

志高不整合の黒雲母起源バーミキュライトとその意義*

加納 博**・中沢 圭二***・志岐 常正***

(1961年8月23日受理)

On the Biotite Origin Vermiculite from the Shidaka Unconformity
and Its Geologic Significance

Hiroshi KANO, Keiji NAKAZAWA and Tsunemasa SHIKI

(Abstract)

The lower Triassic Shidaka formation of the Maizuru district is underlain partly by the formation of Palaeozoic age and partly by the so-called Komori metamorphic complex consisting of biotite-schist, amphibolite and sheared granite.

The basal sandstone of the Shidaka formation contains numerous rock fragments of granite derived directly from the base rock, and in addition, a number of vermiculite flakes. The X-ray as well as chemical analyses demonstrate that the vermiculite mineral belongs to the Mg-Al variety derived from weathered biotite.

In conclusion, the occurrence of biotite-origin vermiculite from the Shidaka unconformity suggests the presence of the pre-Triassic lands consisting of granite and schist rich in biotite. In other words, the vermiculite represents the residual *fossil-soil* deposited on the weathered surface of the basement.

まえがき
不整合の野外ならびに鏡下の観察

バーミキュライトのX線の, 化学的性質
結論, とくに不整合の意義について

ま え が き

著者の1人中沢は、1959年京都府舞鶴市岡田由里地区で重要な不整合露頭を発見した(第1図)。この不整合は舞鶴地帯の地史にとって多大な意義を持つものであるが(中沢 1961), 小論では基底部の砂岩に発達するバーミキュライト鉱物のX線の, 化学的諸性質の検討にもとづき, 問題の不整合の意義を再確認することにした。

東京教育大学の須藤俊男教授には実験方法について適切な御教示を受け, 同じく生沼郁氏, 九州農業試験場の菅野一郎氏, 資源科学研究所の松井健氏からはそれぞれ文献についての御配慮をいただいた。秋田大学の本多朗郎ならびに乗富一雄両氏は実験の一部に協力または援助された。化学分析は小松貞吉・鈴木次男(秋田大学)および富田克敏(京都大学)の諸氏におねがいがした。以上の方々の御好意に心からの感謝を表する。

不整合の野外ならびに鏡下の観察

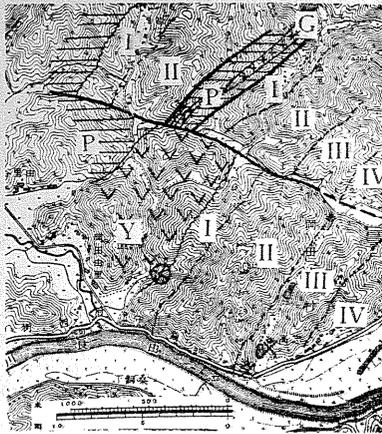
問題の不整合は下部三畳系志高層群の基底と, 基盤をなす変成岩類ならびに圧碎花崗岩との間にみられる傾斜不整合である。中沢がはじめて観察した当時の露頭のスケッチは第2図のようであつた

* 1960年10月19日 日本鉱物学会ほか合同学術講演会(於京都)で講演

** 秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室(業績 No.127)

*** 京都大学理学部地質学鉱物学教室

地質学雑誌 第68巻 第797号 1962年2月



第1図 志高不整合付近の地質略図

P: 古生層

I~IV: 志高層群

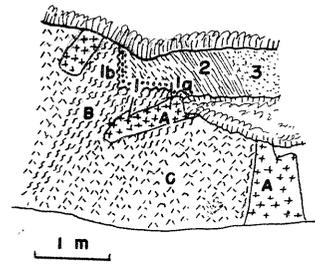
(X印が下部三疊系型化石産地)

G: 古期圧砕花崗岩

Y: 夜久野複合岩類 (圧砕花崗岩を主体とし、それに貫かれる河守変成岩類から成る)

⊗ 不整合露頭箇所

(註) 神戸信和 (1950) の原図を修正



第2図 志高不整合の露頭スケッチ

A 圧砕花崗岩

B 片状緑泥石・斜長石岩 (黒雲母片岩起源?)

C 塊状含石英・緑泥石・綠色角閃石・斜長石岩 (黒雲母角閃石石英閃緑岩起源)

1, 1a バーミキュライト砂岩

1b バーミキュライト化した片状岩

2 赤紫色頁岩

3 灰綠色細粒砂岩

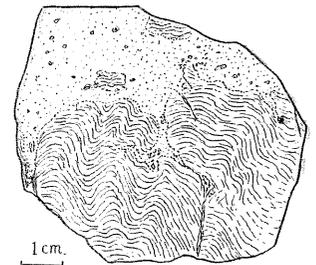
が、その後巡検その他で多くの人の手が入り現在では当時の原形をほとんど止めていない。

基盤を構成する岩石は片状緑泥石・斜長石岩 (第2図のB, 第1図版第1図), 塊状含石英・緑泥石・綠色角閃石・斜長石岩 (C) およびそれら貫ぬく圧砕花崗岩 (A, 第1図版第2図) から成る。鏡下の観察では, Bの片状岩はさきに報告した河守変成岩 (加納・中沢・猪木・志岐 1959) の中のあるものによく似ており, Cの塊状変成岩は黒雲母角閃石石英閃緑岩起源と考えられる。なおこれら貫ぬく圧砕花崗岩の境界は図に見られるように明瞭である。

基盤岩類を不整合に蔽う志高層群は, 下から ① 灰青色~黄綠色の細礫質バーミキュライト砂岩, ② 濃赤紫色頁岩, ③ 灰綠色細粒砂岩の順に成層し, 東南に傾斜している。

不整合面は露頭でも研磨標本 (第3図) でもあまり明瞭ではない。しかし ① の砂岩では基底部に近付くほど基盤の花崗岩および変成岩類に由来する細礫または結晶破片が多くなり, しかも基盤に直接する部分では, 基盤の岩石がその葉理面や小剪断面に沿って剝離して上盤の基底砂岩中に混りあつていく状況がよく観察出来る。これらの細礫は一般に角ばつていて水蝕を受けたようにはみえず, かつその粒度分布が著しく異常で淘汰が悪い。基盤浸食面が花崗岩の部分で凸出し, 片状岩の部分でえぐられた形状を呈することも興味深い。

このような不整合の形式は現世の土壌と岩盤との間にみられる関係によく似ている。近畿地方の山砂利と基盤との関係, あるいは山陰地方の含ウラン第三紀層と基盤との関係をも彷彿せしむるものがある。要するに, 志高層群基底の堆積物には, 当時陸上にあつて風化分解作用を受けた基盤の変成岩および花崗質岩に由来する源地残



第3図 志高層群基底不整合面の研磨面よりのスケッチ。基盤の片状岩は葉理面や小さい剪断面に沿って剝離する状況が見られる。境界はスケッチよりさらに不明瞭である。

留生成物が多量に混合した可能性が大きく、志高不整合は、いわゆる“混合不整合” *blended unconformity* (LAHEE 1916, p. 64; 青山 1934, p. 141) に相当するものと考えられる。

基底砂岩を鏡下でみると(第1図版第3,4図), 基盤岩の細角礫, 石英・長石の破片, 少量の黒雲母および白雲母のほかに, 産状・形態ともに雲母に似ているが屈折率・複屈折が低く, 多色性も微弱な細片状鉱物が砂岩の主要碎屑物質として多量に識別される。これが, 次にX線および化学分析によってその性質・起源を検討したパーミキュライト鉱物であるが, 多色性などの観察によれば, 黒雲母との中間的産物とみられるものも見出されることは注意を要する。パーミキュライト鉱物の成因には一般に二, 三の場合が知られているが, この鉱物の起源が何であるかを知ることは, 志高不整合の評価にさいして重要な意義を持つのである。

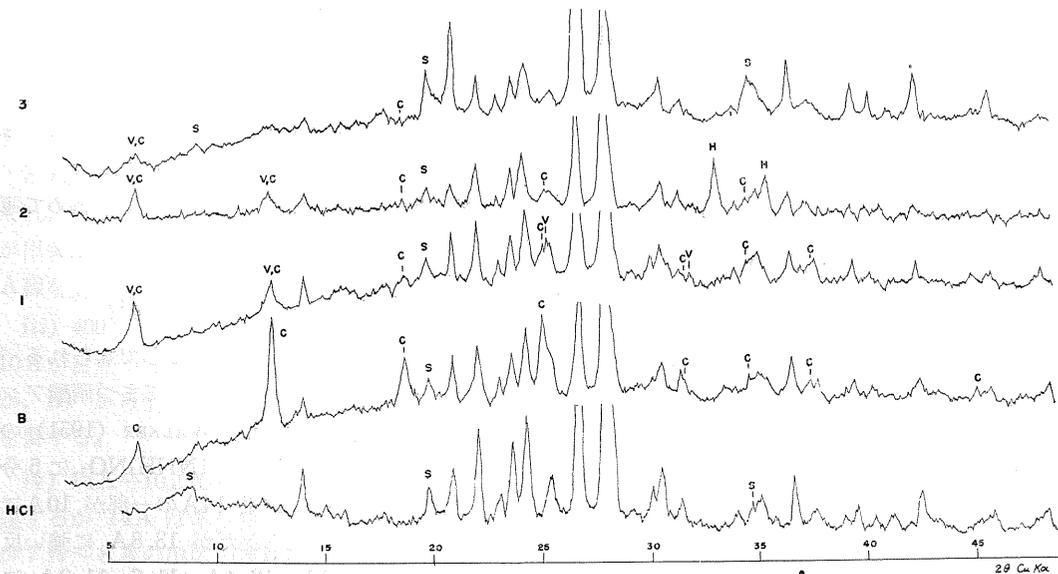
なお露頭の性質上, この鉱物の生成が現世風化による疑も一応持たれるが, 現世風化の影響の少ない最も新鮮で硬い試料にもこの鉱物が多量に含まれることからみて, また試料 1, 2, 3 と上方に向つてその量を減じ基底部に最も多く濃集する事実(第4図参照) などからみて, 現世風化生成物の可能性は無視して差支えない, と考えた。

パーミキュライトのX線的, 化学的性質

基底砂岩を特徴づけるパーミキュライト鉱物の粘土科学的性質とその起源を明らかにするために, 以下記すような各種処理によるX線分析, 示差熱分析および化学分析を行った。ただし試料は鉱物分離困難のため比較的含有量の多い部分の母岩(試料1)を粉末にして用いた。なお比較のため, パーミキュライトを含まず緑泥石のみを層状鉱物として含む基盤岩(試料B), 上盤の濃赤紫色頁岩(試料2)および灰緑色細粒砂岩(試料3)についてもあわせて検討した。

非処理試料のX線廻折曲線(第4図)

第4図から明らかなように, どの試料にも層状粘土鉱物に特有な, 14A, 7A, 4.7A, 3.5Aなど



第4図 非処理試料のX線廻折曲線

試料番号 3, 2, 1, Bは第2図と同じ。HCl: 試料1の塩酸処理残渣, V: vermiculite, C: chlorite, S: muscovite または biotite, H: hematite. 島津GX-2 B型自記X線分析装置。

一連の底面反射が周期的に現出するがここで注意すべきことは、それらの廻折線の強度比が試料1とBとで著しく異なる事実である。第1表に示したように、試料Bでは奇数番目の底面反射が偶数番目に

第1表 (00 l) の強度比 (7A=10)

(00 l)	14	7	4.7	3.56	2.84
1.....	15	10	5	12	4
B.....	3	10	5	8	2

比して著しく弱い緑泥石の性質に一致するのに対し、試料1では14A反射が7A反射の1.5倍(ときに2倍)になつている。試料2, 3でもこの傾向は変わらない。

このことは試料1および2, 3では14A鉱物として緑泥石のほかにパーミキュライトかモンモリロナイトのどちらかまたは両方を含むことを意味しているが、それ以上のことはこの結果だけからは決められない。また7Aにカオリナイトがあるかどうかともわからない。

そのほかどの試料にも10Aに弱い巾の広いピークと4.5Aに比較的強いピークがある。これは2.58Aおよび1.50Aとともに原試料に少量ながら存在する雲母によるものである。試料2には赤鉄鉱を示す2.70A, 2.52A, 1.848Aなどの廻折線が認められる。試料2の赤紫色がこの鉱物の含有によることは疑ない。

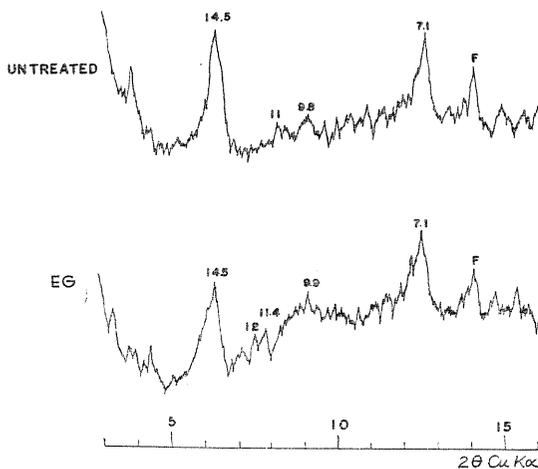
塩 酸 処 理

試料1をHCl(1:1)に浸し約10分間加熱すると不溶残渣としてやや黄色味のある白色粉末が得られる。このものは石英・長石および微量の雲母鉱物(10.0m, 4.47vs, 2.58vs, 1.50s)から成り、14Aまたは7A鉱物を全く含まない(第4図参照)。原試料の14A鉱物はすべて塩酸に溶けた。また塩酸に不溶なモンモリロナイトとカオリナイトが多分原試料に存在しないことも意味している。

なお塩酸に溶けた量は、試料の採取個所によつて異なるが6~20%(重量)で、その化学成分は第4表に示した。

エチレングリコールおよびピペリジン処理

エチレングリコール処理によりモンモリロナイトを特徴づける14Aの17Aへの膨脹を全く認めず(第5図)、ピペリジン処理によつてもモンモリロナイト反応を呈しない。したがつてモンモリロナイトが存在する可能性はきわめて薄い。



第5図 エチレングリコール処理を行った試料1のX線廻折曲線(上非処理試料, 下処理試料)

硝酸アンモニウム処理(第6図)

陽イオン交換能の著しいことで知られるパーミキュライトのテストとしてまづ硝酸アンモニウム処理を行つた。WALKER(1951)の方法にしたがつて最初は $1\text{NNH}_4\text{NO}_3$ に5分間沸騰した。その結果14Aの一部が10Aに移行したことは明らかだが13.8Aに強い反射が残り13.2A, 12.4A, 11.6-11.3Aにも新しい線を生じた。次に同じ試料を2.5時間, 5時間, $1\text{NNH}_4\text{NO}_3$ で沸騰したが、時

間をかけるほど 13.8A が弱く 10.5A が強くなる傾向が認められ、5 時間処理では 13A と 10A はほぼ同じ強さになった。この結果は BROWN (1953) が報告した 2・8 面体型パーミキュライトの挙動に似ている。

塩化カリ・苛性カリ処理 (第7図)

BROWN (1953) の方法により KCl と KOH 混合溶液で 30 分、5 時間、7 時間沸騰した。硝酸アンモン処理の場合に似て、この場合にも 14A → 10A 移行が起るが、その速度はずつと早い。しかしそれにもかかわらず 7 時間処理後なお 14A が依然として残ることは注意を要する。これは緑泥石の混入を意味するものであろう。この実験の結果も BROWN の 2・8 面体型パーミキュライトに似ている。

熱処理 (第8図)

加熱脱水による構造変化における 14A 鉱物の特性を検討するために、試料 1 を管状立型電気炉で 100°C から 100°C ごとに 1000°C までそれぞれ 1 時間づつ加熱、 2θ (CuK α) = 3°~15° に現われる主要廻折線 (14A, 10A, 7A) の変化を調べた。その結果は次のようである (第8図)。

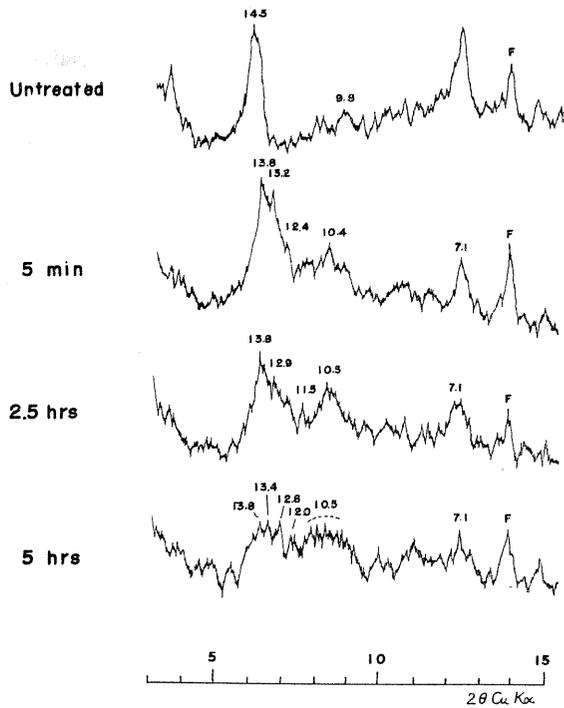
i) 100°C - 200°C の加熱では大した変化を生じない。

ii) 300°C では 14A が 1/2 の強さに減じ、それに代つて 10.5A 付近に巾の広いピークが出来はじめる。7A も低くなり、新に 8.7A 線を生ずる。

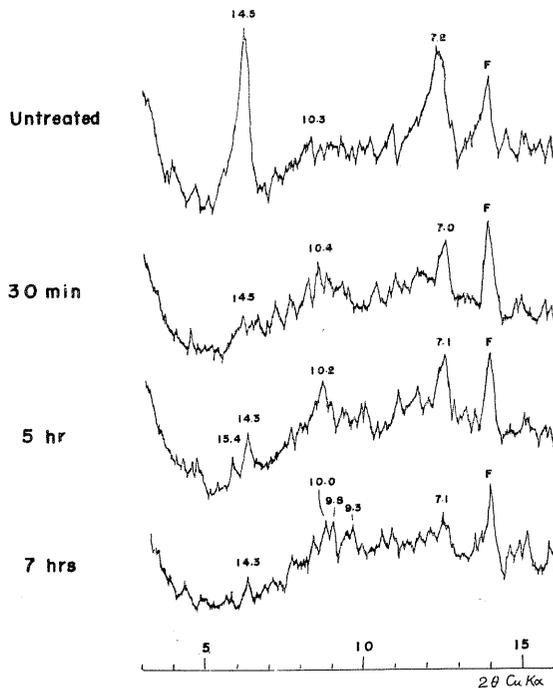
iii) 400°C では 14A はさらに弱くなり、10A が目立って著しくなる。7A は存続するが、ii) から引きつづく 8A 線の存在も注意を要する。

iv) 14A → 10A の移行は 500°C で極大に達するが 14A は多少残る。7A もなお残るが 7A ~ 8A の巾広い連続反射に化する。

v) 500°C でほとんど消えたかとおもわれた 14A 線は 600°C で 13.6A として復活し強い反射を示す。10A のピークはやや低角度側



第6図 NH₄NO₃ で処理した試料 1 の X 線廻折曲線



第7図 KCl, KOH 混合液で処理した試料 1 の X 線廻折曲線

に移る。500°Cまで存続した7A線は全く消え、わずかに8A付近に弱い反射が残る。

vi) 700°Cでは600°Cとほとんど変わらず、13.6Aと10.9Aに強い反射が存続する。

vii) 13.6A 反射は 800°C では完全に消える。しかし10Aは残り強い反射を示す。

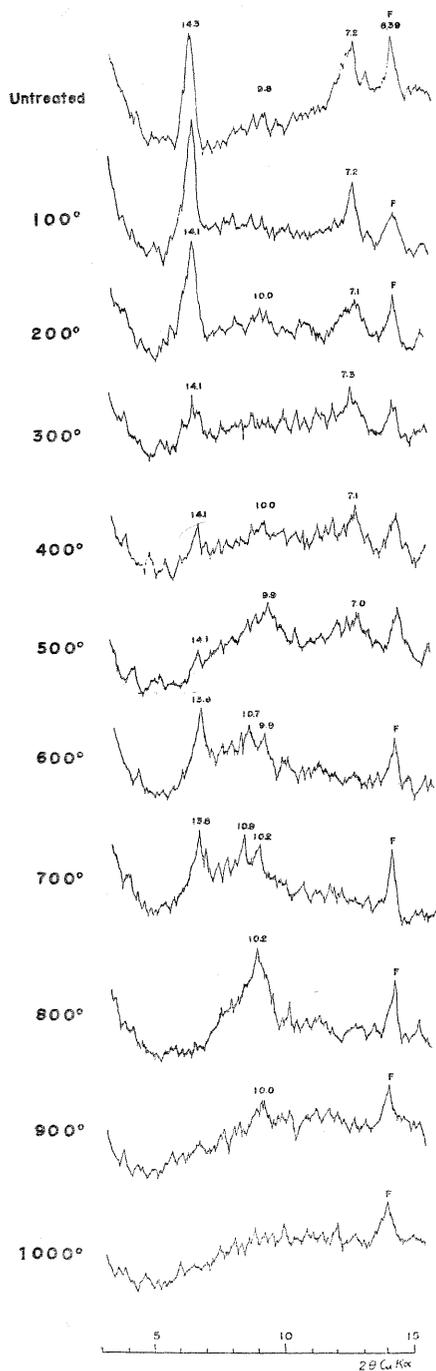
viii) 10A反射は 900°Cで大半を消失、1000°Cでは全く認められない。

以上の結果をこれまで報告されている Mg パーミキュライト (WALKER 1951), Al パーミキュライト (BROWN 1953, HATHAWAY 1955), 緑泥石 (BRINDLEY & ROBINSON 1951) およびモンモリロナイト (MacEWAN 1951) などの熱処理資料と比較考察してみる。

本試料の実験で最も顕著な変化は 300°Cからはじまり500°Cで極小に達する 14A 反射の減衰と、一見それと補償的な10A反射の新生である。層間水の脱出による構造縮小を意味する 14A→10A (または9A) 移行現象はパーミキュライトとモンモリロナイトに知られているが、脱水速度のはるかに遅い点でパーミキュライトはモンモリロナイトと区別され、また緑泥石ではその現象は起らない。したがって上の実験による 14A→10A 移行がパーミキュライトによることはほぼ疑ないとおもわれるが、移行の仕方は既存の資料に照して必ずしも典型的ではない。どちらかと言えばMg パーミキュライト型であるが、13~11A の間に中間反射をいくらか生ずる点や、10Aが 800°C を越えてもなお消えない点では Al パーミキュライトに似た性質を示している。

500°C 加熱でほとんど消えたとおもわれた 14A 反射が、13.6A として復活する現象は一見奇妙であるが、さきの NH₄ および K 処理の結果からも推測されるように緑泥石の混在を考えれば矛盾はない。何故ならば緑泥石を 400—700°C に加熱すると (00l) 反射の強度が連続的に変わり、とくに (001) 反射が数倍の強さになる反面、(002) と (003) が数分の1に弱まること、またそのさい格子常数がやや縮少することは既に知られた事実だからである (BRINDLEY ほか1951)。

500°Cまで存続する7A反射は緑泥石とパーミキュライトによるものであろう。加熱による7Aの消失は一般に後者のほうがより低温で行われるが、この場合それが何度で起つたかを解析する手がかりはない。また 300—700°C で7Aの一部が8Aに移行するようにみえることが何を意味するかもよくわからない。



第8図 試料1のX線廻折曲線の加熱変化

第2表 パーミキュライトその他における主な底面反射の加熱変化*

	室温	100°	200°	300°	400°	500°	600°	700°	800°	900°	1000°
Mg パーミキュライト	14	14	9.3
	7	復水				9.3	9.3
Al パーミキュライト	14	13121111	10
	14	1312111110
	7
緑 泥 石	14.3	14.2	14.2	14
	7
モンモリロナイト	15.4	15~10	9.4
	復水	
カオリナイト	7.15

* 表の構成は須藤 (1958) に従う。

1.54A—1.50A の検討

試料1に含まれるパーミキュライトが3・8面体型か2・8面体型かを定めることは、これまで述べてきたことから困難である。3・8面体型鉱物と2・8面体型鉱物との主な差別はその(060)反射が、1.49—1.51Aにあれば2・8面体型、1.53—1.55Aに現われれば3・8面体型といわれる(WALKER 1950, BROWN 1953)。

試料1の非処理X線廻折曲線を見ると、 $2\theta=63^\circ-59^\circ$ の間に少くも2本の明白な廻折ピークが1.504~1.506Aと1.543Aに出ている。これを一見すると後者が石英の(121)、前者がパーミキュライトの(060)を示すようにおもわれるが事実は決してそのように単純ではない。第1に、1.50A線は試料1だけではなくX線分析をしたすべての試料に出ている。ことにパーミキュライトを含まない塩酸処理残渣や試料Bにも同程度の強さのピークが同位置に現われることは、この反射をパーミキュライトに帰することに否定的である。1.50A線は多分全試料にほとんど共通して含まれる白雲母またはイライト(2・8面体型)の(060)反射に相当するものであろう。

そこで考えられるのは、パーミキュライトの(060)反射は石英の(121)反射に重なっているということである。この点を明らかにするために前節で検討した熱処理試料のX線分析を $2\theta=63^\circ-49^\circ$ で再現し、1.54A線の加熱による強度変化を調べた。この場合強度の比較基準として石英の1.818A線を100とし、温度ごとの1.54A線の相対強度の変化に注目した(第3表)。

この結果をみると、試料1のうち400°C以上に加熱したもの、HCl残渣、およびパーミキュライトをほとんど含まないかまたは欠如する試料3とBはいずれも標準石英の相対強度70に近いがそれ

第3表 熱処理その他の試料における1.54A線の相対強度(石英の1.818A線を100とする)

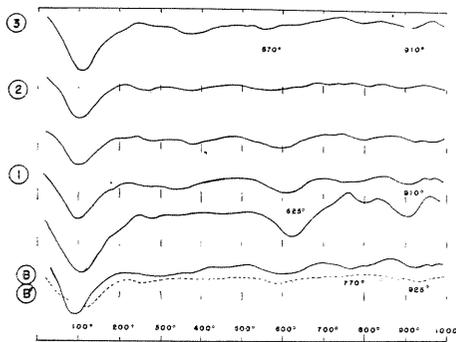
試料	試料 1										HCl残渣	試料 2	試料 3	試料 B	標準石英											
	室温	100°	200°	300°	400°	500°	600°	700°	800°	900°						1000°										
	82	80	84	80	66	71	62	69	70	58	59	55	85	74	71	70

以下であるが、これに反し試料1の室温—300°Cとパーミキュライトを相当含む試料2では相対強度80以上となっており、この差異は実験誤差によるものとおもわれぬ。

これから判断すれば、相対強度80以上を示す試料の1.50A線には石英のほかにパーミキュライトの(060)反射が重なり、相対強度70以下のものにはそれがもともと含まれないか消滅したかを意味するようにおもわれ、したがって問題のパーミキュライトは3・8面体型ということになる。

なお上の加熱試料で1.50A線は600°Cでその大部分が消え800°Cで完全になくなる。1.50A線が白雲母またはイライトの(060)反射であることはほとんど疑いない。

示 差 熱 分 析 (第9図)



第9図 示差熱曲線。試料3,2,1,Bは第2図に同じ、B'は試料BのHCl溶解残渣

試料1を3個、試料3,2,Bそれぞれ1個ずつ示差熱分析に供した。含有量が少いので熱曲線の解析はやや困難だがX線分析資料と対照して次のようなことがわかる。

i) パーミキュライトを含むことの確実な試料1,2には、パーミキュライトに特有といわれる270°C—300°Cの吸熱ピークがある(WALKER 1951)。そのほかにはとくにパーミキュライトに限られるピークは認められない。

ii) 600°C前後の吸熱はすべての試料に多少とも発達する。詳しくみるとこの吸熱は試料によつて570°C付近のもの(3), 625°C付近のもの(1),

両者の複合したもの(2,B)の3つに区別される。X線廻折曲線から半定量的に推測される粘土鉱物の混合比からみて、570°Cのピークが白雲母またはイライト、625°Cが緑泥石によることはほぼ疑いない。ただし試料Bではカオリナイトのピークも一部参加しているかもしれない。

iii) 高温側には800°, 820°, 910—925°Cなどに吸熱、そしてそれらの間に発熱があるが、一々のピークの同定は難しい。

示 性 化 学 分 析 (第10図)

試料1に含まれるパーミキュライトその他の粘土鉱物を機械的に分離してとり出すことは困難だが、幸いその大部分が塩酸に可溶なので可溶成分の化学分析を行つてパーミキュライトの示性化学分析とする。なお非処理母岩の総化学分析も同時に行い参考とした。

これらの分析から Al: Fe⁺³: Mg 原子比を計算して投影したのが第10図である。図には白雲母系 Al パーミキュライト (HATHAWAY 1955), 黒雲母系 Al, Mg パーミキュライトまたは風化黒雲母 (HARADA 1936, 菅野ほか 1960, 三本杉 1955, WALKER 1949, 1950), 金雲母系 Mg パーミキュライト (WALKER 1951, 大森 1958) の既存資料もあわせて投影したが、これから明らかなように、志高基底砂岩のパーミキュライト(とくに試料1b)は黒雲母系パーミキュライトに最も近い比をとり、黒雲母に由来する風化生成物であることを示している。なお Fe の比較的高い他の3つの試料(1, 1', 1a)はパーミキュライトのほかに赤鉄鉱または遊離酸化鉄を多少とも含むから、その分の Fe を控除すれば当然それらの値も1bのそれに近づくはずである。

結論、とくに不整合の意義について

志高層群基底の砂岩に含まれるパーミキュライトは、そのX線の諸性質および化学成分から、蛇紋

第4表 塩酸可溶物質（主としてパーミキュライト）の示性化学分析と Al : Mg : Fe³⁺ 比

	1	1'	1b	1a
(重量%)				
SiO ₂ *	0.91	n. d.	3.99	n. d.
Al ₂ O ₃	5.38	4.08	6.33	1.68
Fe ₂ O ₃	6.62	6.06	5.03	3.12
MgO	2.78	2.45	2.25	0.70
CaO	0.90	0.47	0.51	0.12
Na ₂ O	tr	n. d.	n. d.	n. d.
K ₂ O	tr	n. d.	n. d.	n. d.
不溶残渣	76.74	82.33	71.21	93.24
(原子比)				
Al	41	37	51	37
Fe ³⁺	32	35	26	43.5
Mg	27	28	23	19.5

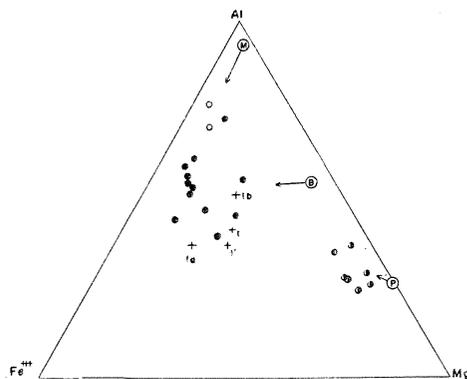
* 不足の SiO₂ は濾紙を通らないコロイド珪酸として不溶残渣中に入ったものとおもわれる。

分析者：小松貞吉，鈴木次男，富田克敏

1, 1'……ほとんど同一個所から採った基底砂岩

1a……花崗岩の直上から採った基底砂岩

1b……パーミキュライト化した基盤の片状岩



第10図 志高産パーミキュライトの Al : Fe³⁺ : Mg 比

- + 志高試料 (1, 1', 1a, 1b は第4表と同じ)
- 白雲母系 Al パーミキュライト
- 黒雲母系 Al, Mg パーミキュライト
- ⊙ 金雲母系 Mg パーミキュライト
- M 白雲母, B 黒雲母, P 金雲母

第5表 パーミキュライト砂岩の総化学成分

SiO ₂	59.90	MnO	0.16	P ₂ O ₅	0.16
TiO ₂	1.02	MgO	3.21	H ₂ O(+)	4.47
Al ₂ O ₃	16.73	CaO	0.91	H ₂ O(-)	2.10
Fe ₂ O ₃	6.06	Na ₂ O	2.56		
FeO	1.33	K ₂ O	0.93		
					99.54

分析者：小松貞吉

岩の熱水変質に関係した普通の Mg パーミキュライト，白雲母起源といわれる Al パーミキュライトとの中間種の Al, Mg パーミキュライトに属し，黒雲母の風化生成物に最も近い。周知のように，黒雲母はすべての造岩鉱物中最も風化しやすく，風化の程度によつて黒雲母の 10A は 14A に移行，かつ 7A の二次底面反射を生じてパーミキュライト構造に変化する (WALKER 1949, 1950)。ただ試料 1 の加熱実験および NH₄, K 処理から知られる緑泥石の混在が，パーミキュライトとの単なる機械的混合を意味するものか，あるいはパーミキュライト緑泥石混合層鉱物を意味するものかは明らかでない。

しかしいずれにせよ，このパーミキュライト鉱物が黒雲母起源であることは，露頭の野外観察から判断される志高不整合の混合不整合的な性格を再確認する上において重要な意義を持つ。何故ならば，基盤岩，とくに A と B には元来黒雲母を多量に含んでいた，と十分考えられるからである。

結論として，黒雲母起源パーミキュライトの意味する志高不整合の地史を，二疊系・三疊系の礫岩の研究結果 (加納・中沢・志岐 1961) とあわせてまとめれば，

1) 舞鶴地帯の後背地の一部として 圧碎花崗岩およびそれらに貫かれる 河守式変成岩を含む陸地が，おそくも二疊紀中期から後期にかけて志高地区の北部に出現していた。

2) 陸化して地表に露出した花崗岩と変成岩類は広汎な風化作用を受けて土壌化し，そのさいこれらの岩石の主要構成鉱物である黒雲母がパーミキュライト化した。言いかえればパーミキュライトは当時の化石土壌 fossil-soil を代表する。赤紫色頁岩にかなり多く含まれる赤鉄鉱の存在とあわせ考えれば，パーミキュライトの生成は，乾燥した大陸的気候および古地理を意味するものかもしれない。

3) 基底砂岩からはじまる志高層群はこのような陸地の上または近くに堆積した。基底砂岩中のパーミキュライトは基盤の花崗岩と変成岩に含まれるパーミキュライト化黒雲母に直接由来する。ただし堆積のさいに多少の距離は移動したかもしれないが、基盤岩を構成する変成岩(試料1b)や花崗岩にもパーミキュライトが存在する事実からすれば、ほとんど源地性と考えて差支えない。露頭における現世風化の影響は、若干の非晶質遊離酸化鉄の生成のほかはほとんどないものと考えられる。

こうして志高不整合は、わが国の先三畳紀における花崗岩および変成岩類を含む陸地の存在をはじめて確実に証明する地質学的資料としてその意義を評価される。さきに報告した舞鶴地帯の二畳系および三畳系礫岩に産出するポーフィロイド様片麻岩礫の供給源地は、多分これと同じであろう(加納1961)。さらに志高不整合は、わが国の二畳紀ないし三畳紀の古気候・古地理・古土壌についても重要な資料の一つとなるであろう。最近、飛騨山地の古生層において同様の問題が、猪郷久義(1961)、小貫義男(1960)によつて論ぜられていることはこの意味において大へん興味深い。

引 用 文 献

青山 信雄(1934): 新地質学概論。

BRINDLEY, G. W. & ROBINSON, K. (1951): The chlorite minerals. *BRINDLEY'S X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, 171-198.

BROWN, G. (1953): The dioctahedral analogue of vermiculite. *Clay Mineral Bulletin* 2, 64-70.

HATHAWAY, J. C. (1955): Studies of some vermiculite type minerals. *Clay and Clay Minerals* 3, 74-86.

HARADA, Z. (1936): Chemische Analysenresultate von japanischen Mineralien. *J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV*, 3, 321.

猪郷 久義(1961): 一の谷層(石炭系)に認められた非整合と礫土質頁岩について。地質雑 67, 261-273.

加納 博(1961): 舞鶴地帯の2, 3の礫岩にみられる“ポーフィロイド”様片麻岩礫とその起源。地質雑 67, 49-57.

神戸 信和(1950): 京都府加佐郡志高地方の地質。地質雑 56, 119-124.

加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正(1959): 夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について。地質雑 65, 267-271.

加納 博・中沢圭二・志岐常正(1961): 礫岩からみた舞鶴地帯の二畳紀後背地の展望。地質雑 67, 463-475.

菅野一郎・本莊吉男・有村玄洋(1960): 花コウ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, 217-228.

LAHEE, F. H. (1916): *Field Geology* (1st Ed). MCGRAW-HILL.

MACEWAN, D. M. C. (1951): The montmorillonite minerals (montmorillonoids). *BRINDLEY'S* 86-137.

中沢 圭二(1961): 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類。横山教授記念論文集, 149-161.

大森 啓一(1958): 福島県石川郡玉川村小高及び須賀川市雲水峯産 Mg ヒル石の産状と化学組成。鉱物雑 3 (原田記念号), 478-485.

小貫 義男(1960): 上部古生層に賦存する粘土層の地質学的意義並びにこれに関連する諸問題。東北大理科 紀要(半沢記念号) 4, 461-470.

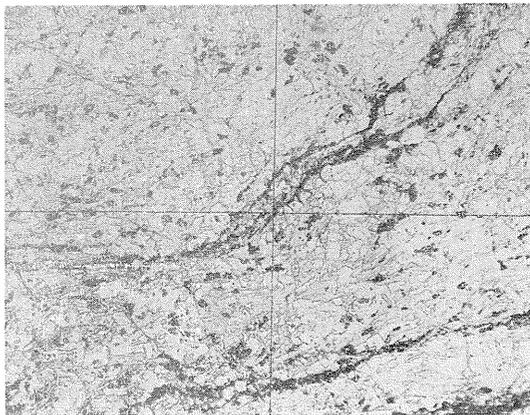
三本杉巳代治(1956): 福島県小野新町付近に産出する蛭石について。岩鉱 39, 76-87.

須藤 俊男(1958): 粘土鉱物。岩波全書。

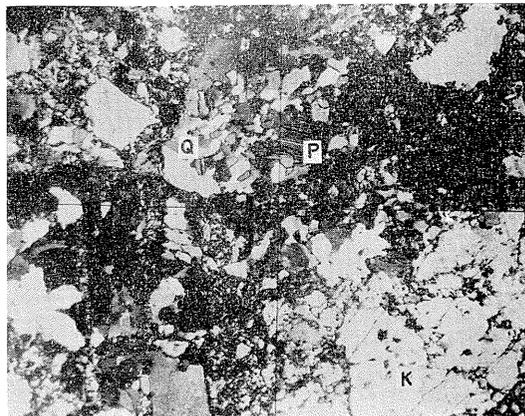
WALKER, G. F. (1949): The decomposition of biotite in the soil. *Min. Mag.* 28, 693-703.

——— (1950): Trioctahedral minerals in the soil clays of north-east Scotland. *Min. Mag.* 29, 72-84.

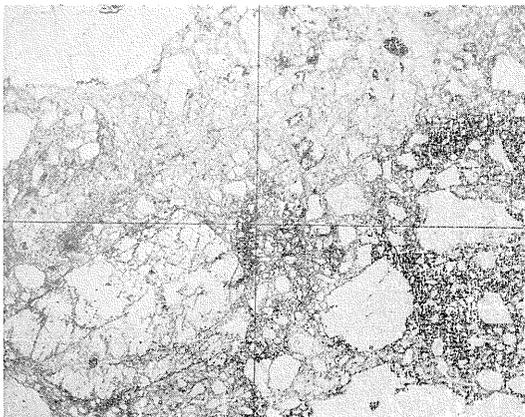
——— (1951): Vermiculites and some related mixed-layer minerals. *BRINDLEY'S* 199-223.



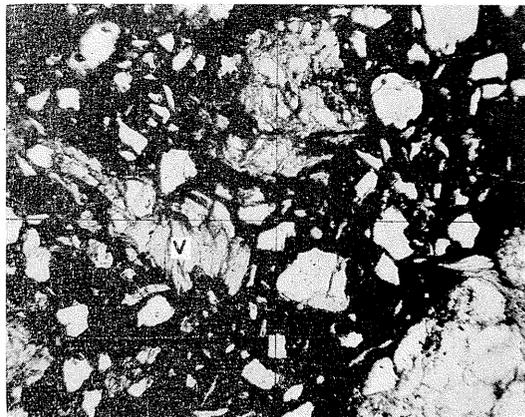
1 基盤岩の一つ，片状緑泥石・斜長石岩（本文中第 2 図の B）．黒雲母片岩起源？ 河守変成岩のあるものにこれによく似たものがある．×30



2 基盤岩の一つ，圧碎花崗岩（第 2 図の A）． P 斜長石，Q 石英，K 正長石．（直交ニコル）×30



3 パーミキュライト砂岩．基盤岩に由来する多くの細礫を含む．黒色部には赤鉄鉱が多い．×30



4 同左．黒色部中のパーミキュライト（V）の比較的大きな結晶片．×120