

フィンランド南部のラパキヴィ花崗岩類： その起源，酸化度と関連鉱床

石原舜三¹⁾

1. まえがき

フィンランドはサンタクロースやムーミンの国として、また虫歯予防に良い甘味料キシリトールの産地として我が国ではよく知られている。ムーミンはこの国では少数民族に属するスウェーデン系のトヴェーヤンソンが創作した森の妖精とも言うべき作品であるが、この国の広くて深く平坦な森林を歩いていると、ムーミンに出会えそうな雰囲気がある。苔むした森林の下には、今一つこの国で有名なものがある。それがラパキヴィ花崗岩である。これはバルティーク・ブラウンの商品名を持つ石材として我が国にも多く輸入されており、街の至る所で見ることが出来る。

ラパキヴィ花崗岩はフィンランド南部の森林と湖沼地帯に露出する先カンブリア時代の斑状花崗岩である。カリ長石の斑晶が巨大であるため、この花崗岩は風化し易く露頭でボロボロの外観を示す(写真7参照)。これがラパ(rapa, ボロボロで壊れ

やすい)キヴィ(kivi, 石)の語源である。1891年にゼーダーホルムが命名した(Haapala, 2000)。

ラパキヴィ花崗岩は卵型のカリ長石斑晶で特徴付けられ、それが斜長石(オリゴクレス)外殻を持つもの(すなわちラパキヴィ組織)が最も代表的で、模式地の地名からヴィボルジャイト(wiborgite)と呼ばれる。一般に地質家がラパキヴィ花崗岩と言う場合にはヴィボルジャイトを念頭においている。全体的に褐色を帯びるため、世界各地に輸出される石材としての商品名はバルティーク・ブラウンと呼



写真1 赤色花崗岩の壁に緑の屋根を持つヘルシンキ中央駅。



写真2 ヘルシンキ大聖堂と元老院広場。広場は赤色花崗岩で敷き詰められている。

1) 産総研 特別顧問

キーワード：フィンランド、ラパキヴィ、原生代、花崗岩、カリ長石、卵形斑晶、ヴィボルジャイト、錫鉱床



写真3 清楚なヘルシンキ市内の建物。

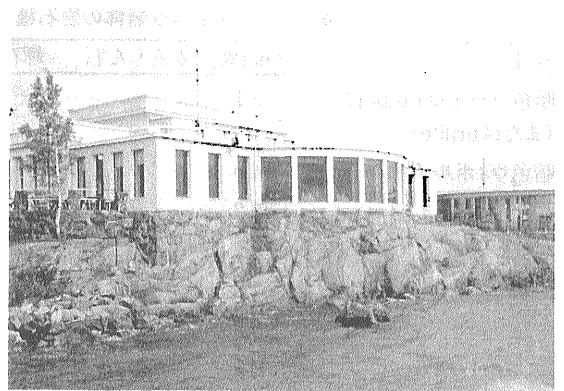
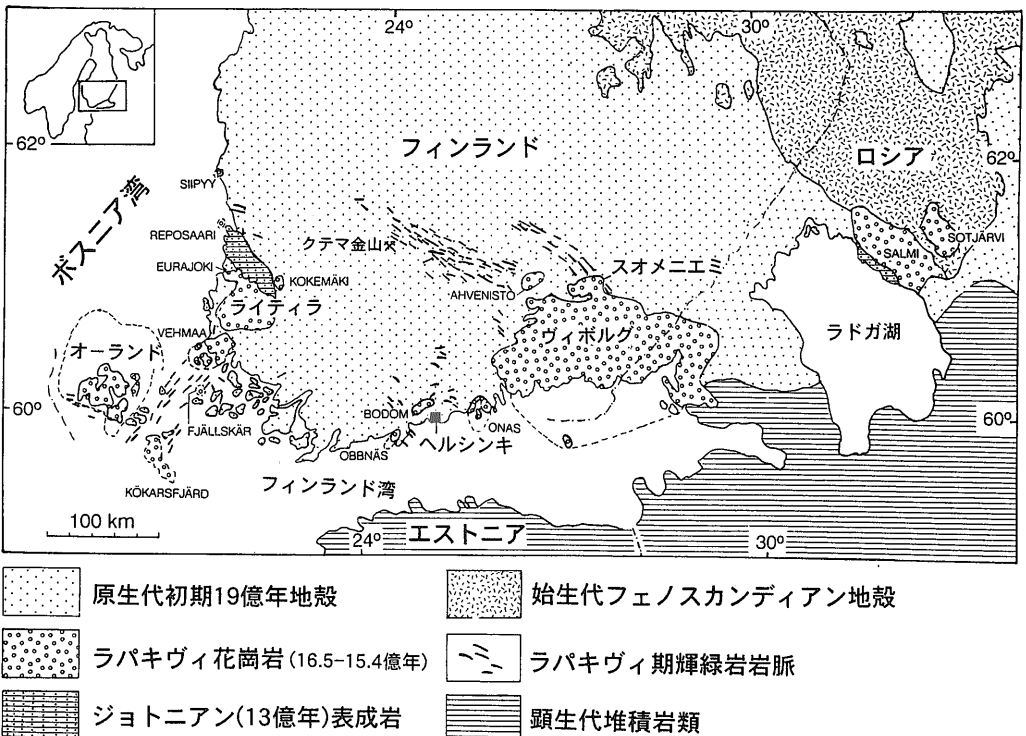


写真4 氷河に削られて先カンブリア紀変成岩・花崗岩類がむき出しのヘルシンキ市内海岸部。

ばれている。外殻を持たない斑状花崗岩もあり、これは模式地からピーテルライト (pyterlite)、石材名はバルティック・ブルーと呼ばれる。斑状構造を持たない等粒花崗岩も存在し、そのうち赤色黒雲母花崗岩はカラリア・レッドとして販売されている。

このように様々な顔を持つ“ラパキヴィ花崗岩”であるが、現在の最も一般的な定義は“Aタイプ花崗岩としての科学的特性を持ち、少なくとも大きな

バソリス部分でラパキヴィ組織を持つもの” (Haapala & Rämö, 1992) である。ヘルシンキ大学のハーパラ教授をリーダーとするIGCPプロジェクト315によって世界的に多くの岩体が発掘されたが (石原, 1997)、本場の岩体についても近代的な研究方法が導入されて、その成因論は着実に進展を見せている。



第1図 フィンランド南部のラパキヴィ花崗岩の分布 (Haapala & Rämö, 1992)。

第1表 ヴィボルグ岩体の岩石種と造岩鉱物 (Simonen & Vormo, 1969).

岩種	分布 (%)	かんらん石	輝石	イデングサイト	鉄閃石	角閃石	黒雲母	緑泥石
暗色ラバキヴィ花崗岩 (または tirilite)	3.1	+	-	+	-	+	+	+
暗色ヴィボルヂャイト	4.9	+		+	+	+	+	+
ヴィボルヂャイト	76.2			-		+	+	+
ピテルライト	6.1					-	+	+
斑状ラバキヴィ花崗岩	1.2							
等粒ラバキヴィ花崗岩	7.8					-	+	+
斑岩アプライト	0.7					-	+	+
石英斑岩および 花崗斑岩	<0.1					-	+	+
アプライトおよび ペグマタイト	<0.1						+	+

十 普通に産する 一 時々産する

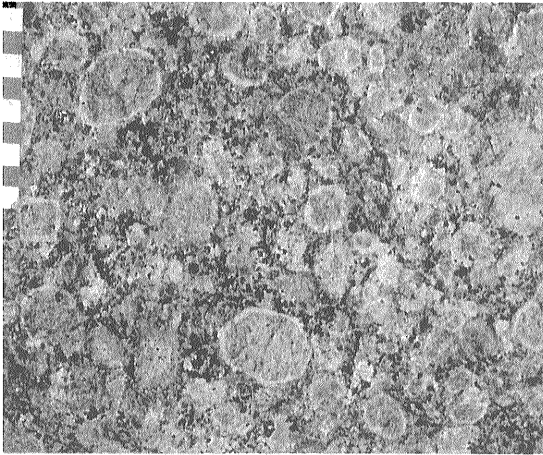


写真5 キミ石切場におけるヴィボルヂャイト.

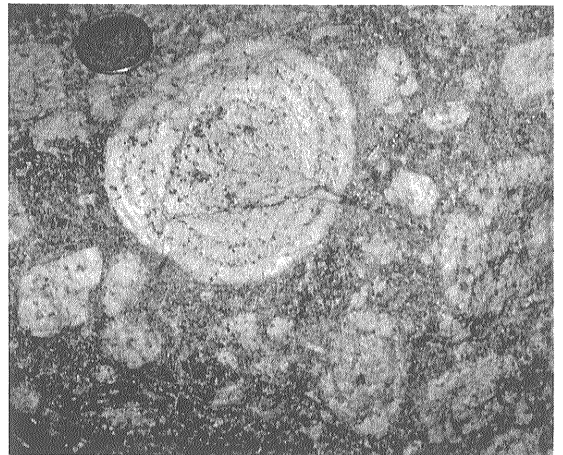


写真6 ピーテルライト. カリ長石斑晶中の黒雲母の配列が見事.



写真7 平原の農地に塚として残る風化斑状花崗岩, “ラパ”-“キヴィ”.



写真8 フィンランド南部の田舎町の建物.

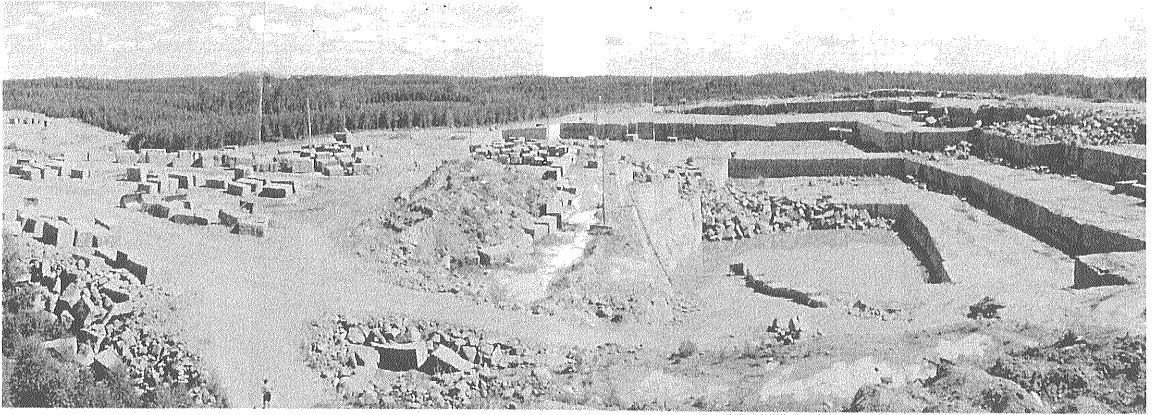


写真9 ヴィボルグ岩体のフス石切場。

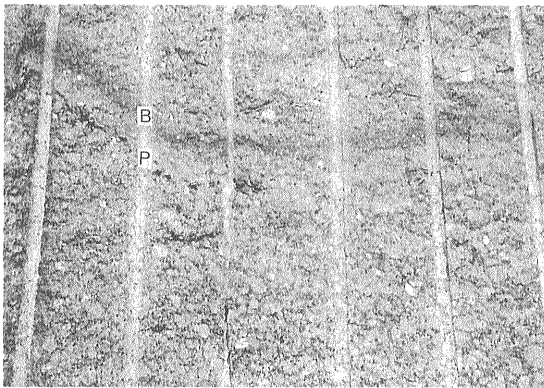


写真10 ヴィボルグチャイト中の脈状ペグマタイト(P)・黒雲母シュリーレン(B)。

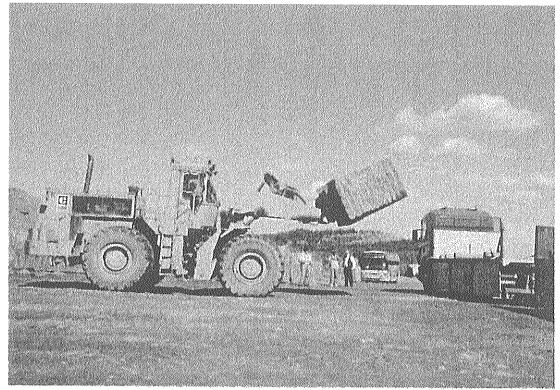


写真11 フス採石場におけるトラックへの原石積み込み風景。

2000年7月上旬に、この花崗岩の研究をライフ・ワークとしているハーパラ教授と彼の学生達によって野外巡検集会が開かれた。この会は同氏の“退官記念集会”とも言えるもので、大型バスに乗り込んでフィンランド南部の採石場や露頭をゆったりと見学し、また研究発表も行うように企画され、興味深くかつ実りが多い集会であった。ここでは、現在ではAタイプ花崗岩の世界の模式地となった感のある本場のラパキヴィ花崗岩について、最近の研究の様子や成因論、さらに関連する鉱床について紹介してみたい。

2. フィンランドのラパキヴィ花崗岩体とラパキヴィ組織

ラパキヴィ花崗岩はフィンランド南部を中心にその東方や南方の旧ソ連邦の東ヨーロッパに点々と

分布する。フィンランドのラパキヴィ花崗岩類は、大きい順にヴィボルグ、オーランド、ライティラ、ヴェーマの4つの大岩体と多数の小岩体から構成される(第1図)。そのうちオーランド岩体は、この島がフィンランド領ではあるものの国連裁定でその帰属が決定された歴史を有し実質スウェーデン語社会であるので、フィンランド側での研究例は少ない。これら花崗岩体は基盤の先カンブリア紀変成岩類に非整合的に貫入するが、直接の被貫入岩類は原生代スヴェコフェニアン期(20-18億年)の堆積岩・火山岩を原岩とする片麻岩類である。

2.1 主要岩体

ラパキヴィ花崗岩類の代表的岩体は、海中を含めて南北160km、東西190km、ほぼ円形の拡がりを持ち露出面積3万km²以上のヴィボルグ岩体である。その大部分はカリ長石の斑晶を含む斑状花

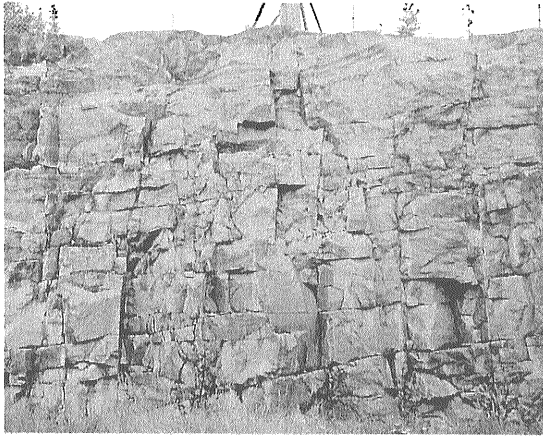


写真12 アルトヤルヴィにおける周辺ペグマタイト。ほぼ水平に脈状ペグマタイトが母岩に貫入。

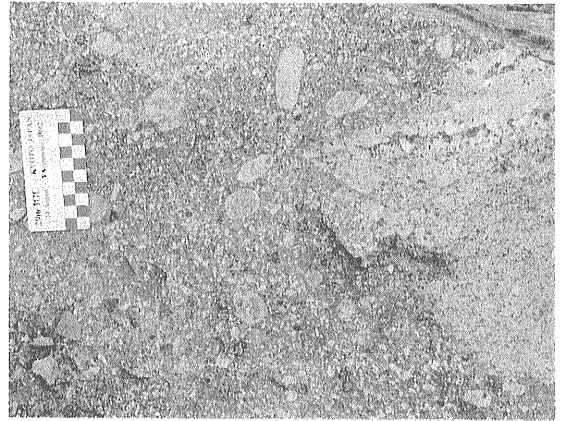


写真13 ロコンメキにおける混成岩：斑状混成岩にペグマタイト質アプライトが混じる。

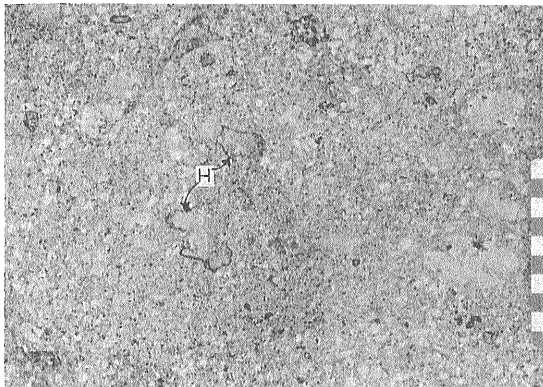


写真14 ロコンメキにおける混成岩：石英に富む岩片に角閃石(H)が縁取る。

崗岩であり、斑晶は円形ないし楕円形で長径は1-5cmである。斑晶内には黒雲母の平行配列がしばしば認められる(写真6)。斑晶がオリゴクレス外核を伴うものはヴィボルジャイト(口絵4参照)、伴わないものはピテルライトである。

ヴィボルグ岩体で最も苦鉄質な岩相は鉄かんらん石含有閃雲花崗岩であり、面積比として8%(第1表)、これは等粒状岩(ターキ花崗岩とも呼ばれる)と、斑状岩(暗色ヴィボルジャイト)に分けられる。これらは最早期の固結相で、大きな岩体にしか産出しない。ラパキヴィ花崗岩の主体は一般に赤褐色ないし褐色の色調を帯び、巨大なカリ長石斑晶を持つ閃雲花崗岩である。その露出面積がヴィボルグ岩体の約76%を占める(第1表)ことから、前述のようにこの斑状花崗岩はヴィボルジャイトと

呼ばれている。これらの角閃石含有相は等粒または斑状の黒雲母花崗岩に切られる。等粒状黒雲母花崗岩類は総面積の約8%を占めるに過ぎない(第1表)。斑状黒雲母花崗岩であるピテルライトの露出面積は約6%である。花崗岩活動の最末期相はトパズを含有する黒雲母花崗岩であり、岩脈としてのアプライト・ペグマタイトである。

オーランド岩体は海中を含めて直径85kmの円形岩体であり、貫入順にモンゾニ岩・斑状花崗岩・等粒花崗岩、それと微量のアプライト・ペグマタイト岩脈から構成される。モンゾニ岩は中粒で部分的にカリ長石の巨大斑晶を含む。斑状花崗岩の貫入により角礫化を受けることがある。斑状花崗岩は赤褐色-赤灰色、若干の方向性を示すカリ長石の巨晶を含む。苦鉄鉱物は角閃石と黒雲母の組み合わせを持つ。緑泥石も普遍的に含まれ、広範囲に弱い熱水変質を受けている。等粒花崗岩は淡赤色、鉱物組み合わせは斑状岩と同じである。岩体南部に岩脈状や岩株状の輝緑岩が分布する(Bergman, 1981)。

ライティラ岩体は直径58km、不規則円形を示し、その北縁のユラヨキには錫鉱床を伴うトパズ花崗岩岩株がある。構成岩類はオーランドと似るが、等粒黒雲母花崗岩がバラモラル赤として盛んに出荷されている(写真15参照)。ヴェーマ岩体は東西長軸41kmを持つ楕円形の岩体である。ヴィボルジャイトがかつて稼行されたが、現在は採掘されていない。各岩体の岩石記載については山田(1991)に



写真15 バラモラル赤を生産するウルのヴェーマ岩体の採石場。

詳しいので参照されたい。

2.2 化学的特徴とラパキヴィ組織の成因

ラパキヴィ花崗岩はSi, K, F, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn, REE (Euを除く)に富み, K/Na比が高く, Fe/MgとGa/Al比が著しく高い特徴を有する。一般の花崗岩より低い成分としてはCa, Mg, Al, P, Srなどがある。第2表に代表的な岩体の化学組成平均値を示す。花崗岩識別図では, Pearce *et al.* (1984)のプレート内部型(第2図), あるいはWhalen *et al.* (1987)のAタイプ領域に入る。最末期の貫入岩であるトパズ含有花崗岩にはF (1.5%以下), Ga (60ppm以下), Rb (1000ppm以下), Sn (100ppm以下)の著しい濃集が見られ, Snほかの

鉱床が伴われる。

ラパキヴィ組織, すなわち楕円形のカリ長石斑晶を取り巻いてオリゴクレースが晶出した組織の成因に関しては古くから研究が行われ, 次の諸説が提案されている(山田, 1991; Dempster *et al.*, 1994)。またラパキヴィ花崗岩ではカリ長石のみで

第2表 代表的ラパキヴィ花崗岩とトパズ花崗岩の化学組成平均値(Haapala & Rämö, 1990)。

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (%)	72.58	70.29	73.15	74.55	75.08	73.40
TiO ₂	0.00	0.53	0.34	0.06	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	13.32	13.27	12.35	13.60	11.52	14.20
Fe ₂ O ₃	0.76	1.23	1.19	0.84	0.68	0.39
FeO	2.14	3.17	2.28	0.53	1.32	0.57
MnO	0.04	0.05	0.06	0.04	0.03	0.02
MgO	0.25	0.40	0.49	0.02	0.04	0.00
CaO	1.17	2.00	1.06	0.85	1.17	0.73
Na ₂ O	2.65	2.78	2.76	3.26	2.81	4.15
K ₂ O	5.63	5.31	5.36	4.85	5.66	4.91
P ₂ O ₅	0.07	0.14	0.08	0.06	0.02	0.02
F	0.38	0.06	1.04	0.77	1.45
CO ₂	0.02	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁺	0.65	0.57	0.55	0.50	0.60	0.37
H ₂ O ⁻	0.06	0.10	0.14	0.06	0.14	0.03
合計	100.07	99.50	99.98	100.26	99.93	100.24
-O = F ₂	0.16	0.03	0.43	0.32	0.61
合計	99.91	99.50	99.95	99.83	99.61	99.63
Rb (ppm)	393	309	965	550	990
Sr	71	<40	<40	<40
Ba	644	1158	80-120	200	100
Ga	80	61	92
Zr	266	425	33-55	190	30
Nb	60	100	50
Sn	77	27

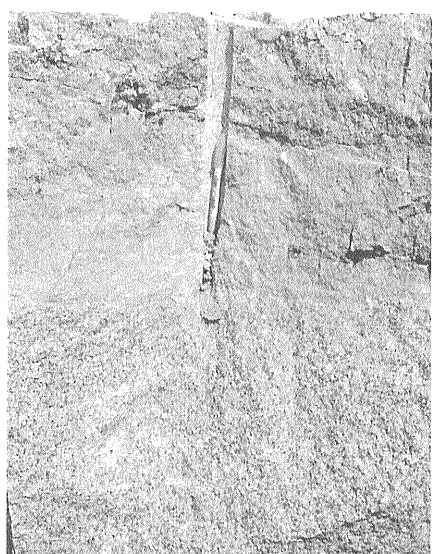
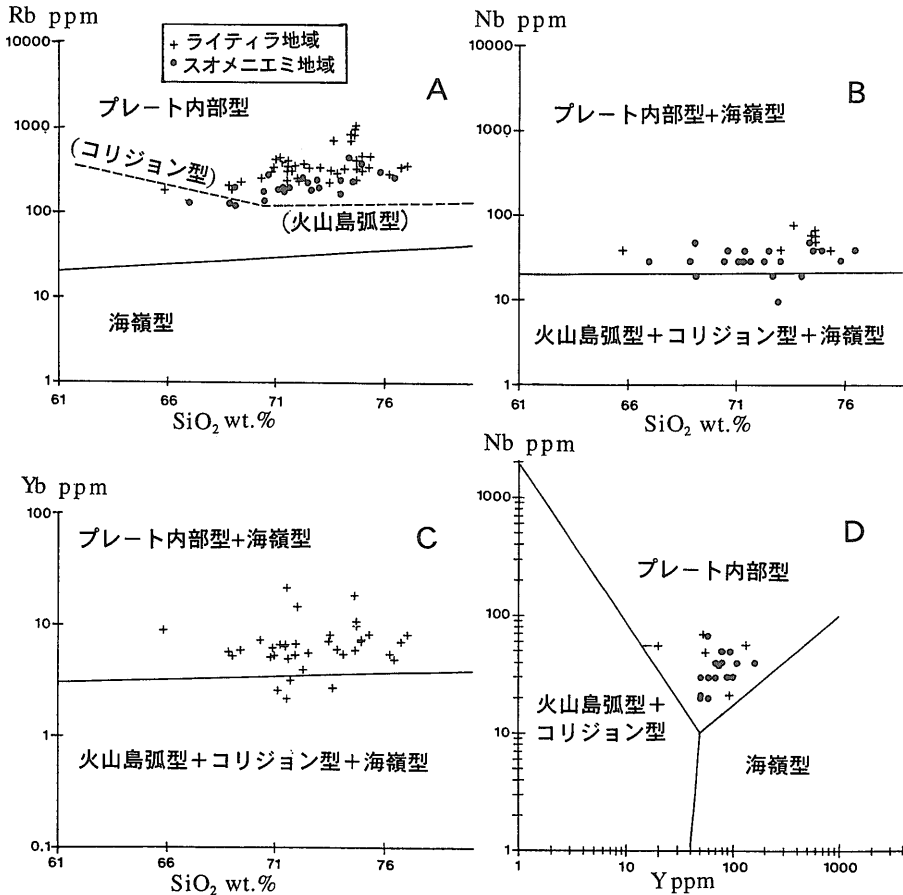


写真16 バラモラル赤(下)と層状に貫入するペグマタイト-アプライト岩床(上)。

1. ライティラ(n=52), 2. ヴィボルグ(n=37), 3. オーランド(n=20), 4. トパズ含有花崗岩(ユラヨキ岩株, n=4), 5. トパズ含有斑状花崗岩(キミ岩株, n=1), 6. トパズ含有等粒花崗岩(岩株, n=1)。



第2図 花崗岩識別ダイアグラムにプロットしたライティラ岩体とスオメニエミ岩体のラパキヴィ花崗岩類。プレート内部型に落ちる (Haapala & Rämö, 1990)。

なく石英も融蝕された円形を示す点も特異な性質である。

(1) サブソリダス期説

これは早くから提案されている説で、固結直後のサブソリダス期に固相分離または交代作用でオリゴクレスが生成したと考えるものである。カリ長石斑晶はベルト長石構造を持ち、アルバイトラメラ (An₀₄) やオリゴクレスパッチ (An₁₅₋₁₈) を含んでいる。これが固結末期から固結後の高温期に主にCa, Naが拡散移動して外殻を形成する。これはFが多い花崗岩では可能と言われる (Dempster *et al.*, 1994)。

難点: Ca, Naの固相拡散は可能か、稀にはあるが火山岩にもラパキヴィ組織が見つけれられている。写真17に示す拳大のリングもこの説には不利な天然の産出例である。

(2) マグマ期説

(イ) 流体に飽和したマグマの急激な脱ガス化説。

難点: ラパキヴィ花崗岩マグマは流体に不飽和。最末期で浅成のトパズ花崗岩ではむしろ通常のカリ長石が産出し、ラパキヴィ組織は粗粒の深部相に多産する。

(ロ) 封圧の突然的な低下説。Eklund & Shebanov (1999) は、含水 (~2.5% H₂O 相当) のAタイプ花崗岩質マグマが比較的低温 (~680-720°C) と高压 (5-6kb) の条件下でカリ長石斑晶を生じ、それが高温 (780°C)、中~低压 (3.5-1.0kb) で融蝕とオリゴクレス外殻を伴い、更なる圧力の低下でマトリックスを晶出せしめたと考えた。

難点: このような急激な圧力変化をどのような地質学的モデルで説明するか。

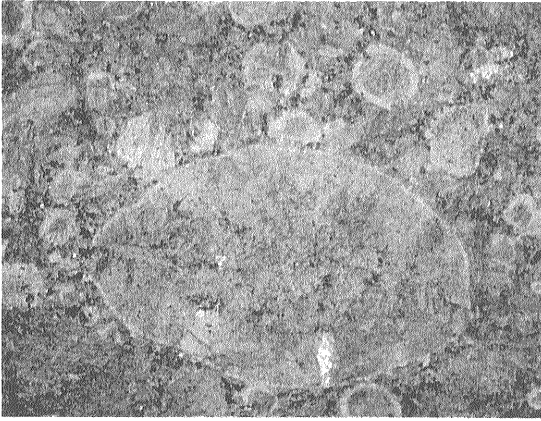


写真17 斑晶の外核のみならず岩石中に発達する斜長石リング。リングの長径は18cm(フィンランド地質調査所標本館保管)。これによってカリ長石からの融溶説は否定される。

(ハ) マグマ混合説。ラパキヴィ花崗岩地帯のような珪長質マグマと苦鉄質マグマ活動が共存するバイモダルな火成岩地帯では、既に晶出しつつある花崗岩質マグマに苦鉄質マグマが混合し、Ca, Naや熱が供給されて、斑晶が融蝕しオリゴクレス外殻を創るであろう。特に当地では苦鉄質供給源が底付けしている(第3図)と考えられているので



写真18 ユラヨキ岩株に発達する角礫岩。斑状部は苦鉄質で融蝕されたラブラドライトや石英を含み、マグマ混合で形成されたと思われる。

この可能性が高い。日本では足摺岬岩体のラパキヴィ組織を例に、山口大学の今岡照喜さんがこの説の主張者である。

難点：ヴィボルグ岩体のようなバソリス規模の均質岩をマグマ混合によって作れるか。

以上のように、ラパキヴィ組織の成因に関してはラパキヴィ マグマが固結中のクリスタル マッシュであった時点で、(2)の(ロ)または(ハ)の変化で生じた可能性が高いが、他地域も含めた今後の更なる検討が必要であろうし、また世界的には個々の地域の規模や特性において複数の成因も考えられる。

3. ラパキヴィ花崗岩類の構造的背景と成因

ラパキヴィ花崗岩は全体的に東西方向に伸長する分布を示し(第1図)、ヴィボルグ岩体で16.5-16.2億年の年代を持ち、被貫入岩である原生代片麻岩類より2~3億年若い。フィンランド南西部やロシア・カレリア地方のラパキヴィ花崗岩類は15.9-15.4億年とやや若い。少量ではあるが同一時代の斑れい岩とアノソサイト岩体が花崗岩類に付随して産出する(口絵6-7参照)。またソレアイト質輝緑岩脈が一般には北西-南東方向に貫入し、その時代はヴィボルグ岩体付近で16.65-16.35億年、フィンランド南西部で15.80億年である。

以上のように年代的に見て苦鉄質岩類は花崗岩類と同じ時期、あるいはより後期にかけて貫入した。すなわちラパキヴィ花崗岩類はバイモダルの火成活動の一環として展張場で発生・上昇したマグマから形成されたものと考えられる。原生代の展張場が存在した証拠に関しては、ジョトニアン期の北西-南東方向の堆積盆地の発達もある(第1図)。

地球物理学的な解析によると、ヴィボルグ岩体は厚さ10kmにも達しない板状岩体である(第3図)。最近の地震波探査によると、ヴィボルグ岩体や輝緑岩はほぼ東西方向の大陸地殻薄層部、すなわちモホ面の突出部上に分布している。フィンランド南部では原生代以降に大きな地殻変動は無いから当時の状況は現在でも保存されているものと思われる。

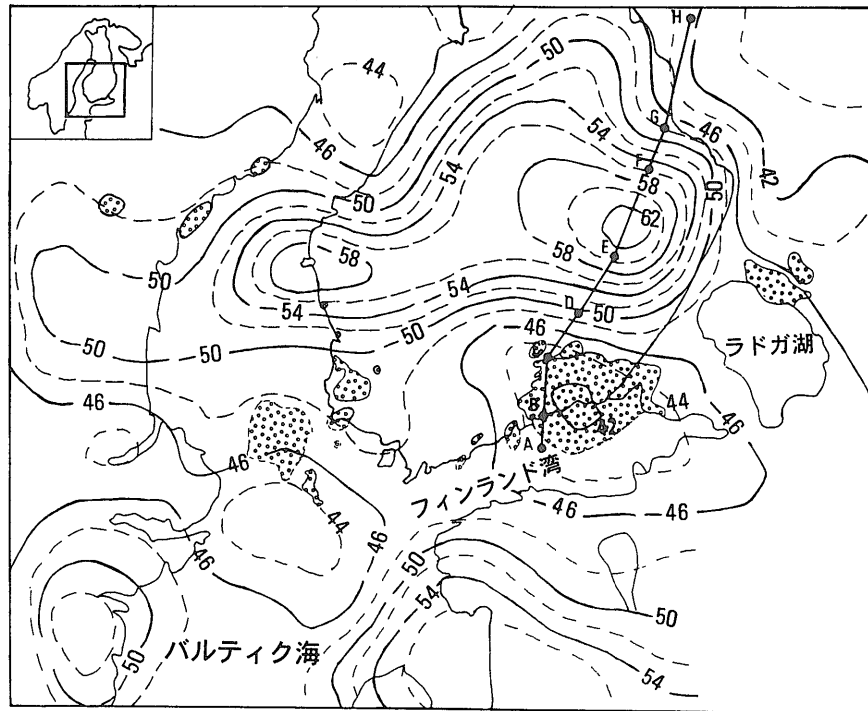
ヴィボルグ岩体の下には厚さ10-14kmの高速度層(6.4-6.5km)があり、これはアノソサイトと斑れい岩に相当すると考えられている。ラパキヴィ花崗

岩と関係してアノーソサイトがしばしば見られることは、このような垂直構造の形成と無縁ではないであろう。また更に下方の深度40kmと50kmにはM₁とM₂不連続面があって、このM₁とM₂間の岩石は底付けされた苦鉄質マグマと考えられる。すなわち、地震波断面の解釈からもラパキヴィ花崗岩のバイモーダル火成活動生成説は支持される。

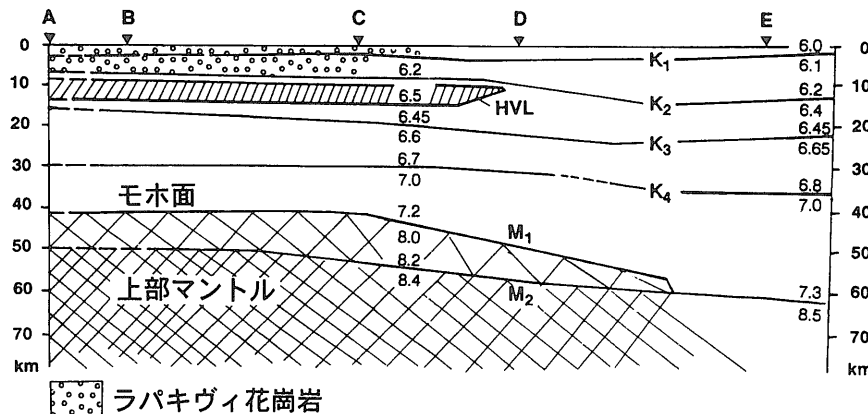
ラパキヴィ花崗岩はLREEに富む特徴を有し(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.12), εNd(T)は-3.1~-0.2である。褐廉石とモナズ石の晶出でSm/Nd比が大きく分化したトパズ含有花崗岩を除くと、ラパキヴィ花

崗岩全体について20-21億年のモデル年代が得られる。これら花崗岩類は19億年のスヴェコフェニアン地殻に貫入している。一方、ロシアのカレリア地方のラパキヴィ花崗岩はスヴェコフェニアン地殻と始生代地殻との接触部に貫入している。花崗岩類のεNd(T)値は-8.1~-5.7であり、モデル年代はトパズ含有花崗岩を除き算出すると23-25億年である。

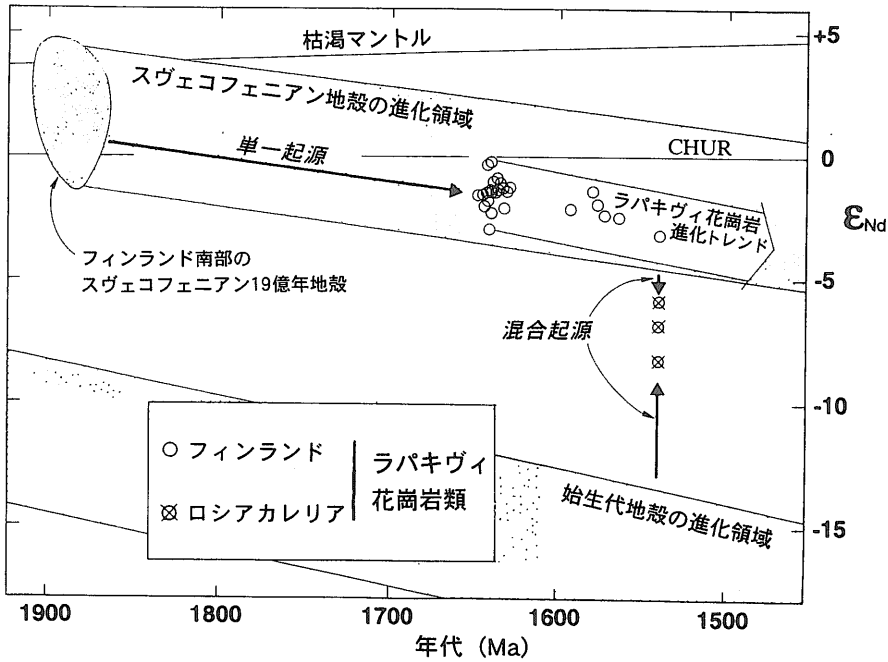
既存のデータを総括すると、スヴェコフェニアン地殻と始生代地殻の進化トレンドは第4図のように示される。フィンランドのラパキヴィ花崗岩類の値は



第3図(上)
フィンランド南部のモホ面深度(km), ラパキヴィ花崗岩の位置と地震波探査測線の位置(Haapala & Rämö, 1992).



第3図(下)
ヴィボルグ岩体を切る南北地震波断面(Haapala & Rämö, 1992). 測線A-Eの位置は第2図にあり。K₁, K₂, K₃, K₄地殻中のP波速度境界。HVLはラパキヴィ花崗岩直下の高速度層。ヴィボルグ岩体は深いシート状である点に注目。M, モホ面, M₂, 上部マントル中の不連続面。断面の幅は約300km.

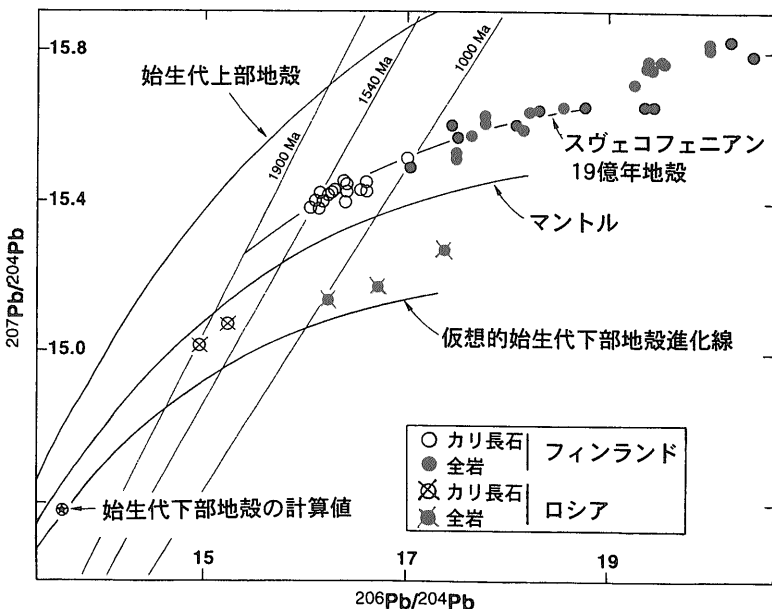


第4図
ラパキヴィ花崗岩類のネオディウム-年代プロット (Haapala & Rämö, 1992).

スウェコフェニアン進化線上に乗っており、それらがこの大陸地殻の初期物質に由来したことを暗示する。一方、ロシアのカレリア地方のラパキヴィ花崗岩類はより負の $\epsilon Nd(T)$ を持ち、より古い大陸地殻からの貢献が示唆される。フェノスカンディア地方南東部には19億年より古い原生代初期の地殻は存在せず、従ってこのNdの起源は始生代の諸

岩石と考えられる。Rämö(1991)はネオディウムと鉛の同位体比に基づき、始生代岩石40-50%、原生代岩石50-60%からなる混合モデルを提唱している。

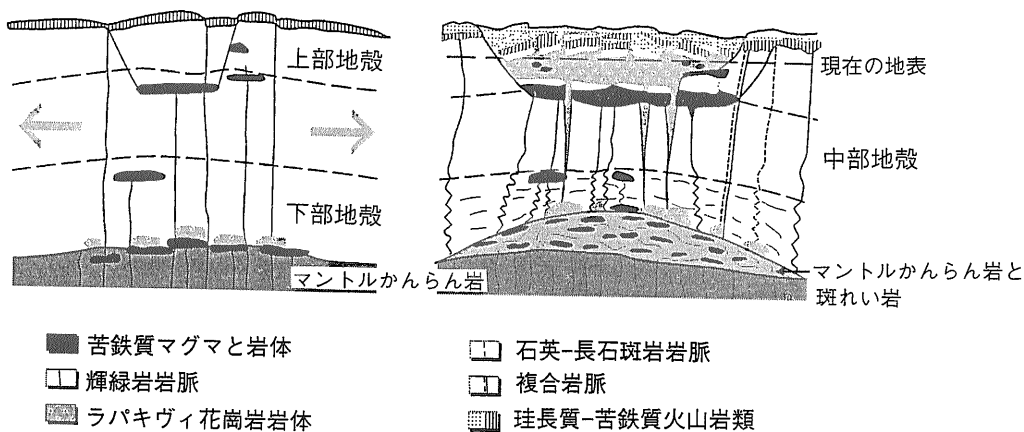
フィンランドとロシア・カレリア花崗岩類は $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 図上においても明瞭に異なる性質を示す。フィンランドの花崗岩類はスウェ



コフェニアン地殻の成長線沿いにプロットされるが、ロシア・カレリア花崗岩類は上記成長線よりはるか下方にプロットされ、始生代下部地殻の進化線との中間に位置する(第5図)。

ラパキヴィ花崗岩の起源に関してネオディウムと鉛の同位体比に基づきRämö(1991)は花崗閃緑岩質のプロトリスが黒雲母や角閃石の脱水分解により約20%溶解することで発生したと

第5図
ラパキヴィ花崗岩類の鉛同位体比 (Haapala & Rämö, 1992).



第6図 ラパキヴィ花崗岩類の発生と固結の概念を示すモデル図(Haapala, 1990).

考えた。雲母類の分解によりマグマ中のF濃度が上昇し、Rb, Ga, Zn, Sn, Nbなどが多く含まれた。ラパキヴィ花崗岩に達する過程は主にマグマ分化作用によって生じたものである。鉄かんらん石の存在で示されるように、H₂Oは初期段階では少なく、分化作用によって増加し、トパズ含有花崗岩ではH₂O, Li, Fが濃集し、酸素フガシテも上昇した。

一方、花崗岩マグマ発生のための熱源は斜長岩や輝緑岩などで示されるように、マンテル起源の苦鉄質マグマである。すなわち原生代の展張場においてマンテル起源の苦鉄質マグマが大陸地殻に底付けられ、下部地殻で珪長質マグマを発生せしめ、時には混合して中間組成の岩石を生じた。両者は共に上-中部地殻に上昇し、現在では2層構造を持っているものと考えられる(第3図)。この成因概念図を第6図に示す。

4. ラパキヴィ花崗岩の酸化還元度

Aタイプ花崗岩の酸化還元度については以前から低いし中程度の酸素フガシテを持つものと考えられていた(Loiselle & Wones, 1979)。平均値に基づく(Haapala & Rämö, 1990)、ラパキヴィ花崗岩類のFe₂O₃/FeO比は、最大のヴィボルグ岩体で0.39 (n=37)、ライティラ岩体で0.36 (n=52)、オーランド岩体で0.52 (n=20)である(第2表)。磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系は経験則として同比0.5付近で分類されるから、前2岩体は還元的で主にチタン

鉄鉱系花崗岩類から構成され、オーランド岩体はチタン鉄鉱系花崗岩類に若干の磁鉄鉱を含む岩相が産出することを示している。

帯磁率の測定はフィンランド地質調査所で多数おこなわれているが、未公表である。ヴィボルグ岩体では両系列を分ける値である3.0×10⁻³SIより高い測定値は3%に過ぎないので(S. Elo, 2000, 私信)、Fe₂O₃/FeO比から予想されるようにチタン鉄鉱系花崗岩類が卓越する。

今回の巡検中に筆者が1m間隔で任意の距離について実施した帯磁率測定によっても、同様に低い値が下記のように得られた。

- (1) ヴィボルグ岩体、フスの石切場。
褐色斑状岩(ヴィボルグチャイト):
0.26~0.49×10⁻³SI (n=13)
- (2) 同上、キミの石切場。
褐色斑状岩(ヴィボルグチャイト):
0.39~0.68×10⁻³SI (n=4)
褐色優白花崗岩: 0.03~0.09×10⁻³SI (n=5)
- (3) 同上、混成岩の石切場。
淡褐色混成岩: 0.29~1.99×10⁻³SI (n=6)
同上: 3.54~17.6×10⁻³SI (n=7)
褐色斑状岩(ヴィボルグチャイト):
0.94~1.33×10⁻³SI (n=6)
同上: 3.67~3.89×10⁻³SI (n=2)
- (4) ライティラ岩体;ウルーのヴェーマ花崗岩石切場。
褐色斑状岩(ヴィボルグチャイト):
0.19~0.54×10⁻³SI (n=7)

赤色等粒岩 (バラモラル赤) :

$$0.14 \sim 0.25 \times 10^{-3} \text{SI} (n=5)$$

灰色等粒細粒岩 (少量) :

$$2.1 \sim 3.1 \times 10^{-3} \text{SI} (n=3)$$

(5) ライティラ岩体 ; 輝緑岩採石場.

赤褐色斑状岩 (ヴィボルヂャイト) :

$$0.53 \sim 0.85 \times 10^{-3} \text{SI} (n=9)$$

同上 : $4.9 \sim 9.8 \times 10^{-3} \text{SI} (n=3)$

トパズ流紋岩 : $0.04 \sim 0.05 \times 10^{-3} \text{SI} (n=3)$

輝緑岩岩脈 : $22.6 \sim 30.3 \times 10^{-3} \text{SI} (n=6)$

以上の筆者の観察は次のようにまとめられる.

(イ) ラパキヴィ花崗岩類は一般にチタン鉄鉱系の値を示す. その帯磁率は苦鉄鉱物総量と比例的で, 角閃石-黒雲母岩相で大きく黒雲母岩相で小さく, トパズ花崗岩, アプライト, トパズ流紋岩で最低である.

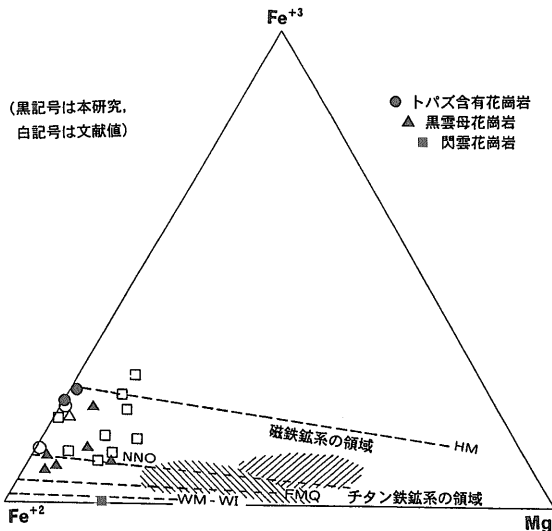
(ロ) 部分的に少量の磁鉄鉱を含む磁鉄鉱系の値が得られた. どの様な産状の部分に磁鉄鉱が含まれるかは判定できなかった. 一般に弱い変質を受けているので, 含鉄珪酸塩鉱物が分解して, 二次的に磁鉄鉱が生成した可能性も考えられる.

(ハ) 輝緑岩岩脈の帯磁率は高く, 磁鉄鉱系と判定できる.

ラパキヴィ花崗岩類に含まれる暗色雲母類の化学分析によると (Rieder *et al.*, 1996), 雲母類は著しく鉄に富んでいる. これはチタン鉄鉱系の特徴である. その $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 比は暗色ヴィボルヂャイトの黒雲母でやや低く (0.80 ~ 0.88), トパズ含有花崗岩のリシウム含有黒雲母で最も高い (0.92 ~ 1.00). チタン含有量も暗色ヴィボルヂャイトで最高であり (3.98% TiO_2), トパズ含有花崗岩 (0.18% TiO_2) で最も低い.

一方, ラパキヴィ花崗岩類の黒雲母の $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ は比較的高く, 鉄かんらん石-磁鉄鉱-石英 (FMQ) と赤鉄鉱-磁鉄鉱 (HM) バッファー間に落ちることが知られていた (第6図). しかし緑泥石化部分を補正した最近の研究 (Rieder *et al.*, 1996) によると, 角閃石-黒雲母岩相はヴスタイト-磁鉄鉱バッファーより低く著しく還元性であり, 黒雲母岩相はニッケル-酸化ニッケル バッファー付近にプロットされる. これは日本の花崗岩類の磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系境界付近の酸化還元度である. トパズ花崗岩の黒雲母は赤鉄鉱-磁鉄鉱バッファーにも達し, ラパキヴィ花崗岩質マグマの最末期は非常に酸化的であったことを示している.

ラパキヴィ花崗岩類は基本的にはチタン鉄鉱系に属し, ニッケル-ニッケル酸化物よりも低い酸素フュガシティを持っていたものと考えられる. それは恐らくプロトリスの $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ 比を反映したものである. しかし, マグマ固結後の黒雲母の緑泥石化時に酸化している. この変質作用が, 例えば Sr 同位体比が全くアイソクロンに乗らない (O.T. Rämö 私信, 1998) 一因であるのかもしれない. ラパキヴィ花崗岩マグマは上昇過程のマグマ分化作用によって H_2O の分圧が上昇し, 最末期のトパズ含有花崗岩マグマでは貫入浅所で水が解離し, H_2 が逸散することで赤鉄鉱-磁鉄鉱バッファーに達するほど酸素フュガシティが上昇したものと考えられる.



第7図 ラパキヴィ花崗岩類の暗色雲母の化学組成 (Rieder *et al.* 1996, Ishihara 1977より作成). 破線はバッファー線: WM-WI はヴスタイト-磁鉄鉱とヴスタイト-鉄; FMQ は鉄かんらん石-磁鉄鉱-石英; NNOはニッケル-ニッケル酸化物; HMは赤鉄鉱-磁鉄鉱.

5. 関連鉱化作用

Aタイプ花崗岩に関連する鉱床としては, 熱およびウランの起源としての役割を果たしたオーストラリアのオリンピック・ダム (石原, 1999) の巨大鉱床が著名である. しかし, ラパキヴィ花崗岩マグマの分化作用で生成した鉱床としては世界的に大規模

なものは知られていない。フィンランドでも探鉱家はこの花崗岩の周辺の探査を避けてきたと言われている (Haapala, 1995)。しかしブラジルの Rondônia の錫鉱床の発見など (石原, 1997) によって、鉱化作用との関連性が次第に明らかにされてきている。フィンランド南部でも主要な鉱床はグライゼン型の錫鉱床である。

5.1 ニラヨキ鉱床

これはライティラ岩体の衛星岩体であるニラヨキ岩株 (直径9km) に伴われる。この岩株は周辺相が鉄かんらん石-黒雲母-角閃石花崗岩 (別名ターキ花崗岩) であり、中心部へ向けて黒雲母花崗岩とトパズ含有花崗岩が南東部から貫入する (第7図)。トパズ含有花崗岩は晶洞を多く含み水に飽和したメルトから晶出したもので、後マグマ期の変質やアルカリ長石の再結晶化などを受けている。トパズには初生と二次性の2種類がある。代表的な微量鉱物はチタン鉄鉱、アナターゼ、モナズ石、錫石、コロンバイトである。錫石中の微量成分としての $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$ は平均6.0%で、ペグマタイト (2.7%) やグライゼン脈 (0.3%) のものより多く、NbとTaの起源はマグマ性であることを示している。

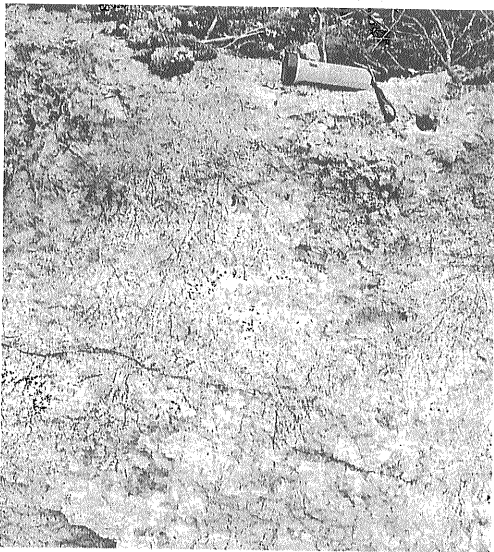


写真19 キミにおける周辺ペグマタイト。黒雲母が発達し、それは下方へ向かって成長する組織を示す。スケールの帯磁率計は長さ19.5cm。

鉱化はトパズ含有花崗岩体中の脈状、レンズ状、不規則形態のグライゼンに関連して見られ、鉱石鉱物は錫石、鉄マンガン重石、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、ガーナイト、ジェントヘルバイト ($Zn_4Be_3Si_3O_{12}S$) である。ベルトランド鉱も一部で産出する。流体包有物の研究から錫石は、Fを含むNaCl 17-3重量%の鉱液から温度390-260度以上で晶出し、緑柱石は17-11重量%NaClの鉱液から410-360度以上で晶出したものと考えられている (Haapala, 2000)。

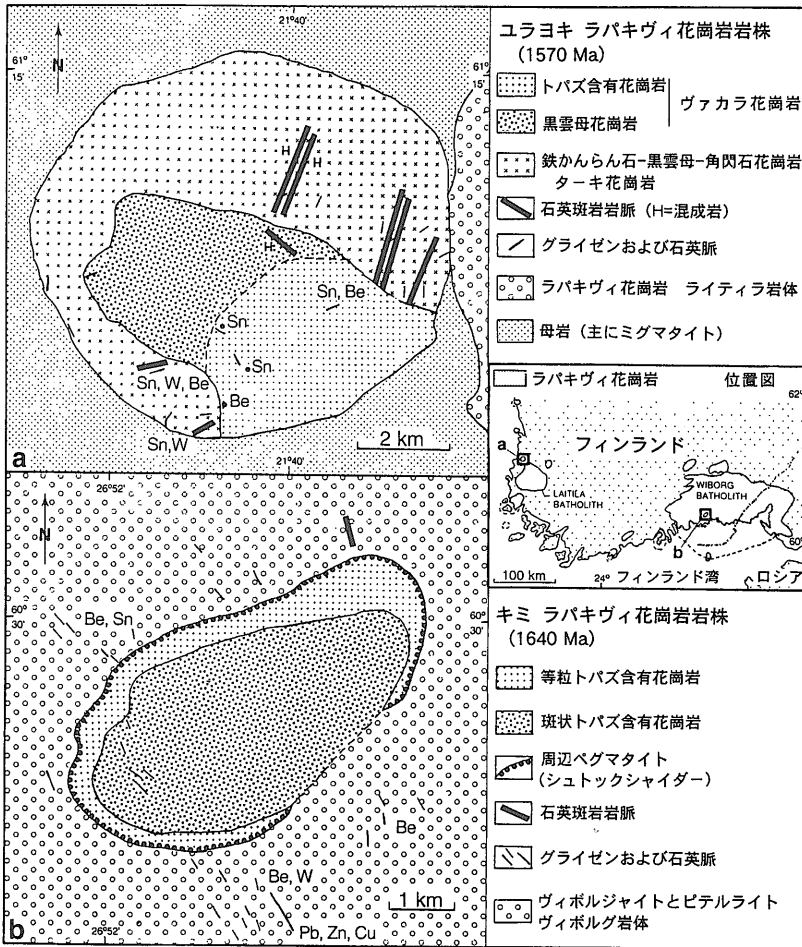
5.2 キミ鉱床

ヴィボルグ岩体の西中央部のキミ地域では、トパズ含有花崗岩がヴィボルグチャイト、ペテルライトに貫入して3×6kmのキミ岩株を形成する。この岩株はペグマタイトで縁取られるトパズ含有花崗岩を外側に、斑状トパズ含有花崗岩を中心相として持ち、北東-西南へ伸長する (第8図b)。鉱化作用は岩体伸長方向に直交する北西-南東方向のグライゼン (口絵9) あるいは石英脈として岩株中とその周辺に分布する (第8図b)。

周辺ペグマタイト (写真19) はトパズに富み、少量のモナズ石、バスタネサイト、輝水鉛鉱、緑柱石、コロンブ石、電気石、硫磁鉄鉱を含む。鉱脈鉱床は錫石、鉄マンガン重石のほかやや多量の硫化物 (閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、磁硫鉄鉱) を含む希少鉱物、ジェントヘルバイトが産出する。



写真20 トパズ花崗岩中の緑柱石-石英脈と暗色のグライゼン変質帯。



第8図

ユラヨキおよびキミ花崗岩岩株と関連鉱床 (Haapala, 1995)。

5.3 ピトカランタ地域

ロシア・カレリア地方では15.4-15.6億年のサルミ岩体と密接に錫スカルン鉱床が分布する。この岩体は晶出順に(1)粗粒または斑状閃雲花崗岩(ヴィボルジャイトとピテルライト)、(2)等粒または斑状黒雲母花崗岩、(3)トバズ含有Liシデロフィライト-アルパイト-微斜長石花崗岩から構成される。

トバズ含有花崗岩はフィンランドにおけると同様に最末期貫入岩相であり、Li, Be, Rb, Sn, Nb, Ta, U, Th, Yなどに富む特徴を有する。鉱化作用は母岩の火山-堆積岩源変成岩類のうち、石灰質岩を交代して見られるもので、二つのタイプに分けられる。

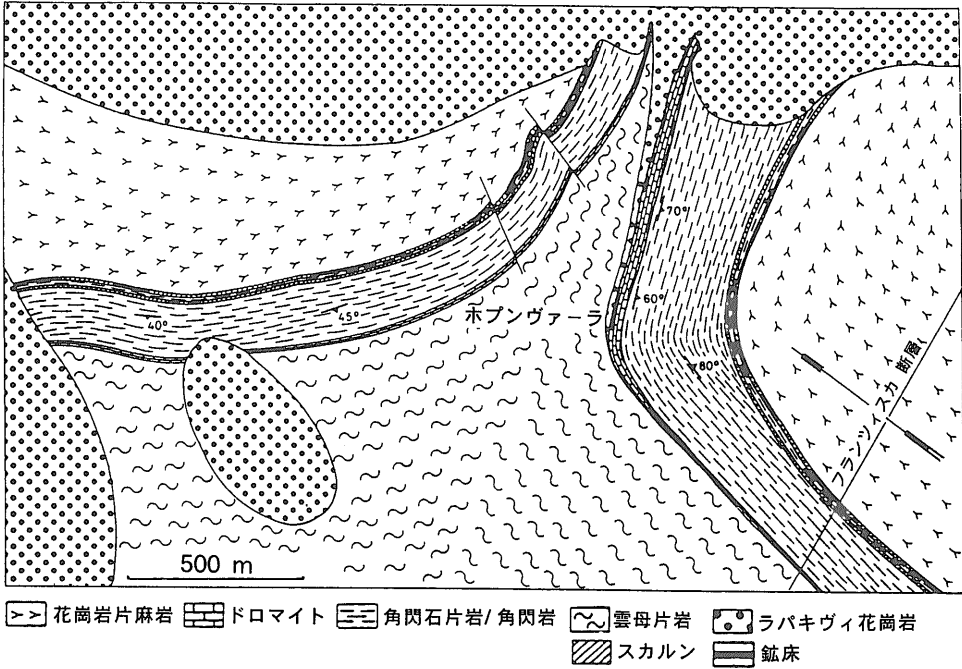
(1) Be-Sn多金属鉱床：これはドーム状に貫入するトバズ含有花崗岩上に位置し、螢石-ベスブ石-磁鉄鉱スカルンまたはアポスカルン-グライゼンと呼ばれる。Snは錫石として、Beは緑柱石、ヘルバ

イト系鉱物、フェナカイト、クリソベリルとして産する。Cu, Zn, 硫化物が多く含まれ、場所によっては灰重石が多量に産出する。

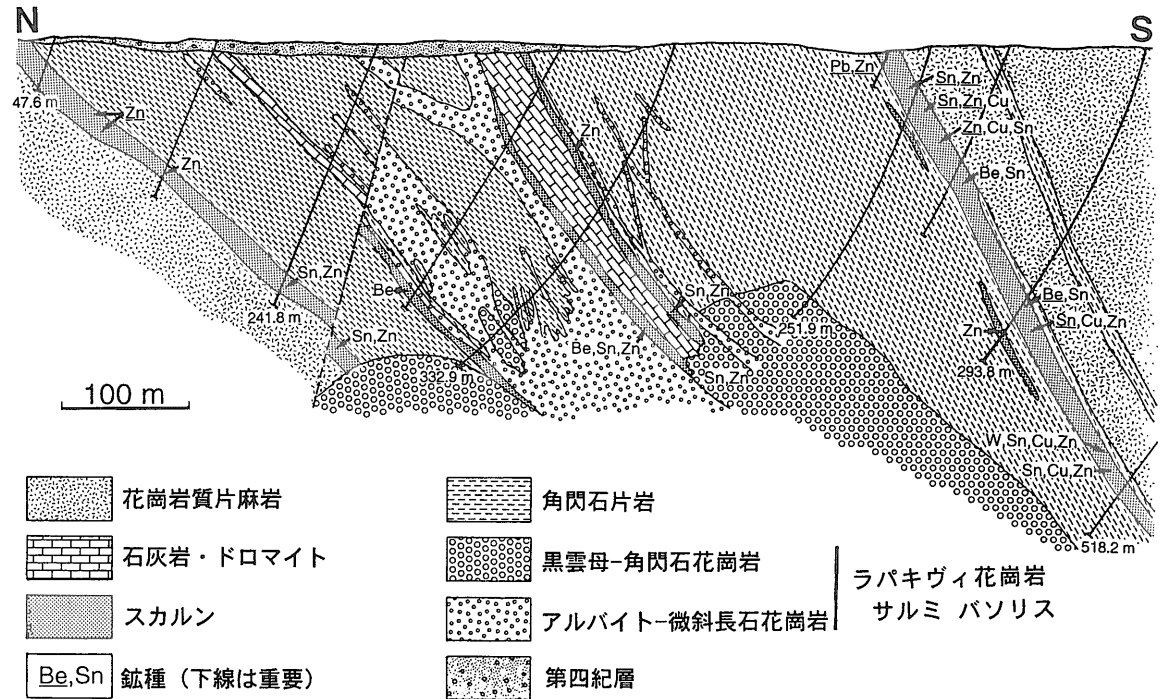
(2) Sn多金属鉱床：これは透輝石・柘榴石からなる一般のMgスカルンで、鉱石鉱物は主に錫石のほか、銅、亜鉛硫化物である。

5.4 クテマ金山

ライティラ岩体とヴィボルグ岩体との間の原生代はスヴェコフェニアン期(20-18億年)の火山岩起源変成岩類には(第1図)、現在稼行されている金鉱床がある。著名なオートクンプ鉱山が閉山された今、稼働中の金属鉱山はフィンランドでも極めて珍しい。この地域は1946年にカオリンを対象として探鉱された。1980年代に入って金鉱床の探査が行われ、金テルル鉱床が発見された。1994年からオートクンプ・オイにより金の生産が開始された。



第9図
ホブンヴァーラ Sn-Be-Cu-Zn 鉱床の地質図 (Haapala, 1995).



第10図 ホブンヴァーラ Sn-Be-Cu-Zn 鉱床の南北断面図 (Haapala, 1990).

鉱床地域には石英-絹雲母片岩、緑泥石-絹雲母片岩、絹雲母-石英片岩などが分布し、その北側にはトナル岩、花崗閃緑岩、花崗岩組成の斑岩類が貫入する(第10図)。鉱化変質はゾーニングを

示し、外側が絹雲母化、緑泥石化、珪化、黄鉄鉱化で特徴づけられ、中心部は絹雲母化と珪化顕著で、かつ種々の量比のトパズ、蛍石、紅柱石、所によっては葉ろう石、カオリナイト、硫化物を含む。紅

柱石は石英-絹雲母片岩に、トパズは絹雲母-石英片岩に産出する傾向がある。

石英-絹雲母片岩が密な石英脈にクロスカットされる部分で鉱況が良く、富鉱部は母岩中にレンズ状に胚胎される。鉱体はほぼ直立し(第11図)。地表下500m以上に達している。鉱石鉱物は母岩に鉱染するか塊状に産する(口絵9)。黄鉄鉱が主で、少量の黄銅鉱、キューバ鉱、斑銅鉱、磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、セレン鉛鉱、四面銅鉱、プーランジェ鉱、メネギニ鉱、車骨鉱のほか、7種以上のFe-Pb-Bi-Ag-Auテルル化合物が含まれる。自然金は割れ目規制を受けて産出し、(1)黄鉄鉱中の包有物、(2)珪酸塩鉱物の粒間、(3)テルル鉱物と共生、の産状を呈する(Haapala, 2000)。

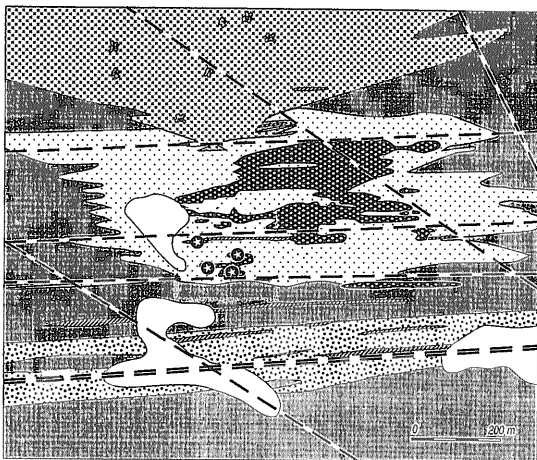
カットオフ1 g/t Auの鉱石の平均品位はAu4.4 g/t, Ag 1.5 g/tである。この平均鉱石に含まれる主要な鉱化成分はS 365ppm, Te 54ppm, Pb 24 ppm, Bi 16.9ppm, As13ppm, Cu 6.7ppm, Sb 6.0 ppm, Zn 4.9ppmである。4鉱化パイプ発見時の鉱量はAu 7 g/tで36万トンと発表されている(Poutiainen & Gronholm, 1996)。筆者の訪問時には価格の低下から採掘品位を上げており、確定鉱量32.5万トン(Au 8.9g/t)、予想鉱量8.1万トン(Au8.3 g/t)とのことであった。これは現在の生産ベースの

2年分に過ぎない。

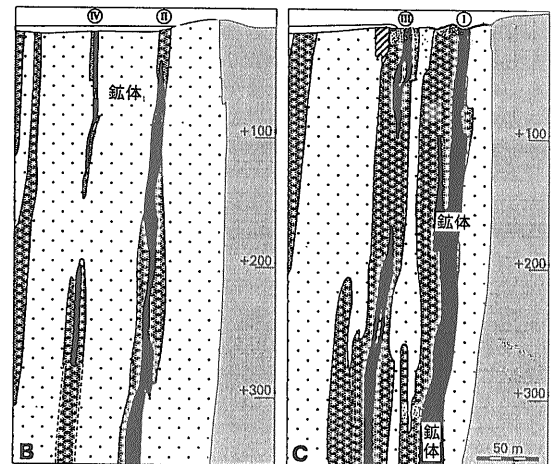
流体包有物の研究から含金硫化物は主変成期後に温度380-320℃、圧力2.8-2.0kbで沈殿したものである。鉱液は低塩濃度(<7wt.% NaCl) H₂O-CO₂±CH₄の性質を持ち、この鉱液は恐らく可塑性から脆性状態の破碎帯などを上昇し、母岩と反応してこの様な性質を持つに至ったと考えられる。テルル(金)鉱物は硫化物ステージより若干おくれて局所的な圧力変化対応した沸騰に伴う相分離により330-270℃、1.6-1.7kbで沈殿したと思われる。より後期の包有物にはCO₂-CH₄±N₂に富むものがあり、テルル鉱物に関しては気相で運ばれた可能性もある(Poutiainen & Gronholm, 1996)。

クテナ金鉱床はいわゆる造山型のメソサーマル鉱床に属する。この種の鉱床では金の起源は一般に母岩の火山岩類と考えられている。鉱床の南東2.5kmには分化が進んだラパキヴィ花崗岩露出しており、鉱化変質帯にトパズを多産する。ラパキヴィ花崗岩が熱源および金属の起源の双方で金テルル鉱化に重要な役割を果たした可能性も考慮すべきであろうと思われる。

謝辞：野外巡検を用意され、また文献および帯磁率について情報を賜ったI. Haapala教授とS. Elo博士に深謝する。



第11図 クテナAu-Te鉱床の変質と鉱脈図 (Haapala, 2000)。



第12図 クテナAu-Te鉱床の鉱体断面図 (Poutiainen & Gronholm, 1996)。

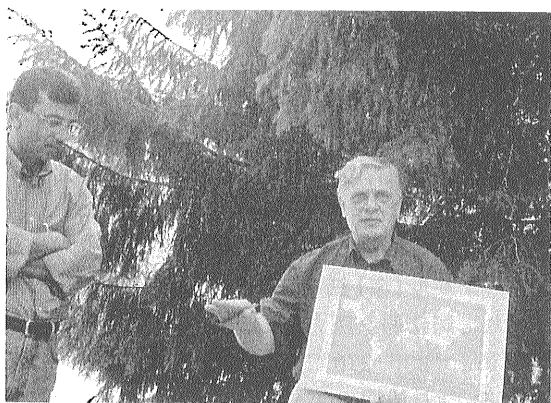


写真21 巡検の説明をするヘルシンキ大学のハーパラ教授。

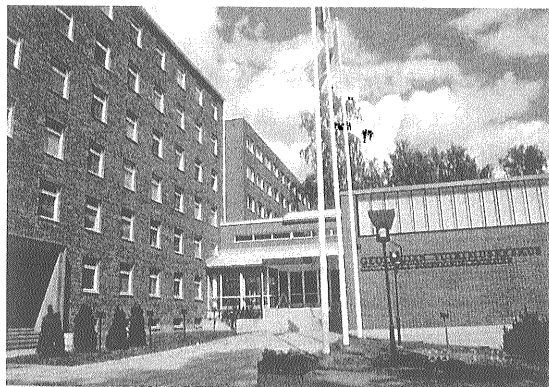


写真22 ハーパラ教授の出身母体であるエスポーにある地質調査所。

文 献

- Bergman, Leif (1981) : Pre-Quaternary rocks of the Signilskar, Mariehamm and Geta map-sheet areas. 1:00,000 scale, sheets 1012 and 1021, 72 p. Geol. Surv. Finland.
- Eklund, O. and Shebanov, A. D. (1999) : The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. In Haapala, I & Ramo, O. T. ed.: Rapakivi Granites and Related Rocks. Precambrian Res., 95, 129-146.
- Dempster, T. d., Jenkin, G. R. I. and Rogers, G. (1994) : The origin of Rapakivi texture. Jour. Petrol., 35, 963-981
- Haapala, I. (1990) : Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. Geol. Soc. America, Spec. Paper 246, 275-286.
- Haapala, I. (1995) : Metallogeny of the rapakivi granites. Mineral. Petrol. 54, 149-160.
- Haapala, I. (1997) : Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: Topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland. Jour. Petrol. 38, 1,645-1,659.
- Haapala, I. (2000) : Rapakivi granites of Finland. in Rapakivi Granites and Associated Mineralization (S. Lukkari and I. Haapala eds.) Univ. Helsinki, 6-10.
- Haapala, I. and Rämö, O. Y. (1990) : Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In H. J. Stein & J. L. Hannah edit. Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 246, 275-286.
- Haapala, I. and Rämö, O. Y. (1992) : Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci., 83, 165-171.
- Ishihara, S. (1977) : The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geol., 27, 293-305.
- 石原舜三 (1997) : ブラジル、 Rondônia のラパキビ花崗岩と錳鉱化作用. 地質ニュース, no. 519, 21-34.

- 石原舜三 (1999) : オーストラリアのオリンピック・ダム鉱床-近代探査法の勝利-. 地質ニュース, no. 536, 7-18.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) : Characteristics and origin of anorogenic granites. Abst. with Program, Geol. Soc. America, v. 11, 468.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) : Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 956-983.
- Poutiainen, M. and Gronholm, P. (1996) : Hydrothermal fluid evolution of the Paleoproterozoic Kutemajarvi gold telluride deposits, southwest Finland. Econ. Geol., v. 91, 1335-1353.
- Rämö, O. T. (1991) : Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. Geol. Surv. Finland, Bull. 355, page.
- Rieder, M., Haapala, I. and Povondra, P. (1996) : Mineralogy of dark mica from the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland. Eur. J. Mineral., 8, 593-605.
- Simonen, A. and Vormaa, A. (1969) : Amphibole and biotite from Rapakivi. Bull. Comm. géol. Finland, 238, 1-28.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) : A-type granites; Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 95, 407-419.
- 山田哲雄 (1991) : ラパキビ花崗岩. 地質ニュース, no. 443, 30-41.

ISHIHARA Shunso (2001) : Rapakivi granitoids of southern Finland: their origin, redox state and related mineralization.

< 受付 : 2001年1月9日 >