

A. b. XI.

地質調査所報告 第223号

長野県木曾地方北部の
領家変成帯

地質調査所

昭和42年11月

技術開発課

551. 24 (521. 52)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

長野県木曾地方北部の領家変成帯

通商産業技官 片田正人

目 次

要 旨	1
I. 緒 言	1
II. 地質概要	1
III. 変成分帯	2
IV. 地質構造	10
V. 変成帯の形成	14
V.1 変成作用の温度圧力条件	14
V.2 漸移帯における問題	15
V.3 IIa 帯および IIb 帯の形成に関する問題	17
V.4 III帯の形成に関する問題	18
V.4.1 変輝緑岩・太田切花崗岩およびペグマタイトの分布	18
V.4.2 変輝緑岩	19
V.4.3 太田切花崗岩	20
V.4.4 紅柱石の白雲母化作用	21
V.5 む す び	22
VI. 変成分帯における例外	23
VII. 緑泥石帯の欠如	24
VIII. 下降変成作用	25
VIII.1 概 要	25
VIII.2 堇青石・紅柱石の緑泥石化作用と白雲母化作用	25
VIII.3 花崗岩周辺の緑泥石化作用	26
VIII.4 III帯におけるエピドート化作用	26
VIII.5 点紋状緑泥石の品出	27
IX. 物質移動の例	28
IX.1 水・炭素の減少	28
IX.2 変輝緑岩の花崗岩化作用	29
IX.3 変成砂岩における例	31
IX.4 む す び	33
X. 総 括	34
文 献	36
Abstract	
Plates I ~ VIII	

長野県木曾地方北部の領家変成帯

通商産業技官 片 田 正 人*

要 旨

標題の地方は、領家帯の北端部であつて、ここでは、非変成古生層から、珧線石や珧灰石を含む高変成度の変成岩まで、ほぼ連続的に露出している。この報文では変成分帯と地質構造に関する資料をもとにして、この地方の変成帯の発達史を述べた。また、下降変成作用と物質移動の例に関してもふれた。

I. 緒 言

筆者は、1954年から1960年にかけて、中央アルプス北部から木曾地方北部にわたる地域の、領家変成岩および古生層に対して、多くの共同研究者とともに野外調査を進め、その当時から今までに、いくつかの問題に関して報告をしてきた。これら従来報告は、おもに変成分帯と、岩石の記載に重点がおかれていた。そして同時に非変成岩（古生層）の記載とその化学成分の記述にもかなり意を用いた。

ここで再度の筆をとつた目的は、木曾地方北部の変成岩類に関して、今までの報告にもれた資料を報告すること、この地方の変成作用を総括すること、およびいくつかの問題に関してあらためて議論をすることである。したがつて、従来報告してある事実に関しても必要な範囲で（一部は訂正して）繰り返すことにする。

謝辞 この研究をはじめて以来、多方面の数多くの研究者と接することにより、有形、無形の教示と激励をうけ、それがこの報文完成に際して大きな力となつた。

共同研究者としては、本所の磯見博・村山正郎・河田清雄・山田直利・大森江い・大森貞子の各氏がある（たとえば片田・他、1959a；1961a；1963a, b；1964a）。これら各氏の筆者に与えた影響力は今さういうまでもない。また、本所地質部の談話会の席上では多くの方々から、何回かにわたつて筆者の研究結果を討論していただいた。

これより先、この地方の一部に関して東京教育大学の中山元氏の報告があり（1950）、筆者とはほぼ時を同じくして同大学の柴田秀賢博士（1958, 1963）、大木靖衛博士（1958, 1961）、信州大学の亀井節夫博士（1955, 1962）の研究があり、最近では北海道大学の土屋隼氏（1966）の研究がある。またこれより東方の地域では、東京農業大学の端山好和博士（1959, 1964 a, b）と信州大学の山田哲雄博士（1957）の研究もある。筆者の研究には、これらの方々の研究結果に負うところがきわめて多い。

また、東京大学の都城秋徳博士、科学博物館の橋本光男博士および東北大学の河野義礼博士からも、非常に有益な教示をいただき、この報文の骨子の形成に大いに益するところがあつた。

今、稿を脱するにあたり、以上の方々へ深甚な感謝の意を表する次第である。

ただし、この報文は稿を急いだため、どの研究者からも原稿を読んで批判を受ける時間的余裕がなかつた。この報文に、いたらない点があるとすれば、それはすべて筆者の責任である。（1967年3月）

II. 地 質 概 要

この地方の位置は第1図に示される。この図からわかるように、この地方は、領家帯の北端部で、こ

* 地 質 部

れがフォッサマグナと交じわる付近である。この西方には非変成古生層が拡がり、東方には天竜川をへだてて、古くから領家帯の研究地として知られた高遠地方がある。

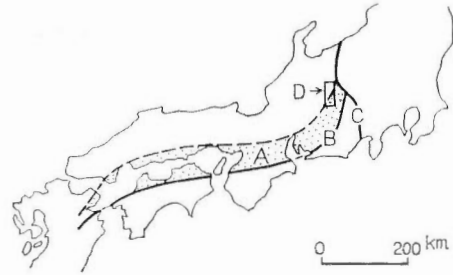
古生層は、この地方から、木曾御岳周辺や北アルプス上高地地域にかけて連続的に露出している。そして領家帯に入っても、原岩の古生層に加わった組織の改変の程度は、最高変成部をのぞけば比較的少ない。そこで変成岩地帯でも、原岩の種類や、鏡下および野外における構造を知ることは比較的容易である。したがって、非変成帯と変成帯の古生層とを種類の面から比較検討することができる。それによると、変成した古生層と、外側の古生層との堆積条件や岩石の種類のはほとんどないといつてよい。また高変成度の地域を除けば、走向・傾斜・褶曲などに関しても両者の差は非常に少ない。

領家帯の外縁線は、一部は木曾谷沿いの断層に一致するが、多くの場所では断層とは一致せず、非変成岩は、野外で追跡すると、次第に変成岩に移化する。

古生層の岩相は、変成岩地域も含めて、過半が泥質ないしシルト質のスレートと細粒砂岩の互層で、その大半はスレートである。その他では、粗粒砂岩(グレイワケ)・チャート・チャート質スレートがやや多く、少量の石灰岩・玄武岩(いわゆるシャルスタインといわれるもので、おもに火山砕屑岩と少量の熔岩流)・礫岩がはさまれている。

以上の諸岩類は、互層の仕方や組合せで、変成岩地域も含めて、10の地層にわけられる。すなわち、北西から南東に向かつて、稲^こ核層・黒川層・波多層・野俣層・針尾層・味噌川層・藪原層・奈良井層・横川層・桑沢層である(第2図)。その層序学的な最下位層は、藪原から塩尻にかけて分布する藪原層で、この地層の南西方への延長部では、*Yabeina*の化石を産する(森田, 1952)。したがってこの地層は二疊紀中期である。北西部の鎖川流域には、針尾層と名付けた地層が分布するが、この地層は藪原層に対比される。最上位層は伊那盆地ぎわの桑沢層である。この地層は、比較的low変成度の所から、高変成度の部分までまたがって分布している。そして以上のすべての地層は整合関係、一部インターフィンガー関係で重なっている。なお、最高変成度の部分(Ⅲ帯)では、原岩のこまかい岩相はよくわからないが、岩石の種類およびその量的な組合せからみると、その北部は桑沢層、南部は層序的には桑沢層の下位の横川層であろう(IV章)。

変成岩は、花崗岩類をほとんど伴うことなく、非変成岩から珪線石などを含む変成度の高い変成岩まで分布している。それらの露頭は、新期の堆積岩や火成岩に覆われたり貫入されることなく連続的に分布している。この地方より南方へいくと、変成岩よりむしろ花崗岩類の分布が卓越している。また、変成帯の西方外側は、この地方では非変成古生層であるが、南方地域では、苗木・上松花崗岩と濃飛流紋岩が露出している。



第1図 位置図

Fig. 1. Locality map.

- A: The Ryōke metamorphic belt.
- B: The Median tectonic line.
- C: Western border of the so-called Fossa Magna.
- D: The northern Kiso district.

III. 変成分帯

概要 北部木曾地方の変成岩類の変成分帯に関しては、先の報文で公表してある(KATADA, 1965)。分帯は、変成度の上昇を示す諸鉱物の出現する線によつて、6帯に分割した。原岩としてはスレート・玄武岩・石灰質岩石を選んだ。しかしそれら原岩による分帯はおのおのく違っている。したがってこ

Zone Original rock	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	III
Slate	biotite, muscovite					sillimanite
Basalt	biotite, chlorite	actinolite	hornblende		clinopyroxene	
Calcareous rocks	dolomite, epidote		---	diopside	grandite	wollastonite

第4図 変成分帯基準鉱物
Fig. 4. Index minerals for zonal mapping.

の6分帯は、いささか変則的ではあるが、原岩3者による分帯を総合したものである(第3図・第4図)。分帯はまずI, II, IIIに大別し、さらにIa, Ib, Ic, IIa, IIb, IIIの6帯に分けた。I, II, IIIと大別した理由は、この3者の形成が完全に連続ではなく、不連続的に形成された可能性があると考えたからである。詳細はV章にゆずるとして、その大筋を述べると、IIの帯は、その部分の変成作用がかなり進んで後の、II・III帯地域の相対的な浮き上りの時期の変成作用によるものらしいし、III帯は、さらにもう一度浮き上った時期の変成作用が重なって生じたものと考えられる。そしてII帯とIII帯の形成の間には、時間的なギャップもあるらしい。いずれの現象もまだ定量的なことはわかっていないが、これらの帯の名称は今までの命名をそのまま踏しゆうすることにする。

変成帯の一番外側には、漸移帯(transitional zone)と名付けた部分がある。この部分には変成岩・非変成岩と、両者の漸移的な岩石である漸移岩(transitional rock)と名付けた岩石が混在している。この帯は、V.2節などでふれるように、Ia~IIIの各帯とは同列には並べることができない。

分帯を述べるまえに、岩石の組織の変化の概要と、ここでいう変成岩と非変成岩との区別を述べる。

岩石の組織 変成岩の組織は、スレートの場合がもつとも顕著に変化していく。Ia帯からIc帯までは、再結晶の程度が低く、そのために、野外では、大半のスレートの外観は、非変成岩とそれほどかわらない。ただ岩質がやや堅硬になり、気をつけて見れば雲母が光つて見える程度である。ただしまれに、Ib帯中の高変成部などでは、黒雲母などの斑点状集合が認められる(図版II-第6図)。鏡下では、おもに白雲母の配列による弱い片理が発達することがあるが、その配列は、原岩のスレートからの模写構造(mimetic fabric)であろう。

IIa帯とIIb帯とでは、岩石は完全に再結晶して片理も生じ、片岩(または片状ホルンフェルス)と称し得る岩石になる(図版III-第8図~図版IV-第11図)。ただし、野外においても鏡下においても原岩の構造はかなりよく保存されている。III帯のスレート起源の変成岩は強い片理や縞状構造を持つた片岩ないし片麻岩である。ここでは、本来の堆積岩の構造は消失する(図版V-第12図~図版VI-第14図)。しかし、石英・長石の平均粒度が0.7mmを超すことはない。

変成岩と非変成岩 まずはつきりしておかなければならないことは、ここでは、問題の領家変成作用をうけて、再結晶した証拠のあるものが領家“変成岩”である。そして領家変成作用による再結晶作用が認められないものが“非変成岩”である。領家変成作用の影響をうけていない岩石が再結晶作用をうけていないかという決してそうではなく、続成作用を蒙つた後、褶曲作用をうけているし、さらに変成作用の時期まで長期間埋没していたため全般的に弱い再結晶作用をうけている。橋本(1966)の観察によれば各地のいわゆる非変成古生層の多くは、かなりの再結晶鉱物を生じているらしい。しかし注意深い観察によれば、この地方では、領家変成作用以前の再結晶作用と、領家変成作用プロパーの変成作用とを区別することは可能である。

スレートの場合、御岳東方からこの地方にかけての“非変成岩”は、砕屑粒として石英と少量のカリ長石・斜長石・白雲母・変質した黒雲母などを含み、マトリックスには緑泥石・白雲母(絹雲母?)や微細な石英粒などが見られる。その他少量の炭質物(carbonaceous matter)や鉄鉱物も普遍的にみら

れる。このうちマトリックスの白雲母の大半は、いわゆるイライトといわれるものに産状が類似した微細な結晶であり、“漸移岩”というものは、このような白雲母がとくに多量に認められる岩石である（V. 2 節）。

以上のようなスレートにおいては、領家変成作用による最初の再結晶鉱物として明瞭なものは黒雲母である。黒雲母を生じている岩石では同時に白雲母・緑泥石・石英の再結晶が認められる。そして黒雲母は変成帯の最外縁部から晶出しており、漸移岩を考えないとすると、黒雲母のみいだせない岩石には領家変成作用のプロパーの影響は鏡下でも認められない。

変成岩も加えたスレート 17 コの平均化学成分を第 1 表-1 に示す。比較的 K_2O が多く、 CaO が少ないのが特徴である。

第 1 表 スレートおよびその変成岩の化学成分

Table 1. Chemical compositions of slates and their metamorphosed equivalents.

No.	1	2	3	4
SiO ₂	63.50	55.62	56.24	64.44
TiO ₂	0.71	0.81	0.98	0.65
Al ₂ O ₃	16.88	22.13	19.75	16.73
Fe ₂ O ₃	2.18	1.05	3.21	2.60
FeO	3.25	4.33	3.84	3.04
MnO	0.05	0.08	0.01	0.03
MgO	2.23	2.28	2.61	2.11
CaO	0.64	1.12	0.10	0.72
Na ₂ O	1.97	2.35	2.55	1.92
K ₂ O	4.00	6.90	3.96	3.28
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.16	0.11
H ₂ O+	2.70	1.61	4.31	3.19
H ₂ O-	0.53	0.10	0.46	0.46
C	1.07	1.54	1.75	0.96
CO ₂	—	—	—	—
Total	99.89	100.11	99.93	100.24

1: Average of 17 slates and their metamorphosed equivalents in the northern Kiso district.

2: Andalusite schist in the zone IIb.

3: Fine-grained slate in the transitional zone.

4: Non-recrystallized slate near Gonbe-tōge in the higher-grade part of the zone Ib.
Analysts: E. OHMORI and T. OHMORI.
(KATADA et al., 1963a, 1964a.)

第 2 表 非変成玄武岩の化学成分

Table 2. Chemical compositions of non-metamorphosed basalts.

No.	1	2	3
SiO ₂	44.40	45.31	45.10
TiO ₂	4.00	3.45	2.20
Al ₂ O ₃	16.34	14.61	14.98
Fe ₂ O ₃	2.47	4.68	1.95
FeO	10.23	8.07	9.39
MnO	0.14	0.17	0.16
MgO	4.70	5.99	9.41
CaO	5.34	8.12	5.67
Na ₂ O	4.53	4.07	3.84
K ₂ O	0.46	0.42	0.33
P ₂ O ₅	0.72	0.48	0.25
H ₂ O+	4.48	3.91	5.21
H ₂ O-	0.44	0.27	0.34
C	0.16	—	—
CO ₂	1.44	0.05	0.88
Total	99.85	99.60	99.71

Analysts: E. OHMORI and T. OHMORI.
(KATADA et al., 1963b, 1964a.)

玄武岩の変成岩・非変成岩の区別はスレートの場合よりも明確である。非変成岩で観察すると、一般に、斜長石（オリゴクレス）と橄欖石および（または）単斜輝石を含むもので、変質作用が甚だしく、橄欖石は完全に変質している。3 コの代表的な玄武岩の化学成分は第 2 表に示される。これは、 Na_2O 、 H_2O が多く、 CaO の少ないのが特徴で、この岩石が、いわゆるスピライト質のものであることを示している。

ここで非変成玄武岩として特徴的にあげられる事実は、1) 単斜輝石がみられ、2) 橄欖石を交代した粘土鉱物の見られることがある。粘土鉱物は WINCHELL (1951) の記載によれば bowlingite である (屈折率 $\gamma = 1.632$, $2V_x = 22^\circ$)。3) わずかに脱ガラス化作用をうけた褐色のガラスが残留している。しかし黒雲母が出現すると、輝石や粘土鉱物は急速に消滅し、ガラスは、白雲母・緑泥石などの集合体となり、ガラスとしての外形を失なってしまう。黒雲母と同時に新たに再結晶をはじめている証拠のある鉱物には、エピドートがあり、同時に非変成帯中でもみられる石英・曹長石・緑泥石・白雲母・炭酸塩鉱物の、新鮮な比較的小型の鉱物がふたたび生じている。これらの再結晶鉱物は、小型のプールを形成したり、細かい割れ目を満たしたりしている例が多い。

漸移帯の内部では、変成岩と非変成岩とが混在していることはスレートの場合と同様である。しかし

第 5 図 鉱物変化図

Zone	I a	I b	I c	II a	II b	III
Plagioclase						
Microcline		?				
Orthoclase			?			
Chlorite						
Muscovite						
Biotite						
Andalusite				?		
Cordierite						
Sillimanite						
Pyralspite						
Tourmaline, green						
Tourmaline, brown						
Graphite					?	

A

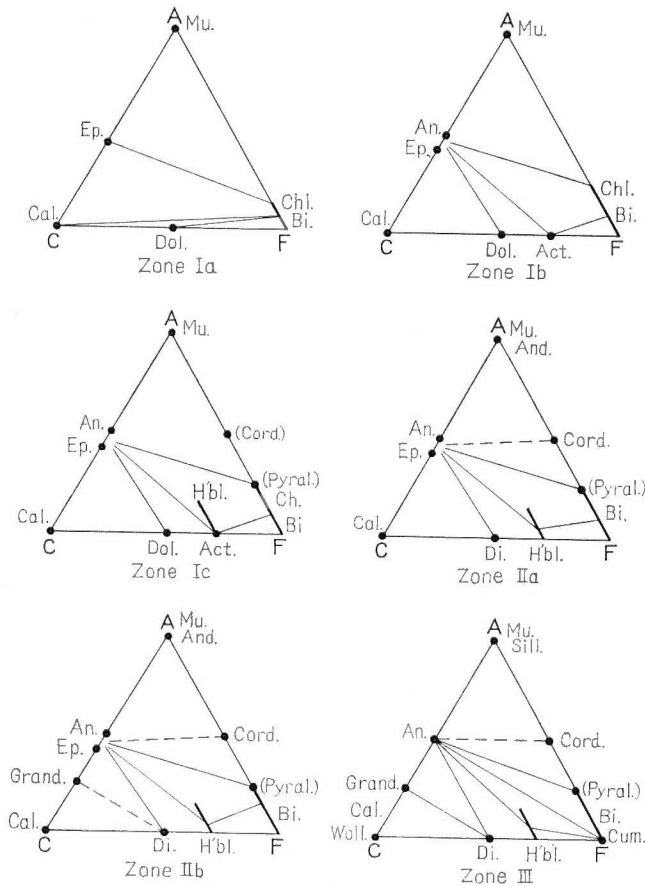
Zone	I a	I b	I c	II a	II b	III
Albite						
Oligoclase-labradorite		?				
Orthoclase						
Chlorite, optically negative						
Chlorite, optically positive						
Pistacite & clinozoisite						
Muscovite						
Biotite, green variety						
Biotite, brown variety						
Actinolite						
Tremolitic actinolite						
Hornblende, blue green						
Hornblende, green						
Clinopyroxene						
Leucoxene						

B

Zone	I a	I b	I c	II a	II b	III
Dolomite						
Tremolite			?			
Diopside						
Albite						
Oligoclase-bytownite						
Orthoclase						
Grandite						
Wollastonite						
Scapolite						

C

Fig.5. Mineralogical variations.
 A : Metamorphosed slate.
 B : Metamorphosed basalt.
 C : Metamorphosed calcareous rocks.
 Full line : commonly and abundantly.
 Broken line : commonly but not abundantly.
 Dotted line : rarely.
 Quartz, calcite, sphene, apatite, zircon and ore minerals are omitted.



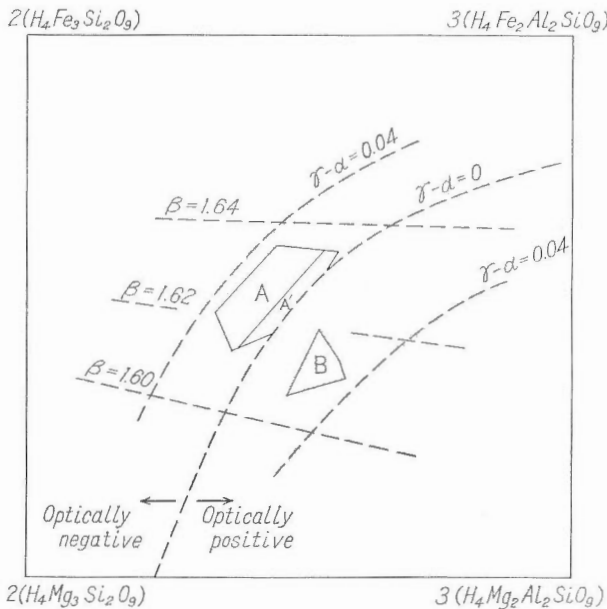
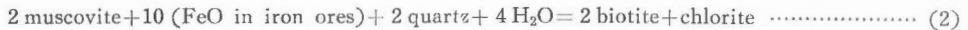
第 6 図 各帯の岩石の ACF 図
 Fig 6. ACF diagrams for rocks in each zone.

ながら、スレートの場合も玄武岩の場合も、再結晶が一番最初に認められる点をスムーズに結んだ線はほぼ一致する。

以上のように、変成帯は、スレート・玄武岩とも黒雲母が晶出をはじめる線からである。そして若干の例外的存在（VI章）がないわけではないが、温度の上昇に対応して全般的には齊一的に鉱物の種類と組合せが変化していく。各鉱物の安定範囲は第5図に示され、各帯の鉱物組合せの概要は第6図のA C F図に表現されている。以下に、これらの補足的な説明を加えよう。

Ia帯 スレートでは黒雲母・白雲母、玄武岩では黒雲母・緑泥石、玄武岩の石灰質の部分ではエピソード、不純な石灰岩ではドロマイトの晶出によつて特徴づけられる。

黒雲母は、スレートの場合は明かるい褐色であり、玄武岩では濁つた褐色または緑褐色である。黒雲母は、1) スレート中では本来の黒雲母の碎屑粒を置き代えた細粒結晶の集合、2) 白雲母と鉄鉱物との反応で生じたもの、3) 白雲母と緑泥石との反応で生じたものがある。2) と 3) の反応式は次式で示される。



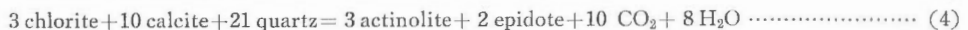
第7図 緑泥石の光学性

Fig. 7. Optical properties of chlorites.

- A: Five chlorites from the lower-grade part of the zone Ia.
 A': Five chlorites from the higher-grade part of the zone Ia.
 B: Five chlorites from the zone Ib.
 (Diagram after WINCHELL, 1951.)

Feが濃集しており、それがスチルプノメレンの晶出をうながしたものであろう。

Ib帯 この帯は、玄武岩に緑閃石 (actinolite) が晶出しはじめる線からである。緑閃石の晶出には次の2つの場合が考えられる。



玄武岩の緑泥石は、全般的に光学性は負である。ただしこの帯の高変成部ではレターゼーションがきわめて低いか、ほとんどない。曹長石は量が少ないため、くわしい光学性はわからない。しかし屈折率をパルサムと比較すると、それより低いかほぼ等しいから、An成分は全般的にAn10に達していないと考えられる。なお、玄武岩には、まれにスチルプノメレンがみられる (KATADA et al., 1966a)。このスチルプノメレンは、黒雲母と安定に共存している。この母岩は火山碎屑岩の一部であつて、共存する鉱物として、磁硫鉄鉱が非常に多く、容量比で約4%に達する。一般にこの種の岩石の鉄鉱物は容量比1%以内のもので普通である。おそらくこの岩石は、なんらかの原因で

この2反応が進みはじめる位置は、緑閃石とエピドートの随伴関係から察する限り、ほとんど同じである。

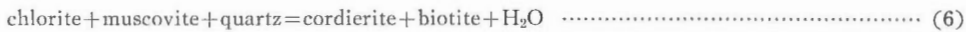
これらの緑閃石の晶出しはじめる線には若干凸凹があるが(VI章)、その例外をのぞけば Ia 帯には緑閃石が認められないのはこの地方の大きな特徴である。これと同じ特徴をもつ変成帯としては有名な Sulitjelma 地方 (VOGT, 1927) があるが、他のほとんどの変成帯では最外縁部から緑泥石とともに緑閃石を生じている。おそらくこの地方では、 P_{H_2O} や P_{CO_2} の部分的な変動がそれほど大きくなかったことを意味するのであろう。残留している緑泥石は光学性を変え、すべて光学的に正になる。光学性は第7図のようで、この図から化学成分を察すると、緑泥石の化学成分は変成度の上昇とともに、比較的 Fe に富むものから Mg に富むものへと変化する。また Al も変成度とともに、わずかながら増加する傾向がみられる。なお、光学性正の緑泥石と、負ないしレターデーションのほとんどない緑泥石を同一薄片内で同時に認めることはきわめてまれである。そのまれな例についていえば、両者は明瞭な境界をもつて接している。

Ic 帯 この帯は、玄武岩中の青緑色普通角閃石の晶出ではじまる。

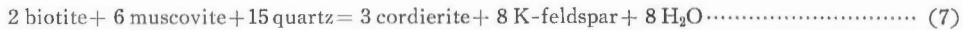


一般に普通角閃石は緑閃石の縁に沿って生じている。

伊那西方北沢上流のチャート質スレートには、堇青石および(または)パイラルスパイトが生じている。一般に堇青石は、まず緑泥石と白雲母が分解することによって生じ得るであろう。



あるいはまた雲母の分解によつても生じ得るであろう。



おそらく Ic 帯から次の IIa 帯の例は緑泥石・白雲母の分解の例であり、次の IIb 帯と III 帯で生じたものは雲母の分解の例に違いない。この証拠として、1) Ib 帯から IIa 帯の堇青石は、ほとんどチャート質のスレートに限られる。ところが IIb 帯と III 帯では、チャート質ではない“普通の”スレートにも多くの産出例が認められる。全般的にみて変成度が増すほど産出例は多くなるが、IIa 帯と IIb 帯の間にはかなり目立つ量的なギャップがある。これは IIb 帯から雲母も分解をはじめるからであろう。また、2) 鏡下の観察による限り、Ib 帯と IIa 帯では、堇青石(およびパイラルスパイト)はカリ長石と安定に共存している証拠はない。しかし IIb 帯・III 帯では明らかに共存している。もし雲母が分解したのであれば、カリ長石も同時に生ずるであろうから、カリ長石と共存していない Ib 帯・IIa 帯の堇青石は、雲母が分解したものではないであろう。

この堇青石とカリ長石の共存関係は、ESKOLA (1939) 以来主張されている事実に似ている。つまり、変成度の比較的低い所では両者は共存せず、比較的高い所で共存する。

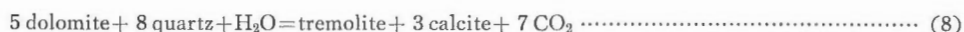
パイラルスパイトは、この地方ではまれな鉱物ではあるが、上記のように Ic 帯から出現する。しかし全般的に、これを含む岩石はチャートないしチャート質スレートに限られる。

IIa 帯 この帯と次の帯は、石灰質岩石中の鉱物によつて定めた。ここで石灰質岩石というのは、石灰岩・玄武岩中の石灰質のパッチやレンズ、および粗粒砂岩の石灰質の部分である。このうち、玄武岩中のものの一部、および粗粒砂岩中のものは、変成作用の途上に、炭酸塩鉱物を中心に発達したものである。この3者は異なつた産状を示すのであるが、現在までの経験的な事実によれば、3者の鉱物の種類は、互いにはほぼ一致している。したがつて“石灰質岩石”と一括して記述することが可能である(ただし、粗粒砂岩の石灰質の部分は、Ia~IIa 帯では認められない)。

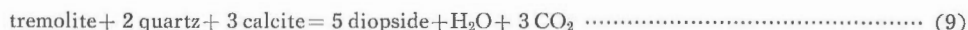
不純な石灰岩のドロマイト質の部分(図版I-第2図)においては、Ia~Ib帯では、ドロマイト+石英の組合せが安定である。しかしIIa帯に入ると透輝石が透角閃石とともに生じている。それらのうち、もつとも低変成度側の権兵衛峠東方のものでは、透輝石・透角閃石とともにドロマイトが存在している(図版III-第7図)。ただしこのドロマイトは石英の存在しない部分だけに見られるから、ここではすでに、ドロマイト+石英という組合せは不安定なのであろう。

これらの露頭より低変成度側には、残念ながらこのようなドロマイト質の石灰岩はきわめて少ない。しかし伊那北西9km(吹上西方)の、Ic帯の下限付近には石灰岩の露頭があり、この不純な部分ではドロマイト+石英という組合せが安定であつて、透輝石や透角閃石は生じていない。

ドロマイトから透角閃石を生ずる反応は、



透角閃石から透輝石を生ずる反応は、



これらに関してはBOWEN(1940)以来の多くの研究があり、反応(8)は反応(9)より低温度条件下で進行することはすでに定説になつている。したがつて、この地方では、Ic帯内で反応(8)が進行したのであろう。

なお光学性から推定すると、以上の透角閃石・透輝石はいずれもMg端成分に近い成分を持つている。光学性は以下のようである。

透角閃石：屈折率 $\alpha=1.610, 1.616$; $\gamma=1.634, 1.637$

光軸角 $2V_x=85^\circ, 83^\circ$

透輝石：屈折率 $\alpha=1.667, 1.671$; $\gamma=1.698, 1.699$

光軸角 $2V_z=56^\circ, 54^\circ$

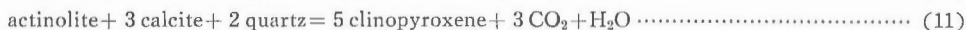
また、ドロマイトの光学性は、Ib帯中のものであるが以下のような結果を得ている。

屈折率 $\omega=1.681, 1.684$

これもMg端成分に近い成分を示している。

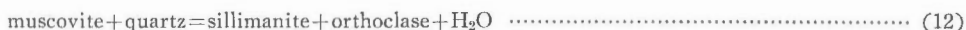
なお、伊那北西10km(上古田西方)の、Ib帯の高変成部には、滑石ドロマイト緑泥石岩が1例みいだされた。鏡下で、ドロマイト→滑石という変化が進行しつつあることが確かめられる。おそらく、ドロマイトの一部が石英・水と反応して滑石を生じたものであろう。

IIb帯 この帯では、石灰質の岩石にグランダイトが生ずる。同時に玄武岩には単斜輝石が生ずる。鉱物の随伴関係からみた反応式は以下のようである。



伊那南西7km(小屋敷南西)の、石灰質の部分を含む玄武岩凝灰岩では、単斜輝石およびグランダイトを、含む部分と含まない部分とがある。含む部分が木曾駒花崗岩の接触変成作用を受けていない限り(この沢の上流の尾根には木曾駒花崗岩の分枝岩体らしい花崗岩の露頭がある)、この凝灰岩がIIa帯とIIb帯との境界線にあたる。図而上でいえば、小屋敷断層(IV章)をわずかに西にはずれた線である。

III帯 この帯は白雲母の珪線石化作用のはじまる線からである(図版VI-第14図)。



このほか、この帯の基準鉱物になり得るものに、珪灰石と柱石がある。



しかし、この両鉱物の産出は今のところ全地域を通じてそれぞれ2カ所だけである。

紅柱石の珪線石化作用と、白雲母の珪線石化作用との前後関係は不明である。その理由は、1) この地方では紅柱石の産出がまれである。2) 白雲母の珪線石化作用といつても、すべての露頭の白雲母が珪線石化しているわけではなく、この現象はむしろ散発的である。したがって紅柱石の分布の上限と白雲母の珪線石化作用の下限を正確に断言することは理論上むづかしい。3) V. 4. 4 節で述べるように、Ⅲ帯においても紅柱石の仮像が認められるが、それはすべて白雲母化作用をうけていて、珪線石化作用はみられない。この白雲母化作用は、白雲母の珪線石化作用以前の交代作用である。

実際に野外では、太田切断層（断層帯）を境として、その外側には紅柱石は見られるが珪線石は見られず、内側では白雲母を交代した珪線石が認められるから、この断層をⅢ帯の外縁線とした（第9図、IV章）。珪線石を含む岩石の露頭にもつとも近い紅柱石の産地は、太田切黒川では、太田切断層から数100m はなれた地点である。したがって、端山（1964 a）が駒が根東方地域でみいだした紅柱石だけを交代した珪線石のみられる帯、つまり第1珪線石帯があるとすれば、この数100mの間と断層で欠けた部分の一部である。しかし、次章で述べるように、この断層はあまり大規模のものではないことを考慮に入れて予想するならば、第1珪線石帯は、この地方ではほとんどないか、あつてもごくせまい範囲ではなからうか。

また、このⅢ帯では、カリ長石は、光軸角 $2V_x = 53^\circ \sim 64^\circ$ である。Ⅱb 帯では、光軸角の変動が大きくてはつきりしないが、Ⅲ帯では、上記の光学性から推すと、正長石になつているのであろう。ただし結晶によつては一部がモヤモヤした消光 (moiré appearance) を示している。はつきりしないが、この部分は後退的に生じた(?) 微斜長石であろうか。

なお玄武岩中の普通角閃石は、Ⅱb 帯までは“青”緑色のものがみられるが、Ⅲ帯では青色を帯びたものはみられない。また、スレート中の電気石は、Ⅱb 帯までは緑色ないし濁つた褐色のものがほとんどであるが、Ⅲ帯では大半が明かるい褐色（アメ色）である。そしてまた、炭質物に関しても変成度による差がみいだされる（IX. 1 節）。

IV. 地質構造

この地方から南方地域にかけての領家帯の地質構造に関しては、1961年に、共同研究者とともに報告してあるし（片田・他、1961 a）、また、古生層の層序・堆積相に関しては磯見・片田（1959）および片田・磯見（1962、1964 b）によつて報告してある。ここではその大要を、2, 3 の資料を加えて述べる。

変成作用以前の変動 この地方の野外の事実からきわめてはつきりいえることは、古生層の主要な褶曲の時期と、変成作用の時期とは異なつていゝ。それは、第1に、次項で述べる非変成帯と変成帯との地質構造の比較から明らかであり、第2に、古生層の走向と変成帯の各帯の境界との斜交性からもわかる。

斜交性は、地質図（第2図）と変成分帯図（第3図）とを比較すればわかるのであるが、まず、漸移帯およびⅠa 帯の外縁線は、走向に大きく斜交している。Ⅰa 帯とⅠb 帯の境界も明らかに斜交しており、Ⅰb・Ⅰc 帯間、Ⅰc・Ⅱa 帯間の境界も決して完全には平行ではない。それらの事実は、一つの地層が、いくつかの帯にまたがって分布していることから知られる。たとえば、藪原層は、化石をもつた比較的厚い石灰岩や玄武岩で特徴づけられる特異な地層であるが、藪原付近ではⅠb 帯に属し、北東方へ追跡するとⅠa 帯に入り、南西方へ追跡すると非変成帯に入つてしまう。また、桑沢層は伊那盆地の

縁にみられる地層であるが、この地層は、砂岩が多く、異常堆積による礫岩を含むのが大きな特徴である。この桑沢層は、北部では I b 帯で、南方に追跡すると、II b 帯までは明らかに延長される。そして III 帯北部の原岩も砂岩が非常に多く、処々に礫岩起源の片麻岩が発達しているから、桑沢層の延長と考えてよい。III 帯の南半部すなわち下位の地層はチャート・玄武岩・石灰岩を含み、桑沢層下位の地層（横川層）にきわめて類似している点も、こういった推定を裏付けている。横川層も北部では I b 帯まで分布する。

以上述べたような諸事実は、変成作用と、現在みる地層の主要な褶曲とは無関係であると見なすともつとも合理的である。日本全体の地史からみて、常識的に、この地方の古生層の主要な褶曲時期は中生代の初期とみなされる。一方変成作用の時期は、K-Ar法による絶体年代の測定値からみて（柴田・他 1962）、少なくとも終了時は白堊紀最末期であり、上記の野外調査の結果によく調和している。

非変成帯と Ia~Ic 帯の地質構造 地質構造に関して、非変成帯と Ia~Ic 帯を比較してみると、少なくとも野外で知られる地質構造に関する限り、ほとんど差をみいだすことはできない。たとえば、地層の走向 (N30~50° E)・傾斜 (50~90°) の値、褶曲の様式、地層のもめ方、などはまったく同様といつてよい。したがって、Ia~Ic 帯では、すでにあつた地質構造をほとんど改変することなしに変成作用が進行した。鏡下で観察しても、再結晶作用に伴う原岩の組織の改変は非常に小さく、岩石内部における変形や差動運動はなかつたといつてもよいであろう。たとえば、図版 II-第 4 図・第 5 図は、II b 帯のチャート質スレート中のラジオリリアであるが、非変成帯のラジオリリアと比較しても外形はまったく同様で、破碎されたり圧縮されたりしている形跡はない。このような事実は、広域変成作用としては、きわめて特異な現象である。

IIa・IIb 帯の地質構造 IIa 帯と IIb 帯とでは、変成作用の際に、原岩に対する若干の改変があり、変成岩らしい外観が生じた。しかし、その改変はおもに顕微鏡的な規模にとどまっている。たとえば伊那南西（小屋敷近傍や沢渡北東）には異状堆積による礫岩が存在するが、この礫の形を野外で観察してみると、あまり強い変形作用を受けていないことがわかる。また IIb 帯北部（原岩は桑沢層に属する）には緩傾斜の構造が発達する。しかしこれは桑沢層特有の地質構造で、変成作用以前に形成されたものである。

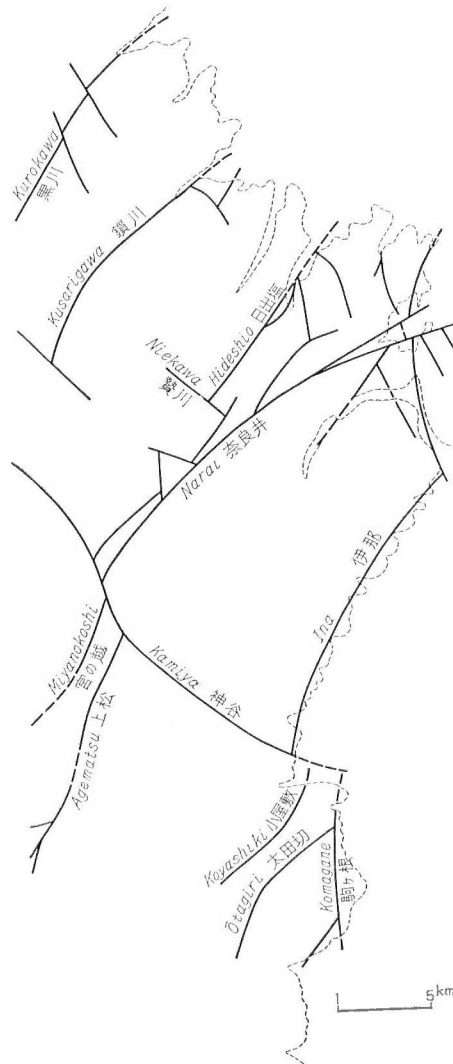
しかし一方、顕微鏡的なスケールでは III 帯で述べたような構造のかなりの改変がみとめられる。すなわち、片理や線構造が生じている。これは、Ic 帯あたりから目立ちはじめ、IIa 帯の伊那市北沢上流から、場所によつては急に顕著になる。また、斑状変晶もみられ、それが晶出する途上で回転した証拠を示すこともある（V. 3 節）。

III 帯の地質構造 この帯の岩石はおもに片麻岩であり、片麻岩特有の褶曲や縞状構造などが発達する。そして大きくみると、北半部が半ドーム構造をしているのが特徴である。この構造は、この地方の調査だけでは III 帯特有のものかどうかよくわからないが、1) 筆者の知っている限り、この地方および隣接地域の非変成帯の古生層には見られない。2) この地方から南南西にかけての、花崗岩類が卓越する領家帯では、形はくずれてはいるが、ドーム構造・ペーゼン構造がいくつかみいだされる。これらの構造は、花崗岩類が貫入し、その地帯が浮き上つた時期に、既存の構造が改変されて形成されたと考えられている。3) この地方では III 帯だけに、しかもかなり多量に花崗岩類がみられる。

以上の 3 点から類推してみると、III 帯の半ドーム構造も、南南西地域の場合と同様に、花崗岩（太田切花崗岩）が貫入した時期に、III 帯の浮き上りと同時に生じたものである可能性が強い。

なお、野外における観察事実から察すると、III 帯の片麻岩は、相当可塑性を持っていたことがわかる。

断層 この地方には数多くの断層が発達する。いま議論に都合のいいように、前の報文（1961）で命名した断層名を第 8 図に示す。これらの断層には大小の長さのものがあつて、もつとも長く続くものの例では、奈良井断層およびその延長は、途中でずれたり、枝わかれしたりしながら、南方へ 70 km 以上続いている（断層名は、ずれたり枝わかれするごとに、別名にしてある）。そのような長く続く断層は地



第 8 図 断層とその名称
Fig. 8. Faults and their names.

形によく現われ、副断層も多く、幅の広い擾乱帯を作っている注1)。たとえば神谷断層の擾乱帯は、南東部では幅 3 km 以上に達している。もちろん擾乱帯がなく、地形にもまったく表われていない断層もある。古生層は本来化石もなく、岩相も単調だから、もし適当な鍵層がない場合は、このような断層は発見しにくいであろう。したがって、塩尻南方のように、鍵層になる地層にめぐまれた所以外は見逃しているに違いない。前にもふれたように (1961)、古生層の褶曲時期に活動したまま、その後活動しないものが、このような地形に表われない断層であつて、広い擾乱帯を作っているものは、その後何回か繰り返し活動しているものに違いない。また、地形にあらわれた断層もあらわれない断層も、地層の走向に平行または直交しているものが大半である。

この地方の断層系が、褶曲時期以後、何回も活動した事実は、変成帯形成史上、重要な事実であるからここでやや詳しく述べることにする。

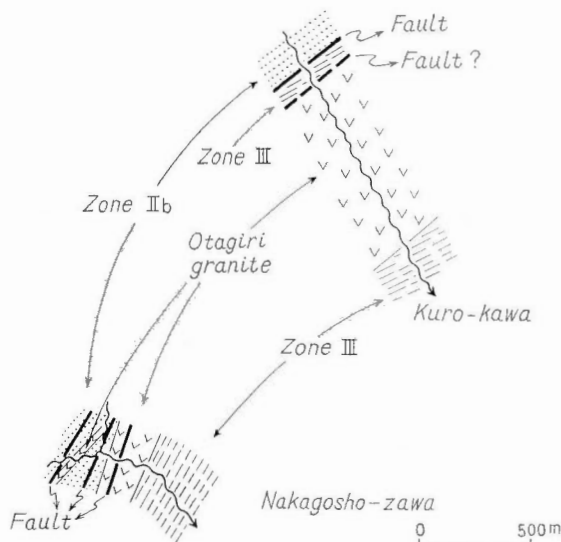
注 1) 先の報文 (1962, 1964b) では単に“断層”という代わりに断層帯または断層破砕帯という名称も用いた。しかしここでは単純に“断層”という名称で呼ぶ。

繰り返して活動したとみられる証拠の第1は：—黒川断層・奈良井断層・上松断層・小屋敷断層に沿った処々、たとえば梓川黒川流域・奈良井南方・権兵衛峠北西方・藪原南方・砂ガ瀬東方・伊那市南沢などには、断層角礫岩や破碎岩起源の変成岩（黒川流域の場合は白堊紀後期の接触変成作用による）がみいだされる。これはかつて磯見・片田（1961）によつて、第4のタイプの角礫岩とよんだもので、その後の報文（片田・磯見，1962，1964b）でも記述した。そして最近土屋（1966）も小屋敷断層に沿った部分で同様なものを報告している。したがつて上記の断層の活動は明らかに変成作用と同時またはそれ以前にさかのぼることを示している。また、上記のような角礫岩は、必ずしも第8図に示した断層線上に位置しているのではなく、それから1～2kmはなれた所にもみいだされる（ただしそれは、ここでいう擾乱帯の内部である）。したがつて、過去の断層活動も、すでに幅の広い擾乱帯を作つていたに違いない。

繰り返しの証拠の第2は：—Ⅱ帯とⅢ帯との境界にほぼ沿つて太田切花崗岩の比較的大きな岩体が細長く分布している。この花崗岩体は（片田・村山，1961b），すでに存在していた断層に沿つて貫入したもので、断層は、花崗岩体の貫入時や貫入後も活動した（太田切断層（帯））。これらの理由は、

- 1) この花崗岩体は非常に細長い分布を示しており、この分布は、断層に沿つて貫入したとすると考えやすい。この花崗岩体を境として、変成度や変輝緑岩の分布などが明瞭に異なつてゐるから（V. 4節）、花崗岩体貫入前、すでに断層は生じていたに違いない。おそらくⅢ帯は浮き上りつつあつたのであろう。
- 2) この花崗岩体にはプロトクラシック組織が認められる。この組織は、南部では目立たないが、岩体の北半部では顕著である。この組織の存在は、貫入時に断層の活動があつたことを暗示している。
- 3) この花崗岩体の貫入後もこの断層は活動している。現在見られる断層は、たとえば第9図に示すようであつて、花崗岩体の北西縁沿いに、何本かの断層群として走つてゐる。この図からわかるように、細かく見ると、比較的大きな太田切花崗岩体、その小岩体および変成分帯の各分布は必ずしも画一的でなく、おのおのくいちがつてゐる。これは太田切断層（帯）の複雑な歴史を物語るものである（V. 4節）。

この太田切断層に関しては、太田切花崗岩を介在として、いくつかの活動史を区別することができた。しかしこの断層の方向性や擾乱帯の様子などは、他の諸断層と較べてとくに異なつた特徴をもつて



第9図 太田切黒川・中御所沢沿いのⅡb帯からⅢ帯にかけてのルート・マップ（簡略化してある）

Fig. 9. Simplified route maps from the zones IIb to III along the Otagiri Kuro-kawa and Nakagoshō-zawa.

いるわけではない。したがって、他の諸断層の活動史も太田切断層と似た性質をもつと考えてよいであろう。

繰り返しの証拠の第3は：——こんどは新しく活動した証拠であるが、これらの断層の多くは、第三紀に入つて、現在の中央アルプスなどの地形の形成に関与したことは明らかである。またこのなかには第四紀に入つて活動したことがわかるものがある。たとえば伊那盆地内の礫層を切る断層などがそれである。

以上述べてきたように、この地方には、地層の褶曲時期から第四紀まで断層の活動時期があつた。このようないくつかの断層の活動の繰り返しの証拠からみて、第8図に名を付してある、規模の比較的大きな断層の大半が、過去何回か活動したと解してよいだろう。そしてここで、とくに注目しなければならぬ事実は、“変成作用の時期”にも活動した可能性がきわめて強いということである。もしそうだとすると、この時期の活動は、変成岩の形成にある種の影響を及ぼしているはずである。たとえば、1) 変成岩の一部に応力が加わつたこと、2) 断層によつて生じた岩石内の割れ目が流体の通路になつたかも知れないこと、3) 変成時にすでに変成帯の持ち上りがあつたと考えられること、などである。この変成時の運動を、一つの可能性のある仮説として、今後の議論の際に考察を加えるであろう。

なお、これらの諸断層は、いずれも、古生層の地層の分布・構造や変成分帯を、とくに大きくくいちがわせているわけではない。したがって、擾乱帯や長さが顕著であり、何回も繰り返して活動したにもかかわらず、規模はそれほど大きなものではないといえる。

V. 変成帯の形成

変成作用がどの程度の温度圧力条件のもとで、どのような段階を経て進行したかということは、変成岩研究の主要な目的の一つである。領家帯が、広域変成帯としては、比較的低压のもとで形成されたもので、最高変成部はかなり高温まで達していた——という知識はすでに常識化しつつある。それでは、この地方では変成帯の温度圧力条件はどのような経過をたどつてどのような値に達したのであろうか。この事実を解析するための資料としてどのような事実があるであろうか。以下にいくつかの例をあげて考えてみよう。

V.1 変成作用の温度圧力条件

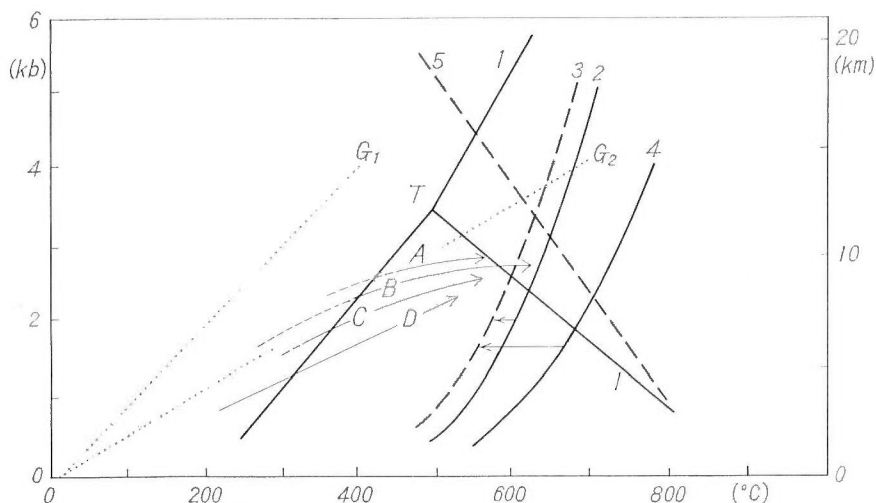
最近、鉱物の安定領域の研究によつて、変成作用の進行した場所の温度圧力条件は、次第に具体的にわかつてきた。この種の室内実験や研究は日新月歩であり、実際の野外での事実を都合よく説明する資料が生れつつある。ここでは、もつとも新しい実験結果を参考資料にして、まずⅢ帯の変成条件をしらべてみよう。

前述のように、Ⅲ帯では、白雲母→珪線石(反応(12))、方解石→珪灰石(反応(13))の反応が生じはじめている。両反応は、少なくとも太田切川流域でみるかぎり同一の線(地点)から生じはじめている。また紅柱石→珪線石の反応も、新鮮な紅柱石のある限り起こっているであろう。この反応と、上記2反応との前後関係は、実は詳しくはわからないが、ほぼ同時期か、紅柱石→珪線石の反応がわずかに先んじている程度であろう(Ⅲ章)。

まず、紅柱石と珪線石の平衡曲線は、最近 NEWTON (1966) と MATSUSHIMA et al. (1967) が実験的に、間接的にはあるが定めているから、それを採用することにする(第10図曲線(1))。

白雲母→珪線石(および紅柱石)の曲線は、EVANS (1965) が実験および計算によつて求めており、ここではこの曲線を採用しよう(曲線(2))。実際には $P_{H_2O}/P_{rock} < 1$ であるから、この曲線はもつと低温側に移るであろう(曲線(3))。

方解石→珪灰石の曲線は、古くから多くの人々によつて実験や計算がなされており、第11図には、都城(1965)によつて与えられたものを示してある(曲線(4))。そして、野外の事実と調和させるた



第10図 変成作用における温度と圧力

Fig.10. Pressure and temperature for metamorphism.

1 and T: Inversion boundaries for the Al_2SiO_5 polymorphs and their triple point (NEWTON, 1966; MATSUSHIMA et al., 1967).

2: Curve for reaction, muscovite+quartz=sillimanite+orthoclase+ H_2O , when $Prock = P_{H_2O}$ (EVANS, 1965).

3: Estimated curve, when $Prock > P_{H_2O}$, and $Prock > P_{CO_2}$, for the curve (2) and (4) in this district.

4: Curve for reaction, calcite+quartz=wollastonite+ CO_2 , when $Prock = P_{CO_2}$.

5: Inversion boundary between andalusite and sillimanite (BELL, 1963).

G_1 : Geothermal gradient, $30^\circ/1$ km.

G_2 : Geothermal gradient, $50^\circ/1$ km.

A-D: Pressure and temperature distribution for the metamorphism in this district.

めには、 $P_{CO_2}/Prock \ll 1$ であつて、実際には、方解石の分解曲線と、白雲母の分解曲線(3)とは、ほぼ一致していなければならない。

実際問題としては、白雲母や方解石が一線で分解してしまつてはならず、III帯全体が、両鉱物が分解しつつある状態を示している。したがつて近似的にはIII帯の形成条件を、曲線(3)と(1)との交わる付近と考えることができよう。この温度は大ざつばにみて $600^\circ C$ 位で、圧力は3 kb、深さに換算すると約10 kmになる。この値は、かなりの仮定を設けた上での値である。しかし、深さに関していえば、約10 kmという値は、野外における資料と、今のところ矛盾しているようにも思えない。また $600^\circ C$ という値も不自然なものではない。

なお、従来よく知られていた BELL (1963) による紅柱石→珪線石の線は(5)のようになり、これを採用すれば温度・圧力とも若干上まわることになる。

V.2 漸移帯における問題

漸移帯の分布 すでにIII章でふれたが、変成帯の最外縁部には、漸移帯と称する帯がある。この帯はI a~III 帯とは本質的に異なつた点があり、変成帯と非変成帯との中間的な見かけの帯である。

この帯は当然のことながら、変成帯の最外縁部に認められる。藪原付近ではほとんど欠けているが、これは断層の影響によるものかも知れないし、この付近の、断層の北西側の岩石露頭の大半は砂岩であつて、漸移帯の有無をたしかめにくいためかも知れない。それと同時に、もう一つの漸移帯が、I a帯とI b帯の境界付近に、NE-SW方向に変成帯を横切つて走っている(第3図)。この第2の漸移帯は、一度変成分帯が完成してから、断層によつて最外縁部の漸移帯が繰り返しているものではなく、

また、ふたたび褶曲作用を受けて生じた繰り返しも考えられない。それ故、漸移帯が2カ所に不規則な分布を示している理由は、変成作用の際の一番外側の等温面が、球面のような単純な形ではなく、凹凸のある波形をしていたことによるものに違いない。

こういった、等温面の波形の証拠は、もつと高変成度の部分にもみられる。たとえば、各帯の境界（アイソグラッド）が古生層の走向に斜交しており、しかも個々の場合で斜交の角度が異なっている事実も、一つには、この等温面の波形という点が原因しているのであろう。また、III帯の分布も、もつと広い範囲で検討すると決して単純ではない。たとえばこの地方のIII帯を、その原岩の走向方向の南南西に追うと、変成度が下つて来る。これも断層運動や花崗岩類の貫入の影響などに原因を求めるよりも、むしろ、もともと等温面が波状であつたことに求める方が適当である。

漸移岩について 前述（III章）のように漸移帯中には3種の岩石がある。すなわち、1) 黒雲母を含む岩石で、I a 帯の岩石と同様のもの、2) とくに変成作用の影響の認められないもので、傾家変成作用を論ずる限り非変成岩といつてよいもの、3) かつて漸移岩と名付けたもので、白雲母を非変成岩より多量に含むが、はつきり黒雲母と認められるものは含まないもの、である。

ただし上記の1) ~3) の3種の岩石を肉眼で区別することは不可能で、漸移岩を他と区別することは、もつぱら鏡下の観察にたよらざるを得ない（図版I-第3図）。

この漸移岩と名付けたものは、漸移帯中に多いが、まれには、次のI a 帯にも黒雲母スレートに混ざつてみられ、黒雲母を生じているスレートでも、黒雲母を除けば漸移岩と同様である。

この岩石の特徴である白雲母は、非変成岩のマトリックス中にある微細な白雲母（絹雲母？）と大変よく似ており、大きさもほぼ同様か、やや大型である。長さ0.1mm以下で、鏡下では針状または鱗片状であり、ほとんどの場合、層理面に平行に並んで、弱いながら片理（平行配列）を示していることが特徴的である。この配列は——チャート質のスレートの場合にとくにはつきりするが——曲がつた石英脈に平行であつたり、顕微鏡的なスケールのズレによつて乱されて、ズレの方向に順応していたりしていることがある。つまり、局部的には平行配列が乱れたり、層理に斜交していることがある。

白雲母としては、このほかはつきり碎屑粒とわかるものも存在する。碎屑粒は、大型であること、石英などの碎屑粒に押されて曲がつていること、などによつて（結晶によつては、区別し難い場合もあるが）、問題の白雲母とは区別される。

ここでもう一度注意しなければならぬ事実は、非変成帯の白雲母も、外観、産状は、漸移岩中のものと非常によく似ていることである。たとえば、上記の平行配列の乱れなども漸移帯だけの現象ではない。ただ大きさと量が若干異なっているだけである。しかし、残念なことに、非変成帯の白雲母と、漸移帯の白雲母に関する鉱物学的な事実がなにもわかつていない。したがつて、現在のところ、両者を主として量的な差異だけで区別する以外にない。この差異も、実はあまり定量的なものではないが、実際には直観的に、非変成帯と漸移帯との区別が可能である。

そこでこれらの白雲母の成因についてであるが、非変成帯にみられるマトリックスの白雲母は、配列の状態などからみて、地層が褶曲した時期に、既存のイライトなどが再結晶、一部再配列したものにちがいない。

一方問題の漸移帯中の白雲母は、変成帯に接した部分だけに分布するから、傾家変成作用に関連して、生じたものに相違ない。しかし一つの独立した分帯と見なすほどは発達しなかつた。配列状態が非変成帯のものに似ているのは既存の白雲母からの模写構造であろう。変成度という観点から考えると、漸移帯は、黒雲母アイソグラッドより低温条件の岩石と考えればもつとも簡単である。しかし傾家帯の最外縁部の再結晶の程度が極端に低いことを考えると、黒雲母の出現が、“反応が完全に進んだ場合の黒雲母アイソグラッド”に一致しているかどうかは断言できないであろう。とすると漸移帯の変成度もはつきりしないことになる（VII章）。それ故ここでは莫然と、漸移帯は、黒雲母スレート形成途上の文字通り“漸移的”な岩相と考えておくことにする。

また興味のあることに、漸移帯の白雲母、および黒雲母と同時に晶出する白雲母だけは模写構造によ

る平行配列を示すが、黒雲母など低変成部の他の諸鉱物はほとんど平行配列を示していない。

V.3 IIa帯およびIIb帯の形成に関する問題

変成帯外縁部からIb帯までは、再結晶の程度はきわめてゆつくりと変化する。そのために、Ib帯までの岩石は鏡下でみても、再結晶鉱物の量は増しても、大きさは一般には0.1mmにも達することはなく、砕屑岩としての本来の組織はそのまま残留している。ところがIc帯に入った頃から次第に再結晶の程度が増しはじめ、IIa帯に入ると、かなり急激に肉眼および鏡下の組織が変化して行く。スレート起源の変成岩に関してその差異を列挙してみよう。

1) IIa帯では大半のスレートは完全に再結晶が終了し、片理や線構造が発達しはじめる。つまり、この帯ではじめて“変成岩らしい”岩石になる。片理は肉眼的にもはつきりしてくるが、鏡下ではとくに顕著である。雲母の平行配列が層理面に斜交したのも少なくない(図版III-第8図)。

2) IIa・IIb帯の細粒スレートには、特徴のある微斜長石の斑状変晶がしばしば発達する(図版III-第8図～図版IV-第10図)。この結晶は、大きさは径0.5mm以内のものであるが、ほとんど常に微細な炭質物を比較的多量に包有しており、これが、片理に斜交したり、S字状にうねっており、回転しながら成長したことを示すものが多い。

3) Ic帯からこの帯では、ときに、非常に大型の——少なくともこの地方ではもつとも大きな——結晶がみられる。伊那西北沢近傍および小屋敷南西のチャート質スレート中の親指大の堇青石斑状変晶(片田・磯見, 1962)や、北沢北方の不純なチャート中の石灰質部分の、長さ3cmに達する透輝石の例がそれである。

このような片理・線構造・斑状変晶・S字状構造は、一言にしていえば片岩の組織である。そしてこの片岩形成の要因の一つとして、変成時に加わった非静水圧的な“方向圧”を考えないわけにはいかない。とすると、この圧力は、地質学的にどのようなことを意味するのであろうか。

この方向圧に関しては、次の2つの見方がある。その第1は、IIa・IIb帯の変成岩は、Ic帯までのスレートと同程度の方向圧しかうけなかつたのであるが、温度が上昇して再結晶が進むにつれて、岩石内に差動運動が生じはじめて、片岩化が起こつたとする考え方である。第2は、IIa帯から方向圧がとくに強まつたために片岩化が生じたとする考え方である。

第1の見方を支持する証拠には次のような事実があげられる。それはまず、片理が顕著になりはじめる線は、巨視的にみると、変成度と比較的一致しているし、再結晶の程度もやはり、変成度の上昇と大体一致している。ここでとくに興味のある事実は、Ib帯の横川川大滝沢の出合約500m上流には、堇青石を含むややチャート質のスレートがある(VI章)。このスレートは周囲の岩石に較べて再結晶の程度が進んでおり、ほぼ完全に再結晶している。そして、この岩石だけが周囲の岩石よりも明らかに片理が強い。この岩石だけがとくに強い方向圧を受けたと考えられるはつきりした証拠もないから、この片理は、再結晶が進んだために生じたものと解してよい。

しかしながら、IIa帯から顕著になる片理の発達状態をくわしくみると、その強さの分布は、相当不規則であり、必ずしも再結晶の程度(これも必ずしも漸進的ではない(VI章))と平行関係にはない。また岩質による差もはつきりしていない。野外での観察による限り、片岩化の程度はいろいろな面でかなり不規則であり、その不規則さは時によるときわめて急激である。したがって、筆者は、IIa帯からの片岩化には、やはり、この部分だけに、別種の方向圧が変成時に加わつたと考えている。ただしこの種の方向圧が、Ia～Ic帯にはまつたくなかつたというわけではなく、こうした方向圧が片理の形成を促進したのはやはり再結晶が進んだためであろう。すなわち、IIa帯では“再結晶が進んだことにより、一般的に片岩化が進んだが、それに加えて、特殊な方向圧が加わつたため、片岩化がさらに促進され、IIa帯地域から急に片理が顕著になつたもの”と考えられる。そして、伊那断層や小屋敷断層に沿つた部分では、一般的な傾向としてとくに顕著な片岩化現象がみられるが、このことから、次のような推論が可能である。

さきにIV章で、この地方の諸断層が、変成作用の際にも活動し、変成度の高い部分が持ち上った可能性を述べた。この考えが正しいものとする、変成作用の際の、変成帯の一部の浮き上りの時期に岩石に方向圧が加わり、片理が強調されたと考えても不自然ではない。具体的にいうと、伊那断層南部——小屋敷断層（およびおそらく神谷断層）の活動があり、その東側の高変成部が浮き上つたに違いない。そうすれば、その浮き上りの際、方向圧の加わった範囲が IIa 帯以上の帯であつたと考えてよいのではなからうか。

土屋（1966）も構造岩石学的な研究から、小屋敷断層の両側で岩石構造の差を確認し、このことから変成時の小屋敷断層の活動、すなわち IIb 帯側の浮き上りを考えている。また、伊那断層を北に追跡すると I b 帯のなかを走るが、ここでも断層に接した部分、たとえば辰野南西 5.5 km 付近などには、I b 帯としては例外的に 2 方向の平行構造が顕著なスレートの例がある。この例の存在も上記の推定の妥当性を暗示している。

なお、III帯の片岩や片麻岩には、小規模な複雑な褶曲が顕著に発達するが、これも方向圧の影響下で生じたことは明らかであるけれども、それ以外に（あるいはそれ以上に）、岩石の可塑性が増したことを重要視しなくてはならない。

V.4 III帯の形成に関する問題

何度もふれたように、最高変成部であるIII帯とその外側とは、様々な諸現象に関して、顕著な差が認められる。

第1は地質構造である。これについては、野外における事実に関する限りIV章でふれておいた。また土屋（1965）は、線構造など、むしろ小規模の構造における差を強調している。

第2に貫入岩体に関する差異である。花崗岩質岩石のうち、木曾駒花崗岩・伊奈川花崗岩・市田花崗岩は、詳細ははぶくが、いろいろの変成度のところに分布していて、変成度との特別な関係は考えられない。

ところが、小岩体の集合である太田切花崗岩・ペグマタイト・変輝緑岩に関しては、この地方ではIII帯と関連してそれぞれ注目すべき問題をかかえている。

これと同時に、紅柱石の白雲母化作用もIII帯の形成に関する一つのデータを与えている。以下これらの問題を一つ一つ検討してみよう。

V.4.1 変輝緑岩・太田切花崗岩およびペグマタイトの分布

これら標題の3岩体は、III帯内とその外では分布に大きな差を示している。

まず変輝緑岩（IX. 2 節）、および本報文ではふれないが斑岩質岩石——これらの原岩は変成作用の途上に貫入した——は、太田切中御所沢では、III帯の内部だけではなく外部でも、III帯に接した付近では若干の露頭をみいだすことができる。しかしその他の地域では、III帯外ではきわめて産出例が少ない。たとえば、太田切黒川流域およびその北方では、III帯内には多数みいだされるが、外部では、小屋敷断層に沿った地域で1岩体みいだされただけである。

また太田切花崗岩は、全体を通じて、中御所沢のごくわずかの例外をのぞけば（後述）、III帯の外部にみられず、内部のみに無数の露頭がみられる。

ペグマタイトもIII帯中に、無数に発達している。幅 3 cm 以下の小岩体は、片麻岩中では lit-par-lit injection をしたり、ptygmatic 褶曲をしていることが特徴である。この種のペグマタイトは、太田切中御所沢では、III帯の外部にも多くの岩体が見られるが、それより北方では、ほとんどIII帯内に限られ、たとえば太田切黒川流域でみると、III帯の外部ではわずかに3岩体みられただけである。その上、中御所沢でも、III帯の外部のものは、内部のものとはやや性質を異にしている。III帯内部のものは電気石はあまり含まないが、外部のものは、ほとんど例外なしに、最大長さ数 cm に達する電気石を含んでいる。この電気石を含むものは、おそらく、すぐ南方に露出する伊奈川花崗岩に直接関連するペグマタイトで

はなかるうか。なぜならば、伊奈川花崗岩に接する部分にはとくに密集しており、はなれるに従って急激に少なくなり、中御所沢以外ではほとんどみられないからである。一方Ⅲ帯内にみられる、電気石をあまり含まないものは普遍的に分布しており、上記のような分布傾向はみられない。

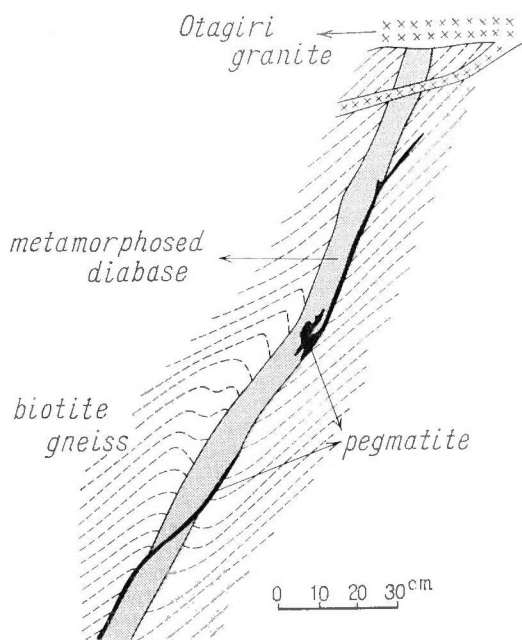
以上の諸例からみると、これらの貫入岩体とⅢ帯との強い関連性が暗示される。しかし具体的にこれらの貫入が変成作用それ自体に関連するのか、むしろⅢ帯の浮き上りに関連するのか、これらの因果関係には未解決の問題が少なくない。しかしながら、もつと視野を拡げてみると、領家帯の個々の花崗岩体は、変成分帯に決して調和的ではないし、変輝緑岩などの分布も同様である。したがってこれらの貫入は、この地域の場合でも、変成度の上昇に直接関与したものとは思われない。やはり、むしろⅢ帯の浮き上りに関連していると見た方がよい。そしてその方が貫入岩体の“空間問題”を考える上にも好都合である。

最後に一つ注意しなければならない点は、中御所沢におけるⅡb帯とⅢ帯の境界線である(第9図)。ここでは変成度は比較的大きな太田切花崗岩体によつて境されているし、これを境として原岩の種類も異なり(西側がグレイワケ、東側はスレートチャート石灰岩互層)、花崗岩の露出部分には、相当顕著な断層がかくされていることがわかる。一方図の一番西側の断層も、これを境として原岩の種類・地質構造が異なっており(西側はスレートで急傾斜、東側はグレイワケで緩傾斜)、しかも太田切花崗岩小岩体は丁度この断層まで分布している。つまり、変成度は下つても、この断層まで“Ⅲ帯の特徴”が非常に強いのである^{注2)}。したがってここでは、Ⅲ帯の、変成度と他の特徴の分布がわずかばかりくいちがっているわけである。

なお、この項で述べた貫入岩の貫入順序は、輝緑岩および斑柘岩→ペグマタイト→太田切花崗岩である。

V.4.2 変輝緑岩

いわゆる変輝緑岩というのは、すでに報告したように(1959b)、輝緑岩の岩脈で、しかも変成作用



第11図 変輝緑岩の産状の1例

Fig. 11. A mode of occurrence of metamorphosed diabase.

をうけている岩石である。片理は生じていないのが普通である。その産状の1例を第11図に示す。この露頭はきわめて興味深いもので、これによつて次のようなⅢ帯の変成作用の過程を知ることができる。

1) まず褶曲作用を伴う変成作用があり、2) 変輝緑岩の原岩(角閃石輝緑岩)が岩脈として貫入し、3) ついでふたたび変成作用が加わり、輝緑岩・壁岩とも現在見るような変成岩になった。この変成作用は、幅数cm程度の変輝緑岩でも変形していない所をみると、擾乱作用は決して強くなかつたに相違ない。

以上のように、輝緑岩の産状を介在として変成作用の3つの段階を知ることができるが、1)と3)の間の時間的なギャップは、相当はつきりしたものである。

注2) Ⅱb帯もⅢ帯の北半部も原岩は桑沢層に属すると考えられる。しかし具体的には、Ⅱb帯の桑沢層には北部を除きスレートが多く、Ⅲ帯の桑沢層にはグレイワケが多い。また上記のスレートチャート石灰岩互層は横川層に属するものであろう。

他の諸岩体では、必ずしもこれと同様の過程を追えるわけではないが、少なくともこれと矛盾した事実はない。

なお輝緑岩の変成作用に関しては IX. 2 節でふれる。

V. 4. 3 太田切花崗岩

太田切花崗岩は、この地方ではⅢ帯だけに見られる特徴的な細粒花崗岩である。大型の岩体は第2図のようであるが、これ以外にも岩脈状の小岩体が無数に分布している。この花崗岩の特徴もすでに報告してあるが (1961b), その主要な論点を以下に紹介しよう。

この花崗岩の岩質は、細粒黒雲母花崗閃緑岩と、パイラルスバイトを含む細粒黒雲母白雲母アプライト質花崗岩ないしアダメロ岩 (以下アプライト質花崗岩という) の2者からなる。そして両岩相のうちでは、常にアプライト質のものが後から貫入している。

問題があるのは、アプライト質の岩相であつて、この岩体では、白雲母の一部が珪線石に移化している。移化しているのは、おもに、Ⅱb 帯との境界付近の岩体、とくに第2図および第3図に示してある比較的大規模な細長い岩体の北半部に多くみられる。この珪線石化作用は、変成岩中の珪線石化作用と、鏡下における限り、まったく同様の産状で、白雲母を交代して、針状の珪線石の集合体が晶出している。

この珪線石化作用は、花崗岩のほぼ固結後のことであろうが、ほぼ固結後に温度が上昇したと考えることは不自然である。したがつて、固結後に、岩体内の P_{H_2O} が減少することによって生じたものと考えるべきであろう。

ここで、もしこの珪線石の形成と変成岩中における形式とが同一の範ちゆう内で考えられるとするならば、太田切花崗岩中での形成条件は、おそらく第11図の線(B)の線上付近にあると考えられる。なぜならば、これより高压側であることは (Ⅲ帯形成時の変成帯の温度圧力条件は線(B)で示されるから) 地質学的にみて考え得られないことであるし、これより相当低压側であれば珪線石の代わりに紅柱石を生ずるのであろう。したがつて結果的には、変成岩中の珪線石化作用と似たような圧力条件下で生じた可能性が強い。

ところで太田切花崗岩が貫入したとき、変成岩はどのような温度条件であつたろうか。一番単純に考えれば、変成岩はまだ珪線石を生ずるに充分な温度条件を保っていたということである。この考えが妥当かどうか証明できる事実は乏しいが、次のような証拠があげられる。

1) まず、珪線石を含む太田切花崗岩に近い地点では、変成岩は他の部分に比較して珪線石の産出例が明らかに多い。たとえば太田切黒川で、太田切花崗岩の北に接して 30m ほどの間に露出する片麻岩や、その北東方の沢度西方山地の太田切花崗岩の南に接する地点の砂岩起源の片麻岩のあるものには、ほかでは見られないほど多量の珪線石がみられる。これは、太田切花崗岩の珪線石と片麻岩の珪線石が同時に生じたことを暗示する。つまり太田切花崗岩の P_{H_2O} が片麻岩と同程度まで低下したときほぼ同一温度で珪線石が生じた可能性が強いのである。

2) 幅 3 cm ほどの太田切花崗岩の小岩体でも珪線石を生じている場合がある (太田切黒川)。この場合も、珪線石が生ずる時間的余裕があるためには、片麻岩が珪線石を生じ得る条件、またはそれに近く近い温度条件下にあつたとした方が考えやすいであろう。

したがつて、やや大胆な予想かも知れないが、太田切花崗岩が貫入した時に、片麻岩は、珪線石を晶出するに足る温度条件を保っていたのではあるまいか。

次にもう1つの太田切花崗岩に関する重要な事実に関してふれよう。上に述べた、珪線石化作用が、Ⅱb 帯との境界に沿った細長い岩体およびその付近の小岩体に多い事実はきわめて暗示的である。というのは、この部分の岩体は、Ⅲ帯の浮き上りの時期に既存の断層に沿つて貫入したもので、貫入時にも断層の活動があり、そのため軽いプロトクラスチック組織が生じている (IV章)。そして、珪線石化作用はプロトクラスチック組織が多少でもみられる部分に多い。この事実から推定すると、花崗岩が擾乱作

用をうけたことと、上記の“断層に沿った”岩体であることが、 P_{H_2O} の値を低めるのに大きな役割を果たしたに違いない。つまり、活動しつつある断層が水の通路としての役割を果たし、そのために水が岩体から逸脱しやすく、 P_{H_2O} が低下したと推定されるのである。

以上、太田切花崗岩に関して、IV章も加えている述べてが、これに関する主要な論点は次のようにまとめられる。

太田切花崗岩は、III帯の浮き上りの時期に貫入したものである。この花崗岩の貫入した時、片麻岩は、まだ珪線石を晶出し得る温度条件を保っていた可能性が強い。この可能性は、さらに進めると、片麻岩の珪線石の晶出は、III帯の浮き上る時期であつた可能性がでてくる。この点は、後の章のいくつかの議論に対する重要なデータの一つになる。

なおここで、他地域の領家帯における事実ではあるが、上記に関連する興味のある事実をつけ加えよう。それは、端山(1959)によつてみいだされた紅柱石を含むアプライト質花崗岩の存在である。この岩体は、残念なことにその後の水害とその補修のため見られなくなつたけれども、天竜川東方の駒ヶ根市落合付近にみられたものである。端山によれば細粒の電気石・白雲母を含むもので、おそらく、その付近の落合花崗岩の支脈である。落合花崗岩は、野外における証拠から、この付近の花崗岩のうちでは末期の花崗岩と考えられているものである。もしこの花崗岩の紅柱石に関して、太田切花崗岩の珪線石の場合と同様の推論がなりたつならば、この貫入は、太田切花崗岩よりもより低圧の条件下であつたにちがいない。たとえば第11図の線(C)のような条件であつたとすればよいわけである。落合花崗岩が線(C)上の条件下に貫入したということは、不自然ではない。

V.4.4 紅柱石の白雲母化作用

ここでは紅柱石の白雲母化作用を問題にするが、その前に、蛇足かも知れないが、紅柱石の産状に対する記述をつけ加えよう。

紅柱石は珪線石と同様に、直接的な証拠はないが、白雲母の分解によつて生じたのであろう。しかしながら珪線石の場合と異なつて、紅柱石はきわめて限られた岩石にしか生じていない。これはこの地方のみならず、領家帯全体的にみても同様で、紅柱石を含む岩石はきわめて特異な化学成分を持っている。たとえば SiO_2 が少ないこと、 Al_2O_3 が多いことが、特徴的である(第1表-2)。この地方の例でいえば、 $SiO_2=55.62\%$ 、 $Al_2O_3=22.13\%$ である。これを、この地方のスレートの平均値が、 $SiO_2=63.50\%$ 、 $Al_2O_3=16.88\%$ と比較すれば、その異常さがわかるであろう。この地方のスレート38コ(OKI 1961; 原村, 1961; KATADA et al., 1963) の分析値のうちには、もちろんこのような成分を持つたスレートはみいだされていない。

また、紅柱石をもつ岩石は炭素の多いことも特異である。なぜならば、炭素の平均値は、非変成岩6コの試料では1.55%、I a~I c帯の5コでは1.14%、II a・II b帯の4コが0.84%、III帯の2コが0.82% であり(第3表)、II b 帯のこの紅柱石岩が1.54% という値はとくに多い値である。鏡下でも、紅柱石岩の炭質物は、一般に周囲の岩石に比較して非常に多い。

また、鏡下の観察からわかることであるが、紅柱石岩の大半は、電気石を目立つて多量に含んでいる。

以上の事実を一つ一つ検討してみよう。まず、 SiO_2 が乏しくて Al_2O_3 が多い点であるが、この事実は段戸地方の紅柱石岩の場合でもそうであるし(KOIDE, 1958)、他の多くの変成帯でもそうであり(HAYAMA, 1964 a)、紅柱石岩のこの性質は、普遍性をもっているらしい。このようなスレートは、本来はきわめて細粒のはずである。筆者らの分析試料のうちでは、ほとんど非変成の岩石で(漸移帯)、これに近いものとして、 $SiO_2=56.24\%$ 、 $Al_2O_3=19.75\%$ のものがある(第1表-3)。この岩石は、硯石用に採掘している厚さ数 cm 以上のスレートである。実際に紅柱石は、ごく薄い厚さ数 mm の部分に産するのが普通であるから、厳密に原岩を探せば、 $SiO_2 < 56\%$ 、 $Al_2O_3 > 20\%$ の値を有するスレートがまれには見つかるであろう。 SiO_2 と Al_2O_3 の量は、一般的に負の相関を示すのが普通であるから、なおさらである。

次に炭素であるが、この $SiO_2=56.24\%$ の硯石用のスレートの炭素は1.75% であつて平均より多い。

この事実は、 SiO_2 の少ない紅柱石岩が炭素が多いという条件にもよくマッチする。また RANKAMA et al. (1949) は、ホウ素は植物体に多いことを述べており、したがって紅柱石岩の電気石晶出の原因となつたホウ素は、炭質物に伴っていたものと考えることが可能である。

以上の事実からわかるように、紅柱石岩はきわめて特異な化学組成を有すること、しかしこのような化学組成をもつたスレートは、局所的な岩相として本来から存在していたであろうことがわかる。

本論にもどつて、変成作用の進行状態を示す別の例として、紅柱石の白雲母化作用がある。最初に結論をいうならば、II b 帯にみられる紅柱石は、大半白雲母化作用をうけているが、この白雲母化作用は、II b 帯形成後、III 帯が形成される前に生じた作用である。

この証拠となる事実は、III 帯中には、紅柱石の仮像を残した白雲母の集合体がみいだされることである。もつとも典型的なものは、オツ越東方 3.5 km の地点でのスレート起源の片麻岩中でみられたものである。それは長さ 1 cm、径 5 mm 以内の、断面がほぼ矩形の長柱状の白雲母の集合体である。これは、形・大きさ・配列の状態などから考えて、紅柱石の仮像として以外には考えられない。

また、これほど明瞭な外形を示さないけれども、ほぼ似たような規模の細長い白雲母の集合体が処々にみいだされる。場合によると、個々の白雲母も長さ 2 mm 程度に成長した集合体（この場合は白雲母結晶の個数は少ない）となつていることがある。このような白雲母の集合体の少なくともその一部は、上記のような、紅柱石の仮像の白雲母が成長し、そのために外形のくずれたものにちがいない(図版 V-第13図)。

ところでIII 帯では、白雲母→珪線石の反応が進みつつあり、おそらく新鮮な紅柱石があればその珪線石化も進んだにちがいないことはIII 章で述べた。ところが実際問題としては、この地方には、紅柱石の珪線化作用があつたことを示す直接の証拠はなく、紅柱石はすべて白雲母化しているわけである。紅柱石が珪線石化作用をうけることなく白雲母化作用をうけていることは、白雲母化作用を受ける時間だけ足ぶみをしてきたこと、つまり増進的な変成作用の進行が中断していたことを示している。

なお、紅柱石の白雲母化作用には、水の供給が必要であり、この事実も上記の推定を強く裏付けている。これに関しては VIII. 2 節でふたたびふれよう。

V. 5 む す び

以上の V. 1 節から V. 4 節にかけて述べた諸事実を総合してみると、この地方の変成作用に伴う温度圧力条件の変遷を次のように紐立てることができる。

1) まず、第 1 に、常識的にみて、現在みられるよりも小範囲に、低変成度の変成岩が分布していたに違いない。現在、片岩や片麻岩の分布している地帯に、最初の段階でどのような変成岩が分布していたのかよくわからない。しかし、おそらく現在の Ia~Ic 帯にみられるようなスレートないしはホルンフェルス状の岩石ではなかつたろうか。

2) やがて小屋敷断層などを境として II b 帯側が持ち上る。この段階では現在の II a~III 帯の変成岩の片岩化が起りはじめる。

この II b および III 帯の地域が上昇した時期には、すでに変成帯全体も上昇していたのではなからうか。そして変成帯の上昇が地表にまで達していたとすれば、地表では急激な剝削を開始したであろう。あるいは、小範囲の地帯の上昇ならば、まわりを押し上げるような形で上昇したかも知れない。いずれにしても、上昇した後は、その部分は、上昇する以前に比較して、より浅く、より低静水圧の条件になつたにちがいない。

3) ついで III 帯の地域だけがふたたび相対的に上昇した。おそらく、現在みられる III 帯の岩石は、この時期に生じたであろう。諸種の貫入岩体もこの時期に貫入した。そして変成岩は可塑性を増して、本来の構造を変えたにちがいない。

これらの関係を第10図によつて示すと、1)の段階では線(A)のような状態であつたものが、2)・3)の段階で、細かい点は別として、次第に線(B)のような状態になつたものと考えられる。

ここでこの図からもわかることであるが、線(A)のような最初の段階では、その最高変成部は珪線石を晶出し得る温度にまで達していなかったであろう。なぜならば、もし達していたとすれば、(B)のようにより低圧の条件になったとき、一部の珪線石は紅柱石になつていてもよいはずである。しかしこの地方では、珪線石→紅柱石の転位を1例もみだしていない。

以上のような推論は、V.4節で述べたⅢ帯形成史に対する予測にうまく調和している。

なお、前項で示したように、ここでいう2)と3)の間は、まったく連続的というわけではなく、変成作用の進行が足ぶみの状態があつた。

4) 変成帯はさらに上昇を続け(線(C))、最後は線(D)のような状態から次第に温度が低下していった(直線の傾斜は急になる)。線(B)より低圧側の状態のとき、もしもアプライト質花崗岩の貫入があれば、V.4.2節で紹介したような紅柱石を含む花崗岩を生ずることができたであろう。

また、現在みられる最外縁部まで熱が波及して黒雲母などが生じたのは比較的小おそく、(B)ないし(C)の時期ではなからうか。

なお、山口県柳井地方においても、すでに NUREKI (1960) は、構造岩石学的な研究から、その地方の片状ホルンフェルスと片麻岩——大体において前者はこの地方の IIa ないし IIb 帯の岩石、後者はⅢ帯の岩石にそれぞれ相当していると思われる——が、おのおの形成史と形成条件を異にしていることを明らかにした。常識的に考えても、広域に分布する各種の変成岩類が複雑な変成作用の発展史がみられるのは当然である。

VI. 変成分帯における例外

この地方の変成分帯は、反応関係がわかっている特定の鉱物が出現する線をスムーズに結んで分割した。基準となつた鉱物は、黒雲母・緑閃石・普通角閃石・透輝石・グランダイト・珪線石などである。

しかしながら、これらの諸鉱物の現われる線は、くわしく見れば決して一線から一斉に現われるのではなく、同一種類の岩石内でも、程度の差があつても次第に(散発的に)生じ始めるのが普通である。この章では、その一斉に現われないパラツキの例を3例あげてみることにする。

黒雲母の出現 黒雲母がごくわずかながらみだされはじめる線は、第3図に示した変成帯の最外縁線である。図面上ではそれから漸移帯がはじまるわけであるが、漸移帯が終わる線に来てようやく大半のスレートと砂岩に黒雲母が生じている。それでも、まれには黒雲母の生じていないスレートがあり、極端な例では、Ib帯の高変成部にも露出している。

黒雲母の最初の産状というのは(Ⅲ章)、本来の碎屑黒雲母を交代した場合、白雲母と鉄鉱物との反応による場合、白雲母と緑泥石との反応による場合、がある。この3つの晶出の機会、チャート質のものを除き、ほとんどのスレート中にあるはずである。最初は、反応に関係して物質が移動する範囲は、このような再結晶のすすまない岩石では、きわめて小範囲であろうから、ごく狭い範囲内に上記のような機会があればよい。それ故“岩石の化学成分の差”は、雲母の晶出条件にはほとんど影響しないであろう。

したがって後に残る問題は、温度と反応速度の差である。黒雲母の場合は、再結晶作用の“最初の現われ”として問題になつているのであるから(V.2節)、温度差も無視できないかも知れないが、反応速度の差を重要視すべきであろう。その差を生じた原因のはつきりしたことはわからないが、いずれにしても、なんらかの諸条件のごくわずかのちがいが変成帯最外縁部における黒雲母の晶出と非晶出との差を生じたものと考えられる。

黒雲母の晶出のおくれている極端な例としては、Ib帯高度変成部、権兵衛峠近傍の“非変成岩”がある。これは、峠付近の山嶺部に沿つて、幅約200m、長さ1~2kmの範囲に分布しているもので、この両側は黒雲母を含むスレートである。この部分は、断層によつて閉まれているわけではなく、非再結晶岩と黒雲母スレートとの間には中間的な岩石もみられる。

この局部的な非再結晶岩の存在の原因を温度条件だけに求めることは無理である。また化学分析の結果からしても、この岩石がとくに異常な成分を持つてはいるわけではなく(第1表-4)、普通にみられるスレートに過ぎない。したがって、この岩石が黒雲母も晶出しないで残っていた原因はやはり反応速度が非常におそかったことに求めるべきであろう。それならどうしてこのような現象が起こっているのだろうか。

すでに述べたように、第8図の諸断層は、過去何回か活動し、変成作用の時期にも活動した証拠がある。これらの断層の落差はそれほど大きくないにしても、上下方向のずれは、少なくとも変成帯の外側までは達していたであろう。もしそうだとすれば、太田切断層の場合と同様に(V. 4.3節)、断層活動で生じた岩石内の割れ目は、場所によつては流体の通路としての役目を果たしたであろう。

いま問題の黒雲母を含まないスレートは、神谷断層の幅の広い擾乱帯中に分布している。それ故、断層活動の影響で P_{H_2O} が局部的に低下したとすれば反応速度を減じてこのような岩石が生じ得たのではなからうか。

Ia 帯中の緑閃石 この地方の Ia 帯では緑閃石はみられない。しかし例外的に、Ia 帯の高変成部の2カ所から緑閃石がみいだされる。これは、贅川南方1500m付近の石灰岩に伴う玄武岩凝灰岩と、同西方1200m付近の玄武岩凝灰岩で、針状の緑閃石をかなり多く含んでいる。この付近から、北方へは塩尻付近、南方へは宮の越付近にかけて上記の玄武岩の露頭を連続的に追跡することができるが、この2露頭以外に緑閃石はみいだされていない。

緑閃石は緑泥石中に生じており、反応式(3)と(4)によつて生じたものである。したがつてこの反応の平衡には温度以外に $P_{H_2O}/Prock$ と $P_{CO_2}/Prock$ の値が影響している。

地質学的に考えると、問題の緑閃石の産出場所は、露頭が、奈良井・贅川・日出塩の諸断層など、何本かの断層の集中した所であり、この付近は、とくに岩石の擾乱が顕著である。したがつて、前節で述べたように P_{H_2O} や P_{CO_2} の断層運動による局部的低下が予想できよう。

Ib 帯中の堇青石 Ib 帯中で、横川川支流の大滝沢下流には、きわめてポイキリチックの堇青石を含むややチャート質のスレートの露頭がある(V. 3節)。ところがこの岩石は、周囲のスレートよりも明らかに再結晶の程度が進んでいる。したがつて、この露頭は周囲の岩石より高い変成度を示すらしい。おそらく Ic 帯の変成度に相当するのであろう。

このように、周囲より高温条件下におかれたと考えられる孤立した露頭は、この地方ではこの例しかみいだしていない。

VII. 緑泥石帯の欠如

III章での記述からわかるように、この地方の変成帯の最外縁部では、スレート中の最初の再結晶鉱物として褐色の黒雲母が認められる。また玄武岩中でもほぼ同一の線からやはり褐色を帯びた黒雲母が生じている。この線から外側では、玄武岩中には粘土鉱物がみいだされることからわかるように、再結晶作用の影響をみいだすことはできない。したがつて、この地方では、スコットランド高原で定義されたような(TILLEY, 1952)緑泥石帯は欠如していることになる。

ただし、最外縁部の漸移帯の漸移岩には、黒雲母を生じていない。しかしながら、V. 2節で述べたように、最外縁部は再結晶の程度が極端に低いから、漸移岩のすべてが本来の意味における黒雲母アイソグラッド以下の温度で生じたものとはいいい切れぬ。かりに、すべてが緑泥石帯に属するとしても、散発的に分布しているだけであつて、“帯”を形成しているわけではなく、変成帯の外縁部にわずかに付随している程度である。

この事実からもわかるのであるが、この地方に緑泥石帯がほとんど発達しなかつた原因は、低変成部では、温度はそれほど低くなかつたにもかかわらず、再結晶の程度が、広域変成帯としては異常に低かつたことによるものである。その低さのもつとも大きな理由は、この地方では、変成作用に伴う広域的

な擾乱作用が、他の変成帯に比較して圧倒的に小さく、そのために全般的な再結晶作用がおくれたからであろう。

なぜならば、擾乱作用は一般的に化学反応速度を促進する。また擾乱作用で生じた微細な岩石の割れ目は変成帯の深部からの水溶液の通路となるであろうが、その水溶液は熱の運搬者でもあり、また化学反応に対する触媒作用の役目も果すはずである。要するにこの地方では、緑泥石帯に相当する温度条件も存在したかも知れないが、緑泥石帯が形成される時間的な余裕のないまま温度は下降したのである。

VIII. 下降変成作用

VIII.1 概 要

下降変成作用 (retrogressive metamorphism) というのは、一度変成作用をうけた岩石が、その後、より低温条件で変成作用をうけた場合をいうのである。その際、最初の変成作用と次の変成作用との時間のへだたりは、どうでもよいのである。ここで記述する事実は、今まで述べてきた増進変成作用による以外の現象を一括して述べる。ただし、全部が広い意味では領家変成作用の一部である。

それは、1) 堇青石・紅柱石の緑泥石化作用と白雲母化作用、2) アプライト、ペグマタイトなどの周辺の緑泥石化作用、3) III帯におけるエピソード化作用、および、4) 点紋状緑泥石の晶出である。このうち、4) は、この地方では非常に特異な現象であり、やや詳細に記述する。

また、これらの作用は、いわゆる“変質作用”と呼ばれている現象の一部でもある。

すでに多くの人々によつて論じられているように (FYFE et al., 1955; 都城, 1965), 一般的に、下降変成作用があまり普遍的ではない最大の原因は、一度高い変成度に達した岩石には、含水鉱物——低変成度の変成鉱物の大半はこれである——を形成するだけの水が不足しているからである。

実際にこの地方のスレートおよびその変成岩の水 (H_2O) の含有量をみると (第3表), Ia~Ic帯では、非変成帯の約70%, IIa~III帯では約40%に減じている。この数値が必ずしも含水鉱物の絶対量に対応するわけではないであろうが、この数字は、増進変成作用に伴う脱水作用に関して一つの目安を与えてくれるであろう。

もう一つ下降変成作用が普遍的でない原因は、反応速度のおそさにある。一つの変成作用で、増進変成作用が極点に達し、やがて温度が下降していくときは、温度が上昇するときに比較して、温度条件だけから考えても、明らかに反応速度はおくれるはずである (FYFE et al., 1955)。その上、触媒作用として働く水が少なくなると、ますます反応速度はおそくなるであろう。

結局この地方で下降変成作用が特徴的に認められるのは、水の供給があり、温度がふたたび上らないまでも、ゆつくり冷却したのではないかと思われる場合である。

VIII.2 堇青石・紅柱石の緑泥石化作用と白雲母化作用

紅柱石の白雲母化作用に関しては、V.4.4節で記述した。これが正確には“下降”変成作用とはいえないであろうが、堇青石の場合と関連してここでもう一度ふれる。

堇青石は、IIa帯までのものは、きわめてポイキリチックな結晶で、変質作用はほとんどうけていない。しかしIIb帯とIII帯のものは結晶はあまりポイキリチックではなく、若干の変質作用をうけている。それは結晶の外縁や割れ目に沿つて (まれには結晶全体に)、白雲母や緑泥石様鉱物が生じているものである。

これら紅柱石と堇青石に関する現象に共通する主要な点は、これらがまったく“普遍的”にみいだされることである。堇青石の変質作用は、筆者の知る限りでは、各地の広域変成帯や接触変成帯でみられる堇青石の変質作用と、鏡下でみる限りほとんど同様のものである。また、紅柱石の白雲母化作用は、

この地方をはずれた領家帯の各地でみいだされる場合もすべて似た産状を示している。この事実は、これらの原因として、普遍的なものを求めなければならないことを示している。

これらの鉱物学的変化に際してもやはり水が必要なことはいまでもないが、水が普遍的に反応系の中に入ることができる条件というのは、主要な変成作用に直接引き続く時期と考えなければならないであろう。つまり、まだ水が岩石中を広範囲に動きつつあつた時期である。

紅柱石に関しては、すでに述べたように、Ⅲ帯が形成される直前の、変成作用が足ぶみをしてきた時期である。堇青石の変質作用はもちろん各帯の形成後、おそらくその直後であろう。

VIII. 3 花崗岩周辺の緑泥石化作用

Ⅲ帯の花崗岩周辺の緑泥石化作用は、水の供給による下降変成作用の好例である。花崗岩といつても実例としては太田切花崗岩（V.4.3節）の場合であるが、花崗岩の固結後、深部から水溶液が岩体の側面またはその付近の割れ目に沿って上昇し、そのためにこのような下降変成作用が生じたのである。

実際問題として、このような変質現象は、可能性が多そうに見えてもそれほど多くない。しかし、肉眼ではつきり見られるような緑泥石岩は、ほとんど太田切花崗岩に関連して生じたのではないと思われる。

たとえば、太田切花崗岩にごく接した部分だけに、岩体の壁に沿って見られることがあり、処々片理の方向や割れ目に沿って分枝して、不規則な形をとることもある。あるいは、割れ目に沿って分枝した部分が、細脈状に長く伸びていることもある。このような部分は、黒雲母の緑泥石化作用のため、肉眼的に淡緑色を呈し、鏡下で観察すると、斜長石の曇りが甚だしく、時として黄鉄鉱の鉱染がみられる。

VIII. 4 Ⅲ帯におけるエピソード化作用

Ⅲ帯においては、一般的にはエピソードは認められない。しかし、特定の玄武岩凝灰岩や不純の石灰岩起源の片麻岩には、下降変成作用によつて多量のエピソードが生じている。そのもつとも典型的な例を述べよう。

それは、太田切本流と黒川との合流点から数100m下流北岸の、かつて長石や石英を採掘したペグマタイトの露頭においてであつて、このペグマタイト中には、厚さ2mほどで層理方向に伸びた、玄武岩凝灰岩起源の片麻岩の捕獲岩がみいだされる。この片麻岩は、斜長石・黒雲母・角閃石・単斜輝石・グラウンダイト・チタン石などからなり、これらが組成別の縞状構造（compositional banding）を作っている。

問題のエピソードは、グラウンダイトと斜長石を含む縞の部分に、むしろ不規則な形で分布しており、もつとも密集した部分には、最大径2cmほどの晶洞を生じていることもある。

鏡下で観察すると、斜長石は絹雲母化作用を受けて甚だしく汚濁し、エピソードは、おもにこの斜長石の中を不規則な形でうめ、両者は文象組織でからみ合っている（図版VI-第15図）。エピソードの大半は複屈折の強いピスタサイトであるが、少量の、複屈折の弱いクリノゾイサイトと思われるものを交じえる。エピソードを晶出している部分には、しばしば緑閃石が同時に晶出している。この鉱物も、Ⅲ帯では認められないもので、エピソードと同時に下降的に晶出したものである。

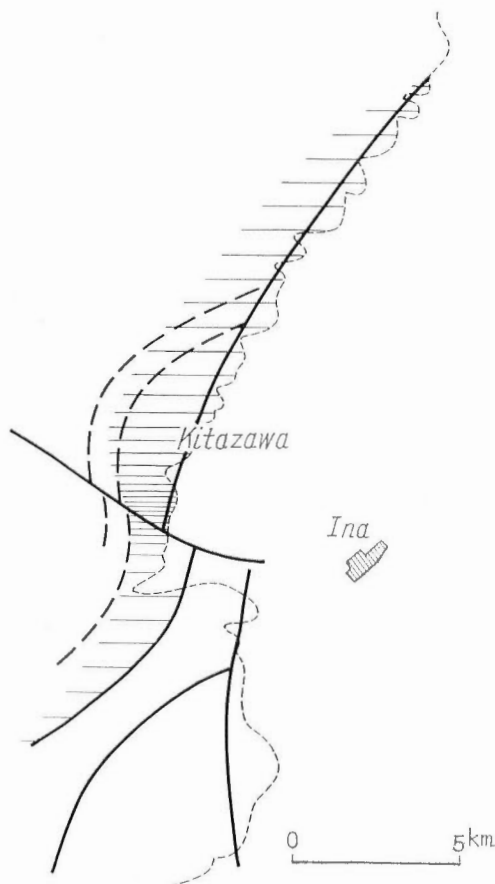
もう一つのエピソード晶出の例は、太田切川本流と中御所沢との合流点北方の不純な石灰岩中に散在して見られるものである。この石灰岩は、斜長石・石英・単斜輝石・グラウンダイト・方解石・珪灰石・柱石を含み、処々にエピソード——複屈折から推しておそらくクリノゾイサイト——が認められる。この鉱物の一部は、斜長石やグラウンダイトの割れ目をみたくて晶出しているため、少なくとも一部はたしかに下降的に生じたことがわかる。

上記2例のうち、最初の例では、エピソードは明らかにペグマタイトから水の供給をうけて斜長石とグラウンダイトを交代して生じたものである。第2の例では、岩体が直接花崗岩体などに接しているわけではない。あるいは、堇青石の場合のように、主要な変成作用の直後の、水の供給が可能な時期の現象

かも知れない。

VIII. 5 点紋状緑泥石の晶出

ここで問題にする緑泥石はスレート起源の変成岩に晶出している特有の結晶である。分布は第12図の



第 12 図 下降変成作用で生じた白雲母岩と点紋緑泥石岩の分布
 Fig. 12. Distribution of chlorite-spotted rock produced by retrogressive metamorphism.
 Hatched area : Distribution of chlorite-spotted rock.
 Broken line : Boundaries of metamorphic zones.
 Full line : Faults.

ように、伊那断層と小屋敷断層にほぼ沿った地帯（大半が断層擾乱帯）だけであり、とくに、これら両断層と神谷断層と交じわる付近、つまり北沢付近に多数分布している。分布が断層による擾乱帯に大体一致していることは暗示的であり、擾乱帯の割れ目に沿って水溶液が供給されたにちがいない。

点紋状の緑泥石を生じている岩石は、スレートとチャート質スレートである。またこの緑泥石は方向配列を示さない。この緑泥石の晶出は、主要な変成作用の時期を過ぎてからのことであり、温度条件は明らかにこの地方のどの帯よりも低温である。

緑泥石の産状は図版VII-第16図～図版VIII-第18図のようで、大略4種の産状に分類することができる。ただし、これらは互いに漸移的であり、また2つ以上のタイプが同時にみられることも少なくない。

1) もつとも多いのが図版VII-第16図にも示された散在するタイプの結晶である。一つの結晶の長さ

は1 mm以内で、(001)面は明瞭である。本来から存在した鉱物で、白雲母と緑泥石以外は、ほとんどそのまま緑泥石結晶中に包有されている。この緑泥石は鏡下では無色であるため、開放ニコルでは一見不明瞭で、直交ニコルにしてはじめてこの緑泥石を認めることができる場合が多い(図版VII-第17図)。

2) 少数例として、放射状に集合している場合がある。この例では少量の白雲母を伴っている。

3) 新たに生じた白雲母を伴って緑泥石が球形に集合していることがある(図版VII-第16図・第17図)。球体は径5 mm以内で、片理をまったく乱していない。緑泥石と白雲母は、それぞれ不規則な方位をとり、最大の長さ約0.5 mmまで成長している。球体内の本来の白雲母・緑泥石は完全に消失しており、黒雲母と鉄鉱物はほぼ本来のまま残留している。石英・長石は球体外に較べてやや少なめである。若干消失しているのではなからうか。

4) 少数例ではあるがきわめて特徴的なものとして、図版VIII-第18図のような、ほとんど緑泥石からなる球体がある。つまり3)の例の晶出の程度がもつと進んだとみなされるものである。

球体は、内部に新たに晶出した少量の白雲母と鉄鉱物を含み、石英・長石はほとんどみられない。緑泥石は、多色性も複屈折もほとんどないため、鏡下では一見して単結晶のように見えるが、よくみると(または出めがねで標本を観察すると)多くの結晶の集合体であることがわかる。

以上、緑泥石点紋の産状を挙挙げしたのであるが、緑泥石の量は様々である。もつとも多量にみられるのは、上記の4)の緑泥石の球状体にさらに1)の散在する緑泥石が加わつたもので、全体として緑泥石の容量は10%に達する。

また、この岩石では、新たに緑泥石と白雲母の新鮮な結晶が晶出している以外は、既存の鉱物はまったく変質作用をうけていない。この点は、一般的にいう緑泥石化作用と大いに異なる所であろう。

IX. 物質移動の例

物質移動というテーマは、変成作用の議論のうちでももつとも重要なテーマの一つである。しかし基礎理論が固まらないのと、移動した物質の定量的な値が得にくいと、議論が空転している場合が多い。ここでは、とくに物質移動の議論をするつもりはなく、移動の証拠のはつきりしている例に関して記述し、今後のための資料に供したい。

IX.1 水・炭素の減少

この地方の変成岩は、変成度の上昇に伴って、水が次第に減少している(第3表)。この事実はこちら

第3表 スレートおよびその変成岩中の水(H₂O+)と炭素の平均値

Table 3. Average contents of water (H₂O+) and carbon in slates and their metamorphosed equivalents.

Metamorphic zone	Number of analyses	H ₂ O(+) (%)	Carbon (%)
Non-metamorphic zone	6	3.91	1.55
Zones Ia-Ic	5	2.70	1.14
Zones IIa & IIb	4	1.47	0.84
Zone III	2	1.57	0.82

ろん、多くの変成帯でも認められることであり(都城, 1965), いまさら強調することもないであろう。

炭素の減少も顕著である。炭素は、非変成岩では、生物体の破片のなかに含まれている。それらの破

片は、ときとして、本来の明瞭な組織——つまり化石——を残していることがある（図版I-第1図）。ところがこの炭質物を、反射顕微鏡で観察しても、石墨特有の反射を見ることはできない。したがって、おそらく石墨として結晶している部分は少なく、諸種の有機物のまま存在しているのであろう。

変成帯に入ると、生物体の組織は急激に失われる。そして、II b 帯あたりから鏡下で石墨の反射が現われはじめ、III帯では反射はきわめて明瞭である。結晶形もより大型になり、まれに、曲つてはいるが短冊状を示すことがあり、一見して鉄鉱物のような外観を与える（図版VI-第14図）。このように、生物体の破片は、高変成部では次第に石墨の結晶に変化していくことはまちがいない（FRENCH, 1964）。

また、すでに報じたように（KATADA, et al., 1964）、一部の炭素は、鉄の還元と関連して二酸化炭素となつて逸散したと考えられる。つまり、 $C+2Fe_2O_3=4FeO+CO_2\uparrow$ として現われる反応である。しかし、実際の鉄鉱物容量比や化学分析値を検討してみると、この反応による炭素の減少量は、炭素の全減少量の20%にも満たない。

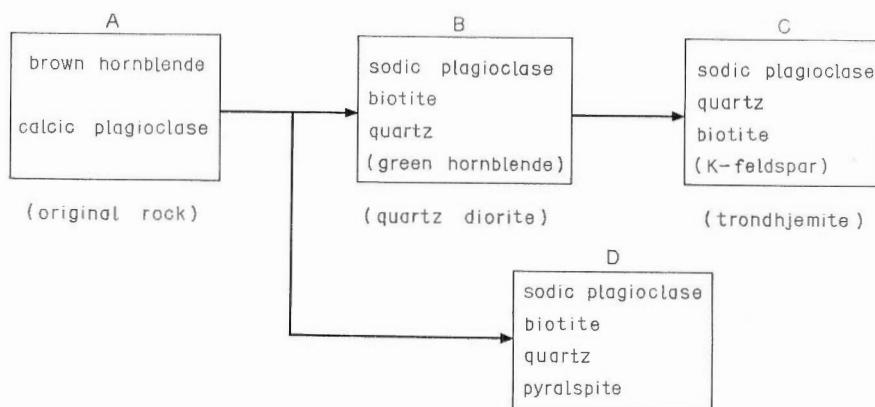
一方上記の顕微鏡観察から推定されるように、炭素の量は減少しているにもかかわらず最初の生物の破片は、かなり高変成度の所まで有機化合物のまま残っているらしい。したがって、スレートに含まれていた“炭質物”の大半は、有機物のまま、たとえば炭化水素などとして逸散したと考えなければならない。

IX.2 変輝緑岩の花崗岩化作用

輝緑岩を原岩とする特殊な変成岩に関してはすでに報じてある（1959b）し、存在意義に関しては、V.4.2節に述べた。

変輝緑岩は、古生層起源の変成岩中にも分布するが、この地方より南方に広がる伊奈川花崗岩中にも、岩脈状の捕獲岩とし数多くみだされる。そして両者とも、1, 2の点をのぞけば似たような変成現象を示す。ここでは変成岩中のものに関して簡単に記述することにする。

この岩石の変成作用の特徴は、いわゆる花崗岩化作用といわれるものの典型で、輝緑岩質の岩石から、明瞭に花崗岩質の岩石に移行してゆく。その上、原岩に近い部分と、花崗岩に近い部分とが同一の岩石中に、同時に見られることが多く、その際の両者の境界は、肉眼的にはきわめて明瞭である。したがって、岩石種の変化を正確に追うことができる。その岩種および形成の経路を示すと第13図のようになる。



第13図 変輝緑岩の変成作用（花崗岩化作用）
Fig.13. Metamorphism (granitization) of diabase.

つまり、原岩(A)は、角閃石輝緑岩で、花崗岩化作用が進むにつれて、石英閃緑岩質の岩石(B)から

トロンニウム岩質の岩石(C)に移化する。また(D)は、パイラルスピイトを伴う特殊な岩相である。このパイラルスピイト晶出の化学的な条件は、第1に、AKF 図表内で、A-Biotite-F の三角形内に入ること、第2に、おそらく岩石のマンガンが比較的多いことであろう。

なお変成度という点からみると、カリ長石の光学性 ($2V_x < 60^\circ$) や角閃石の色(青緑色のものはみられない)から推して、周囲の片麻岩と同程度の変成度には達していたと考えられる。

化学分析値は12コ知られているが、ここでは第4表に8コの代表的なものをのせた。このうち、1Bというのは、鉱物組成からみて分析したサンプルのなかでは、もつとも原岩に近いものである。他の7コは、1つの岩体のなかで、花崗岩化作用を強く受けた部分と、強く受けていない部分とが同時に分析してある3組の分析値である。すなわち、2a→2b→2c, 3a→3b, 4a→4b と同一岩体内で花崗岩化作用が進んでいる。

ここで比較的原岩に近い1Bと、それに類似した2a, 3aの分析値を、デーリーの各種火成岩の平均

第4表 変輝緑岩およびそれに関連する岩石の化学成分

Table 4. Chemical compositions of metamorphosed diabases and their related rocks.

No.	1B	2a	2b	2c	3a	3b	4a	4b	5	6	7
SiO ₂	53.41	54.76	65.61	70.79	57.76	73.21	60.75	63.70	54.39	69.30	69.17
TiO ₂	0.69	1.06	0.57	0.47	0.77	0.14	0.87	0.57	1.29	0.23	0.39
Al ₂ O ₃	15.52	18.31	16.43	13.55	18.21	14.76	17.81	17.39	16.72	16.81	15.00
Fe ₂ O ₃	1.55	1.90	1.24	1.64	1.65	0.39	1.73	1.64	2.49	0.28	1.05
FeO	6.36	5.91	3.13	2.03	5.03	1.33	4.96	3.96	7.15	1.26	2.48
MnO	0.10	0.13	0.11	0.08	0.19	0.16	0.06	0.09	0.20	tr.	0.10
MgO	8.62	3.83	1.22	1.74	3.89	0.75	2.18	1.51	4.15	1.08	1.15
CaO	9.79	7.00	3.67	2.40	6.65	5.00	5.00	4.44	6.68	3.34	3.15
Na ₂ O	1.31	2.12	3.18	3.55	0.89	2.70	2.51	3.35	3.15	6.00	3.45
K ₂ O	0.71	2.45	2.88	1.25	2.78	0.62	2.42	1.70	1.58	1.39	3.01
P ₂ O ₅	0.12	0.31	0.28	0.09	0.32	0.15	0.26	0.22	0.35	0.03	0.13
H ₂ O+	1.66	1.43	1.03	1.85	1.53	0.50	1.19	1.16	1.85	0.50	0.74
H ₂ O-	0.40	0.36	0.36	0.34	0.38	0.14	0.48	0.36		—	0.30
Total	100.24	99.57	99.71	99.78	100.05	99.85	100.22	100.09	100.00	100.22	100.12
Plagioclase	44.5	50.2	52.0	49.5	56.5	51.8	59.3	53.6			
Quartz	9.0	10.8	26.2	32.5	9.8	38.5	11.0	27.8			
K-feldspar	0	0	2.3	0	0	0	0	0			
Biotite	8.7	28.8	19.2	16.8	33.0	9.2	25.4	17.2			
Hornblende	37.5	10.0	0	0	0	0	0	0			
Garnet	0	0	0	0.5	0.2	0.5	4.0	0.8			
Others	0.3	0.2	0.3	0.7	0.5	0	0.3	0.6			

1B—4b: Chemical analyses of metamorphosed diabases and their mineral constituents.

The samples, 2a-2c, 3a-3b and 4a-4b, are collected from the same diabase bodies respectively.

5: Quartz gabbro (DALY, 1933).

6: Trondhjemite (GOLDSCHMIDT, 1916).

7: Average of Japanese granitic rocks (SiO₂ >55%) (HATTORI et al., 1961).

Analysts: E. OHMORI and T. OHMORI (1B-4b).

(KATADA et al., 1959b.)

化学成分表(1933)と比較すると、 Na_2O が少なすぎる点を除けば“石英斑粉岩”によく類似している。ただし、1Bなどもすでに若干変成した岩石であることから考えると、本来の角閃石斜長石岩はおそらく、ノーライト質斑粉岩に近い成分を持っていたのではなからうか。

一方、花崗岩化作用を強く受けた岩石は、明らかに花崗岩質、なかでもトロニウム岩質のもので、日本の花崗岩の平均値やトロニウム岩の分析値と比較するとその類似性がはつきりする。ただし、 Na_2O は代表的なトロニウム岩ほど多くないし、 K_2O は平均的花崗岩ほどは多くない。

以上のような事実を通覧してみると、たとえば体積変化など、どのような仮定を設けても成分変化を否定することはできない。成分の供給がどの範囲からで、逃げ去った成分がどこへ行つたのかは、わからないが、移動した距離は、岩体内部で、最大数 m はあろう。もし外部での移動距離も加えれば、おそらくこの何倍かに達するであろう。

この例は、この地方の変成作用の場合でも特殊な例に属する。というのは、大半の変成岩の原岩は、碎屑岩類であつて、その中では、輝緑岩はごく特殊な成分を持つた原岩である。このように、輝緑岩と周囲の岩石とが大きな濃度差を持っていたことが、物質移動が目立つ大きな原因であつたと考えてよいであろう。

ここで不思議に思われるのは、変輝緑岩がまったく鉱物組成別の縞状構造 (compositional banding) を示さないことであるが、これに関しては次節でふれよう。

IX.3 変成砂岩における例

この地方の古生層の粗粒砂岩は非常に特徴ある産状を示している。他の細粒碎屑岩類やチャート・玄武岩・石灰岩とは、常にはつきりした境界を示している。また岩体間や同一岩体内の各部分間の外観・内部組織・鉱物組織の差は、とくに礫質の場合などをのぞき非常に小さく、一般にほとんど無視することができる。

変成帯内においても、このような各種の特徴のために、砂岩起源の変成岩は、他の変成岩と明瞭に区別することができる。そして露出状態さえよければ、Ⅲ帯においてすら他の堆積岩起源のものと区別することができる場合が多い。したがつて、非変成帯の砂岩と、変成帯の砂岩と比較すれば、変成作用に伴う化学成分変化を知ることができよう。この事実に関してもさきに報告してあるので(1966b)それを要約しよう。

この種の議論に関してもつとも重要な前提は、非変成岩帯の岩石と変成帯の岩石とが同一視できるかどうかという事実である。この地方の古生層および変成古生層の堆積相に関しては、磯見・片田(1959)によつて論じられた。その際の議論でもわかるが、この地方の堆積岩の堆積条件は全般的に差が見られず、粗粒砂岩は、地向斜時代の変化に富んだ不安定な時期の堆積物である。そして少なくともIc帯までの砂岩は、非変成帯の砂岩とまったく同様である。そしてIIa・IIb帯およびこれから問題にするⅢ帯の原岩は、Ib~Ic帯から分布が続く横川層と桑沢層の岩石であるから、やはり同質のものと考えられる。

第5表は非変成および変成粗粒砂岩の分析値である。このうち非変成岩の分析値は7コの分析値の平均値および範囲である。この砂岩は、組織からみるとたしかにグレイワケであるが、化学成分はかなりアルコース的である(PETTIJOHN, 1966)。

Ⅲ帯の粗粒砂岩は、一般的には炭酸塩鉱物に乏しい黒雲母片麻岩となつており、少数例として石灰質片麻岩が黒雲母片麻岩中に含まれている。

一般的な岩相、つまり黒雲母片麻岩は、第5表の3~5の分析値でみられるように、非変成岩と比較すると、 MgO 、 CaO 、 CO_2 が共通して少ないのが特徴的である。一見してわかるように、これらは炭酸塩鉱物を形成する成分であり、大ざつばな計算をすると、本来存在していたドロマイト全部と、方解石の大半がそのまま逃げ去つたとするとほぼこの値になる。ちなみに、非変成砂岩には、炭酸塩鉱物

第 5 表 粗粒砂岩およびその変成岩の化学成分

Table 5. Chemical compositions of coarse-grained sandstones and their metamorphosed equivalents.

No.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72.56	69.60—77.74	78.24	78.62	79.03	74.73
TiO ₂	0.32	0.18—0.50	0.30	0.44	0.40	0.28
Al ₂ O ₃	10.45	7.29—11.32	10.82	10.45	10.81	10.91
Fe ₂ O ₃	0.86	0.73—1.05	0.48	0.81	0.55	0.35
FeO	1.32	0.66—2.62	1.84	1.48	1.63	1.87
MnO	0.04	0.01—0.07	0.07	0.04	0.04	0.19
MgO	1.25	0.72—1.94	0.80	0.89	0.94	0.74
CaO	3.07	1.57—4.23	2.13	1.24	1.68	8.51
Na ₂ O	2.57	1.56—2.96	2.12	2.22	3.08	0.27
K ₂ O	2.86	2.14—3.16	2.37	3.37	1.43	0.12
P ₂ O ₅	0.13	0.07—0.18	0.09	0.10	0.08	0.14
H ₂ O+	1.23	0.73—2.00	0.64	0.64	0.39	0.75
H ₂ O—	0.22	0.01—0.40	0.08	0.01	0.01	0.02
C	0.15	0.13—0.40	0.16	0.08	0.03	0.64
CO ₂	2.72	1.29—3.49	—	—	0.02	—
Total	99.75		100.14	100.39	100.12	99.52

1 : Weighted average of 7 non-metamorphosed sandstones.

2 : Range in compositions of the 7 sandstones.

3, 4 and 5 : Biotite gneisses derived from sandstones.

6 : Calcareous gneiss derived from sandstone.

Analysts : E. OHMORI and T. OHMORI.

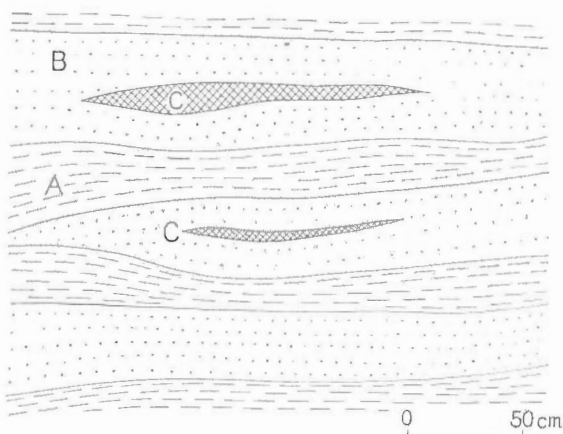
(KATADA et al., 1966b.)

は、容量比として 2, 3% ないし数%含まれるのが普通で、そのうち過半は方解石で残りはドロマイトである。そして、III帯以外の変成砂岩には、しばしば、石英細脈とともに炭酸塩鉱物の細脈がみいだされる。この細脈は、砂岩中の炭酸塩鉱物が移動しつつある状態を示すとみてよいであろう。つまり、粗粒砂岩は変成作用に伴って、炭酸塩鉱物がそのまま細脈になって逃げ去つたものとみられる。

次に、上記の黒雲母片麻岩に含まれる石灰質の片麻岩（方解石・グランダイト・単斜輝石・角閃石を含む）であるが、これは、形からみると、層状のものと不規則形（塊状）のものがある。前の報文のときは、両者とも 2, 3 の露頭しかみいだしていなかったが、その後の野外調査の際、駒ヶ根北西方約 5 km の新しい林道などで、多数の層状ないしや不規則形のをみいだした。

まず、不規則形のものであるが、これに関連した重要な現象がある。それは前の報文でも述べたが、各地の接触変成帯中、たとえば第 3 図の接触変成帯中に普遍的にみられる現象で、砂岩起源の雲母ホルンフェルス中には細脈直線状の石灰質ホルンフェルスが無数に発達している。これは明らかに炭酸塩鉱物が割れ目に沿って移動したことによつて生じたものである。この現象を参考にして今問題の石灰質片麻岩の成因を考えると、不規則形の石灰質片麻岩は変成作用の比較的初期の段階で細脈化した炭酸塩鉱物がそのまま移動しないでおり、それが温度が上昇するにしたがつて、周辺の雲母などと反応して、角閃石・輝石・グランダイトなどを生じたものと考えられる。

次に、層状のものであるが（第 14 図）、このもつとも典型的なものは、一枚の砂岩層（黒雲母片麻岩）の中央部に発達しているもので、多くの例では、その石灰質部の中心部にはもつとも石灰質の部分



第14図 粗粒砂岩起源の黒雲母片麻岩と石灰質片麻岩
 Fig. 14. Biotite gneiss and its calcareous part, derived from coarse-grained sandstone in the zone III. Found at 5 km northeast of Komagane.
 A: Gneiss derived from slate.
 B: Biotite gneiss derived from coarse-grained sandstone.
 C: Calcareous part (grandite-diopside-hornblende gneiss).

脈はまったくみられないからである。したがって、第14図のような石灰質の片麻岩も、炭酸塩鉱物を中心にして漸次発達したとする見方がもつとも当を得ている。要するに、石灰質片麻岩形成のプロセスは、その形状には関係なく、本質的には同様である。

ここで前節で述べた疑問——どうして変輝緑岩には compositional banding が発達しなかつたかという問——に対する答が得られる。もし上記の推定が正しいとする限り、逆に、輝緑岩の場合は、原岩にも、変成作用の途上においても、炭酸塩鉱物がみられなかつたことが一つの重要な原因とみることができよう。

IX.4 む す び

以上、物質の移動に関する3つの例を記述した。一般的にいえば、再結晶作用それ自体や縞状構造の形成などに際しても、物質が移動しなければならぬわけであるが、ここでは、それ以外の現象例を述べたのである。

第1の水や炭素の例は、広域的規模の移動例である。

第2の変輝緑岩の例は、高変成度地域の、いわゆる花崗岩化作用と呼ばれるものの好例である。変輝緑岩の場合だけに花崗岩化作用が目立つのは、おそらく、この岩石が比較的小岩体で、周囲の岩石と大きく成分が異なっていたこと、周囲の岩石は花崗岩に比較的近い成分を持った片麻岩類であつたことが大きな原因と推定される。現象的にみれば変成岩の成分の均質化に向かうプロセスの1例であろう。

第3の変成粗粒砂岩の例は、炭酸塩鉱物の、鉱物のままの細脈として移動する例である。この（水溶液が介在したではあろうが）、鉱物そのままの移動は、変成砂岩の形成の場合には大きな影響力をもつていた。すでに報じたように（1965）、もし炭酸塩鉱物が移動しなかつたとしたら、大半の変成粗粒砂岩には角閃石や単斜輝石が生じていたはずである。最後に、顕著な compositional banding の成因に関してふれたが、この形成の初期の段階では、やはり炭酸塩鉱物の存在とその移動が大きな意味を持っていたと考えられる。

X. 総 括

この報文で今まで記述してきた諸事実をまとめてみると、以下に述べるようになる。

位 置

- 1) この地方は、領家帯がフォッサ・マグナに交じわる所に位置している。
- 2) この地方の北西部では、変成岩類は、次第に非変成古生層に移り変わる。
- 3) 新期の堆積岩や火成岩の露出はきわめて少なく、変成岩類は、低変成度のものから高変成度のものまで、ほぼ連続的に分布している。したがって、領家帯の典型であるかないかは別として、この地方は、変成作用の研究にはきわめて好適である。

変成分帯

- 1) この地方では、いわゆる緑泥石帯のはつきりしたものは欠けている。
- 2) 変成帯と非変成帯の間には、漸移帯と名付けられた部分がある。ここでは、非変成岩や黒雲母の再結晶しているスレートに伴って、両者の漸移的な岩石(漸移岩)がみられる。
- 3) 変成岩類の主要メンバーであるスレート起源の変成岩の鉱物学的変化は単純で、とくに低変成部ではその傾向が甚だしい。そのために、全体の変成分帯は、スレート・玄武岩(いわゆるシャルスタイン)・石灰質岩石の3者の鉱物学的変化を総合して行なった。その変化は、その鉱物形成の化学反応の確認できるものを選定した。
- 4) 分帯は I a・I b・I c・II a・II b・III の6帯に分けた。
- 5) I a 帯は黒雲母の晶出ではじまる。以下緑閃石・普通角閃石・透輝石・グランダイトなどが分帯基準鉱物であり、III帯には珪線石と珪灰石が生じはじめている。また中程度の変成度の所では、紅柱石と堇青石が安定である。
- 6) 変成分帯の基準鉱物は大体齊一的に変化していくが、ときとして若干のバラツキがみられる。これは、温度・ P_{H_2O} と P_{CO_2} ・反応速度の変動によるものであろう。
- 7) 岩質的にみると、大略、I a~I c にはスレート、II a・II b 帯には片岩、III帯には片岩ないし片麻岩が発達している。I a~I c 帯では再結晶の程度が低いため、肉眼的には非変成岩とあまり違わない。
- 8) III帯は、おもにこの帯だけに、輝緑岩・ペグマタイト・太田切花崗岩が貫入している。輝緑岩は貫入後に変成作用をうけている(変輝緑岩)。

地 質 構 造

- 1) 原岩である古生層が褶曲作用を受けた時期は、中生代初期である。しかし、領家帯変成作用の時期は、それとは無関係に、白堊紀後期である。
- 2) 変成帯と非変成帯の間には、大きな構造線は存在せず、両者はむしろ漸移的である。
- 3) 変成帯の最外縁線および I a 帯と I b 帯との境界線は、古生層の走向に大きく斜交する。I b・I c 帯、I c・II a 帯の境界も完全に平行ではない。II b・III帯の境界は断層(帯)である。
- 4) I a~I c 帯の地質構造は、野外の事実に関する限り非変成古生層の地質構造とほとんど変わらない。つまり、変成作用による地質構造上の改変は、この部分ではほとんど行なわれなかつた。
- 5) II a・II b 帯でも、原岩の走向や傾斜は、それほど変わっていない。むしろ顕微鏡的なスケールでの改変が行なわれた。つまり、片理、線構造、斑状変晶などの形成である。
- 6) III帯では、地質構造上のかなりの改変が加わった。大きくみれば半ドーム状の構造の形成があり、細かくみれば、小褶曲や小断層の発達がある。

7) この地方には、多くの断層が発達するが、顕著なものに関しては、古生層褶曲時期から、変成作用の時期を経て、第三紀にいたるまでなん回も活動した。たとえば、IIb帯とIII帯との境界は、すでにあった断層(III帯が浮き上りつつあった)に沿って太田切花崗岩が貫入し、その後ふたたびこの断層が活動した。そして、花崗岩貫入時にも活動したらしく、花崗岩の一部にプロトクラスチック組織を生じている。

変成帯の発達

- 1) 変成岩を形成した熱が波及した際、その等温面は凹凸のある波形をしていた。
- 2) IIa・IIb帯は、その地域の変成作用がかなり進行してから、IIb帯より高変成部が浮き上った時期に形成されたらしい。
- 3) III帯は、この帯だけ浮き上った時期に形成された帯である。そして、IIb帯までの形成とIII帯の形成との間には、時間的なギャップが若干あったものと察せられる。そのうえ、上に述べたように、随伴する貫入岩体や地質構造に関しても、III帯とその外側との間に不連続性が認められ、III帯形成の特殊性が暗示される。
- 4) この時間的ギャップの間に、輝緑岩や斑岩が貫入し、紅柱石の白雲母化作用が行なわれた。

温度圧力の条件

- 1) III帯の形成条件は、大ざっぱに推定して、温度はほぼ600°C、圧力 3 kb 程度と推定される。圧力を深さになおせば約 10 kmになる。そして、少なくとも IIb・III帯は、変成時の浮き上りとともに、若干深度(圧力)も減じたであろう。あるいはまた、変成帯全体が変成作用とともに浮き上り、圧力条件を次第に減じた可能性もある。
- 2) IIa~III帯ではその部分の浮き上りに伴う方向圧が変成岩(の構造)の形成に若干影響したが、全般的には、多くの広域変成帯と比較して、方向圧の影響は小さかった。とくに Ia~Ib帯では、方向圧の影響はほとんど認められない。
- 3) 変成時の方向圧に伴う岩石内の擾乱作用の欠如は、鉱物学的の反応速度を小さくする結果になった。緑泥石帯が存在しない最大の原因は、反応速度の小さかったことにある。

下降変成作用

- 1) 下降変成作用は増進変成作用に比較すると、まれな現象である。一番普遍的に認められる現象に堇青石の変質作用があるが、これは主要な増進変成作用にすぐ引き続いた時期のことであろう。
- 2) 花崗岩体・ペグマタイトの捕獲岩や周辺の岩石には、緑泥石化作用やエピソード化作用がみられるが、これは貫入岩体からの水の供給によるものである。
- 3) この地方独特の現象として、点紋状緑泥石の晶出がある。これがもつとも多量に見られる地域は、顕著な断層破碎帯にほぼ一致している。この緑泥石は、破碎帯の岩石の割れ目に沿って水溶液が供給されて生じたものらしい。

物質移動の例

- 1) 広域的規模での物質移動の例としては、水と炭素の減少がある。炭素は、一部は鉄の還元と関連して、炭酸ガスとして逃散したのであろうが、減少した大半(80%以上)は、炭化水素など有機物の形のまま逃散したと考えざるを得ない。なお、約半分の量の炭素は最高変成部でもグラファイトとして残留している。
- 2) 輝緑岩に対する変成作用は、花崗岩化作用の典型的な例で、斑岩質の岩石からトロニウム岩質のものまで、同一岩体内でも変化している。
- 3) 粗粒砂岩の変成作用の例では、炭酸塩鉱物がそのまま脈になつて移動している。なお炭酸塩鉱物

の移動は、石灰質岩石の compositional banding の形成に必要な条件らしい。

文 献

- BELL, P. M. (1963) : Aluminum silicate system : Experimental determination of the triple point, *Science*, vol. 139, p. 1055~1056.
- BOWEN, N. L. (1940) : Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, *Jour. Geol.*, vol. 48, p. 225~274.
- CLARKE, F. W. (1924) : Data of geochemistry, *U. S. Geol. Survey Bull.*, vol. 770.
- DALY, R. A. (1933) : *Igneous rocks and the depth of the earth*, McGraw-Hill, New York.
- ESKOLA, P. (1939) : Die metamorphen Gesteine ; Die Entstehung der Gesteine, p. 263~407, Julius Springer, Berlin.
- EVANS, B. W. (1965) : Application of reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz, *Am. Jour. Sci.*, vol. 263, p. 647~667.
- FYFE, W. S. et al. (1959) : Metamorphic reactions and metamorphic facies, *Geol. Soc. Am. Memoir* 73.
- FRENCH, B. M. (1964) : Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation, *Science*, vol. 146, p. 917~918.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1916) : Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem, *Videnskaps. Skrifter. I. Mat. -Naturv. Kl.*, no. 2.
- 橋本光男 (1966) : 西南日本内帯の古生界火山岩の変成作用, 火山, 2nd ser., vol. 11, p. 93~98
- HATTORI, H. et al. (1960) : On chemical composition of granitic rocks of Japan, *Rep. International Geol. Congr., 21 Session, Norden*, p. 40~46.
- 原村 寛 (1961) : 古生層の粘板岩の化学組成, II, 長野県辰野・塩尻地方, 地質雑, vol. 67, p. 671~675
- HAYAMA, Y. (1959) : The Ryōke granitic rocks in Komagane district, Nagano pref., Japan, *Tokyo Nogyo Daigaku, Agricultural Sci. Jour.*, vol. 5, 1~35.
- HAYAMA, Y. (1964 a) : Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano pref., central Japan, *Tokyo Univ. Fac. Sci. Jour.*, sec. 2, vol. 15, p. 321~369.
- HAYAMA, Y. (1964 b) : Progressive metamorphism of basic rocks of the Ryōke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano pref., central Japan, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 35, p. 193~204.
- 磯見 博・片田正人 (1959) : 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩の堆積相についての考察, 地調月報, vol. 10, p. 1037~1052
- ISOMI, H. et al. (1966) : Singular characteristics of chemical composition of the Permian graywacke from the Kiso mountains, central Japan, *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 55, p. 145~159.
- 亀井節夫 (1955) : 長野県北部木曾・伊那山地の地質, その一 (塩尻図幅), 長野県地質調査

- 報告, p. 195~201
- 亀井節夫・他 6 名 (1962) : 長野県塩尻市善知鳥山石灰岩から二畳系化石の発見, 地球科学, no. 58, p. 32~34
- 片田正人・磯見 博 (1958) : 5 万分の 1 地質図幅「上松」, および同説明書, 地質調査所
- 片田正人・他 4 名 (1959 a) : 中央アルプスとその西域の地質, その 1 : 中央アルプスの領家帯地球科学, no. 41, p. 1~12
- 片田正人・村山正郎 (1959 b) : 中央アルプスの領家帯にみられる変輝緑岩, 地調月報, vol. 10, p. 839~851
- 片田正人・他 4 名 (1961 a) : 中央アルプスとその西域の地質, その 3 : 領家帯の地質構造, 地球科学, no. 57, p. 12~23
- 片田正人・村山正郎 (1961 b) : 木曾駒ヶ岳東方の珪線石・柘榴石を含む細粒花崗岩 (太田切花崗岩), 地調月報, vol. 12, p. 167~176
- 片田正人・磯見 博 (1962) : 5 万分の 1 地質図幅「伊那」, および同説明書, 地質調査所
- KATADA, M. et al. (1963 a) : Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami mountainland : I. Chemical composition of pelitic rocks, *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 49, p. 85~100.
- KATADA, M. et al. (1963 b) : Idem : II. Chemical composition of psammitic rocks and basalts, *Ibid.*, vol. 50, p. 151~162.
- KATADA, M. et al. (1964 a) : Idem : Supplement. Carbon and carbon dioxide, *Ibid.*, vol. 52, p. 217~221.
- 片田正人・磯見 博 (1964 b) : 5 万分の 1 地質図幅「塩尻」, および同説明書, 地質調査所
- KATADA, M. (1965) : Petrography of Ryōke metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan, *Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol. Jour.*, vol. 53, p. 77~90 ; vol. 53, p. 155~164 ; vol. 53, p. 187~204.
- KATADA, M. and SUMI, K. (1966a) : Stilpnomelane co-existing with biotite in a Ryōke metamorphic rock, *Geol. Soc. Japan Jour.*, vol. 72, p. 543~544.
- 片田正人・大森貞子 (1966 b) : 領家帯の変成粗粒砂岩の化学成分, 地調月報, vol. 17, p. 749~755
- KOIDE, H. (1958) : *Dando granodioritic intrusives and their associated metamorphic complex*, Japan. Soc. for the promotion of Sci.
- MATSUSHIMA, S. et al. (1967) : A study of equilibrium relations in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and Al_2O_3 - H_2O , *Am. Jour. Sci.*, vol. 265, p. 28~44.
- 森田 広 (1952) : 木曾野尻町近傍に発見した紡錘虫石灰岩, 地質雑, vol. 58, p. 443
- MIYASHIRO, A. (1958) : Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma plateau, *Tokyo Univ. Fac. Sic. Jour.*, Sec. 2, vol. 11, p. 219~272.
- MIYASHIRO, A. (1961) : Evolution of metamorphic belts, *Jour. Pet.*, vol. 2, p. 277~311.
- 都城秋穂 (1965) : 変成岩と変成帯, 岩波書店
- 村山正郎・片田正人 (1957) : 5 万分の 1 地質図幅「赤穂」, および同説明書, 地質調査所
- 中山 元 (1950) : 伊那地方, 主として木曾駒ヶ岳東山麓の深成岩及び変成岩類, 地質雑, vol. 56, p. 267

- NEWTON, R. C. (1966) : Kyanite-sillimanite equilibrium at 750°C, *Science*, vol. 151, p. 1222~1225.
- NUREKI, T. (1960) : Structural investigation of the Ryōke metamorphic rocks of the area between Iwakuni and Yanai, southwestern Japan, *Hiroshima Univ., Jour. Sci.*, ser. C, vol. 3, p. 69~141.
- 大木靖衛 (1958) : 木曾山脈北部の熱変成岩類, 地質雑, vol. 64, p. 1~12
- ŌKI, Y. (1961) : Metamorphism in the northern Kiso range, Nagano Prefecture, Japan, *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 479~496.
- PETTIJOHN, F. J. (1963) : Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands, *U. S. A. Geol. Survey Professional Paper*, 440—S.
- RANKAMA, K. and SAHAMA, G. (1950) : *Geochemistry*, University of Chicago Press, Chicago.
- 柴田秀賢 (1958) : 木曾谷北部の地質, 長野林友, 長野営林局, no. 4, p. 27~29
- 柴田秀賢 (1963) : 木曾谷地質図および同説明書, 長野営林局
- 柴田 賢・他 5 名 (1962) : カリウム—アルゴン法によつて測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代, 地調月報, vol. 13, p. 317~320
- TILLEY, C. E. (1925) : A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland, *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, vol. 81, p. 100~112.
- TSUCHIYA, T. (1966) : The structure of the Ōtagiri dome in the Ryōke metamorphic belt, central Japan, *Hokkaido Univ. Fec. Sci. Jour.*, ser. 4, vol. 13, p. 87~118.
- VOGT, T. (1927) : Geology and petrology of the Sulitjelma district, *Norges Geol. Unders.*, no. 121 (English summary, 449~531).
- WINCHELL, A. N. (1951) : *Elements of optical mineralogy, part II*, John Wiley and Sons, New York.
- WISEMAN, J. D. E. (1934) : The central and south-west Highlands epidiotites, *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, vol. 90, p. 354~417.
- YAMADA, T. (1957) : On the gneissose granites of Minakata-Kashio district, Nagano prefecture, central Japan, *Publ. Shinshu Univ., Fec. Liberal Arts*, p. 43~73.

Ryōke Metamorphic Belt in the Northern

Kiso District, Nagano Prefecture

By

Masato KATADA

Abstract

Locality

The Ryōke metamorphic belt, one of the most important regional metamorphic belts of late Cretaceous ends in the northern Kiso district, Nagano prefecture. In the northwestern area of this district, the Ryōke metamorphic rocks grade into non-metamorphosed Paleozoic rocks (Fig. 1).

Throughout the entire Ryōke metamorphic belt, granitic rocks are more abundant than metamorphic rocks, and cover more than two-thirds of the area. In this district, however, the granitic rocks are only found in the southern extremity. As there are few rocks and deposits covering the metamorphic rocks, the metamorphic sequence is observable almost continuously in the field, from the non-metamorphosed rocks to the highly metamorphosed ones.

Original Paleozoic rocks

The stratification and texture of the original Paleozoic rocks still survive in many metamorphosed rocks except at the highest-grade area. A geological map of the Paleozoic formation regardless of the metamorphic zoning is shown in Fig. 2. It is important that, throughout non-metamorphosed and metamorphosed area, the kind of rocks and their lithologic features are essentially identical.

The Paleozoic rocks form a thick pile of geosynclinal sediments associated with basalt (pyroclastics and lava). The sediments consist mainly of slate, sandstone, chert and a small amount of limestone and conglomerate.

Chemical compositions of slate, basalt and sandstone are given in Tables 1, 2 and 5. The slate has chemically higher content of K_2O and lower content of CaO . The sandstone is graywacke, as far as its textural characters are concerned, but its chemical composition is similar to that of arkose (cf. Pettijohn, 1964). The basalt is spilitic both chemically and mineralogically, and belongs to the alkali rock series.

The authigenic minerals which were formed before metamorphism in slate and sandstone are mainly chlorite and sericitic muscovite. Besides, in basalt, clay mineral (bowlingite), calcite and sphene are found, while epidote, zeolite or pumpel-

lyite is not found.

Zonal mapping

In the metamorphosed slate distributed most widely, a sequence of mineral transformations is so simple to settle metamorphic zones throughout lower to higher metamorphosed area. On the contrary, basalt and calcareous rocks, though they are only minor constituents of original rocks, are very sensitive to metamorphic grade. Accordingly, these three kinds of original rocks are taken into consideration for zonal mapping in this district.

The metamorphic belt is divided into six zones, Ia, Ib, Ic, IIa, IIb and III based upon mineralogic variations (Figs. 3, 4, 5 & 6). Transition from the non-metamorphic to metamorphic zones in the field is very gradual. The petrographical descriptions on the metamorphic rocks were already reported in the writer's previous paper (1965).

The brief remarks on each zone are given as follows.

Zone Ia : In both slate and basalt, brown biotite appears by reactions between muscovite and chlorite or ore minerals (reaction (1) and (2)). Epidote also appears in the basalt. Chlorite is optically negative and plagioclase is albitic. This zone belongs to the green schist facies.

Zone Ib : In basalt, actinolite appears after the decomposition of chlorite (reaction (3) and (4)). The chlorite is optically positive and has lower refractive indices than those in the zone Ia (Fig. 7). Plagioclase in the basalt is oligoclase.

Zone Ic : In basalt, bluish green hornblende appears associated with actinolite (reaction (5)). Cordierite produced by a reaction between chlorite and muscovite (reaction (6)) is incompatible with K-feldspar. This zone belongs to the amphibolite facies.

Zone IIa : In calcareous (dolomitic) rock, diopside appears associated with tremolite (Plate III Fig. 7). It is possible that an assemblage, tremolite-dolomite without diopside, is stable within the zone Ic, though no dolomitic rock is found in the zone.

Zone IIb : In calcareous rocks, grandite replacing epidote appears (reaction (10)). In the basalt, clinopyroxene appears in place of epidote and actinolite (reaction (11)). Cordierite produced by the decomposition of micas (reaction (7)) is compatible with K-feldspar.

Zone III : In slate, silimanite appears replacing muscovite (reaction (12)). Almost all K-feldspar are not microcline but orthoclase. In basalt, bluish green hornblende is not found but green or pale green one still prevails. In the calcareous rocks, wollastonite and scapolite appear (reaction (13) and (14)).

According to the Miyashiro's (1961) classification of the regional metamorphism, that of this district is a representative one of his "andalusite-sillimanite type" which

is characterized by the presence of andalusite, sillimanite or cordierite, and the absence of kyanite or staurolite as aluminum minerals.

One of the special features of the district is the absence of the chlorite zone defined by Tilley (1925), and brown biotite appears as one of the first signs of metamorphism.

General rock types of each zone are :

In the zones Ia to Ic.....slate showing not so different aspects from the non-metamorphosed slates (Plate II, Figs. 4 to 6). In the lowest-grade area the degree of reconstruction is extremely low.

In the zones IIa to IIb.....mica schist frequently called "schistose hornfels" (Plate III, Figs. 8, 9 and Plate IV, Figs. 10, 11).

In the zone III.....various gneisses and schists (Plate V, Figs. 12, 13 and Plate VI, Fig. 14).

In the zone III there are many intrusive rocks such as hornblende diabase, pyroxene-hornblende gabbro to diorite, pegmatite and granite (Otagiri granite). The first two of them were intruded during metamorphism, and were metamorphosed (granitized) after their intrusions. Outside the zone III, these intrusive rocks are, on the contrary, very scanty or absent.

When the zones IIa and IIb were formed, the area of the zones IIb to III might be uprised. The formation of the zone III was superimposed on the earlier formation of zones Ia to IIb, when the zone III was uprised dome-likely. It is reasonable to assume that there were two main episodes of metamorphism, i. e. the formation of the zones Ia to IIb and that of the zone III. Between the two, hornblende diabase and pyroxene-hornblende gabbro to diorite were intruded (Fig. 11), and pre-existing andalusite was muscovitized.

Geologic structure

The main folding of the Paleozoic formation occurred in early Mesozoic. The period of metamorphism is not contemporaneous with but posterior to that of the folding. Age determination by the K-Ar method of granitic rocks, whose intrusion immediately followed the metamorphism, is reported as 60 to 80 million years ago (late Cretaceous).

No tectonic line exists between the non-metamorphosed and metamorphosed areas, but they form continuous and single structural unit. The boundaries of the metamorphic zones cross the strike of the original Paleozoic formations in the low-grade area, especially those of zones Ia and Ib. The outer boundary of the zone III coincides with the Otagiri fault along which the Otagiri granite was intruded. It is ascertained by observations in the field that this fault was activated in pre-, syn- and post-metamorphic periods.

High angle folding with the axis trending N30~50°E prevails in both the non-metamorphosed area and zones Ia to Ic.

In the zones IIa and IIb, the major geologic structure, e. g. the inclination and trend of the strata, is not so modified violently, but the rocks are perfectly recrystal-

lized and have schistosity or limeation.

In the zone III, a half-dome structure is developed, and rocks show distinct schistosity or gneissosity. The dome-like structure might be formed during the period of upheaval of the zone III.

Faults shown in Fig. 8, have repeatedly been activated in various ages, from the period of main folding of paleozoic formations, in early Mesozoic, to that of the latest upheaval of the present Kiso mountain range, in late Tertiary and Pleistocene. Accordingly, it can be assumed that most faults shown in Fig. 8 were activated at the time of metamorphism just as the Otagiri fault. These faults are traceable for a long distance, e. g. the Narai fault and its southern continuations run up to 70 km, while they have, for the most part, rather small throws.

Pressure-temperature condition

Fig. 10 illustrates approximate pressure-temperature distribution during metamorphism. The metamorphic zones might become shallower gradually as shown by curves from (A) to (D) in the figure. When the lower-grade zones to IIb were formed, the pressure-temperature distribution lays on curve (A), and when the zone III was formed, on curve (B) which gives approximately the values of 600°C and 3 kb for the formation of the zone III.

Syn-metamorphic pressure was, as a whole, rather static, though mechanical stress caused by deformation was slightly accompanied with metamorphism in the higher-grade zones. Especially, in the lower-grade area, stress pressure scarcely contributed to the metamorphism (Plate II, Figs. 4 and 5). The absence of the chlorite zone may principally be caused by lack of stress-pressure which promotes mineralogic reaction as catalytic effect.

Retrogressive Metamorphism

The retrogressive metamorphism is only rarely observed.

In this district, there are found two characteristic features of the retrogressive metamorphism. The first is epidotization of plagioclase or grandite in calcareous rocks (Plate VI, Fig. 15). The typical one occurs in a xenolithic mass of basalt tuff in pegmatite which might supply water to the tuff.

The other example of retrogressively metamorphosed rock is chlorite-spotted rock in the area along the Ina and Koyashiki faults (Fig. 12). Some modes of occurrence of the spotted chlorite are shown in Plate VII, Figs. 16, 17 and Plate VIII, Fig. 18.

It is of greater interest that the distribution of chlorite rock is restricted in the area mentioned above, and the area, where they most remarkably develop, is disturbed violently by faulting. The fact suggests that hydrothermal solutions which metamorphically formed the rock were introduced through fissures made by syn-metamorphic faulting.

Examples of migration of materials

The gradual decrease of water and carbon contents on a regional scale with advancing metamorphism is obviously recognized (Table 3), as in many other metamorphic terrains. Carbon of the non-metamorphosed rocks is contained in organic substances of plant-origin (Plate I, Fig. 1). In the low- to middle-grade zones also, the organic substances was not perfectly graphitized, and graphite crystal can hardly be ascertained under the ore-microscope. In the zone III only, graphite crystals were clearly observed (Plate VI, Fig. 14).

According to the chemical analyses of carbon, carbon dioxide and iron oxides of metamorphosed and non-metamorphosed slates, it can be reckoned that the loss of carbon as carbon dioxide as a result of reduction of ferric iron is only 10 to 20 % of its total loss. Accordingly, it may be concluded that a large amount of carbon escaped as organic compounds, such as hydrocarbons.

The metamorphism of hornblende diabase is a typical example of granitization, and even in one outcrop both weakly and strongly granitized parts co-exist. The process of the granitization is traceable chemically and mineralogically, as shown in Table 4 and Fig. 13. The original diabase is converted into fine-grained trondhjemite with some variations.

Most of highly metamorphosed sandstone are biotite gneiss, a few being calcareous gneiss, garnet-diopside-hornblende gneiss. The sandstone is one of the main constituents of the Paleozoic formation and shows homogeneous characters chemically and mineralogically. In comparison with non-metamorphosed sandstone, biotite gneiss contains small amounts of MgO, CaO and CO₂ (Table 5). The decrease of these components may be due to the bodily escape of dolomite and calcite which are common in the non-metamorphosed sandstone. The calcareous gneiss, which is contained in biotite gneiss (Fig. 14), might be formed by the reactions of veined carbonate minerals with their surrounding biotite, muscovite or plagioclase.

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガス
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土地地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Paleontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospection & Boring
- C. Miscallaneous
- D. Annual Report of Progress

地質調査所報告

第 218 号

ISHIHARA, S. : Molybdenum mineralization at Questa Mine, New Mexico, U. S. A., 1967

第 219 号

高橋 嗣 : 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究, 1967

第 220 号

齊藤正雄 : 北海道の鉄資源, 1967

第 221 号

BAMBA, T. & SAWA, T. : Spilite and associated manganiferous hematite deposits of the Tokoro district, Hokkaido, Japan, 1967

第 222 号

HOSHINO, K. : Fracture system of Ōshima Island, Kyūshū : A study of jointing in brittle sedimentary rocks

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 218

ISHIHARA, S. : Molybdenum mineralization at Questa Mine, New Mexico, U. S. A., 1967
(in English)

No. 219

TAKAHASHI, S. : On the ground-water temperature in Japan, 1967 (in Japanese with English abstract)

No. 220

SAITO, M. : On the iron resources of Hokkaido, Japan, 1967 (in Japanese with English abstract)

No. 221

BAMBA, T. & SAWA, T. : Spilite and associated manganiferous hematite deposits of the Tokoro district, Hokkaido, Japan 1967 (in English)

No. 222

HOSHINO, K. : Fracture system of Ōshima Island, Kyūshū : A study of jointing in brittle sedimentary rocks (in English)

長野県木曾地方北部の領家変成帯

片田 正人

地質調査所報告, No. 223, p. 1~43, 1967

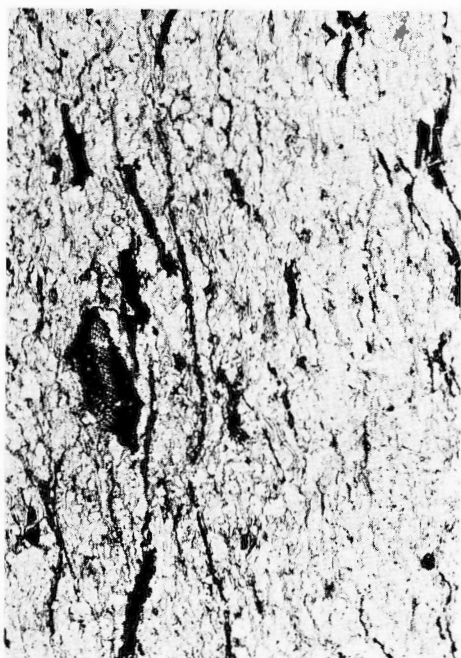
14illus., 18pl., 5 tab.

標題の地方は、領家変成帯の北端部であつて、ここでは、非変成の古生層から、珪線石を含む高変成度の変成岩まで、ほぼ連続的に露出している。この報文では、その変成岩類に関する変成分帯・地質構造・温度圧力条件・下降変成作用・物質移動について記述し、それらの相互関係と変成帯の発達史を論じた。

551. 24 (521. 52)

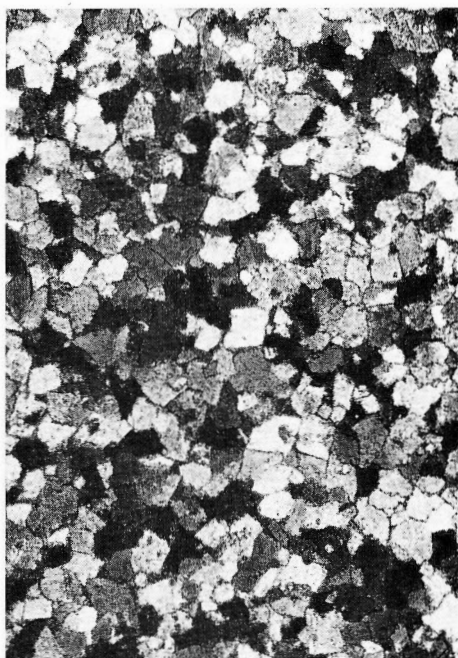
PLATES
AND
EXPLANATIONS

(with 8 Plates)

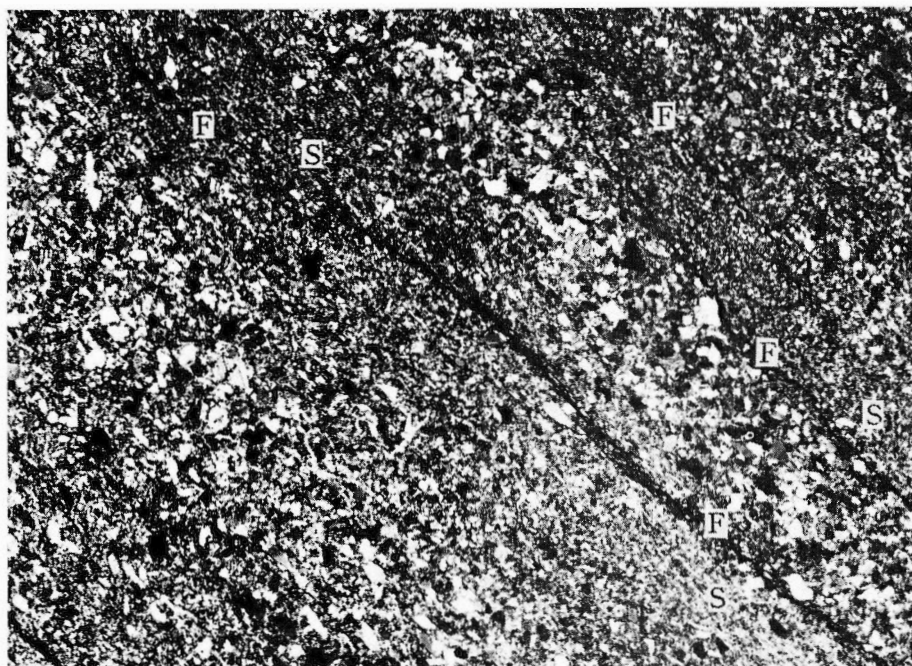


第1図 植物破片を含む非変成シルト岩
非変成帯, 鑽川西方 (針尾東方 4.5km)

Fig. 1. Non-metamorphosed siltstone containing abundant carbonaceous matter. Original texture of plant remains.

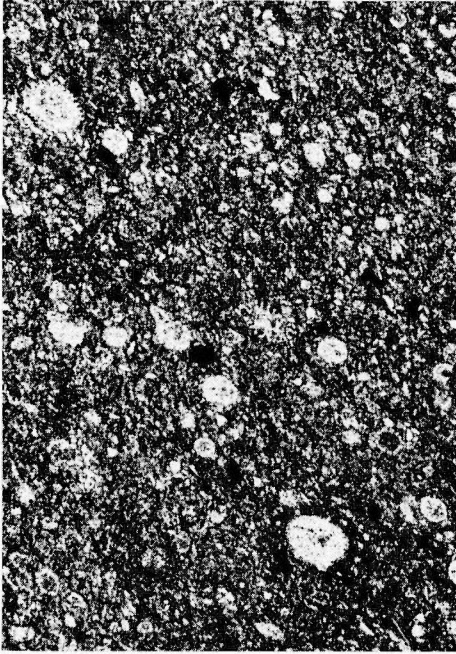


第2図 ドロマイト
Ia帯, 蕨原北東 3.7km (奈良井南東 1km)
Fig. 2. Dolomite.
Collected from the zone Ia.



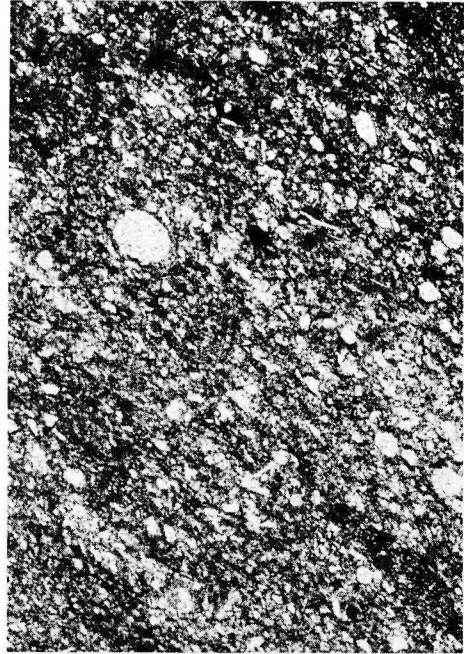
第3図 漸 移 岩
漸移帯, 塩尻南方 5.5km

Fig. 3. Transitional rock.
Fine-grained muscovite showing parallel arrangement is dominant (S), especially in parts along small fissures, probably slip-planes (F).
Collected from the transitional zone.



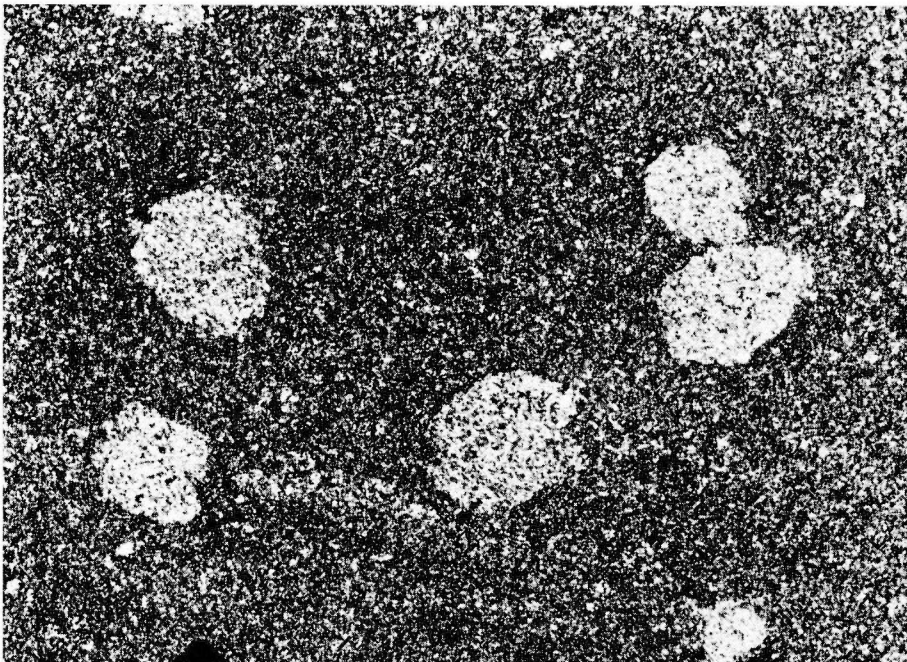
第4図 黒雲母白雲母スレート中のラジオリア
Ib帯, 低変成部, 辰野西方4 km

Fig. 4. *Radiolaria* in biotite-muscovite slate.
Radiolaria, reconstructed of quartz and chlorite,
are not deformed. Collected from the lower-
grade part of zone Ib.



第5図 黒雲母白雲母スレート中のラジオリア
Ib帯, 横川川大滝沢上流 2.5km

Fig. 5. *Radiolaria* in biotite-muscovite slate.
Collected from the middle-grade part of zone
Ib.



第6図 黒雲母点紋スレート
Ib帯高変成部, 辰野南西 5.5km

Fig. 6. Biotite-spotted slate
Biotite is aggregated as spots and is also recrystallized in matrix part
with quartz, muscovite and chlorite.
Collected from the higher-grade part of zone Ib.



第7図 透輝石透角閃石ドロマイト岩
IIa 帯, 樺兵衛峠東北東 1.7km

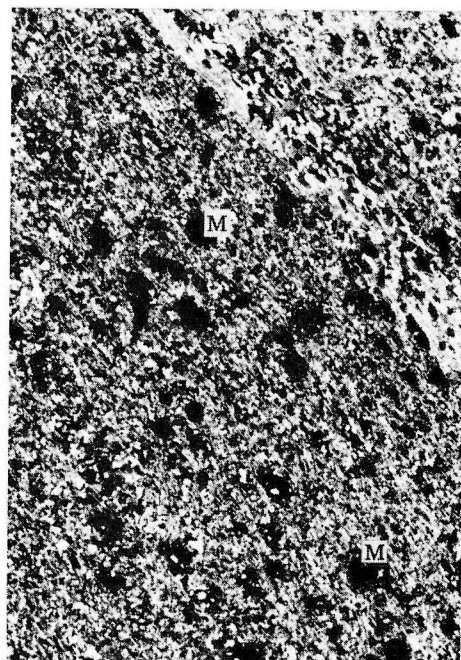
Fig. 7. Diopside-tremolite-dolomite-calcite rock of the zone IIa. In the other part of the rock, quartz is found, while dolomite is not found. D₁: diopside. T: tremolite. D₂: dolomite with calcite. C: calcite.



第8図 雲母片岩
IIa 帯, 樺兵衛峠南西 3km

Fig. 8. Mica schist.

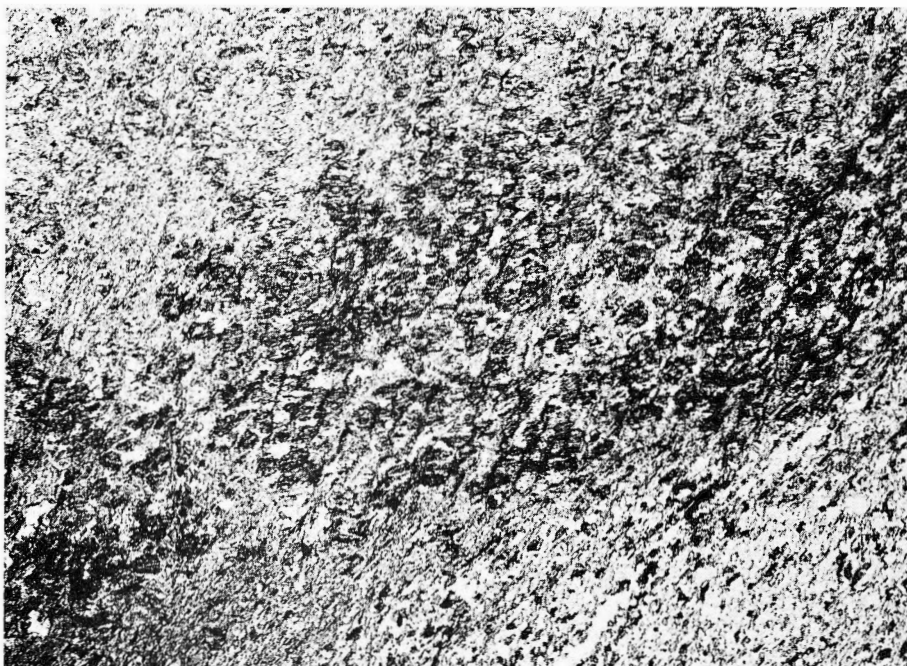
Microcline (M), slightly spotted, is dark-colored since it contains dusty carbonaceous matter. Besides these minerals, quartz, oligoclase, biotite, muscovite are found. Original bedding, oblique to the parallel arrangement of micas (arrow), is recognized. Collected from the zone IIa.



第9図 微斜長石点紋片岩
IIb 帯, 伊那西方 4.5km (小屋敷)

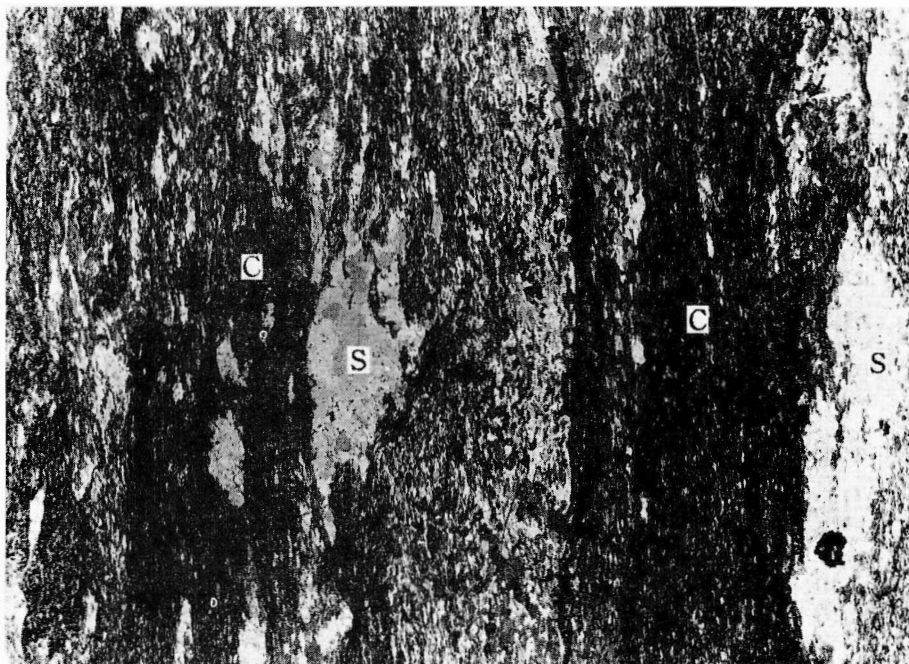
Fig. 9. Microcline-spotted mica schist.

Principal mineral constituents are the same as those of the mica schist of Plate 8. Collected from the zone IIb.



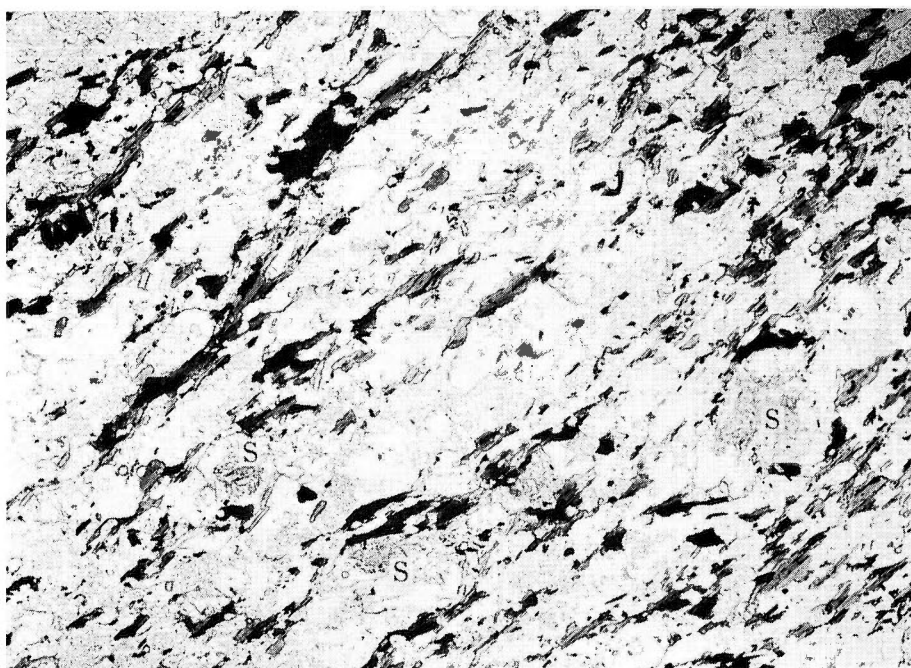
第10圖 微斜長石点紋片岩
IIb 帶, 伊那南西 5 km

Fig. 10. Microcline-spotted mica schist.
Dusty carbonaceous matter within microcline shows S-shape arrangement.
Parallelism in two directions occurs.
Principal mineral constituents are the same as those of the mica schist of Plate 8. Collected from the zone IIb.



第11圖 雲母片岩
IIb 帶, 伊那西南西 5 km (小屋敷南方)

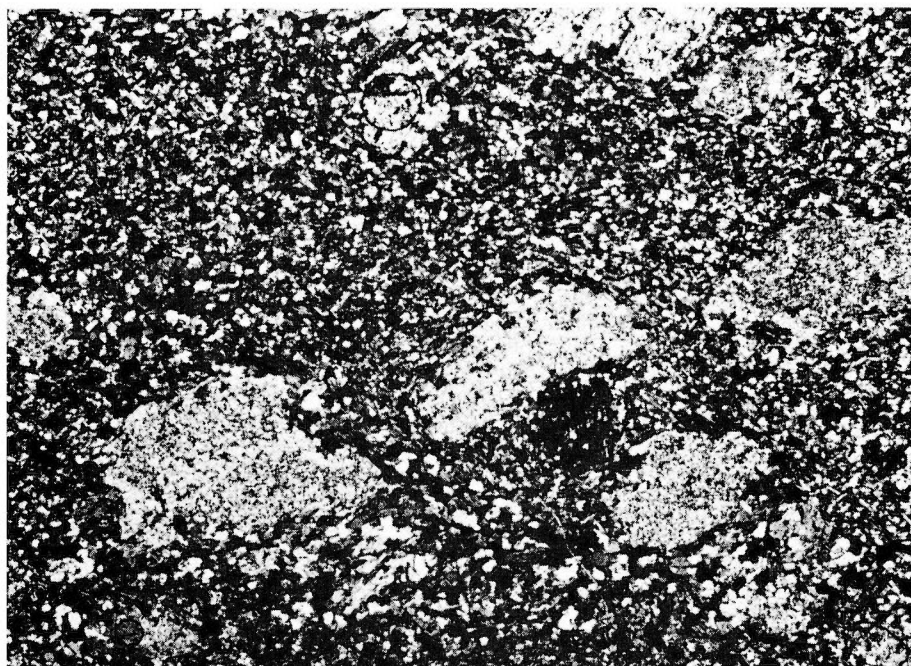
Fig. 11. Mica schist.
The rock consists mainly of quartz, biotite, muscovite, oligoclase, microcline, and carbonaceous matter.
Original clastic texture, clayey part (C) and sandy part (S), still survives.
Collected from the zone IIb.



第12図 片麻岩
III帯, 駒ヶ根南東 8 km (中田切川)

Fig. 12. Gneiss.

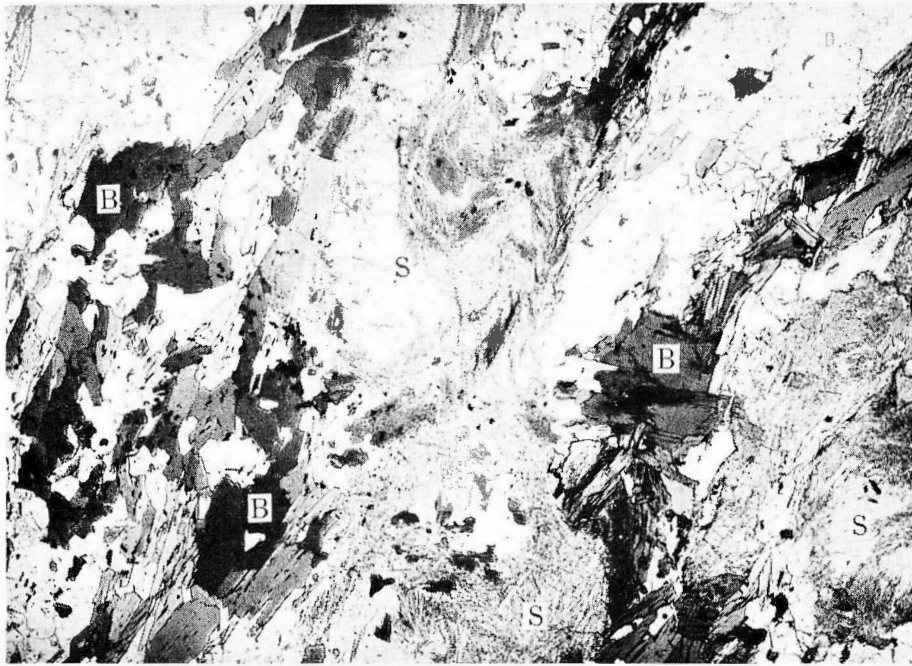
The rock, derived from slate and consists mainly of quartz, oligoclase, orthoclase, biotite, muscovite, sillimanite (S) contained mostly in cordierite. Collected from the zone III.



第13図 白雲母点紋片岩
III帯, 駒ヶ根北北西 7 km

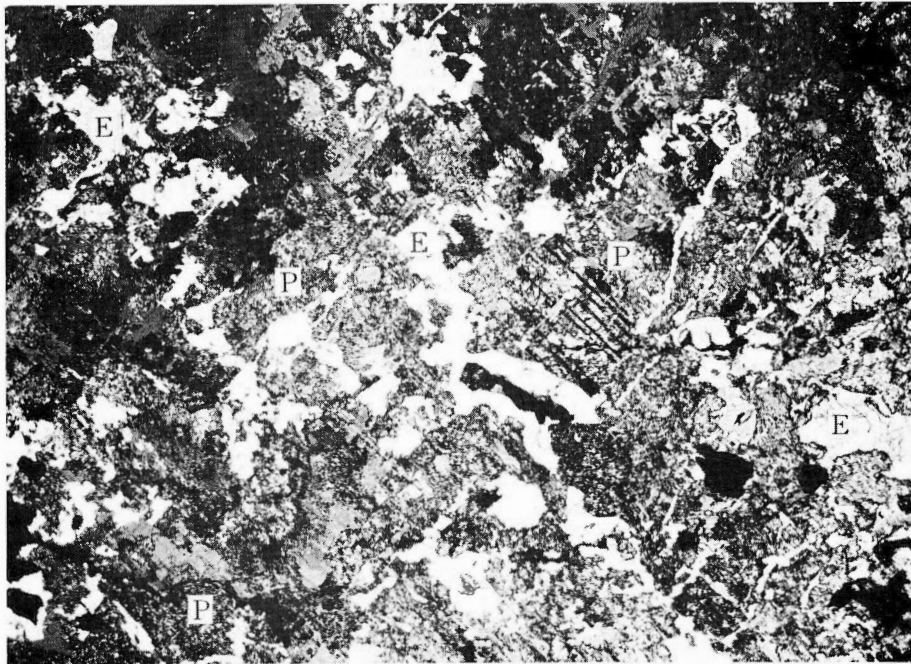
Fig. 13. Muscovite-spotted schist.

Spotted muscovite, single crystal or aggregate of two or three crystals, is possibly a pseudomorph from andalusite. Matrix part consists mainly of quartz, oligoclase, orthoclase, biotite and muscovite. Collected from the zone III.



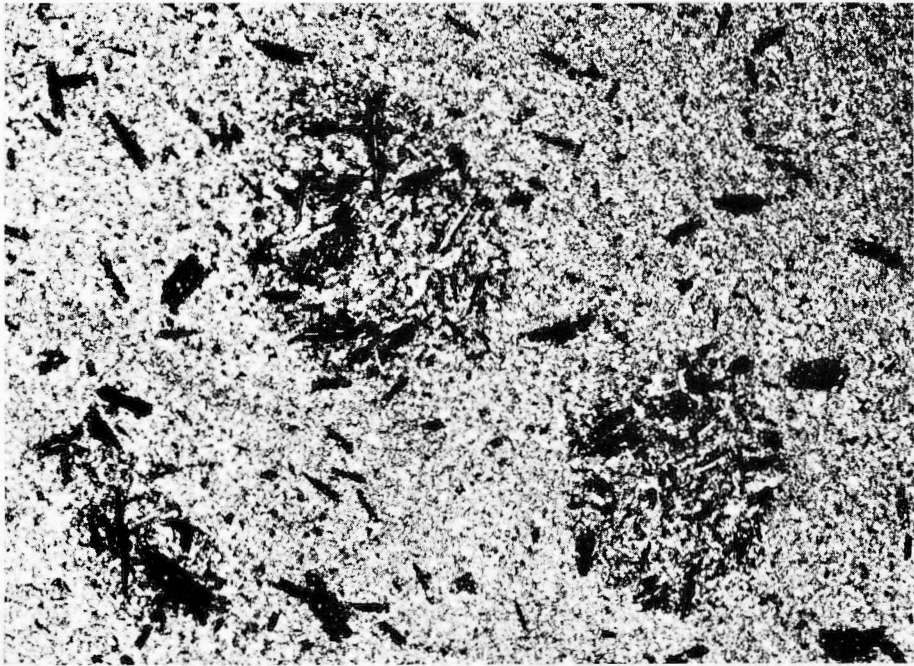
第14図 珪線石片麻岩
III帯, 太田切黒川中流 (オツ越)

Fig. 14. Sillimanite gneiss.
Felsic minerals: oligoclase, orthoclase and quartz. S: sillimanite replacing muscovite. B: biotite. Opaque minerals are mostly graphite which is grown to larger crystal than in the lower-grade zones.



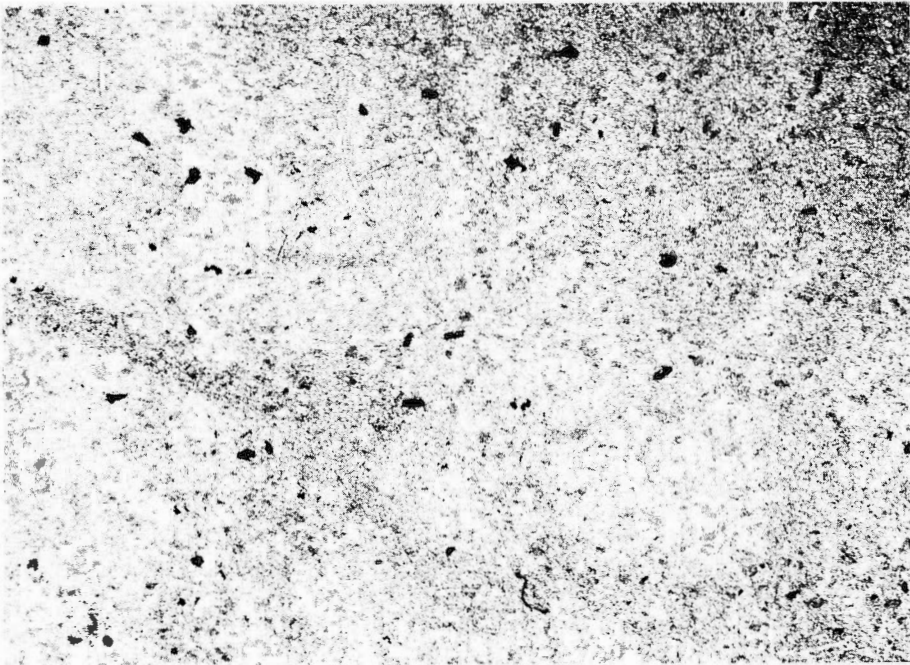
第15図 下降変成作用で生じたエピソード
III帯, 駒ヶ根西方 4.5 km

Fig. 15. Epidote formed by the retrogressive metamorphism. Epidote (E) and sericitized plagioclase (P) are intergrown each other. Besides epidote, actinolite is also formed retrogressively. The host rock is a xenolithic basalt tuff included in pegmatite. Collected from the zone III.



第16図 下降変成作用で生じた緑泥石点紋
Ic 帯, 樺兵衛峠北東 2 km

Fig. 16. Spotted chlorite formed by the retrogressive metamorphism. Some crystals are scattered and others, aggregated as spot associating with newly crystallized muscovite. The host rock is biotite-muscovite slate. Collected from the zone Ic.



第17図 同上, オープンニコルで見た場合

Fig. 17. Spotted chlorite (ditto to Fig. 16). When the nicols are opened, the chlorite in Fig. 16 (crossed nicols) can hardly be recognized.



第18図 下降変成作用で生じた緑泥石点紋

Fig. 18. Spotted chlorite formed by the retrogressive metamorphism. Chlorite forms compact aggregate in round shape associating with muscovite and ore mineral. The host rock is biotite-muscovite slate derived from cherty slate. Collected from zone Ic.

Figs. 1, 4, 5, 8, 10, 12, 14, 17 : Open nicols.

Figs. 2, 3, 6, 7, 9, 13, 15, 16, 18 : Crossed nicols.

Fig. 11 : Slightly oblique nicols.

Scale : Figs. 4, 5 and 14..... × 50.

Fig. 18..... × 10.

Others × 20.

(写真はすべて正井義郎技官撮影)

昭和 42 年 11 月 13 日 印刷

昭和 42 年 11 月 20 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

REPORT No. 223

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke SATO, Director

**RYŌKE METAMORPHIC BELT
IN THE NORTHERN KISO
DISTRICT, NAGANO
PREFECTURE**

By

Masato KATADA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1967

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 223, 1967