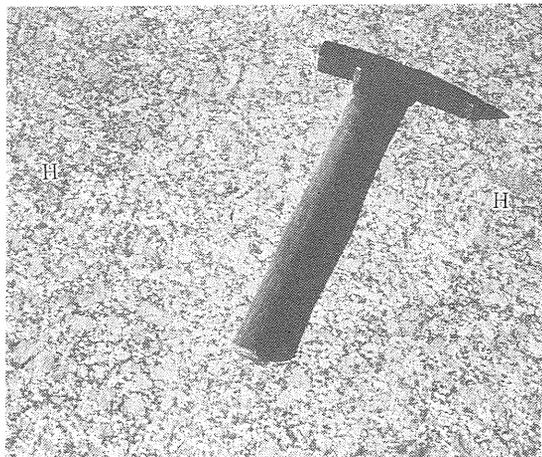


写真4 斑状ラパキビ花崗岩。斑状組織は顕著で、角閃岩(H)のゼノリスを含む。ペルノ (Perná) 北方。

く、斜長石と角閃石がヴィボルチャイトより多い。斜長石は果帯構造のはっきりしたものがあほか、かんらん石、グリーンネ閃石も含まれる。鉱物の特徴と化学組成は、暗色ラパキビ花崗岩と似ている。

等粒ラパキビ花崗岩は、中～粗粒の K_2O に富む花崗岩で、普通は赤色で卵形のカリ長石斑晶を欠く。主要な有色鉱物は黒雲母で、時に少量の角閃石を伴うこともある。鉱物の性質と化学組成はピテルライトに似ている。等粒ラパキビに一括されているものの中には白色～灰色で、中～細粒のものがあほ、他のラパキビを貫く若いブルトン(キューボラとも呼ばれる)で、トパーズを含むマイクロクリン—曹長石花崗岩があほ。黒雲母はリシウムを含むツデロフィライトである。

斑岩アプライトは、細粒のアプライト質花崗岩基質の中にオリゴクレスマントルをもったり、マントルのない卵形カリ長石斑晶が含まれる比較的確な岩相で、鉱物の性質と化学組成は等粒ラパキビ花崗岩あるいはピテルライトと同じである。石英斑岩と花崗斑岩は、主要なラパキビとミグマタイト質の母岩を貫く岩脈として産するもので、1～3 cmの自形卓状のカリ長石、斜長石斑晶がめだつが、化学組成は等粒ラパキビ花崗岩に似る。

このほか、ごく少量のはんれい岩と斜長岩が伴われあほ。この中で特筆すべきは東フィンランドのユラマー(Ylämaa)の西 Ylijärvi に産する斜長岩である。長径数cmから最大10cmを越えるラブラドル閃光を放つ斜長石は“スペクトロライト”の商品名で加工され、装飾品として販売されている。紫—ピンク—黄—緑の果帯構造が磨き出されているものもあるし、それぞれの色ごとに別々の用途に加工されている。この美しい斜長岩は、フィンランド地質調査所の所長を長く務めた A. Laitakari

教授の一番下の息子が、1940年ソ・フィン戦争に従軍中に森の中で発見したものである。第二次大戦後石切場が開かれて加工されるようになった。

ラパキビの造岩鉱物

カリ長石 主に正長石マイクロパーサイトで、普通のラパキビでは斜長石よりカリ長石の方が多く、モードで44%から67%を占める。しかし、暗色ヴィボルチャイトやティリライトでは斜長石の方が多量である。卵型斑晶は、普通は3～4 cm ぐらひの大きさであるが、最大27 cmに達するものがあり、単結晶あるいはカールスバッド双晶である。オリゴクレスマントルの厚さは1～3 mmであるが、オリゴクレスは必ずしも連続するわけではなくて、その切れるところは石英粒でつながっている。オリゴクレスマントルの中には、雨滴状石英、磁鉄鉱、角閃石の集合や黒雲母、他形の石英、アルカリ長石の包有物が含まれる。卵形カリ長石も包有物に富み、赤鉄鉱微粒のほか、斜長石、角閃石、黒雲母、ジルコン等々が含まれる。この中で黒雲母とジルコンは自形である。包有物が多くなると、斑晶の中央部では花崗岩質の集合体になることがある。異常な例としては2つあるいは3つの卵形斑晶を単一のオリゴクレスマントルがとり囲むものなどもある。Vorma (1971) はカリ長石の三斜度を使って温度状態を考察した。その結果、より塩基性のラパキビより珪長質のラパキビ脈岩の順に温度が低くなること、斑晶カリ長石の方が石基のカリ長石より高温であることを示した。Neuvonen (1957) が指摘したように、斑晶カリ長石は、ヴィボルチャイトではほとんど単斜晶系であるが、ピテルライトと等粒ラパキビは三斜度0.0～0.3と0.75にピークがあるバイモーダル分布をしめし、斑状ラパキビでは三斜度は0.0から1.0までわたり、石英斑岩と花崗斑岩では0.7～1.0である。カリ長石の組成は、高温の正長石では Or_{90} あるが、低温のマイクロクリンでは Or_{95} である。ほとんどのカリ長石斑晶はパーサイトになるが、もっとも強いパーサイトをつくるカリ長石では $Or : Ab : An = 65.7 : 30.1 : 4.2$ の割合である。

斜長石 An_{25-40} であるが卵形カリ長石をとりまくマントルの斜長石は An_{30} である。また、カリ長石のパーサイトとして離溶したソーダ相は高温型アノーソクレスで $Ab_{80}Or_{20}$ が主で、若干のものは低温曹長石から中間型曹長石である。

石英 Popoff (1928) はヴィボルチャイト中の石英に4つの世代があることを明らかにした。①石基中の径2～5 mmの自形の石英は D_6 である。②石基中の他形石英

(低温型)、③卵形カリ長石中に包有されるしずく状石英で、同心円状に配列することもあるし不規則のこともある。④卵形カリ長石に外から湾入し、ときにグラフィック連晶する(90%のアルカリ長石と10%の石英)。また、時に曹長石-石英のミルメカイトをつくる。

4つの世代を区別できなくても、すくなくとも2つの世代は区別できる。D₆の自形の石英があることは高温で結晶作用が始まったことを指示する。

角閃石 1つはフェロヘスティングス閃石で、パーガス閃石-フェロヘスティングス閃石系列の光学性と化学データによく一致する。FeOが27~25.5%、MgOが3.5~1.7%と変化するが、暗色ラパキビ中のものが最もMgに富み、珪長質ラパキビ中で最もFeに富む。もう1つはグリュネ閃石で、暗色ラパキビの中に含まれるそのモード比はせいぜい0.3~0.1%である。角閃石と平行連晶をして、イデイングサイトとフェロヘスティングス閃石の間の縁を形成する。これは、結晶作用末期のデュエテリックあるいは熱水変質で、かんらん石がイデイングサイトに変る時、フェロヘスティングス閃石から追い出されたFeがグリュネ閃石に入ったと考えられている。

黒雲母 暗色の角閃石を含むラパキビではモードで4~0.3%であるが、珪長質ラパキビでは6~2%含まれる。暗褐色~緑褐色で、Fe/Mg比とAl含有量は暗色ラパキビから黒雲母花崗岩を経てトパーズを含む花崗岩へ次第に増加する。

かんらん石 Simonen (1961b) によれば、Foモル%は10以下の鉄かんらん石で、鉱物組合せから石英も含まれるので安定な鉱物ではなさそうである。

副成分鉱物 主岩相では、螢石、褐れん石、リン灰石、アナテース、磁鉄鉱およびイルメナイトである。黒雲母花崗岩では褐れん石の代りにモナズ石が含まれ、最末期花崗岩にはトパーズ、モナズ石、バストネサイト、すず石、コロムバイトなどが伴われる。

ラパキビの化学的性質

代表的なA-タイプ花崗岩といわれるが、一般的にはメタルミナスで、後期のものはやや過アルミナスである。主岩相では高いSiO₂、K₂O、F、Rb、Ga、Zr、Th、U、REE (Euをのぞく) 含有量とK/Na、Fe/Mg比で特徴づけられる。含かんらん石暗色ラパキビ→角閃石-黒雲母花崗岩→黒雲母花崗岩→含トパーズ花崗岩の順に主成分ではSiO₂が増え、TiO₂、Al₂O₃、FeO、MgO、MnO、CaOが減る。微量成分ではF、Ga、Rb、SnおよびNbが増え、反対にBa、Sr、Zrが減少する。とくにGaは早期

のものでは23~36ppmであるが、晩期では65~95ppmにまでなる。

トパーズを含む晩期の花崗岩にはグライゼン化を伴ってSn-Be-W-Pb-Znの鉱化作用が顕著であり(Haapara, 1977)、オーランド島ではグライゼンの真中に幅1cm以上の方鉛鉱だけからなる鉱脈がある(写真5)。

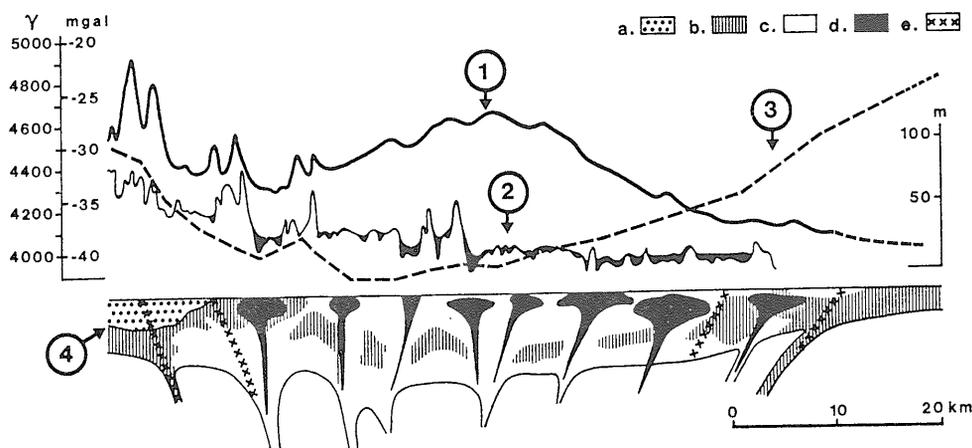
Kuroda et al., (1978) によれば、ラパキビ中の角閃石と黒雲母は含水量が少く、Fe/Mg+Fe比が高く、黒雲母より角閃石の方がδDが30~40%低いユニークな水素同位体的特徴をもつ。黒雲母にFが多いのは前から知られていたことであるが、蟹沢(1983)によればフッ素含有量は黒雲母で9290~1260ppm、角閃石で10200~3650ppmである。化学的性質については後節でもうすこしふれることにする。

ラパキビ岩体の形態

フィンランドのラパキビ岩体はいずれも屋根も底も平坦なきのこ状岩体だと考えられている。いずれもスペコフェニアン変成-深成岩類の全ての構造を非調和に切って貫入し、外側の接触部は観察される限りでは外側へ向って傾斜している。あちらこちらで壁岩の(特にめだつものは変成岩の)鋭い縁をもって、明らかに回転した迸入角礫岩があって、またルーフペンダントもある。節理は接触面に平行で、岩体内部ではゆるやかにうねっている。重力データから計算された岩体の厚さは8~19kmで、底も平坦である(Laurén, 1970)。現在の地表で採取された岩石から、地質圧力計で迸入した深さを求めると2~3.5kmである。ラパキビに伴なわれる凝灰集塊岩や溶岩などの噴出岩相があることは古くから知られており(Wahl 1925)、それらの鉱物組成・化学組成は石英斑岩岩脈と似ている。ミアロリティックな空隙はヴィボルグチャイトにも認められる。

一方、ヴィボルグ岩体の中のいろいろな岩石の間には、相互に漸移するものもあるが、一般的にはかんらん石を含む暗色ラパキビ→角閃石-黒雲母花崗岩→黒雲母花崗岩→含トパーズ花崗岩の迸入順序があって、全体としては第7図(Parkkinen and Huomo, 1978)のような形態が解析されている。即ち、現在の侵食レベルはヴィボルグ岩体のほぼ上面に当り、上に載っていたスペコフェニアンの変成-深成岩が侵食によって削りとられたことになる。巨大なきのこ状岩体は、実はたくさんの小さなきのこ状プルトンやキューボラから成りたっているマルチ迸入岩体である。

壁岩のスペコフェニアンの表成岩は角閃岩相の変成作用を蒙っているので、ラパキビの外縁の接触変成作用



第7図 Wiborg 岩体の横断面。(Parkkinen and Huomo, 1978)

1 空中磁気探査断面 2 地形断面 3 重力断面 4 地質断面解析

a 壁岩 b 古期ラパキビ c 中期ラパキビ d 新期ラパキビ e 断裂

(おそらく角閃石ホルンフェルス相) ははっきりしなかった。ごく限られた露頭では、接触面から約100m ぐらいの間で輝石ホルンフェルス相の接触変成帯が識別されたことはあったが、Vorma (1972) は壁岩のカリ長石の三斜度を使って、接触変成帯の幅がヴィボルグ岩体で5 km 以下であることを明らかにした(第5図)。

また、ラパキビのマグマの温度については、接触変成帯や捕獲岩の変成度から800~700°C と考えられる。Simonen (1961a) はヴィボルグ岩体の長石温度計から約730°C であるとした。一方、Svidirenko (1968) はサルミ岩体のチタン磁鉄鉱の組成から、等粒ラパキビは900°C ヴィボルグチャイト880°C、ピテルライト800°C と決めた。

ほかのラパキビ岩体

ライティラ岩体は、東西最大50km南北55kmの広がり、北側はジョトニアン砂岩に覆われる。粗粒斑状のノーマルライティララパキビとよばれる赤色花崗岩のほか、花崗斑岩、黒雲母ラパキビと、ユトォー (Ytö), スーティラ (Suutila) 花崗岩とエウラヨキ (Eurajoki) 複合岩体からなる (Vorma, 1976)。ノーマルラパキビはこの岩体の主岩相で、大きな卵形のカリ長石(ピテルライト型)と斜長石マントルをもつカリ長石(ヴィボルグチャイト型)の両方を含むが、後者はヴィボルグ岩体のそれらとくらべれば、マントルの幅もせまいし、分布も貧弱である。有色鉱物の含有量は暗色ラパキビから赤色のものまでひろく変化し、角閃石と黒雲母のほか、まれにかんらん石も含まれる。黒雲母ラパキビは、細粒から粗粒のものまであって、等粒のことも斑状のこともあるが、小さな岩

塊としてPyhäjärviの西側に点々と分布する。ユトォーとスーティラ岩体は、ライティラ岩体の南部にそれぞれ径5 km ぐらいのキューボラとして、明瞭な急冷周縁相を伴って、ノーマルラパキビ中に貫入する。一部には短冊状の長石が平行配列する岩相もある。エウラヨキ複合岩体は、北西縁にあるサテライトで、周縁部が角閃石花崗岩で中心部がトパーズを含む黒雲母花崗岩からなり、後者にSn—Be—W—Zn 鉱化作用を伴う。この周縁相はSiO₂が65%前後で、フェノスカンヂアラパキビの中でも塩基性のものの1つである (Vorma, 1976)。

それにくらべるとベーマー岩体はむしろ均質な粗粒角閃石—黒雲母花崗岩である。もちろん、等粒なものからやや、斑状のものまで、あるいは有色鉱物の量比がすこし変化するが、岩体全体を通じてタイプ分けできるほどには変わらない。この岩体は海に近いので、古い大きな石切場がいくつかあるが、現在稼行中のものは少ない。

オーランド島のラパキビは、10万分の1地質図幅が完成して (Bergman, 1981ほか)、まわりの多島海を含めて分布が明らかになった。ここでも、ヴィボルグチャイト、ピテルライト、等粒ラパキビ、斑状ラパキビ、石英斑岩というような区分がされている。しかし、どれもこれもヴィボルグ岩体にくらべると細粒で、卵形斑晶も1~2 cm のものが多く、また斜長石マントルもあることが肉眼でかろうじてわかる程度で薄い(写真5)。分布面積比ではヴィボルグチャイトとして区分されているものが一番広いが、50%以下で、典型的な斜長石マントルをもつ斑晶はそれほど多いわけではない。オーランド岩体は全域にわたって変質作用が強く、新鮮な標本を得ることは難しい。

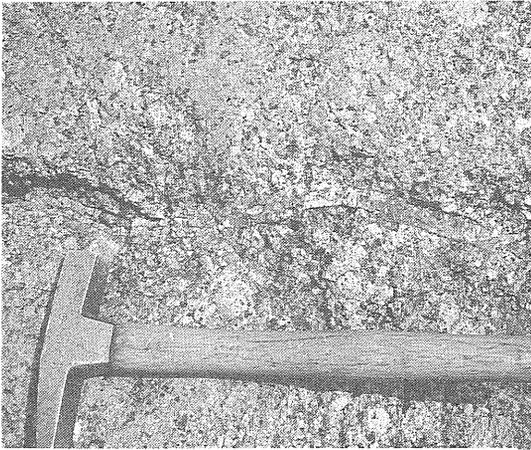


写真5 オーランド岩体, Loöre島のラパキビ花崗岩. 斑状組織が弱く, むくの方鉛鉱脈が走る点に注目.

Vorma (1976) は, 全岩組成の分析値がたくさんあるサルミ岩体, ヴィボルグ岩体, ライティラ岩体の3つを比較して, ヴィボルグ岩体が他の2つよりもCaOとNa₂Oに富み, この特徴はヴィボルグ型組織がこの岩体で典型的に発達することに結びつけられると述べた. また, ヴィボルグ岩体は他のラパキビ岩体にくらべて分化作用がはっきり認められ, たとえばK₂OはSiO₂の増加とともに増える. しかし, サルミ岩体では, 逆にSiO₂の増加に従ってK₂Oが減り, ライティラ岩体はそれら2つの中間的傾向をもつ. CaOを除けば, ライティラ岩体のノーマルラパキビは, ヴィボルグ岩体のピテルライトよりもヴィボルグチャイトによく似ている. このことから, Vorma (1976) は, ヴィボルグ岩体の岩相区分は他のラパキビ岩体に当てはめるべきではないと指摘した.

ラパキビ組織の成因

Holmqvist (1899) 以来, 多くの岩石学者によって, マグマの結晶作用だ, カリ長石からマンツルの斜長石が難溶されたものだ, いや交代作用によるものだというように, ラパキビ組織の成因をめぐるいろいろな議論されてきたが, 未だ解決されていない.

たとえば, 長石斑晶が卵型をしていることについても, 一旦結晶したカリ長石が, マグマの温度が上昇したために, あるいは圧力の解放によってまわりから溶けた (Wahl, 1925 など) と説明されたが, 何度もくり返して生ずるものもあるし, 捕獲岩塊の中にも同じような長石があるので簡単ではない.

Tuttle and Bowen (1958) は, 曹長石—カリ長石—石英系

英—H₂O系の実験にもとづいて, 2長石と石英が同時に結晶する条件を考察したが, この系にたとえばCaOが加わると2相の長石の結晶し始める温度が上ってしまうとか, 温度のほんの少しの低下で組成が急にはなれる等々の効果が現われることがわかっている.

Vorma (1971) は, 曹長石—カリ長石—石英系の相平衡図に灰長石成分を考慮に入れて, 高温でドライなラパキビマグマの結晶作用によって, ヴィボルグ岩体の中のそれぞれの岩相の結晶過程を説明しようと試みた. そして, ヴィボルグ岩体ではCa含有量がより多いことが, オリゴクレスマントルを持ったラパキビ組織の発達に関係づけられると主張した. このほか, Whitney (1975) は, 水蒸気相を欠く花崗岩質マグマの結晶作用の過程で, 封圧の減少することによってラパキビマントルができると主張した. しかし, 彼のモデルによれば, 深さ数kmの変化に匹敵するような圧力の減少が, カリ長石の溶融が起らないぐらい短期間に実現されなければならぬことになる. また, Cherry and Trembath (1978) もラパキビマグマは水に不飽和だったとしてラパキビ組織を説明しようとした. これらの水にとぼしいラパキビマグマという仮説は, Kuroda ほか (1978) が, 共存する黒雲母—角閃石の水素同位体的特徴から, ラパキビの特異な $\delta D-X_{Fe}$ パターンを, 水に乏しいマグマからの結晶作用によると説明したことと矛盾しない.

このほか, Hibbard (1981) は, より高温の塩基性マグマがより低温の酸性マグマと混合することによって, すでにあったカリ長石斑晶を核として, そのまわりに斜長石が晶出・付着するという, マグマ混合説をとらえた. 村上・今岡 (1985) は, 固結末期の粗粒閃長岩中に花崗岩マグマが侵入して, 閃長岩中のカリ長石が遊離し, まわりが融食されるとともに新しい斜長石が付着したと説明した.

しかし, 他のラパキビの特徴を全く持たない岩石, たとえば中部フィンランドの花崗岩に貫かれるはんれい岩や片麻岩の中に, 斜長石のマンツルをもったカリ長石の斑状変晶ができており (Härme, 1954), それらの成因が交代作用によることはほぼ疑いない. 以上のようにラパキビ組織には複数の成因がひそんでいるものと思われる.

フィンランドでは, ラパキビは広く石材として使われているが, 大きなものがそのまま建築に使われることが少くない. ライティラ地域で, 田舎の古風なレストランでは, ラパキビの大きなブロックが積みあげられた壁の上に, 径1 m長さ5 mをこえるようなラパキビの梁が載っていた. 街の新しいビルディングの化粧板に張るラパキビも, 日本で使われるものより3~5倍も厚く, また

大きな板である。東フィンランドのヴィロヨキ (Vilojoki) からペテルブルグへ運ばれたアレキサンダー大円柱を切り出した石切場をみると、よくこれだけ大きな石柱をコロと筏で運んだ後さらに直立させたものだと驚かすにはいられない。現在、石材として採掘されているヴィボルチャイトの一番大きな石切場は、東フィンランドのフス (Husu=Ylämaa の南7 km) である。

なお、今年からヘルシンキ大学の Haapala 教授をリーダーとして、IGCP プロジェクト315 “Correlation of rapakivi granites and related rocks on a global scale” が発足した。来年の IGC Kyoto では、共同のシンポジウムが予定されている。

文 献

- Bergman, L. (1981) : Pre-Quaternary rocks of the Signiskär, Mariehamn and Geta map-sheets area. (1/100,000 sheet 0034 +0043, 1012 and 1021). *Geol. Surv. Finland*, 1-72.
- Cherry, M. E. and Trembath, L. T. (1978) : The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 1-6.
- Eskola, P. (1914) : On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finland*, **40**, 1-277.
- Gaál, G. (1986) : 2200 million years of crustal evolution: The Baltic Shield. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **58**, 149-168.
- Gaál, G. and Gorbatshev, R. (1987) : An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precamb. Res.*, **35**, 15-52.
- Gorbatshev, R. (1980) : The Precambrian development of southern Sweden. *Geol. För. Stockh. Förh.*, **102**, 129-136.
- Härme, M. (1954) : Explanation to the map of rocks, 1/100,000 Sheet 2042 Karkkila, *Geol. Surv. Finland*, 1-41.
- Härme, M. (1965) : On the potassium migmatites of southern Finland. *Bull. Comm. géol. Finland*, **219**, 1-43.
- Härme, M. (1980) : General geological map of Finland. Pre-Quaternary rocks. 1/400,000, Helsinki (C-1, D-1), *Geol. Surv. Finland*.
- Haapala, I. (1977) : The controls of tin and related mineralization in the rapakivi-granite areas of southeastern Fennoscandia. *Geol. För. Stockh., Förh.*, **99**, 130-142.
- Hibbard, M. J. (1981) : The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 158-170.
- Holmqvist, P. J. (1899) : Om Rödömrådets rapakivi och gångbergarter. Mit einem Resumé in deutscher Sprache. *Sveor. Geol. Undersög.*, Ser. C, Nr. 181.
- 蟹沢聰史 (1983) : ラパキビ花崗岩中のフッ素の挙動. *Magma*, No. 67, 105-108
- Key, R. M. and Wright, E. P. (1982) : The genesis of the Gaborone rapakivi granite complex in southern Africa. *J. Geol. Soc., London*, **139**, 109-126.
- Kuroda, Y., Yamada, T., Fujimoto, K., Suzuoki, T. and Matsuo, S. (1978) : Hydrogen isotope study on biotite and hornblende from Finnish granitic rocks. *Geochem. J.*, **12**, 259-263.
- Laurén, L. (1970) : An interpretation of the negative gravity anomalies associated with rapakivi granites and the Jotonian sandstone in southern Finland. *Geol. För. Stockh. Förh.*, **92**, 21-34.
- Lundqvist, Th. (1979) : The Precambrian of Sweden. *Sver. Geol. Undersög.*, Ser. C, Nr. 768, 1-87.
- Marmo, V. (1971) : *Granite petrology and the granite problem*. Elsevier Pub. Co. 244 p.
- 村上允英・今岡照喜 (1985) : 高知県足摺岬のラパキビ花崗岩. *地質雑*, **91**, 179-194.
- Neuvonen, K. J. (1957) : Rapakivien kalimaasälvästä (On the potash feldspar of rapakivi). *Geologi*, **2**, 9-10.
- Parkkinen, J. and Huomo, P. (1978) : Viipurin massiivi, Rakennetukinta. *Geologi*, **30**, no. 7, 57-62.
- Pasteels, P. and DemaiFFE, D., and Michot, J. (1979) : U-Pb and Rb-Sr geochronology of the eastern part of the south Rogaland igneous complex, southern Norway. *Lithos*, **12**, 199-208.
- Pedersen, S. and Falkum, T. (1975) : Rb-Sr isochron for the granitic plutons around Farsund, southern Norway. *Chem. Geol.*, **15**, 97-101.
- Persson, L. (1978) : Revsund-Sörvik granites in the western part of the province of Ångermanland, central Sweden. *Sver. Geol. Undersög.*, Ser. C, Nr. 741, 1-59.
- Popoff, B. (1928) : Mikroskopische Studien am Rapakivi des Wiborger Verbreitungsgebietes. *Fennia*, **50**, no. 34, 1-34.
- Sahama, Th., G. (1945) : On the chemistry of the east Fennoscandian rapakivi granites. *Bull. Comm. géol. Finland*, **136**, 15-67.
- Sederholm, J. J. (1891) : Über die finnländischen Rapakivgesteine. *Tschermak's mineralog. u. petrog. Mitt.*, **12**, 1-31.
- Simonen, A. (1961 a) : Feldspar equilibrium temperature of some Finnish rocks. *Bull. Comm. géol. Finland*, **196**, 367-370.
- Simonen, A. (1961 b) : Olivine from rapakivi. *ibid.*, **196**, 371-376.
- Simonen, A. (1980) : The Precambrian in Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.*, **304**, 1-58.
- Simonen, A. and Vormaa, A. (1969) : Amphibole and biotite from rapakivi. *Bull. Comm. géol. Finland*, **238**, 1-28.
- Svidirenko, L. P. (1968) : Petrologija Salminskogo massiva granitov rapakivi (v Karelii). *Tr. Inst. Geol. Karelsk. Filiála AN SSSR*, **3**, 115 p.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **74**, 153 p.
- Vormaa, A. (1971) : Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. *Bull. Comm. géol. Finland*, **246**, 1-72.
- Vormaa, A. (1972) : On the contact aureole of the Wiborg rapakivi granite massif in southeastern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.*, **255**, 1-28.
- Vormaa, A. (1976) : On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference of the Laitila massif, southwestern Finland. *ibid.*, **285**, 1-98.
- Vormaa, A. (1980) : The Wiborg rapakivi massif. Hytönen K. (ed.) *Precambrian bedrock of southern and eastern Finland*. 66-68, Guide to excursion 001 A + C, 26 th IGC. Paris.
- Wahl, W. (1925) : Die Gesteine des wiborger Rapakivgebietes. *Fennia*, **45**, 20, 127 p.
- Whitney, J. A. (1975) : The effects of pressure, temperature and X_{H2O} on phase assemblages in four synthetic rock composition. *J. Geol.*, **83**, 1-31.

YAMADA Tetsuo (1991) : The rapakivi granite.

<受付: 1991年5月31日>