

広島大学学術情報リポジトリ  
Hiroshima University Institutional Repository

|            |   |
|------------|---|
| Title      | 花崗岩風化の研究（予報）  |
| Author(s)  | 柏木, 日出治   |
| Citation   | 広島大学地学研究报告, 12 : 319 - 342  |
| Issue Date | 1963-03-30  |
| DOI        |   |
| Self DOI   | <a href="https://doi.org/10.15027/52538">10.15027/52538</a>                                       |
| URL        | <a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052538">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052538</a> |
| Right      |   |
| Relation   |   |



# 花崗岩風化の研究(予報)

柏 木 日出治

Studies on the Weathering of Granite (Preliminary Report)

By

Hideharu KASHIWAGI

ABSTRACT: In pursuit of the factors taking part in weathering of the granitic rocks, several regions have been picked up and topographically researched with respect to the weathered state, while, on the other hand, the inner-structure variations of biotite obtained successively from landsurface to seemingly unaltered rocks lying in the depth in the related areas have been röntgenometrically compared with one another. Emergence and growth of choritic mineral in certain specimens have, though even microscopically not identifiable, been noticed in accordance with grade of weathering.

## 目 次

- I 緒 言
- II 研 究 方 法
- III 各地における検討
- IV 考 察

## I 緒 言

岩石の風化にあずかる要因はきわめて複雑多岐にわたっており、岩石の種類・性質と外的条件の組み合わせによって、その過程・産物にも著しい差異を生じる。たとえば、同一の環境下にある小地域内にあっても、花崗岩と石英斑岩とでは、それぞれの岩質に応じて異なった風化状態を呈する。前者では構成鉱物の各個体が分離して砂状を示すのに対して、後者ではまず岩体に罅隙を生じ、ついで粘土質物に変化している例が多い。とくに前者では風化が地表下数十メートルの深部に達している場合があり、また表層部における真砂の生成には植生の影響さえも無視できない。

本稿ではまず花崗岩を対象として考察を進めようとするものであるが、その場合、風化の水平的ならびに垂直的規模と速度を左右する因子として、地質的及び地形的背景を除外することはできない。地形と風化の関連については一部すでに筆者(1961)が指摘したところであるが、さらに、風化生成物の運搬し去られる速度が大であれば、風化速度が大でも風化層の深度は見かけ上小となり、従って一般に壮年期の地形もしくは起伏量の大きい地域では、老年期の地形もしくは平坦な地域に比べて風化深度が小さく見える傾向にあることを考慮する必要がある。この場合、たとえば高位にある平坦な地域では、前輪廻における准平原の遺形として、先期の過程の上に現在進行中の作用が重複するので、風化速度に論及するために



第1図 花崗岩風化調査地域

は地史的時間の経過をも併せ考えなければならない。

なお花崗岩の風化を考究する場合、一地域に支配的な外的条件のほかに南北両斜面における日射量の差異や水量の影響などのようにきわめて局所的な要素が加わり、同一の岩質でも風化作用の効果は水平にも垂直的にも一様には現われず、またしばしば風化度の低い部分をブロックとして残存している例も多い。

風化に関する従来の研究では、花崗岩を対象としたものが大多数を占めているにも拘わらず、問題が土木工学特に土質学と地質学・鉱物学との境界領域に属するためそれぞれ別個の見地に立っての検討がなされがちであった。本稿では上記種々の要因を系統的・全般的に考察する第一歩として、地形と風化の関連のほかに、直接岩質変化の実体を明らかにするため、造岩鉱物のうち黒雲母の内部構造の変化と風化の関係についても若干言及しようとするものである。なお研究の対象としては、愛知県三河高原、茨城県稲田、広島県西条盆地、岡山県吉備高原、香川県高松市東部の各地域より産する花崗岩を選んだ(第1図)。

#### 謝 辞

本研究の進行にあたって始終懇切なる御指導をいただいた広島大学梅垣嘉治教授に厚く感謝の意を捧げる。X線実験においては広島大学永富精助手に絶大なる御援助をいただき、地形学的には東京大学多田文男教授に御批判と教示をいただいた。ここに厚く御礼申上げる。また種々論討や批判をたまわった広島大学木野崎吉郎教授、中野光雄博士、大阪学芸大学赤塚久兵衛博士、資料科学研究所松井健氏に厚く御礼申上げる。電源開発株式会社調査役広田孝一氏及び地質課長桐谷文雄氏からは深い御理解と助言をたまわった。ここに記して厚く感謝の意を捧げる。

## II 研究 方 法

### A. 鉱物学的方法

花崗岩の風化に伴なって、岩石学的組織の変化、造岩鉱物の化学成分および結晶構造の変

化などが考えられるが、これらのうち化学成分の変化は比較的少ないといわれている（大杉他, 1927; 斎藤他, 1953; 斎藤他, 1955; 斎藤, 1956）。

主成分鉱物のうち、石英は風化作用に対して非常に強く、最終的に砂粒として残存するに至ることはこれ迄の研究者により認められているので（GOLDICH, 1938; PETTIJOHN, 1941）扱わないことにする。風化産物の中から長石類のみとり出すことは非常に困難であるので、まず抽出が簡単でしかも風化に弱いと考えられている黒雲母（GLINKA, 1932）を実験に供することとした。

黒雲母のX線回折実験においては、風化によりその内部構造に現われるすべての変化を問題とした。すなわち回折線の強度・数・鮮鋭度の変化のほか、新しい回折線の出現等にも注意した（MURRAY, 1954）。

X線装置としては島津製加熱式強力型ガイガーフレックスを使用した。

#### 試料の調整

試料としては、風化の甚しい真砂から次第に新鮮な花崗岩に移化するような露頭について、地表から深部へ2m間隔に採取した。これを風乾後、造岩鉱物相互が分離する程度まで鉄乳鉢中で破碎し、その中から黒雲母を選別し、つぎに瑪瑙乳鉢で約250 meshまで粉碎する。この粉末試料30 mgを秤量し、スライドガラス上に醋酸アミールにうすめたニトロセルローズとねり合わせて固定し、X線回折実験に供する。

#### X線回折条件

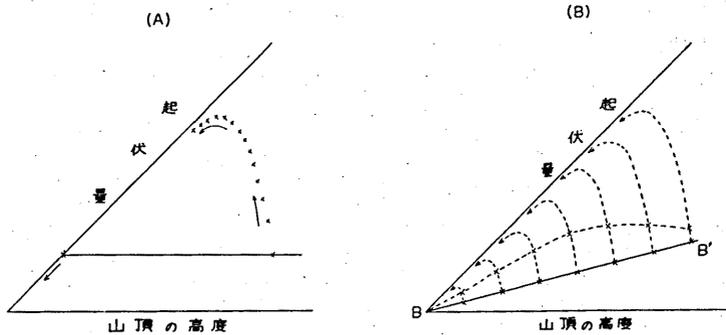
すべての試料について、次に示した回折条件により、 $2\theta$ として $5^\circ$ から $50^\circ$ までの間の回折実験を行い、特定の回折線についてその変化を検討した。

|           |                           |
|-----------|---------------------------|
| X線        | CuK $\alpha$ (Ni フィルター使用) |
|           | 管球電圧 30KV 電流 15mA         |
| レートメーター範囲 | 1000 cps                  |
| 時 定 数     | 2.5 sec                   |
| 記 録 速 度   | 1 cm/min                  |
| 入射線側スリット  | 1.5 mm                    |
| 回折線側スリット  | 0.2 mm                    |

このようにして得たX線回折記録から、特定面からの強度を読み、これを縦軸に、試料の採取位置の地表からの深度を横軸にとって（試料番号順）、深度—強度図をつくり、これから風化度と結晶構造の変化の関係を検討しようとするものである。

#### B. 地形学的方法

地形開析度と花崗岩風化層の厚さとの関連を調べるため、多田文雄の方法（1934）を借用した（第2図）。すなわち、ある地域の地形開析度を調べようとするとき、まず5万分の1地形図からその地域の生長曲線を描き、切峯面図を描く場合の単位面積を決定する。それからその面積に相当する正方形の方眼をその地域の5万分の1地形図にかけ、その方眼内、すなわち、単位区域内の最高山頂の高度とその単位区域内の最低点の高度との差を求めてこれを起伏量とする。この場合、起伏量とは切峯面と切谷面との高度差と定義する。この最高山頂の高度を横軸にとり、起伏量を縦軸にとって各の単位区域で計測した点を落していく。第2図



第2図 山頂の高度一起伏量関係図(多田文原図)  
山頂の高度と起伏量との関係点が地形の開析と共に移動する状態を示す。

(B)において原地形  $BB'$  があった場合、開析が進むにつれて各点は矢印の方向へ進み、最終的には原点  $B$  の付近へ密集してくる。地形開析の各時期において、これらの点の集合状態に特徴があるので、それから地形開析度が判断できることになる。

このようにして地形開析度を求める図を作製する場合、図中の各点はまず野外調査によって風化の程度を調べ、その風化度の差異によって別々の記号を用いて各点を記入していく。たとえば

- 印は花崗岩風化層の深い地域が単位区域内の50%以上の面積を占める場合、
- 印は花崗岩風化層の深い地域が単位区域内の50%以下の面積を占める場合、
- ×印は花崗岩以外の岩石が単位区域内に50%以上の面積を占める場合

とするが、ここに花崗岩風化層の深い地域とは、地表調査によって風化深度が推定できず花崗岩の転石も殆どなく、切りとりの部分では真砂の深さが10m以上あるような地域とする。

このようにして作製した山頂高度一起伏量関係図中の・印の点、すなわち、風化の深い地域を代表する各点と、それ以外の各点の集合状態から、地形開析度と花崗岩風化程度との関係をみようとするものである。

### III 各地における検討

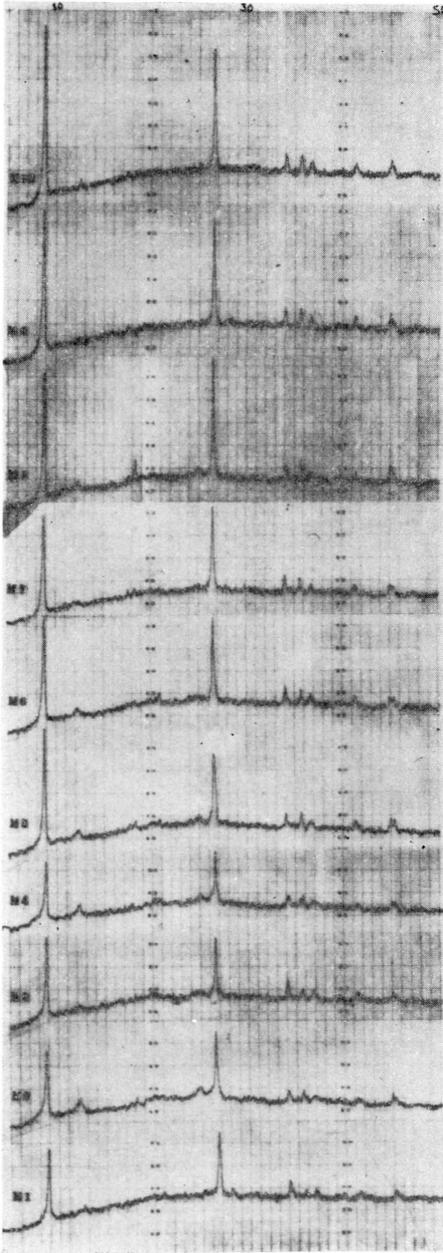
#### A. 三河高原

本地域では野沢(1953)や赤嶺(1954)の示すように、真砂化した花崗岩の上位に粘土や礫が堆積している事実が多い。従って花崗岩の風化を赤嶺秀雄の梅坪層と関連せしめて考察するのに好適の地域と考えられまた瀬戸層群中の窯業用粘土の鉱物学的研究も進んでいる。

地形学的にはこの地方は辻村(1929)によって早くから開析準平原として記載され、その後相山(1930)によってこの地方の平坦度が計測せられた。その後多田(1934)によって本高原の開析程度がよく研究され、地形学的に開析程度と花崗岩風化との関連を求めるのに好適の地域とも考えられる。

#### (1) 黒雲母の変化

試料は愛知県岡崎市遊平に露出する複雲母花崗岩中から採取した。そのX線回折結果を第

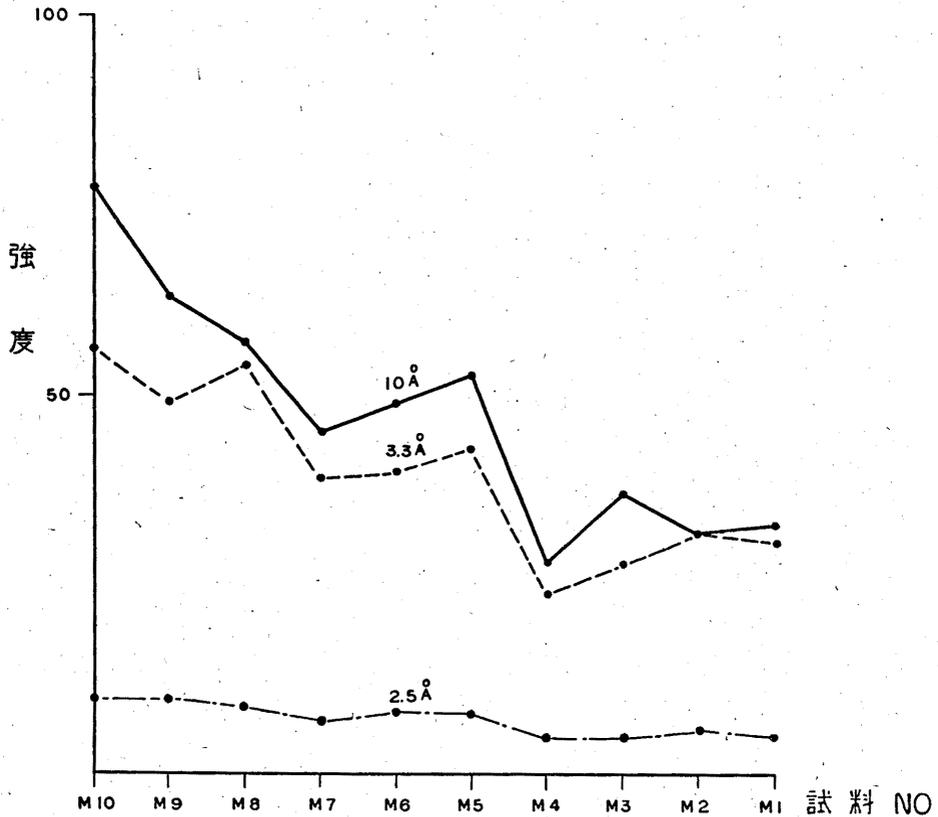


第 3 図

第1表 X線回折値(三河高原, 黒雲母)

| M 1   |    | M 2    |    | M 3    |    | M 4   |    | M 5    |    | M 6    |    | M 7    |    | M 8    |    | M 9    |    | M 10   |    |
|-------|----|--------|----|--------|----|-------|----|--------|----|--------|----|--------|----|--------|----|--------|----|--------|----|
| d(Å)  | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  | d(Å)  | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  | d(Å)   | I  |
| 9.969 | 33 | 10.158 | 32 | 10.048 | 37 | 9.981 | 28 | 10.083 | 53 | 10.060 | 49 | 10.071 | 45 | 10.048 | 57 | 10.235 | 63 | 10.071 | 77 |
| 7.036 | 4  | 7.249  | 8  |        |    | 7.138 | 8  | 7.196  | 5  | 7.196  | 5  |        |    | 7.167  | 6  |        |    | 7.053  | 6  |
| 3.337 | 31 | 3.363  | 32 | 3.355  | 28 | 3.346 | 24 | 3.357  | 43 | 3.357  | 40 | 3.358  | 39 | 3.358  | 54 | 3.361  | 49 | 3.355  | 56 |
| 2.629 | 10 | 2.632  | 6  | 2.632  | 9  | 2.614 | 6  | 2.634  | 7  | 2.633  | 9  | 2.630  | 9  | 2.634  | 7  | 2.637  | 10 | 2.634  | 10 |
| 2.508 | 5  | 2.522  | 6  | 2.516  | 5  | 2.508 | 5  | 2.518  | 8  | 2.516  | 8  | 2.519  | 7  | 2.515  | 9  | 2.518  | 10 | 2.515  | 10 |
| 2.445 | 6  |        |    | 2.438  | 5  |       |    | 2.442  | 4  | 2.449  | 6  | 2.450  | 5  | 2.446  | 4  | 2.449  | 6  | 2.442  | 7  |
| 2.172 | 5  |        |    | 2.186  | 3  | 2.184 | 4  | 2.187  | 4  | 2.188  | 5  | 2.183  | 4  | 2.183  | 4  | 2.184  | 7  | 2.181  | 6  |
| 2.009 | 5  | 2.014  | 5  | 2.014  | 3  |       |    | 2.014  | 4  | 2.014  | 4  | 2.011  | 4  | 2.013  | 7  | 2.014  | 8  | 2.011  | 8  |

3図に示す。これより原子網面間隔と強度を示したのが第1表である。この表のうち黒雲母に関係した10Å, 3.3Å, 2.5Åの強度変化を示したのが第4図である。これからも明らかのように(006)の3.3Åの回折は(002)の10Åのそれよりも常に弱く, また風化の激しい真



第4図 回折線の強度変化 (三河高原)

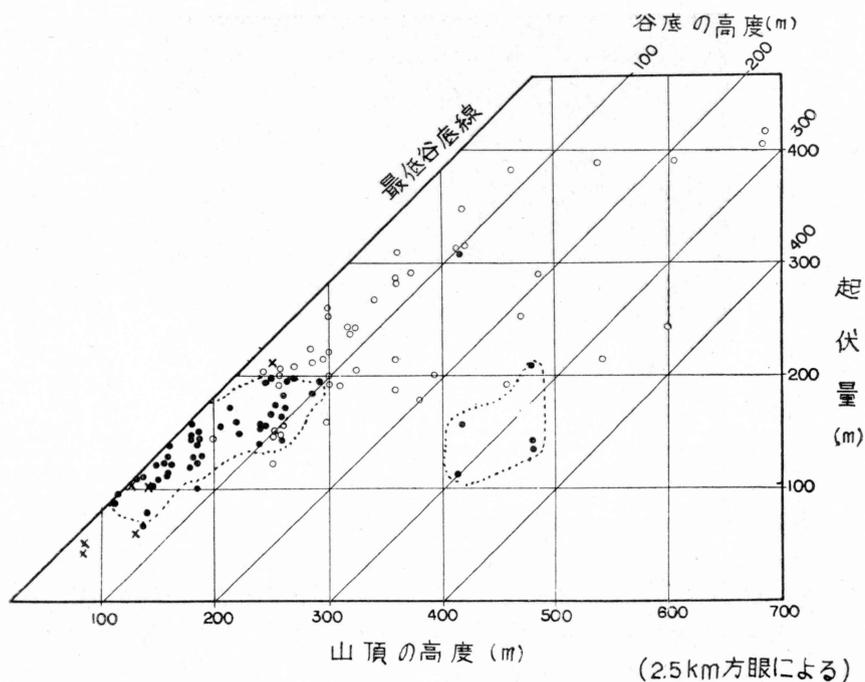
砂層で地表に近い程一般にすべての回折像が弱く現われるが長周期のもの程強度低下の割合が大きい。表層部から内部へ等間隔に採取した試料であり乍ら、強度の低下は漸移的でなく不規則なのは風化の不均一性を示すものと思われる。勿論風化の最も甚しい表層近くの試料では回折強度は一般に弱く、結晶度の低さを表わしている。 $2\theta$  が  $5^\circ$  から  $50^\circ$  迄の範囲における回折ピークの数はいくつ前後であるが、特に7個の試料についてはそれぞれ  $4.3\text{\AA}$  と  $4.8\text{\AA}$  における回折ピークが認められ、一応黒雲母以外の物質の混入を示している。結晶度の最も低いM4の試料及びM2の試料では  $2.4\text{\AA}$  と  $2.0\text{\AA}$  付近の回折ピークはきわめて不鮮明であり、表層近くの試料程概して  $2\text{\AA}$  付近の回折は不鮮明になっているが、 $10\text{\AA}$  と  $3.3\text{\AA}$  における回折状態は、強度は低下しても鮮鋭度を失わない。

これらの結果からこの地域の黒雲母の試料では少なくとも風化度の増大とともに結晶度が低下する事実だけは明らかになった。

#### (2) 地形及び地史と風化深度

本地域は複雲母花崗岩、黒雲母花崗岩及び閃雲花崗岩（一部片状）等の産地であるが（清野他、1921）、岩種による風化深度の差異が認められないので一括して扱った。

多田はこの地域において輪廻を考察するためには一辺  $3.5\text{km}$  の広さの単位区域をとるのが



第5図 山頂の高度一起伏量関係図 (三河高原)

適当であると説いているが、風化と地形との関係とその特性を求めるには、一辺2.5kmの方眼が適当と考えた。この単位区域を代表する点をさきに述べた方法で山頂高度一起伏量関係図に落して得たのが第5図である。図中の全点の分布からはこの地域は地形開析の何期に当るかを判断することは困難であるが、風化の深い点は二カ所に集中している。すなわち、多田のいう老年期に近い左下付近と、地形開析に残された前輪廻の小起伏を示す右下付近とである。これら二カ所に集中している点からは、風化の深い地域は現輪廻と前輪廻の遺形のある起伏量の小さい地域であることがわかる。



写真1 マサの上に梅坪層の重なる状態を示す。

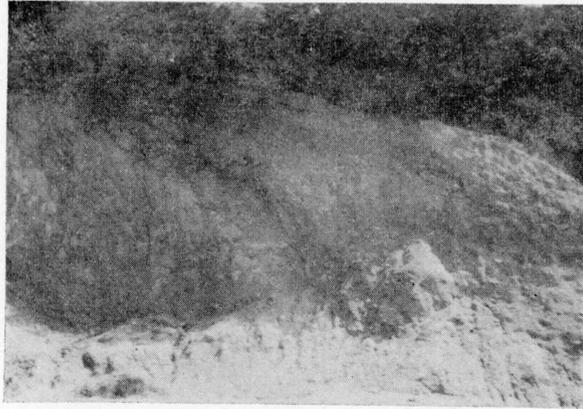


写真2 マサの上位に梅坪層の重なる状態を示す。

主として本地域西部に分布する窯業用粘土の基盤をなす花崗岩が風化して真砂となっている事実については、野沢 (1955) が若干触れているが、筆者の観察では、写真1及び写真2に示すように、真砂の上位に梅坪層の礫層が重なっている露頭を数多くみている。礫はすべて花崗岩類であり、基盤の花崗岩は真砂となっているが、その上位の礫層の花崗岩は真砂となっていない。赤嶺は梅坪層を洪積世としているので、ここでは洪積世あるいはそれ以前の強力な風化作用が推定される。

## B. 稲田地域

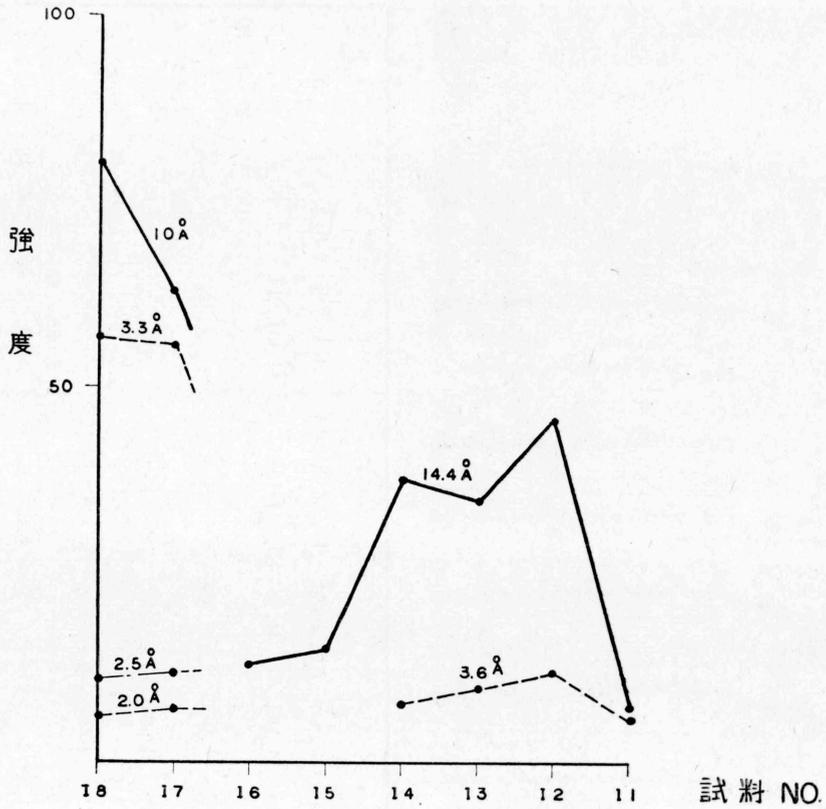
茨城県筑波山北方に位置し、この黒雲母花崗岩は建築石材として切り出されている。本地域は開折準平原と推定される区域と起伏量の大きい壮年山地とよりなる。花崗岩の風化も、低起伏の地域では深いように思われ、起伏量との関連を求め、またここに分布する洪積層 (鈴木他, 1959) の堆積物との関連における地史学的資料も得られるであろう。

### (1) 黒雲母の変化

試料は黒雲母花崗岩から選別した。X線回折の結果は第6図に示す通りであるが、第2表には各格子面とその強度を示す。これらのうち特定の格子面に関する強度変化を地表から地下の新鮮な基盤まで順に示したのが第7図である。

第7図の結果は前記三河高原の試料に関するものと著しく異なっている。すなわち、外観は黒雲母の原形をとどめていても、風化の進んだものの実質はすでに原鉱物ではなく、緑泥石質鉱物に変質している。特に $10\text{\AA}$ と $3.3\text{\AA}$ における回折強度は風化の進行と共に若干低下し、上位の試料からは黒雲母の存在を示す回折は全く見られず、新たに $14.4\text{\AA}$ が出現している。I6の試料では $14.4\text{\AA}$ と $2.6\text{\AA}$ の回折しかみられないが、I3に至って緑泥石質鉱物を代表する5本の回折線があらわれている。この場合 $14.4\text{\AA}$ と $3.6\text{\AA}$ は風化の進行と共にその強度を増すが、最も表層に近く最も風化の進んでいると思われるものは逆にその強度が弱まり、一般的に結晶度が低下している。I6とI7の試料の間に黒雲母と $14\text{\AA}$ 鉱物の共存するもの、すなわち、混層鉱物の存在は確認できなかった。また黒雲母の存在を示す $10\text{\AA}$ や $3.3\text{\AA}$ の反射は2個の試料でしか検出されておらず、風化の進行と共にそれらの強度の連続





第7図 回折線の強度変化(稲田地域)

集中している。この中花崗岩以外のもの2点を除けば、すべて風化の深い単位区域を代表するものである。この点線の範囲よりさらに左下のものは、花崗岩以外の地質を代表するものである。従って三河高原の場合と同様、花崗岩の風化の深い地域は、多田のいう老年期に近く起伏量の小さい地域であるといえる。

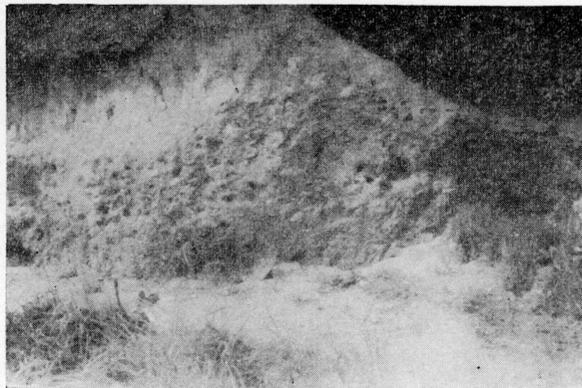
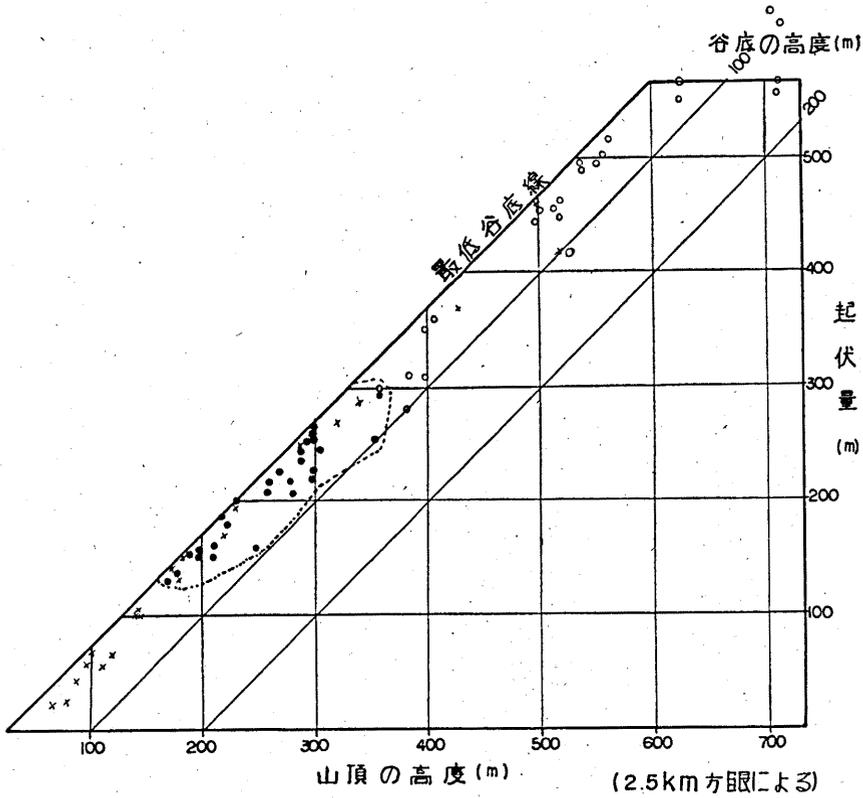


写真3 マサの上に洪積層の堆積を示す。



第8図 山頂の高度一起伏量関係図 (稲田地域)

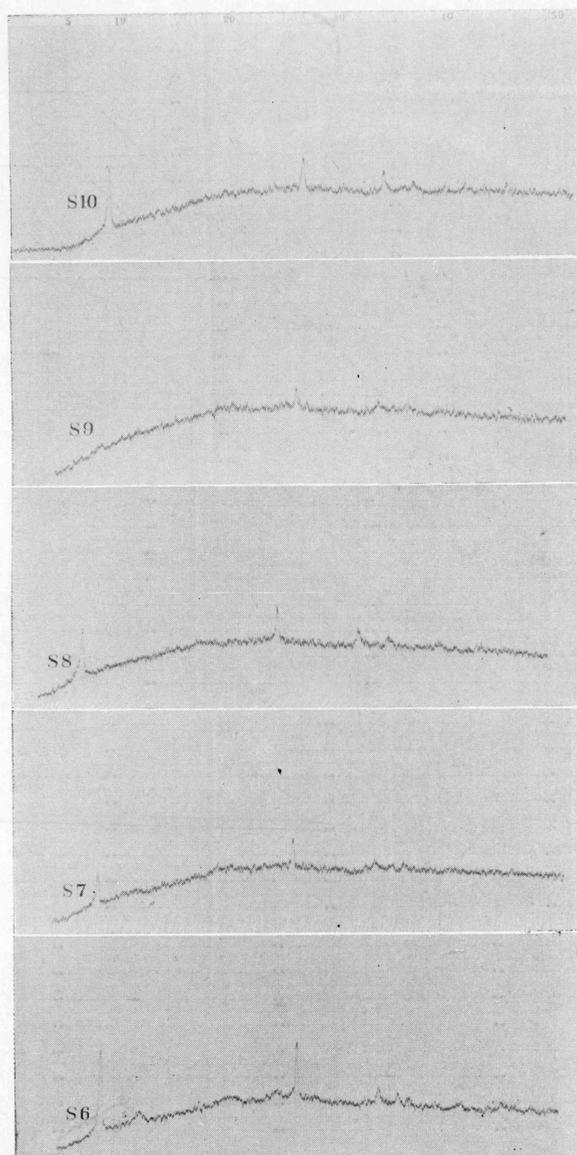
この地域には、分布面積は狭いが、洪積層の堆積物がある。真砂の上位にその基底礫層の重なっている露頭がある。この礫層中の花崗岩礫は基盤の花崗岩と同一であり、基盤の花崗岩と同程度に（肉眼的に）風化しているものと、写真3に示すように、基盤は真砂となっても、礫は真砂となっていないものもある。これは堆積した礫がすでにその風化程度に差があったのか、堆積後の風化作用の局地的な差なのか判然としないが、何れにせよ堆積前の相当程度の風化作用の進行を否定することはできない。

C. 西条盆地

広島県加茂郡西条町付近には、いわゆる広島型花崗岩（黒雲母花崗岩）が広く分布している。これを基盤として洪積層（神津他，1921；小林，1950）もかなり分布が広く、基盤花崗岩の風化は著しい。地形は盆地状の低起伏を示し、地形学的、地史学的あるいは鉱物学的研究に好適の地域であると考えられる。

(1) 黒雲母の変化

本地域の基盤をなす花崗岩は直接地表に露出している部分と洪積層に蔽われた部分とがあり、両者の風化状態には差異があることが予測されるが、まず予備的実験として前者の試料についてX線回折を行なった。試料は地表より深部へ10個採取したが、たまたま装置故障の



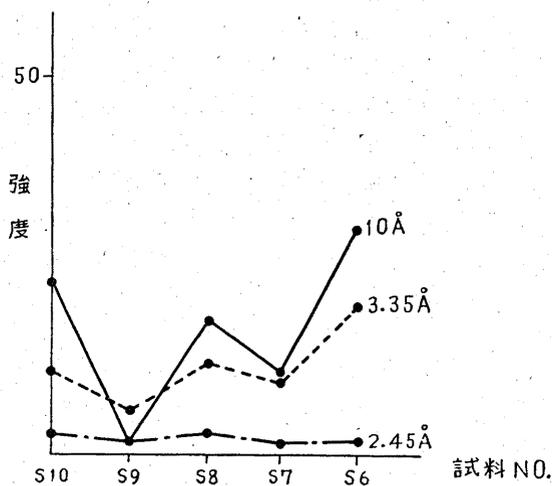
第 9 図

ため S1~S5 に関する実験は失敗に終わったので、S6~S10 に関する結果のみを第 9 図、第 10 図及び第 3 表に示す。

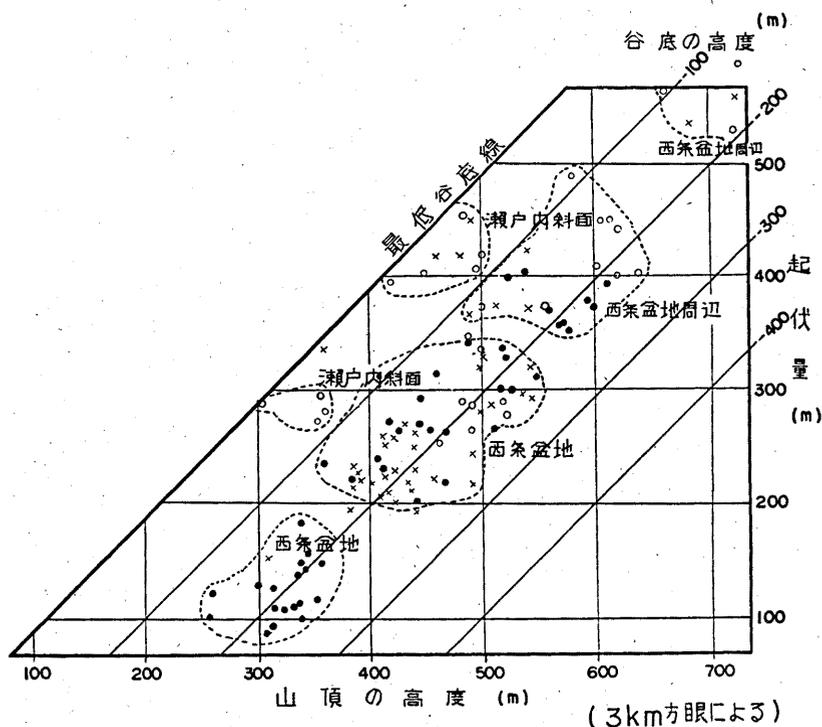
X線回折の結果から判断すると、一般にかなり結晶度が低く、各試料に共通して存在する  $10\text{\AA}$ 、 $3.35\text{\AA}$  における回折強度は他地域のそれらに比して  $\frac{1}{2}$  程度に過ぎない。採られた深度の範囲内では特に S9 において結晶度の若干の低下を示しているほか、深淺の差と回折強度の変化との間の特定の関係を示唆するような顕著な事実は認められない。

第3表 X線回折値(西条盆地, 黒雲母)

| S 6   |    | S 7   |    | S 8   |    | S 9   |   | S 10  |    |
|-------|----|-------|----|-------|----|-------|---|-------|----|
| d(Å)  | I  | d(Å)  | I  | d(Å)  | I  | d(Å)  | I | d(Å)  | I  |
| 10.03 | 30 | 10.03 | 11 | 10.09 | 18 | 10.16 | 2 | 10.01 | 23 |
| 7.23  | 3  |       |    |       |    | 7.03  | 2 | 6.65  | 2  |
|       |    |       |    |       |    | 6.18  | 2 |       |    |
|       |    |       |    |       |    | 5.70  | 2 |       |    |
| 5.02  | 2  |       |    | 4.56  | 2  |       |   | 5.04  | 2  |
|       |    | 4.47  | 2  |       |    |       |   | 4.57  | 2  |
|       |    |       |    |       |    | 4.24  | 2 | 3.79  | 3  |
|       |    |       |    |       |    | 3.46  | 2 |       |    |
| 3.35  | 20 | 3.34  | 10 | 3.35  | 12 | 3.34  | 6 | 3.35  | 11 |
|       |    |       |    |       |    | 3.31  | 3 |       |    |
|       |    |       |    |       |    | 3.22  | 2 |       |    |
|       |    |       |    |       |    |       |   | 2.947 | 2  |
| 2.739 | 2  |       |    |       |    |       |   | 2.703 | 2  |
|       |    | 2.693 | 2  |       |    |       |   |       |    |
| 2.638 | 5  | 2.634 | 3  | 2.637 | 5  | 2.623 | 3 | 2.634 | 6  |
| 2.512 | 3  | 2.510 | 2  |       |    |       |   |       |    |
| 2.445 | 2  | 2.451 | 2  | 2.460 | 3  | 2.461 | 2 | 2.453 | 3  |
|       |    |       |    |       |    | 2.375 | 2 |       |    |
| 2.302 | 2  |       |    |       |    |       |   |       |    |
| 2.177 | 2  |       |    | 2.185 | 3  | 2.198 | 3 | 2.177 | 3  |
| 2.014 | 2  |       |    | 2.022 | 2  | 2.010 | 3 | 2.007 | 2  |
|       |    |       |    | 2.005 | 2  |       |   |       |    |



第10図 回折線の強度変化(西条盆地)



第11図 山頂の高度—起伏量関係図 (西条盆地)

本地域の試料についてのX線回折に関する限り更に詳細な検討を要する。

## (2) 地形及び地史と風化深度

花崗岩の風化の激しい地域に3 km方眼をかけて描いたのが第11図である。西条盆地が隆起準平原の様相を呈していることは地形図からも推定できる。すなわち、瀬戸内側から順次内陸へ向って開析が進み、いまだ開析に残された前輪廻の地形とみられる。盆地内には洪積層の分布がかなり広く平坦面を形成している。第11図によれば、各点は地域別に数カ所に集中し、瀬戸内側より開析の進んでいることがよくあらわれている。開析の最も進んだ瀬戸内斜面は最低谷底線に最も近く、この盆地の周辺部では原地形の起伏も大であったものと考えられる。周辺部から盆地内に至るに従って起伏量が小となっている。盆地内の点は何故か二つの範囲に分れて分布しており、起伏量の小さい左下の範囲には、花崗岩以外の方が広い地域を代表する点は来なくて、右上の起伏量のやや大きい範囲内に入っている。起伏量の小さい左下の範囲内に入っている全点は風化の深い点であり、風化の深い地域では起伏量が小さいことを示している。同じ盆地内でも起伏量200mから330mまでの間に分布している多くの点がある。この範囲に入っている点の半数以上は花崗岩ではなく、洪積層であるが、それ以外の花崗岩地域は1点を除いて全部風化の深い地域を代表する点であり、前輪廻の形跡がみられ、その地域の風化の深いことを示しているといえよう。周辺部にいくにつれて風化の深い点の少なくなっているのは、地形開析の進行からうなづけることである。

この地域においても真砂の上位に洪積層の礫層の堆積が各地にみられ (写真4参照), その



写真4 マサの上に洪積層の堆積を示す。

礫は真砂となっておらず、かえって基盤の花崗岩は著しく真砂化している。従って礫層堆積前の著しい風化作用が推定せられる。

#### D. 吉備高原

岡山県総社市北方及び西方の高梁川に沿う地域で、この地域は古くより隆起準平原として知られ、地形学的な研究も多い（小林, 1950；三野, 1933；中野他, 1952）。従って地形の平坦度と花崗岩風化程度との関連を考察するのに都合がよいと思われる。またこの地域には洪積世（小林, 1950）と思われる山砂利層の分布が広いので、この堆積が花崗岩風化とどのような関係があるかを研究するのに都合がよい。

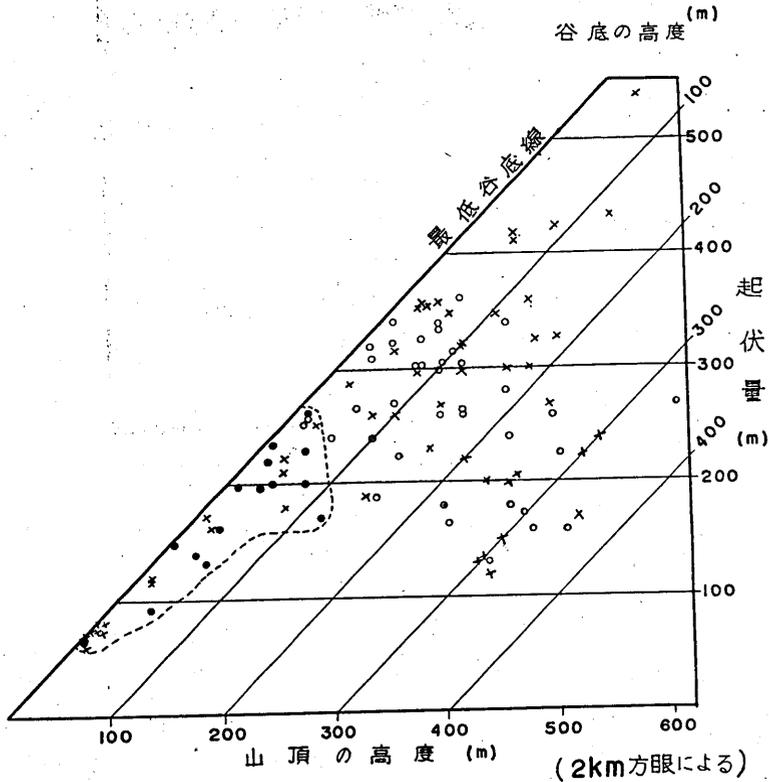
あとに示す山頂の高度一起伏量関係図中の風化の深い点の分布が、稲田地域あるいは三河高原の一部に似ており、また岩質も西条盆地と同じ広島型花崗岩である。

#### 地形及び地史と風化深度

中野, 吉川（中野他, 1952）にならって、花崗岩の風化の深い地域に2 km 方眼をかけて作製した山頂高度一起伏量関係図を第12図で示す。

7万5千分の1地質図（高梁図幅）及び小林（1950）によれば、主として総社市北方の地域には標高300mから550mまでの山頂を山砂利層がおおっており、等高線の間隔は粗く準平原状を呈していることがわかる。第12図においても山頂高度400mから500mまでの付近に起伏量小なる点がかなり分布しており、これらは開析に残された隆起準平原を示している。この図からはこの付近一帯の地形開析度を読むことは困難であるが、隆起準平原から次第に開析の進んだ壮年期あるいは老年期に近い各段階のものがあるといえよう。

地形開析に残された図の右下に近い点は三河高原や西条盆地と異なり、花崗岩風化が浅いことを示している。総社市北方の標高400mから500mまでの丘陵性の山地においては、事実凸形の斜面をもち、一見風化が深そうにみえる地形が広がっているが、数多くの切りとりの部分では、表土の直下に新鮮な花崗岩があり、真砂は殆どなく、あっても極めて薄い。また、花崗岩の上面が山砂利層でおおわれている露頭では基盤の花崗岩は殆ど風化しておらず、新鮮であるが、山砂利層中の花崗岩礫も新鮮である。山砂利層の花崗岩礫よりも基盤花



第12図 山頂の高度一起伏量関係図 (吉備高原)

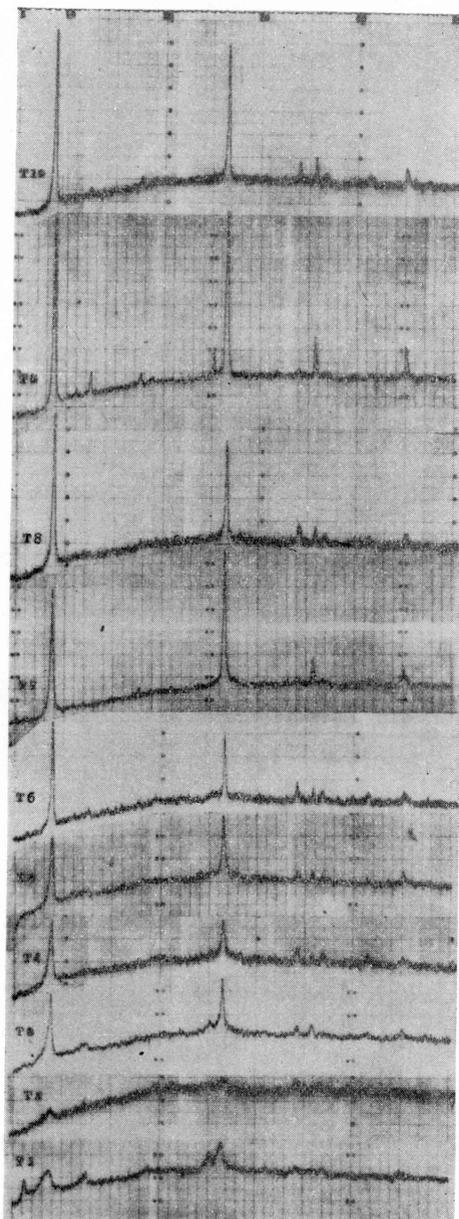
崗岩の方がやや風化の進んでいる露頭もあるが、この程度では他の三河高原や西条盆地などのように洪積堆積前の著しい風化作用を推定することはできない。この地域はむしろ山砂利層の被覆が基盤花崗岩の風化変質を防止していたものと解釈される。

第12図においては花崗岩の風化の深い点は何れも最低谷底線に接近し、かつ図の左下付近に密集している。山頂の高度 300m 以下では2点を除いて他はみな風化の深い単位区域を代表する点であり、花崗岩以外の地質を代表する点は殆ど現世沖積層である。そしてこれら風化の深い地域を代表する点は主として総社市西方の地域と総社市北方山地の南側斜面を代表するものであり、山頂の風化ではなく山麓の風化である。これらの点の分布はさきに述べた稲田地域の点の分布によく似ており、これらの点は第2図に多田が示したように、地形開析と共に矢印の方向に移動したものであろう。すなわち、晩壮年期あるいは老年期に近づいたものといえよう。従ってこの地域においても花崗岩の風化の深いところは、晩壮年期あるいは老年期に近く、起伏量の小さい区域に当たっている。

#### E. 高松市東部

香川県高松市の東部にはいわゆる領家帯に属する花崗岩が分布しているほか、種々の花崗岩質岩類がかなり複雑に入り組んでいる(高松図幅)。従って広い立場から地形と風化程度との関連を研究するには余り適当でないと思われるので、地形との関連における調査は行なわな

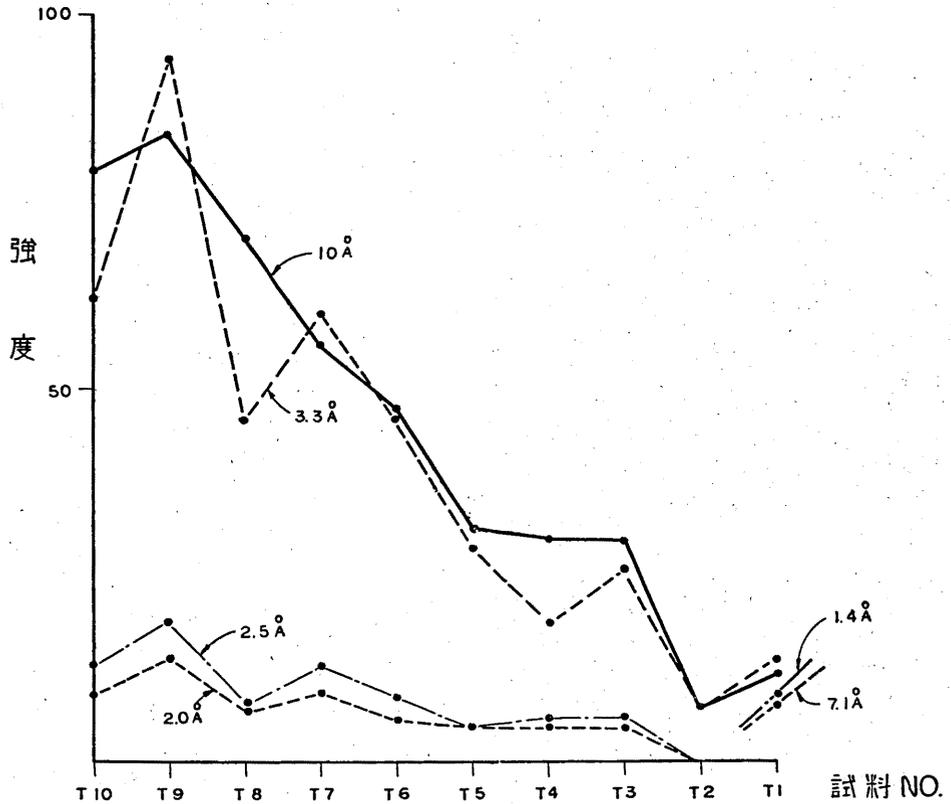
第4表 X線回折値 (高松市付近, 黒雲母)



第 13 図

| T 1    |    | T 2   |   | T 3    |    | T 4   |    | T 5    |    | T 6   |    | T 7    |    | T 8   |    | T 9    |    | T 10  |    |
|--------|----|-------|---|--------|----|-------|----|--------|----|-------|----|--------|----|-------|----|--------|----|-------|----|
| d(Å)   | I  | d(Å)  | I | d(Å)   | I  | d(Å)  | I  | d(Å)   | I  | d(Å)  | I  | d(Å)   | I  | d(Å)  | I  | d(Å)   | I  | d(Å)  | I  |
| 14.187 | 9  |       |   | 10.105 | 30 | 10.00 | 30 | 10.048 | 31 | 9.97  | 47 | 10.071 | 56 | 9.99  | 70 | 10.048 | 84 | 9.98  | 79 |
| 10.163 | 12 | 10.03 | 7 |        |    | 3.348 | 19 |        |    | 3.344 | 31 |        |    |       |    | 7.048  | 12 | 7.08  | 5  |
| 7.104  | 8  |       |   | 3.358  | 26 | 2.619 | 9  | 3.352  | 29 | 3.344 | 31 | 3.351  | 60 | 3.346 | 46 | 5.022  | 5  | 5.008 | 5  |
| 3.544  | 9  | 3.344 | 7 | 2.614  | 6  | 2.512 | 6  | 2.618  | 5  | 2.626 | 10 | 2.513  | 13 | 2.629 | 10 | 3.350  | 94 | 3.346 | 62 |
| 3.346  | 14 |       |   | 2.515  | 6  | 2.439 | 7  | 2.511  | 5  | 2.509 | 8  | 2.513  | 13 | 2.511 | 9  | 3.515  | 12 | 2.632 | 10 |
|        |    |       |   |        |    | 2.176 | 6  | 2.436  | 4  |       |    |        |    | 2.441 | 6  | 2.178  | 5  | 2.511 | 3  |
|        |    |       |   | 2.01   | 5  |       |    | 2.014  | 5  | 2.173 | 6  |        |    | 2.178 | 5  | 2.010  | 14 | 2.445 | 6  |
|        |    |       |   |        |    |       |    |        |    | 2.008 | 7  | 2.012  | 9  | 2.007 | 6  |        |    | 2.182 | 6  |
|        |    |       |   |        |    |       |    |        |    |       |    |        |    | 1.677 | 7  |        |    | 2.008 | 9  |
|        |    |       |   |        |    |       |    |        |    |       |    |        |    |       |    |        |    | 1.675 | 8  |
|        |    |       |   |        |    |       |    |        |    |       |    |        |    |       |    |        |    | 1.539 | 7  |

かった。しかし斎藤他 (1953, 1955, 1956) の研究もあり, 花崗岩は山麓の緩斜面においてかなり著しい風化を受けているので, 鉱物学的研究には適当であると考えた。



第14図 回折線の強度変化 (高松市周辺)

### 黒雲母の変化

香川県木田郡牟礼村久通の採石場入口で地表から深部の新鮮岩に至るまで連続採取した試料中の黒雲母についてX線回折を行なった。

X線回折の結果は第13図及び第4表に示す通りで、地表に最も近い試料T1より新鮮岩のT10に至るものである。これらのうち10Å, 3.3Å, 2.5Å, 2.0Åの強度変化を示したのが第14図である。

この第14図についてみると、10Åにおける回折はT7とT2の試料以外は3.3Åのそれより強い。これらの強度は、新鮮なものから風化の最も進んでいると思われる表面近くの試料に至るまで、順次低下している。この低下の割合は他の地域のものより大きい。連続的等間隔に採取した試料でありながら、強度変化曲線が連続的でないのは、X線実験における多少の条件の相違とともに、風化の進行の不均一性によるものと考えざるを得ない。10Åや3.3Åのほかには2.6Å及び2.5Åの反射も新鮮なものから表面の風化の進んだものに至るまで、次第に強度が低下し、T2の試料に至って、回折の有無が殆ど判別できなくなる。試料T10とT9に出現した7Åと5Å及び試料T9における3.5Åは何か他の鉱物の混入によるものと思われる。回折線の数は、 $2\theta$ が5°から50°までの間で、最も新鮮な試料T10において最

も多く、黒雲母に属するものが9本あり、風化の進行と共に短周期のものから順次消滅し、最後に $10\text{\AA}$ と $3.3\text{\AA}$ が残っている。ただし試料T9とT7については判別できるものはそれぞれ4本宛で、他に比べてやや少ない。試料T10からT1へと風化の進むにつれて、前述のように強度は一般に低下しながら回折範囲は変化せず、不鮮明となってくる。結局風化の進行と共に黒雲母は結晶度が悪くなり、完全にその結晶構造が崩壊する直前に新しい鉱物を代表する $14\text{\AA}$ 、 $7\text{\AA}$ 、 $3.5\text{\AA}$ が出現してくる。

試料T1における $10\text{\AA}$ と $3.3\text{\AA}$ は、試料が連続採取の一端に当り、かつ第14図に示す連続的強度変化曲線上にあることなどから黒雲母を代表するものと考えられる。新しく出現した3本の回折線は稲田地域の試料I6よりI1に至る試料中の緑泥石様鉱物と同じものと思われる。稲田地域のものには黒雲母と緑泥石様鉱物の共存を示す試料はなかったが、本地区のものでは明らかに両者が共存している。

#### IV 考 察

##### I. 黒雲母の変化について

花崗岩の造岩鉱物の中で黒雲母は風化に対して非常に弱い鉱物であることは、これ迄の研究者 (BARSHED, 1948; BASSETT, 1960; GLINKA, 1932; ROY 他, 1953; WALKER, 1949) によって認められており、また新鮮なものから順次風化の進んだものに至る経過についての研究 (JACKSON 他, 1952; JEFFRIES 他, 1953; NUMBERT 他, 1943; ROLFE 他, 1953; STEPHEN, 1952; 菅野他, 1957, 1960; 菅野他, 1958; WALKER, 1949) も多い。しかしそれらは対象試料の変化が限られており、またここに採り上げた $14\text{\AA}$ 鉱物の同定には他の物理化学的方法を併用しなければならない。菅野とその共同研究者は、結局 $14\text{\AA}$ 鉱物は一応結論としては須藤のいうような“中間種”な緑泥石様鉱物とせざるをえないと述べている。またMg処理によって $14\text{\AA}$ 反射の強度は試料によって減じ方に差のあることは、風化の進行につれて $14\text{\AA}$ 鉱物の内容に変化がおきていることを示唆していると述べている。

稲田地域の試料においてI6よりI1のものに $14\text{\AA}$ 鉱物があらわれ、黒雲母は消滅しているが、I3の試料においては $2\theta$ が $5^\circ$ から $50^\circ$ 迄の間に5本の回折線が認められ、菅野らのいう緑泥石様鉱物であることの疑いが極めて濃厚である。この場合黒雲母の格子面に対応する回折線は完全に消失し、外観は黒雲母様を保ちながら、内容はすでに全く変質している。さらにこれらの回折線の数は、表層に近づく程、すなわち、風化の進行と共に増加するが、最も表層に近いものでは逆に減少し、強度も急激に低下していることは、菅野らのいうように、風化の進行につれて $14\text{\AA}$ 鉱物の内容に変化がおきていることを示唆しているかも知れない。ともあれ、風化の進行と共に $14\text{\AA}$ 鉱物が出現し、次第にその結晶度がよくなり、さらに進むと逆に結晶度が劣化してくる。

WALKER (1950) は、スコットランドの風化黒雲母の研究で、風化のはじめに黒雲母の $10\text{\AA}$ が $10\sim 14\text{\AA}$ になると述べているが、筆者のしらべた四地域の試料のX線回折曲線にもあらわれているように、決して風化の初期段階には $14\text{\AA}$ はあらわれておらず、相当程度風化が進み黒雲母の回折線が消滅する直前になって $14\text{\AA}$ の反射はあらわれてきている。 $14\text{\AA}$ 鉱物の出現しない間でも岩石としての花崗岩は何れの地域でもすでに真砂となっており、風化は

相当に進行しているものである。

STEPHEN (1952) は褐色の黒雲母が緑泥石化し、ついにはヒル石になることを報告し、その際中間的に黒雲母—ヒル石混層鉱物の段階か、黒雲母—緑泥石または緑泥石—ヒル石混層鉱物の段階のどちらかをとると述べている。さきに採り上げた  $14\text{\AA}$  鉱物が緑泥石である可能性が大きいことから、ここではおそらく黒雲母—緑泥石混層鉱物の段階をとっているものと思われる。

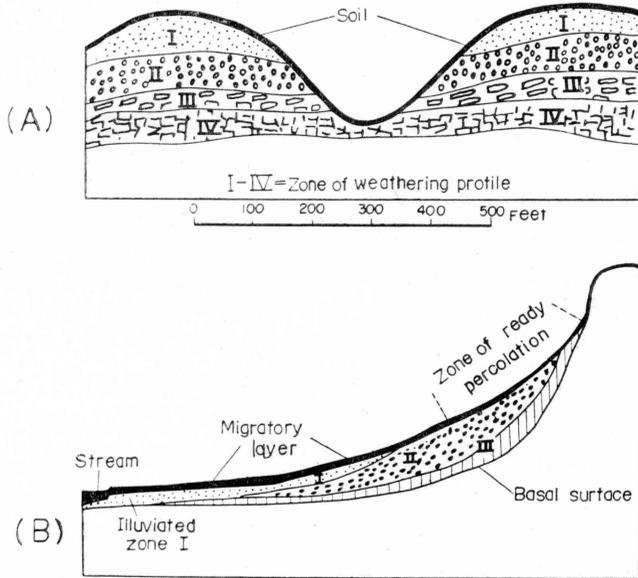
稲田地域の試料を採取した露頭では、真砂の強度に著しい差（ハンマーの打撃感による）のある不連続面がある。この不連続面は断層ではなく、単なる風化変質程度の不連続面で、水平に広がっていて、この面以下は次第に新鮮な花崗岩に移化している。この不連続面は試料 I 6 と I 7 の間にある。この著しい風化の不連続が黒雲母の結晶構造の不連続として明瞭にあらわれているわけである。高松市東部の試料を採取した露頭にはそのような不連続は認められず、新鮮な花崗岩から漸移的に真砂、さらに表土へと移化している。このことは黒雲母の X 線回折結果にもよくあらわれており、漸移的に回折線の強度が低下し、最終的に表土に最も近い試料 T I に至って  $14\text{\AA}$  鉱物が出現し、黒雲母との共存を示している。他の地域の試料においては  $14\text{\AA}$  鉱物の出現する程度まで風化が進行していないのであろう。 $14\text{\AA}$  鉱物を生じている稲田地域及び高松市東部の露頭と、 $14\text{\AA}$  鉱物を生じていない同地域または他の地域の露頭とは著しい差があることはハンマーの打撃感からも明らかに区別できる。高松市東部の試料から推定すると、稲田地域の試料にもし不連続がなければ試料 I 7 における黒雲母の回折強度は次第に低下し、 $14\text{\AA}$  鉱物が出現すると共に黒雲母の回折線は完全に消滅するのではあるまいか。ここに前述のような不連続部の生じた原因として風化産物運搬のかなり長い停止時期があったのではないかという想定も成り立つ。

既述のように、黒雲母は風化の進行とともにその内部構造が変化するので、とくに花崗岩の風化における各段階を示す一つの指標となりうるものと考えられる。詳しく言えば、新鮮な花崗岩から風化進行と共にそのうちに含まれる黒雲母の結晶度が漸次低下している帯を第二風化帯とよび、その上位で黒雲母の結晶構造が完全に  $14\text{\AA}$  鉱物にとって代られている帯を第一風化帯とよぶことにする。この関係を各地域について示せば、第15図のようになる。同一地域でも試料を採取した露頭がこのような風化進行段階を示す場合とそうでない場合とがある。いいかえれば、同一地域内でも風化帯の帯別が可能な部分と第一風化帯を欠く部分とを生じていることがある。

|       | 第二風化帯 | 第一風化帯 |
|-------|-------|-------|
| 稲田地域  | ————— | ————— |
| 三河高原  | ————— |       |
| 西条盆地  | ————— |       |
| 高松市東部 | ————— |       |

第15図 花崗岩の風化段階

RUXTON and BERRY (1957, 1958, 1959) はスーダンとホンコンの花崗岩の風化状態を観察し、風化層を4分帯した。すなわち、赤褐色砂質粘土の原岩組織のない最上部層を第一風化帯、青白色砂で原岩組織を保存し礫状未風化部を多少残している部分を第二風化帯、礫状未



第16図 花崗岩風化と斜面形 (L. Berry and B. P. Ruxton 原図)

風化部の多い部分を第三風化帯、未風化基盤上のわずか風化した部分を第四風化帯とした。このような肉眼観察による分帯方法もあろうが、梅垣 (1960) は多数の試錐試料に基づく岩質の比較検討から瀬戸内沿岸部に分布する花崗岩類の風化に関して広島型と領家型の差異及び表層より深部へ第一、第二、第三の各風化帯に分帯可能なことを指摘した。現段階では黒雲母の変質状態からは少なくとも2分帯は可能であるが RUXTON らの分帯を立証できない。

II. 地形及び地史と風化深度について

BERRY and RUXTON (1959) はさらにホンコンの花崗岩について、地形との関連において第16図に示すように2種類の状態を大別できることを指摘した。第16図(A)は、convex hillの頂上で、風化層が深く、新鮮な基盤はほぼ水平になっていることを示している。第16図(B)は、concave hillslopeで、風化層が深く、新鮮な基盤はますます concave となっていることを示している。筆者の調査した地域においても類似の事実を認めている。

花崗岩風化深度と地形開析度との関連において調査した4地域では、花崗岩風化の深い単位区域を代表する点は山頂の高度一起伏量関係図の中で左下付近と最低谷底線から相当はなれたところとの二カ所に密集している。すなわちこれらは起伏量の小さい地域を示すわけであるが、地形開析の進行という点からみれば、老年期またはそれに近いか、あるいは幼年期にあたるものである。左下付近の点は最低谷底線に沿って次第に左下へ移動してきたものであり、老年期あるいはそれに近い時期のものである。斜面形及び風化状態は BERRY らの第16図(A)(B)にあたる両形のものが共存する場合が多い。

一般山地の開析は川の下流侵蝕が盛んである満壮年期に至る迄は速かに行なわれるが、その後平衡に達し、川の下流侵蝕が衰えて遂に準平原に至る迄には極めて長い時間を要する筈である。このように長時間露出した岩盤には、風化変質が深部に及ぶであろうことは容易に

推察できる。また起伏量が低下すれば風化産物運搬の速度は低下するため、風化層は非常に厚くなって来る。筆者(柏木, 1961)もさきに四万十川流域において長時間露出による風化層の厚いことを指摘したが、今回調査した各地域の山頂の高度一起伏量関係図中左下に風化の深い点が密集しているのは、この長時間露出によるものと解釈される。

西条盆地と三河高原については最低谷底線より相当はなれたところに風化の深い点がある。最低谷底線より相当はなれたところに分布する点は隆起を意味する場合が多い。点には準平原を意味する左下から右へ移動したものと、準平原に迄至らない途中の段階から右へ移動したものとある筈であるが、点の位置からはどのような経路をとったものかの判断はできない。しかし斜面形を観察すればほぼ見当がつく。凸形斜面の場合には、ほぼ準平原に近づいたものが隆起し、地形回春のはじまったものと考えられる。西条盆地、三河高原、吉備高原の最低谷底線から相当はなれた点は凸形斜面の地域であり、地形開析が進み、準平原に近づいたものが、隆起により右へ移動し第2図(A)の×印に沿って若干上方へ向ったものであろう。西条盆地や三河高原におけるこれらの点が風化変質の厚いことを示しているのは、かつての隆起前の準平原に近かった時期に形成せられた風化層が、起伏量が小さいため風化産物は運搬されずに原位置に残存しているためと思われる。従ってこの場合の斜面形と風化層の形は BERRY and RUXTON の第16図(A)にあたる。

ここに吉備高原における山頂高度一起伏量関係図の中で最低谷底線を相当はなれている点が風化層が薄いということは、この地域に広がる山砂利層の被覆が花崗岩の風化を防いだものと解釈される。この山砂利層の堆積時代は第三紀(高粱図幅)もしくは洪積世(小林, 1950)とされている。何れも確証はないが、洪積世としても古いものにちがいない。

三河高原、稲田地域、西条盆地には洪積層の堆積物があるが、その基盤となっている花崗岩はいずれも著しく風化し、真砂化している。しかもその上面を被っている洪積層中の基底礫岩の花崗岩礫は真砂となるまで風化していない。新鮮な基盤の上面に新鮮な礫が重なり、その後風化したものとすれば、当然下位の基盤より上位の礫の風化が進んでいなければならない。新鮮な基盤の上面にやや風化の進んだ礫が重なった場合にも勿論上位の礫が風化が進んでいる筈である。上位堆積物が堆積する前の基盤岩は新鮮なものから風化の進んだものへの種々相を呈することが想定される。一方、その上面に重なる円礫は水磨をうけ、常にやや風化の進んだものであるにちがいない。従って一般的には上位の礫には風化が進み、基盤はそれよりも比較的新鮮であることが通常推定される。しかし事実は上記三地域でその関係が逆となっており、しかも基盤の風化が著しく深いことは、洪積層堆積前に著しい風化作用のあったことを想定させるものである。またこれはさきに述べた隆起準平原の高所に厚い風化層の残されているということともよく符合する。吉備高原の場合山砂利層の堆積前には著しい風化作用はなかったものか、基盤花崗岩の風化は見かけ上軽微である。この山砂利層と他の3地域の洪積層とは時代的に相当のずれがあるのではあるまいか。赤木(高粱図幅)の示したように、これを第三紀とすれば、風化程度の差異が一応首肯されよう。

#### 参 考 文 献

- 赤嶺秀雄(1954): 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態について, 資源研彙報(34),

- BARSHED, I. (1948): Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, x-ray analysis, differential thermal curves and water content, *Amer. Miner.*, **33**, 655~678.
- BASSETT, W.A. (1960): Role of hydroxyl orientation in mica alteration, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, 449~455.
- BERRY L. and RUXTON, B. P. (1959): Notes on weathering zones and soils on granitic rocks in two tropical regions, *J. Soil Sci.*, **10**, 54~63.
- 梶山正英 (1930) : 三河高原の平坦度について, *地理学評論*, **6**.
- GLINKA, K.D. (1932): The great soil groups of the world, Edwards Bros., Ann Arbor, Mich.
- GOLDICH, S.S. (1938): A study in rock weathering, *Jour. Geol.*, **46**, 17~58.
- JACKSON, M. L., HSEUNG, Y., COREY, R. B., EVANS, E. J., and VANDEN HEUVEL, R. C. (1952): Weathering sequence of clay size minerals in soils and sediments: 11. Chemical weathering of layer silicates, *Proc. Soil. Sci. Soc. Amer.*, **16**, 3~6.
- JEFFRIES C. D., ROLFE, B. W., and KUNZE, G. W. (1953): Mica weathering sequence in Nighfield and Chester soil profiles, *Proc. Soil Soc. Amer.*, **17**, 337~339.
- 柏木日出治 (1961) : 四万十川流域における地形発達史とその土質地質学的意義について, *地学雑*, **70**, 19~27.
- 清野信雄・石井清彦 (1921) : 1/75,000地質図, 足助.
- 神津淑祐・中村新太郎 (1921) : 1/200,000地質図, 広島.
- 小林貞一 (1950) : 日本地方地質誌中国地方, 朝倉書店.
- 三野与吉 (1933) : 中国地方に於ける準平原問題 第一報 (室内作業の結果について), *地学雑*, **XLV** 165~173.
- MURRAY, H. H. (1954): Structural variations of some Kaolinites in relation to dehydrated halloysite, *Amer. Miner.*, **39**, 97~108.
- 中野尊正・吉川虎雄 (1952) : 地形調査法, 古今書院.
- 野沢和久 (1953) : 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 第5報, 神明峠および苗木地方のいわゆるカオリンについて, *資源研彙報*, **32**, 31~41.
- 野沢和久 (1954) : 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 第6報, キラおよび蛙目粘土中の黄緑色結晶について, *資源研彙報*, **34**, 69~77.
- 野沢和久 (1955) : 愛知・岐阜県下の窯業用粘土の生成に関する若干の考察, *地質雑*, **61**, 367~280.
- NUMBERT and MARSHALL (1943): Mineralogical and chemical studies of soil formation from acid and basic igneous rocks in Missouri, *Missou. Agr. Exp. Stat., Research Bull.*, **359**.
- 大杉 繁・田中武夫 (1927) : 花崗岩の風化二例, *日本農芸化学会誌*, **3**.
- PETTIJOHN, F. J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age, *Jour. Geol.*, **49**, 610~625.
- ROLFE, B. N. and JEFFRIES, C. D. (1953): Mica weathering in three soils in central New York, U.S.A., *Clay miner. Bull.*, **2**, 85~94.
- ROY, R. and MUMPTON, F. A. (1958): Weathering studies: 2, Note on the conversion of phlogopite to septechlorite, *Jour. Geol.*, **66**, 324~326.
- RUXTON, B. P. and BERRY, L. (1957): Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong, *Bull. Soc. Amer.*, **68**, 1263~1292.
- RUXTON, B. P. (1958): Weathering and subsurface erosion in granite at the Piedmont Angle, Balos, Sudan, *Geol. Mag.*, **95**, 353~377.
- 斉藤 実・中山一義 (1954) : 香川県における傾斜地の地質並に花崗岩の風化について, *香川農大大学報*, **6-3**, 231~236.
- 斉藤 実・中山一義・日笠正次 (1955) : 花崗岩質及び安山岩質土壌の理化学性について, *香川農大大学報*, **7-1**, 105~111.
- 斉藤 実 (1956) : 花崗岩のマサ状風化, 土と基礎, **4**, 32~33.
- STEPHEN, I. (1952): A study of rock weathering with reference to the soils of the Malvern Hills. Pt. I. Weathering of biotite and granite. Pt. II. Weathering of appinite and "Ivy-Scar-Rock", *Jour. Soil Sci.*, **3**, 20~33, 219~237.
- 菅野一郎・本荘吉男・有村玄洋 (1957) : 花崗岩に由来する赤黄色土の粘土鉱物 (第2報), *土壤肥料*, **28**, 55~58.
- 菅野一郎・本荘吉男・桑野幸男・有村玄洋・徳留昭一 (1958) : 花崗岩類に由来する赤黄色土の粘土鉱

- 物 (第3報) 福岡町筑紫郡大野町の花崗岩の風化物について, 土壤肥料, 29, 57~60.
- 菅野一郎・本荘吉男・有村玄洋 (1960): 花崗岩に由来する赤黄色土中の黒雲母の風化, 粘土科学の進歩(2), 技報堂, 217~228.
- 鈴木達夫・菊地清四郎 (1959): 1/200,000地質図, 水戸.
- 多田文男 (1934): 山頂の高度と起伏量との関係並に之より見た山地の開析度に就いて, 地理評, 10, 939~967.
- 高松図幅 1/75,000 地質図.
- 高梁図幅 1/75,000 地質図.
- 辻村太郎 (1929): 日本地形誌.
- 梅垣嘉治 (1960): Oral communication, to be published.
- WALKER, G. F. (1949): The decomposition of biotite in the soil, Miner. Mag., 28, 693~703.
- WALKER, G. F. (1950): Trioctahedral minerals in the soil-clays of north-east Scotland, Miner. Mag., 29, 72~84.
- WHITE, J. L., ANDERSON, J. V., and HENSEL, D. R. (1959): Applications of mineralogical techniques to soil genesis studies, Ell. Silicates Inds., 24, 301~305.

電源開発株式会社土木調査部地質課