名張斑れい岩体の風化過程 (1)

—風化殻の分帯—

Weathering process of Nabari gabbroic body (1)

—Zoning of weathering crust—

奥 村

滋 (Shigeru Okumura)*

Nabari gabbroic body, which belongs to Ryoke Complex, occurs in the mesa-like hill in the southern part of Iga basin, Mie Prefecture, Southwest Japan, and a thick weathering crust occurs at the top level of the hill.

Based on geological and mineralogical studies on neoformation minerals in saprolites and modes of occurrence of core stones with or without "shells", weathering crust can be divided into three zones, I, IIa and IIb, as follows;

Zone I: kaolin+goethite in saprolite, presence of a core stone coated by shell with gibbsite,

Zone IIa: smectite+kaolin±goethite in saprolite, presence of a core stone coated by shell free from smectite,

Zone IIb: smectite+kaolin±goethite in saprolite, presence of a core stone without shell.

Zoning of weathering crust is nearly horizontal and water table lies near the bottom of the zone IIa. Therefore, authigenic occurrence of neoformation minerals in each weathering zone is considered to reflect the hydrolytic decomposition of primary aluminosilicate minerals by percolating meteoric water and stagnant ground water in weathering crust.

The relationships among authigenic formation of minerals in weathering crust, parent rock composition and environmental variables, such as climatic and time factors, are briefly discussed in this paper.

I. ま え が き

風化作用は、原岩、気候、地形、排水状態、地殻変動、時間等の要因によって、新鮮な岩体の上に多様な風化殻 (weathering crust) を発達させる。このうち気候条件、地形、排水状態の良否、時間等の要因は、風化作用に関与する水質を規制し、水と原岩との相互作用の程度に応じて、風化殻中に粘土鉱物を主とする各種の風化生成鉱物が生成される。したがって、単一岩体の上に発達した風化殻を分帯するに際しては、水質を反映する風化生成鉱物に基づく分帯が望まれ、このような研究は、風化環境の各要因の風化殻の形成に及ぼす影響を検討する上で、基本となるものであると考えられる。

花崗岩体の風化殻については多くの研究があるが、その分帯は一般にはマサと核岩の割合、マサないし風化岩の強度等によってなされ (例えば Ruxton and Berry 1975; 安藤ほか, 1968; 木宮, 1975a), この分帯に基づいて風化生成鉱物が検討されている (例えば大八木, 1968;

大八木ほか, 1969; 奥村, 1973)。しかしながら、斑れい岩体の風化殻を深層まで研究した例は少なく、本邦では Kanno *et al.* (1963), 三浦・樋口 (1974), 海外では Delvigne (1965), Basham (1974) の研究をあげることができる程度である。本論文では、三重県名張地域に分布する名張斑れい岩体の風化殻を取り上げ、風化生成鉱物ならびに核岩の産状による分帯を明らかにした上で、風化殻の形成に対する要因として、気候を異にする場合および原岩を異にする場合の影響、さらに時間の効果について考察する。

調査地域は、三重県名張市滝之原付近の、かつてチタン鉄鉱の風化残留鉱床と砂鉄床が採掘されていた旧名張鉱山の地域である (宮本 1959)。同鉱山地域では、稼行面積約 75,000m²、稼行最大深度 15m に及んで、主として名張斑れい岩体中の風化殻中に残留するチタン鉄鉱が採掘されていたため、採掘前の風化殻には各深度における風化生成鉱物を広範囲にわたって観察することができ、斑れい岩の風化過程の研究には好都合な場所である。

* 大阪市立大学理学部地学教室

(昭和 57 年 2 月 22 日受理)

II. 地質・岩石

1. 地質概要

本論文で対象とする名張斑れい岩体は、三重県名張市、上野市、名賀郡青山町にわたり、東西3km、南北4kmに及ぶ地域に分布する領家帯の一岩体で、Yoshizawa *et al.* (1966) によって粗粒塩基性岩として一括された岩体である。

名張斑れい岩体の分布する地域付近の地質は、主に、領家帯の本斑れい岩体と周囲の花崗岩類の岩体、これらを不整合に覆う室生層群（中新世中～後期）、古琵琶湖層群（鮮新世～更新世前期）より構成され、特に室生層群の熔結凝灰岩層は名張斑れい岩体を直接被覆する（Fig. 1）。これらの諸岩体のほかに、旧名張鉦山地域には、名張斑れい岩体のみを貫く細粒石英閃緑岩岩脈、名張斑れい岩体と周囲の花崗岩類の双方を貫くアプライト～ペブマタイト岩脈が多数存在し、また、名張斑れい岩体の風化生成物に由来する小規模な堆積物（完新世）も分布する（Fig. 10）。

地形的に見ると、名張斑れい岩体は、上野盆地南方の丘陵部に位置し、ほぼ等しい高度の南・北両岩体に分れて分布し、両岩体の中央部を横切って小波田川が流れている。北部岩体は、小波田川および前深瀬川にはさまれたメサ状台地を形成し、旧名張鉦山は、台地平坦部に位置している。

横田ほか（1978）の信楽・大和高原のネオテクトニクスの研究によれば、当地域では、白亜紀末～古第三紀に基盤が形成された後、全体としてゆっくり隆起、浸食が続き、中新世前～中期にはある程度なだらかな浸食小起伏面が形成され、その後、海進、海退を経て、よりなだ

らかな浸食平坦面が形成され、そこへ室生層群の熔結凝灰岩層が堆積したと考えられている。このことから、名張斑れい岩体の丘陵平坦部の示す地形は、横田ほか（1979）のいう浸食平坦面に対応するものと考えられ、旧名張鉦山地域は、少なくとも中新世中期（13Ma）以降現在まで著しい浸食作用を蒙ることなく風化作用を受けていたと考えられる。

本地域の古気候についての報告はないが、Tanai（1967）、Tanai and Huzioka（1967）の植物化石の研究によれば、日本では、第三紀の気候は、始新世のころが最も暖かく亜熱帯気候であり、それ以降徐々に寒冷する傾向にあったが、中新世中期には再び暖かく亜熱帯気候となり、再び鮮新世にかけて寒冷化していったとされている。また、三木（1949）は、植物化石の研究から、鮮新世の気候は温暖湿潤であったと推定している。現在の気候は、旧名張鉦山に最も近い上野測候所の観測によれ

Table 1. Modal composition of gabbros in the mining area of the former Nabari mine

	B-5	D-4	E-4	C-4	F-4	B-11
Plagioclase	45.9	31.2	37.8	42.7	50.4	81.2
Orthopyroxene	17.0	27.9	24.5	4.0	-	-
Clinopyroxene	4.5	4.5	0.7	0.8	-	-
Hornblende	14.9	23.5	8.1	39.8	41.2	-
Cummingtonite Actinolite	6.9	3.4	17.5	6.7	-	12.5
Chlorite	3.7	1.5	3.6	2.8	2.0	5.1
Ilmenite	6.0	8.1	7.7	3.3	3.8	1.2
Quartz	-	-	-	-	2.6	-

B-5, D-4, E-4, C-4: medium-grained two pyroxene gabbro. F-4: medium-grained hornblende gabbro. B-11: anorthositic gabbro.

Fig. 1. Geological map of Nabari gabbroic body and its environs.

Fig. 2. Microphotographs of thin sections of gabbros (open nicol).
 A, B: medium-grained two pyroxene gabbro (A: B-5, B: D-4). C: medium-grained hornblende gabbro (F-4). D: anorthositic gabbro (B-11). Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Ho: hornblende, Cu: cummingtonite, Im: ilmenite.

ば、過去 30 年間の平均年間降雨量が 1500 mm、平均気温が 13.4°C で、最低気温は 1 月の -2.0°C、最高気温は 8 月の 31.3°C である。

2. 斑れい岩類

名張斑れい岩体では岩相の変化が著しく、かんらん石複輝石斑れい岩、複輝石斑れい岩、角閃石斑れい岩、斜長岩質斑れい岩等の岩相を識別することができるが、旧名張鉦山地域では、中粒複輝石斑れい岩、中粒角閃石斑れい岩、斜長岩質斑れい岩、さらに岩脈として細粒角閃石斑れい岩が存在する。旧名張鉦山地域に産する斑れい岩のうち前三者は、風化過程を研究する上で原岩として重要であるので、その構成鉱物および組織について若干記述する。これら三者のモード組成を Table 1 に示す。

(1) 中粒複輝石斑れい岩 本岩は、旧名張鉦山地域における斑れい岩の主岩相で、普通、輝石類が 20~30% 含まれ、構成鉱物が多いものから斜長石、斜方輝石、普通角閃石、カミングトン閃石、アクチノ閃石、チタン鉄鉦、単斜輝石、緑泥石である (Table 1, B-5, D-4, E-4)。しかし、輝石類が 5% 前後に減少し、その減少分だけ普通角閃石が増加している場合も認められる (Table 1, C-4)。副成分鉱物としては、石英、燐灰石が認められる。本岩ではオフィテックな組織は認められず、自形斜方輝石が半自形斜長石結晶粒間に存在したり、(Fig. 2, A)、普通角閃石に囲まれている (Fig. 2, B) のが認められる。また、斜方輝石は、カミングトン閃石、アクチノ閃石に交代されている場合もある。斜長石 ($An=80\%$) は累帯構造を示さず、斜方輝石 ($En=60\%$) にはラメラがよく発達している。単斜輝石は不規則な形を示し (Fig. 2, A)、また、集斑状のものも認められ、これらは普通角閃石により虫食い状に交代されている。普通角閃石は褐色で、大部分の角閃石類は輝石類に伴われているが、斜長石結晶の粒間を充填するものも存在する。緑泥石は、斜長石を脈状に貫いたり、斜長石結晶粒間の小空隙を充填して存在する。

(2) 中粒角閃石斑れい岩 本岩は花崗岩との境界付近に産し、多量の斜長石 ($An=60\%$) と普通角閃石、少量のチタン鉄鉦、石英、緑泥石よりなる (Table 1, F-4)。普通角閃石と斜長石のそれぞれの半自形結晶が集合している (Fig. 2, C)。普通角閃石は緑色で、しばしばその結晶間小空隙に石英が認められる。緑泥石は斜長石中の細

脈として存在する。

(3) 斜長岩質斑れい岩 本岩は、多量の斜長石および少量のアクチノ閃石、緑泥石、チタン鉄鉦より構成され、微量の石英を含む (Table 1, B-11)。斜長石 ($An=60\%$) は中〜粗粒で、半自形である (Fig. 2, D)。

III. 風化殻の分帯

1. 風化殻の概要

旧名張鉦山地域では、かつての採掘跡に風化断面が連続的に露出しており、原岩は著しく風化してサプロライト (saprolite)*に変化し、新鮮な斑れい岩は大小の核岩 (core stone) となって所々に点在している。

サプロライトの色調は、場所により著しく変化する。一般に、風化殻上位のサプロライトには白色の地に褐色の斑点が認められ、中位のものには白色と緑青色と褐色とのモザイク模様が、下位のものには白色と緑青色とのモザイク模様が認められ、さらに褐色の斑点の存在することもある。

核岩の産状は深度により異なり、風化殻上・中位では核岩は赤褐色で空隙の多い風化皮殻 (シェル, shell)**に覆われている。シェルとサプロライトとは肉眼で明瞭に識別できる。一方、風化殻下位では核岩はシェルを伴わずに直接サプロライトと接している。

なお表土***は黄褐色で、厚さ 10cm 未満である。

2. サプロライト中の風化生成鉱物による風化殻の分帯

サプロライトは、風化殻の上位から下位になるに従い上記のように色調が変化するが、この変化に伴って風化生成鉱物も変化する。このことは多数の地点において調べられたが、ここではその一つとして A 地点のサプロライトについて記述する。

A 地点 (Fig. 3, A および Fig. 10) では表土から深さ 8m に及ぶ風化断面でサプロライトの色調が変化するのが観察され、試料としては、上位より白色と黄色 (Fig. 3 A, A-1)、白色と褐色 (Fig. 3 A, A-2)、白色と緑青色と褐色 (Fig. 3 A, A-3)、白色と緑青色 (Fig. 3 A, A-4) のモザイク模様を示すサプロライトを選び、これらの X 線粉末回折図を Fig. 4 に示す。なお、本地点には新鮮な核岩が存在しないが、サプロライトの組織より原岩は斜長岩質斑れい岩と考えられる。Fig. 4 から明ら

* サプロライトとは、火成岩、変成岩、堆積岩が化学的風化作用により変化した原地性の粘土化した軟い岩石であり、原岩の組織が保たれていることによって特徴づけられている (Bates and Jackson, 1980)。本論文でもこの用法に従って "サプロライト" の名称を用いることにする。

** 核岩を取り囲む風化皮殻については、英語でも shell, coating, crust, skin, rind など各種の表現が用いられている。本論文ではシェルとして表現することにする。

*** 表土という語を、無構造で原地性でない土に対して用いる。

Fig. 3. Photographs of weathering profiles of localities A, B, D and E and hand specimens of core stones taken from localities B and D, showing aspects of saprolites and modes of occurrence of core stones.
A: locality A. B, C: locality B. D, E: locality D. F: locality E. Numbers in photographs indicate specimen number of each locality.

かなようにサプロライト中の風化生成鉱物は、上位 (A-1, A-2) ではスメクタイトを欠いてカオリナイトと針鉄鉱からなるのに対し、下位 (A-3, A-4) ではスメクタイトとカオリナイトからなり、さらに針鉄鉱が伴わ

れることもある。

風化殻の分帯に当っては、まず、サプロライト中のスメクタイトの有無に着目して、サプロライトがスメクタイトを欠く帯をI帯、スメクタイトを含む帯をII帯とす

Fig. 4. X-ray powder diagrams of saprolites in locality A.

A-1, A-2: specimens from zone I.

A-3, A-4: specimens from zone II.

Ka: kaolinite, Sm: smectite, Gt: goethite, Qz: quartz.

ることとした。すなわちサプロライト中の風化生成鉱物の組合せによって I 帯, II 帯を示すと次のようになる。

I 帯: カオリン鉱物+針鉄鉱

II 帯: スメクタイト+カオリン鉱物+針鉄鉱

I 帯の全てのサプロライトでは、チタン鉄鉱および石英を除く初生鉱物は全部風化生成鉱物に変化している。なお、I 帯の最上位を含め、どの地点のサプロライトにもギブサイトは認められなかった。

3. 核岩の産状による風化殻の分帯

核岩の産状は深度により異なるが、I 帯・II 帯の分帯を用いると、I 帯および II 帯の上位では核岩はつねにシェルに覆われて産するのに対し、II 帯の下位では核岩はシェルを伴わず直接サプロライトに接して産する。多数の地点について検討した結果では、シェルが存在する場合、シェルとサプロライトの間に鉱物種の相違が認められる。ここでは B 地点、D 地点、E 地点 (Fig. 10) の結果について記述する。これらの地点の原岩はいずれも複輝石斑れい岩 (Table 1, B-5, D-4, E-4) である。

B 地点 (Fig. 3, B, C) は I 帯に属し、核岩は厚さ 3cm 程度のシェルに覆われている。試料としては、新鮮な斑れい岩である核岩 (B-5)、シェルの内側部 (B-4)、シェ

ルの外側部 (B-3)、シェルに接した乳白色の地に赤褐色の斑点を有するサプロライト (B-2)、シェルから 15cm 程度離れた淡黄色に褐色のモザイク模様のサプロライト (B-1) を選び、これら全試料の X 線粉末回折図を Fig. 5 に、シェルの示差熱・熱重量分析曲線を Fig. 6 に示す。Fig. 5 から明らかなように、サプロライト中の風化生成鉱物はカオリナイト+針鉄鉱±ハロイサイトであるのに対し、シェル中のそれは針鉄鉱および内側部でのギブサイトである。シェルについては、Fig. 6 で、針鉄鉱およびギブサイトによる 300°C 付近の吸熱ピークとそれに伴う脱水が認められるが、そのほかに、500°C 付近に吸熱ピークとそれに伴う脱水および 980°C 付近に発熱ピークが認められ、微細なカオリン様鉱物の存在が推定される。このカオリン様鉱物は、特にシェルの外側部に多量に認められる。要約すると、I 帯のシェルは、I 帯のサプロライトに較べてカオリン様鉱物が微細であるということのほかに、サプロライトには認められないギブサイトを含むという特徴がある。

D 地点 (Fig. 3, D, E) は II 帯の上位に属し、核岩が

Fig. 5. X-ray powder diagrams of saprolites (B-1, B-2), shell (B-3, B-4) and core stone (B-5) of locality B (zone I). Ka: kaolinite, Ha: halloysite, Gt: goethite, Gb: gibbsite, Qz: quartz, Amp: amphibole, Chl: chlorite, Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene.

Fig. 6. Differential thermal and dehydration analyses curves for shell (B-3, B-4) of locality B.

Fig. 8. Differential thermal and dehydration analyses curves for shell (D-3) of locality D.

厚さ 0.5cm 程度のシェルで覆われているのが観察される。試料としては、新鮮な斑れい岩である核岩 (D-4)、シェル (D-3)、白色と緑青色と褐色のモザイク模様を呈するサプロライトで、核岩の産する付近のもの (D-2)、そこから 7m 程度離れた地点で全体に褐色味が強いもの (D-1) を選び、これらの試料の X 線粉末回折図を Fig. 7 に、シェルの示差熱・熱重量分析曲線を Fig. 8 に示す。Fig. 7 から明らかなように、サプロライト中の風化生成

鉱物としては、スメクタイトおよびカオリナイトが明瞭に認められるのに対し、シェル中のそれとしては、スメクタイトを欠如し、針鉄鉱と微細なカオリン様鉱物が認められる。すなわち、微細なカオリン様鉱物の存在は、シェルの示差熱・熱重量曲線 (Fig. 8) が B 地点のシェルの外側部のそれ (Fig. 6, B-3) と似ていることと、X 線粉末回折で $7\text{\AA}$ 付近に非常に低くブロードな反射が認められることから推定した。

E 地点 (Fig. 3, F) は II 帯の下位に属し、同地点では核岩はシェルを欠き、直接サプロライトに接しているのが観察される。試料としては、核岩の中央部 (E-4)、表

Fig. 7. X-ray powder diagrams of saprolites (D-1, D-2), shell (D-3) and core stone (D-4) of locality D (zone IIa).

Sm: smectite, Ka: kaolinite, Gt: goethite, Amp: amphibole, Chl: chlorite, Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene.

Fig. 9. X-ray powder diagrams of saprolites (E-1, E-2), weakly weathered rock (E-3) and fresh core stone (E-4) of locality E (zone IIb).

Sm: smectite, Ka: kaolinite, Amp: amphibole, Chl: chlorite, Pl: plagioclase, Opx: orthopyroxene.

面で斜長石が白濁しているのが認められる核岩の外側部 (E-3), 核岩に接するサプロライト (E-2), 核岩から 20 cm 程度離れたサプロライト (E-1) を選び, これらの X線粉末回折図を Fig. 9 に示す。本地点のサプロライト

(E-1, E-2) は, D 地点のそれ (D-1, D-2) に比べて褐色の斑点が少なく, 主に白色と緑青色のモザイク模様を呈しているが, Fig. 9 からわかるように, 角閃石が多量に残存していることを除けば D 地点のサプロライトとは

Table 2. Characteristics of each weathering zone

	NEOFORMATION MINERALS in SAPROLITE	MODE of OCCURRENCE of CORE STONE
ZONE I	Goethite and kaolin mineral	Core stone coated by shell containing gibbsite, goethite and kaolin mineral*
ZONE IIa	Smectite, kaolin mineral and goethite ($\pm$)	Core stone coated by shell containing goethite and kaolin mineral*
ZONE IIb	Smectite, kaolin mineral and goethite ($\pm$)	Core stone having no shell

*superfine-grained

Fig. 10. Geological and weathering zoning map of the mining area of former Nabari mine.

は同様の構成鉱物からなり (Fig. 7. D-1, D-2), 風化生成鉱物としては, カオリナイトとスメクタイトが明瞭に認められる。核岩の外側部の試料 (E-3) は, 同じ II 帯に属する D 地点のシェル (D-3) とは全く異なり, むしろ, 新鮮な核岩の中央部の試料 (E-4) と類似する X 線粉末回折図を示す (Fig. 9, Fig. 7)。

本節で述べてきた事実は, シェル中の風化生成鉱物が周囲のサプロライト中のそれとは異なり, 風化殻の分帯に核岩の産状, すなわち核岩がシェルに覆われかどうか有効な基準になることを示している。そこで核岩とサプロライトとの間のシェルの有無によって, II 帯を, さらに, シェルの認められる II a 帯シェルの認められない II b 帯に分けることができる。

4. 風化殻の分帯のまとめと分帯図

これまで, サプロライト中のスメクタイトの有無に基づく分帯, I 帯, II 帯, と, シェルの存否に基づく分帯, II a 帯, II b 帯, とを記述してきたが, 両者による分帯を総合すると Table 2 のようになる。すなわち上位より,

I 帯: サプロライト中の風化生成鉱物がカオリン鉱物+針鉄鉱で, 核岩がギブサイトを含むシェルに覆われて産する帯,

II a 帯: サプロライト中の風化生成鉱物がスメクタイト+カオリン鉱物+針鉄鉱で, 核岩がスメクタイトを欠くシェルに覆われて産する帯,

II b 帯: サプロライト中の風化生成鉱物が II a 帯のそれと同様で, 核岩がシェルを伴わずに直接サプロライトに接して産する帯,

の3帯に分帯できる。この分帯に基づく風化分帯図を Fig. 10 に, また, その模式断面図を Fig. 11 に示す。風化殻の分帯図は, 約 30 地点の試料についての X 線粉末回折および示差熱分析による風化生成鉱物の検討, 約 150 地点での核岩の産状の観察および野外での p-アミノフェノールによるスメクタイトに対する呈色反応試験 (Hambleton and Dodd, 1953) に基づいて作製されたものである。Fig. 10 によると, おおむね標高の高い場所に I 帯, 低い場所に II b 帯, これらの中間に II a 帯が分布し, 各帯は水平ないしゆるやかな西傾斜で, 採掘前の地表面にはほぼ平行に発達しているのが認められる。I 帯の厚さは最大 5m 位, II a 帯の厚さは 10m 前後である。湧水の位置から判断すると, II a 帯の基底部付近が地下水面と考えられる。

ところで, 風化生成鉱物の組合せのみに基づいて分帯すると, 風化作用を強度に受けていると考えられる帯より, I 帯のシェルである ギブサイト+針鉄鉱+カオリン

Fig. 11. Schematic section of weathering crust of Nabari gabbroic body in the mining area of former Nabari mine. Scale is arbitrary.

鉱物帯, I 帯のサプロライトおよび II a 帯のシェルであるカオリン鉱物+針鉄鉱帯, II a・II b 帯のサプロライトであるスメクタイト+カオリン鉱物+針鉄鉱帯の3帯と新鮮な原岩である未風化帯とに分けられる。これらの風化生成鉱物の組合せとその生成過程の問題については稿を改めて論ずる予定であるが, 風化生成鉱物の組合せのみによって分帯すると, 例えば, II a 帯においては, スメクタイト+カオリン鉱物+針鉄鉱帯であるサプロライト中に, 風化作用をより強度に受けているカオリン鉱物+針鉄鉱帯のシェルが, 未風化帯の核岩の回りを取巻くように分布し, 未風化帯から離れるに従い風化作用を受けた程度が弱い帯から順に並ぶということにはならず, また, カオリン鉱物+針鉄鉱帯は I 帯のサプロライトと II a のシェルとに分れて不規則に分布し, 分帯は錯綜したものになってしまう。

水質の変化は, I 帯および II a 帯のシェルとサプロライトとの間の数 cm 未満の側方的移動より, 地下水面の上下を含めた数~数 10m の垂直的移动によって大きく影響されると考えられ, このような見地から, 各帯が水平的に発達し, かつ, 高位から低位へと垂直的に配列するように, サプロライト中の風化生成鉱物の種類と核岩におけるシェルの存否との組合せに基づいて分帯を行ったわけである。

IV. 考 察

1. ギブサイトの生成の気候条件

いくつかの風化生成鉱物の生成量と降雨量との関係が、Singer (1974) の風化作用の研究の総説の中で述べられているが、ここでは、本地域の I 帯のシェール中に認められるギブサイトが生成されるための気候条件について考察する。ギブサイトが生成されるための降雨量の値がいくつか報告されているが、その値は年間降雨量にして、Sherman (1952) が Hawaii の土壌の研究から求めたものでは 700 mm, Delvigne (1965) が Ivory Coast の深成岩の風化過程の研究から求めたものでは 1500 mm, 雨季と乾期のある場合には 1300 mm, Barshad (1966) の California での風化の研究より求めたものでは酸性岩については 850 mm, 塩基性岩については 1100 mm であるとされている。本地域の年間降雨量が約 1500 mm であり、ギブサイトの生成量が少量であることを考えあわせると、ギブサイトの生成する条件は、熱帯～温帯地域で、年間降雨量が 1300～1500 mm 以上という基準が妥当であると考えられる。

2. スメクタイトの生成条件

本邦における深層風化の研究は花崗岩地域で多くなされているが（例えば、安藤ほか, 1968; 大八木, 1968; 奥村, 1973; 木宮, 1975a, 1981）、斑れい岩体についてはなされていない。安藤ほか (1968) は、ボーリングによる調査結果より地下水面下でも花崗岩がマサ化している例を明らかにしているが、風化生成鉱物については報告していない。一方、地表に表われた風化断面での研究では（例えば、奥村, 1973; 木宮, 1975a）、風化生成鉱物として、黒雲母に由来する黒雲母・パーミキュライト混合層鉱物とパーミキュライト、長石に由来するカオリン鉱物とギブサイトが報告されているが、地下水面下で風化作用が著しく進行してスメクタイトが生成しているという例は報告されていない。つまり本地域の斑れい岩体の風化殻では、花崗岩体の風化殻と異なり、地下水面下でも著しく風化作用が進行し、スメクタイトが生成していることが特徴として挙げられる。この事実を、Goldich (1938) の風化安定度系列に基づけば、斑れい岩の造岩鉱物は花崗岩のそれより不安定であるということから説明できる。すなわち、斑れい岩は各成分の濃度が比較的高い状態の地下水によってでも風化され、それによって、各成分の濃度がさらに高くなり、その結果、成分が高濃度で安定なスメクタイトを生成すると考えられる。

3. 風化殻の生成期間

Kanno *et al.* (1963) の福岡県糸島郡志摩町に産する

斑れい岩体の風化過程の研究によれば、BC 層位（深度 1.0～2.4 m）で原岩は細粒化しているが、角閃石、斜長石等の初生鉱物は A 層位まで多量に残存しており、またスメクタイトの生成を認めていない。なお、Kanno *et al.* (1963) は、この斑れい岩体の風化作用の時代、期間については述べていない。三浦・樋口 (1974) は、鳥取県に産する日野閃緑岩体の風化過程の研究で、地表下 8 m で黒雲母・モンモリロナイト混合層鉱物およびカオリン鉱物が出現し、崖錐土の下で地表下 0.5 m では角閃石が残存し、風化生成鉱物として黒雲母・パーミキュライト混合層鉱物、カオリン鉱物などが認められると報告している。また、三浦・樋口 (1974) は、この閃緑岩体の風化作用の時代を本体岩の赤色風化から更新世ウルム氷期中の亜間氷期と推定しており、さらに本岩体の風化殻の表面はかなり浸食されていると述べている。Basham (1974) は、Scotland, Aberdeenshire に産する斑れい岩の風化過程の研究より、風化殻は 3～4 m の深度で核岩と粗粒の角礫に砕ける風化岩 (gruss) からなり、上位まで斜長石、角閃石が残存し、輝石は非晶質酸化鉄か三八面体型パーミキュライトに、黒雲母は加水雲母かパーミキュライトに、さらにある条件下ではカオリナイト・ギブサイト混合物まで風化すると報告している。また、Basham (1974) はこの地域の風化殻が主に第三紀中期の温暖・湿潤な気候下で形成されたものであると考えている。しかしながら、旧名張鉱山地域では、I 帯は、残存する少数の核岩を除き、カオリン鉱物、針鉄鉱、ギブサイトという強度の風化作用を蒙った結果できた鉱物と、風化に強い抵抗力を示すチタン鉄鉱、石英から構成され、また、最大 15 m の深度まで採掘されているが未風化帯は露出しておらず、さらに地下水面下まで著しい風化作用が及んでいることから、本地域は、Kanno *et al.* (1963)、三浦・樋口 (1974)、Basham (1974) の研究した地域より、強度の風化作用を蒙っていると考えられる。これらのことは、本地域の風化作用が、少なくとも中新世中期以降現在に至るまでの 1300 万年以上の長期間に及び、一時期寒冷化したがおおむね温暖～亜熱帯気候の条件で進行し、著しい浸食作用を蒙ることがなかったことから説明される。すなわち本地域の風化殻は、Kanno *et al.* (1963) の研究した地域より長期間にわたって、三浦・樋口 (1974) の研究した地域のように浸食作用を受けることなく、また、Basham (1974) の研究した Scotland より温暖・多湿な気候下で形成されたと考えられる。

木宮 (1975b) は花崗岩の風化速度の研究から、新鮮な花崗岩がマサに風化するには 600 年以上必要であると述べており、斑れい岩と花崗岩の相違はあるが、本地

域での風化作用が1300万年以上であるという値と比較的よい一致を示している。これは、斑れい岩が風化を蒙り易い岩石であるが、逆に溶脱されうる陽イオンを多量に含有するため、I帯のサプロライトのようにカオリン鉱物と針鉄鉱のみになるには多量の陽イオンの溶脱を必要とし、結局花崗岩のマサ化と同程度の期間が必要となるからであると考えられる。この期間の長さは、三浦・樋口 (1974) の日野閃緑岩体の風化過程の研究で、本岩の風化作用の時代を更新世ウルム氷期中の亜間氷期と推定していることに対して、実際はもっと長期間に及ぶという可能性を示している。

V. 結 び

旧名張鉱山地域における名張斑れい岩体の風化殻は、サプロライト中の風化生成鉱物の組合せと核岩の産状に基づいて、次の3帯、すなわち、

I 帯：サプロライト中の風化生成鉱物がカオリン鉱物+針鉄鉱で、核岩がギブサイトを含むシェルに覆われて産する帯、

IIa 帯：サプロライト中の風化生成鉱物がスメクタイト+カオリン鉱物+針鉄鉱で、核岩がスメクタイトを欠くシェルに覆われて産する帯、

IIb 帯：サプロライト中の風化生成鉱物が IIa 帯のそれと同様で、核岩がシェルを伴わずに直接サプロライトに接して産する帯、

の3帯に分帯できる。I帯、IIa 帯、IIb 帯は、上位より、ほぼ垂直的に配列しており、これは、水質の変化に対応するものではないか考えられる。

I帯におけるシェル中のギブサイトについては、温帯〜亜熱帯気候下において、年間降雨量が1300~1500 mm以上の条件で生成されたことが推定される。地下水面はIIa帯の基底部に位置し、IIa・IIb帯のスメクタイトは斑れい岩の深層風化の産物であると考えられる。また、斑れい岩は、風化を蒙り易い岩石であると考えられているが、カオリン鉱物+針鉄鉱+ギブサイトにまで風化されるには、溶脱されるべきイオンが多量に含有されているために、花崗岩のマサ化と同程度の期間 (600~1300 万年) を必要とすると推定される。

本論文では、風化殻の分帯の概要を明らかにしが、今後、風化殻の各帯を通じての各初生鉱物の風化過程と主要元素の挙動、水質と風化生成鉱物との平衡関係などを論じていく予定である。

謝 辞

この研究を行うに当っては、大阪市立大学中村威教授

から終始有益な御指導・御鞭撻を頂いた。また、同大学鶴巻道二助教授、相川信之講師には有益な御助言を頂いた。ここに記して感謝の意を表する。また、本調査を実施するに当っては、名張市役所都市計画課、上野市役所都市計画課、青山町役場出納室の方に地形図を提供して頂いた。ここに御礼申し上げます。

引用文献

- 安藤 武, 黒川和男, 柴藤喜平, 三浦 清 (1968), 島根県大原郡地方における崩壊とそれに関連する花崗岩の風化機構について. 防災科学技術総研報, **14**, 31-75.
- Barshad, L. (1966), The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf. Jerusalem*, **1**, 167-173.
- Basham, I.R. (1974), Mineralogical changes associated with deep weathering of gabbro in Aberdeenshire. *Clay Min.*, **10**, 189-202.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A. (eds.) (1980), *Glossary of geology* (2nd edition). pp. 749 Amer. Geol. Inst. Falls church, Virginia.
- Delvigne, J. (1965), *Pédogenèse en zone tropicale, La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique*. pp. 177, ORSTOM, Paris.
- Goldich, S.S. (1938), A study on rock weathering. *J. Geol.*, **46**, 17-58.
- Hambleton, W.W. and Dodd, C.G. (1953), A qualitative color test for rapid identification of the clay mineral groups. *Econ. Geol.*, **48**, 139-146.
- Kanno, I., Honjo, Y., Arimura, S. and Tokudome, S. (1963), Genesis and characteristics of a red-yellow soil derived from gabbro, Northern Kyushu. *Bull. Kyushu Agr. Expt. Sta.*, **9**, 15-26.
- 木宮一邦 (1975a), 花こう岩類の物理的風化指数としての引張強度——花こう岩の風化・第1報——. 地質雑, **81**, 349-364.
- 木宮一邦 (1975b), 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度——花こう岩の風化・第2報——. 地質雑, **81**, 683-696.
- 木宮一邦 (1981), 三河高原の風化殻とその形成時期——花こう岩の風化・第3報——. 地質雑, **87**, 91-102.
- 三木 茂 (1948), 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, **1**, 105-144.
- 三浦 清, 樋口和之 (1974), 深成岩類の風化に関する研究・第2報, 鳥取県日野閃緑岩体の赤色風化. 応用地質, **15**, 23-34.
- 宮本弘道 (1959), 三重県名張地方チタン鉱床調査報

- 告. 地調月報, **10**, 705-710.
- 奥村 滋 (1973), 茨木地域の花崗閃緑岩の風化について. 大阪市立大学 特別研究 (卒業論文), (未公表).
- 大八木規夫 (1968), 島根県加茂・大東花崗岩類地帯における風化帯の構造と崩壊. 防災科学技術総研報, **14**, 113-127.
- 大八木規夫, 内田哲男, 鈴木宏芳 (1969), 加茂・大東地方花崗閃緑岩地帯における風化帯の粘土鉱物 (第1報)——風化生成粘土鉱物とその生成系列——. 国立防災科学技術センター研報, **2**, 21-44.
- Ruxton, B.P. and Berry, L. (1957), Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **68**, 1263-1292.
- Sherman, G.D. (1952), The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays. Problems of clay and laterite genesis. *A.I.M.E. New York, Symposium*, 1951, 154-161.
- Singer, A. (1979), The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sci. Rev.*, **15**, 303-326.
- Tanai, T. (1967), Tertiary floral changes of Japan. *Jubil. Publ. Commen. Prof. Sasa's 60th birthday*, 317-334.
- Tanai, T. and Huzioka, K. (1967), Climatic implication of Tertiary floras of Japan. *Pacif. Sci. Congress, 11th, Tokyo, 1966*, 88-94.
- 横田修一郎, 松岡数充, 屋舗増弘 (1978), 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題——信楽・大和高原のネオテクトニクス研究その1——. 地球科学, **32**, 133-150.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966), The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, Southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. B*, **32**, 437-454.