北上山地宮守—大迫地域における遠野接触変成帯の 低度泥質変成岩類

LOW-GRADE METAPELITES IN THE CONTACT METAMORPHIC AUREOLE AROUND
THE TŌNO GRANODIORITE PLUTON, MIYAMORI-ŌHAZAMA
DISTRICT, KITAKAMI MOUNTAINS.

奥 山 康 子 (Yasuko Okuyama)*

The Miyamori-Ōhazama district, central Kitakami Mountains, is occupied by the late Paleozoic formations composed chiefly of black shales and fossiliferous limestones. These Paleozoic rocks have been intruded by the Cretaceous Tōno granodiorite pluton and undergone contact metamorphism.

Three progressive metamorphic zones are recognized on the basis of mineral parageneses in metapelites. Zone I, most of which have been regarded as unmetamorphosed, is characterized by the assemblages of various phyllosilicates aligned parallel to slaty cleavages. Zone II is characterized by the appearance of andalusite accompanied by muscovite, biotite, cordierite, garnet and occasionally gedrite. In zone III, sillimanite appears together with K-feldspar, biotite and cordierite.

Microscopic observation and X-ray powder diffraction study revealed that metapelites in low-temperature part of zone I consist of the assemblage of paragonite, pyrophyllite, albite and calcite with invariable association of chlorite, muscovite, quartz and carbonaceous matter, suggesting metamorphic grade lower than the greenschist facies. In high-temperature part of zone I, however, porphyroblastic chloritoid, formed by the reaction with pyrophyllite and Fe-rich chlorite, appears in metapelites of lateritic chemical composition (Al_2O_3 23wt%, $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) > 0.79$).

The degree of graphitization of carbonaceous matter in the metapelites progressively increases from zone I to zone III, showing a continuous thermal structure around the Tōno granodiorite pluton. Judging from the graphitization-profile, all the assemblages mentioned above are considered to have been equilibrated under the thermal structure controlled by the Tōno granodioritic intrusion.

1. 緒 言

北上山地には、古生代シルル紀から中生代白亜紀に至る堆積岩類が広く分布し、白亜紀前期の花崗岩質岩類の貫入をうけて、周辺で接触変成帯を形成している。このうち遠野花崗岩質岩体（以下、遠野岩体と略称）の西縁接触帯は Seki (1954, 1957, 1961) によって岩石学的研究がなされ、近年、地井 (1974) も変成帯南部の上有住地域について変成条件を報告している。

Seki (1957) は、最も低温の部分に緑泥石+「セリサイト」±クロリトイドという鉱物組合せで特徴づけられる

「chlorite-sericite zone」が存在することを見出した。しかしその後の研究を含めても、高温部と比較してこの部分については岩石学的な詳細が報告されていない。一方、遠野接触変成帯及びその周辺に分布する古生層泥質岩は、特徴的に Al_2O_3 に富んだ全岩化学組成を持つことが知られている（例えば片田・小野 1968）。この種の岩石が低度変成作用—例えば緑色片岩相低温部—をうけていかなる鉱物組合せを持つにいたるかという点で、この地域の低度変成岩類の岩石学的性格は興味深い。

筆者は遠野接触変成帯北西部の低度変成岩類に重点をおき、研究を行ってきた。本論文では泥質変成岩類の構

* 地質調査所燃料部

成鉱物とその組合せ、及び全岩化学組成との関係を中心に報告する。

2. 地質概要

調査地域は、岩手県上閉伊郡宮守村北部から、同緯貫郡大迫町東部及び遠野市西部にかけてであり、以下宮守一大迫地域と呼ぶ。

この地域は広川・吉田 (1956) の大迫図市の調査の他、主として古生層を対象に武田 (1963), Saito (1968), 大内 (1976) が研究を行っており、石炭系上部から二疊系中部にわたる堆積岩類の分布が報告されている。また、地域東部は、それらに貫入した遠野岩体の花崗岩質岩類によって占められている (Fig. 1)。本地域西部を NNW-SSE 方向に日詰一気仙沼線 (広川・吉田, 1956)

Fig. 1. Geologic map of the Miyamori-Ohazama district.

Legend: 1; Holocene, 2; Sotokawame formation (alternation of sandstone and shale), 3; ditto (limestone), 4; Tassobe formation (black shale), 5; ditto (fossiliferous limestone), 6; Okawame formation (black shale with pyroclastic and volcanic rocks), 7; ditto (limestone), 8; granitic rocks, 9; gabbroic rocks, 10; serpentinite, 11; porphyrite, 12; fault, 13; anticlinal and synclinal axis.

Aw; Awaseishi, Nk; Nakazai, Ok; Okawame, Sh; Shiroishi, Ts; Terasawa, Wk; Wakumizu, Yg; Yagimaki.

が走り、また中央部を NE-SW 方向に断層に沿うと考えられる谷が走っている。この 2 つの方向にほぼ平行な断層群が、巾数 m ～ 10 数 m の破碎帯としてしばしば認められる。これらによって古生層はブロック化されるが、一般に東部から西部へとより上位の地層が分布する傾向にある。地層の傾斜は全般に急で、60° を越えることがまれではないが、地域西部では 20° ～ 40° 程度となる。その部分ではしばしば小褶曲の繰り返しが認められる。

1. 古生層

本地域の古生層は下位から大川目層・達曽部層・外川目層と区別される。

(1). 大川目層 (層厚 1,800 m+)

広川・吉田 (1956) の大笹層と中斉層の一部をあわせて武田 (1963) が命名した大川目層に相当する。本層下部は玄武岩質火山岩類と不純石灰岩から構成される。下限は、遠野岩体に入ると不明である。中部は石灰岩及び黒色頁岩に多量の玄武岩質ないし安山岩質火山岩類を伴い、花崗岩質岩及び石灰岩の垂円礫に富む礫岩を挟む。上部は暗灰色石灰岩を主とし、石英安山岩質ないし安山岩質火山碎屑岩類を少量伴う。

武田 (1963) は、中斉及び大川目に分布する本層上部の石灰岩中の紡錘虫化石から、本層を石炭紀後期の長岩層に対比した。

(2). 達曽部層 (層厚 1,200 m)

広川・吉田 (1956) の命名による。本層は黒色頁岩と灰色石灰岩から構成され、砂質岩相に乏しい。

下位の大川目層と不整合関係にあり、中斉付近では本層が厚さ 10 m 程度の基底礫岩を伴って大川目層に重るのが観察される。基底礫岩は石灰岩・黒色頁岩・石英安山岩の円礫を含み、粗粒砂岩がマトリックスを構成している。その他の地域 (合石～八木巻、白石東方～湧水東方) では、達曽部層と大川目層は断層で接する。

本層は石灰岩中の紡錘虫化石をもとに、二疊紀前期の坂本沢層に対比される (広川・吉田 1956, 武田 1963)。

(3). 外川目層 (層厚 400 m+)

本層は達曽部層の上位に整合に重り、中粒ないし粗粒の砂岩と砂質頁岩の 10 数 cm ～ 1 m 程度の単層の互層から成る。石灰岩はまれで、化石は砂質頁岩中に海百合の破片が少量認められる程度である。

本層は、広川・吉田 (1956) の雲ノ上山層、大内 (1976) の内川目層上部に相当し、二疊紀叶倉層に対比される。

2. 花崗岩質岩類及びその他の火成岩類

本地域に分布する花崗岩質岩類は、遠野岩体北西部に相当し、主に中粒の黒雲母—普通角閃石花崗閃緑岩ない

し黒雲母—普通角閃石石英閃緑岩である。岩体西縁の寺沢付近では閃緑岩質になり、しばしば普通輝石及び紫蘇輝石を含有する。本岩体の K-Ar 年代は 114 ～ 120 my. と報告されている (Kawano and Ueda, 1965)。

遠野岩体縁辺にはしばしば斑岩岩類が伴われる。その大部分は普通角閃石斑岩であるが、普通角閃石—紫蘇輝石—普通輝石斑岩も認められる。花崗岩質岩の細脈に貫かれた普通角閃石斑岩が、転石としてではあるが見出され、斑岩岩類の形成が花崗岩類に先じたと考えられる。

また、古生層には普通角閃石斑岩岩脈が貫入している。斑晶の普通角閃石は細粒黒雲母や細柱状淡緑色角閃石の集合に置き換えられており、古生層と同様に熱変成をうけていると解釈される。

3. 変成分帯

古生層を原岩とする変成岩類のうち泥質変成岩類は、低温部から高温部へ向ってほぼ連続的に分布する。 Al_2SiO_5 鉱物にもとづいて、変成分帯を次のように行った (Figs. 2, 3);

zone I: Al_2SiO_5 鉱物が出現しない

zone II: 紅柱石が出現

zone III: 堇線石が出現

zone I の泥質変成岩はスレート劈開が発達し、種々

Fig. 2 Zones of progressive contact metamorphism in the Miyamori-Ohazama district. Dashed lines; zone boundaries. Stippled area; recent fluvial deposit and talus.

zone I の泥質岩の構成鉱物、特に層状珪酸塩鉱物は、結晶がきわめて細粒（しばしば 10μ 以下）で光学的同定が困難である。そこでこれらを濃集・分離し、X線粉末法を応用し、顕微鏡観察の結果とあわせて鉱物組合せを決定した。

鉱物の濃集・分離は以下の手順に従った。岩石数 10g を 100 メッシュ以下の粒度に粉碎し、約 200ml の蒸留水中に懸濁させる。約 4 時間放置した後、懸濁液の部分をとり分け、遠心分離機にかけて沈降させる（2000～2500rpm で約 20 分間）。沈降した固相をとり出し、乾燥器中で約 80°C で乾燥させた後、乳鉢で軽くほぐし、アルミニウム製ホルダーに詰めて試料とした。

試料の大部分は zone I のものであり、代表的な 3 試

Fig. 4 Diffraction patterns of phyllosilicates in the metapelites in zone I. Diffraction conditions: $\text{CuK}\alpha$, 30kV, 15 mA, with Ni-filter, slit; $1^\circ-0.2\text{ mm}^{-1}$, full-scale 1000 cps, time constant 1, scanning speed $2\theta=1^\circ/\text{min}$, internal standard; quartz or silicon. 2M-muscovite (Loc. Ishikawa) and chlorite (Loc. Hitachi) were used for comparison. Abbreviations for minerals: Chl; chlorite, Mus; muscovite, Par; paragonite, Par/Mus; paragonite/muscovite mixed-layer mineral, Ab; albite, Pyr; pyrophyllite.

料について回折図を Fig. 4 に示す。なお、再結晶の進んでいない zone II 低温部の泥質岩についても、同様の方法で層状珪酸塩鉱物を同定した。

(1). 緑泥石

約 14.1Å の (001), 7.0Å の (002), 4.7Å の (003), 3.5Å の (004) そして 2.8Å の (005) という 5 つの底面反射が常に認められる。

$d(005)$ は zone I で $2.818\sim 2.833\text{Å}$ (測定数 35 個), zone II で $2.820\sim 2.831\text{Å}$ (測定数 10 個) であった。一方 $d(060)$ は zone I で $1.538\sim 1.548\text{Å}$ (測定数 30 個) であるのに対し、zone II では $1.536\sim 1.541\text{Å}$ (測定数 8 個) であり、 b_0 間隔が小さくなる傾向が認められる。緑泥石の底面間隔は ^{IV}Al 含有量増加とともに、また b_0 間隔は Fe^{2+} 含有量減少とともに、規則的に減少する (Shirozu, 1958)。このことから、緑泥石の ^{IV}Al 含有量は zone I, zone II ともに同じような範囲にあるのに対して、 Fe^{2+} 含有量は zone I の方が大きいと推定される。

(2). 白雲母 (マスコバイト)

約 10Å と 3.3Å の強い底面反射から同定される。 $2\theta=25^\circ\sim 35^\circ$ ($\text{CuK}\alpha$ 線) にかけての回折線から、ポリタイプは 2M と判断される (須藤 1974)。

zone I の白雲母は $d(0, 0, 10)$ が $1.996\sim 1.988\text{Å}$ (測定数 35 個) の範囲にあり、平均 1.992Å であった。この値から底面間隔 $d(002)$ を算出し、Zen & Albee (1964) の式

$$d(002)_{\text{par}} = 10.034 - 0.427 X_{\text{par}} \quad (1)$$

X_{par} : パラゴナイト分子のモル分率

にもとづいて、パラゴナイト成分固溶量が $13\sim 22\%$ と計算された。また $d(060)$ の値は $1.498\sim 1.501\text{Å}$ (測定数 19 個) の範囲にあり、若干のセラドナイト成分の固溶を示している。

(3). パラゴナイト

パラゴナイトは、 9.6Å と 3.2Å の強い底面反射から同定される。パラゴナイトの底面間隔 ($d(002)=9.6\text{Å}$) は白雲母のそれ ($d(002)=10\text{Å}$) より小さいので、(001) par の反射は対応する (001) mus より高角度側に出現している (Fig. 4)。

パラゴナイトは常に白雲母と共存しており、産出は zone I に限られる。回折図上でパラゴナイトの底面反射強度が、対応する白雲母のそれより高いことがまれでなく、パラゴナイトのほうがモードでより多く含まれる岩石が存在すると考えられる。

パラゴナイトの $d(0, 0, 10)$ は $1.922\sim 1.927\text{Å}$ で、平均 1.924Å であった (測定数 20 個)。共存する白雲母とパラゴナイトについて、 $d(0, 0, 10)$ から $d(002)$ を

算出し, Zen & Albee (1964) の式

$$d(002)_{\text{par}} = 12.50 - 0.2643d(002)_{\text{mus}} \quad (2)$$

への適合性を調べた。両者の底面間隔は $\pm 0.005 \text{ \AA}$ の範囲で適合し、マスコバイト成分及びパラゴナイト成分以外の固溶体成分の影響はごく少いと推定される。底面反射から式 (1) によって求められたパラゴナイト成分含有量は 93~99% であった。

(4). パラゴナイト/白雲母混合層鉱物

これは Frey (1969) によって初めて記載された鉱物であり、 $3.25 \text{ \AA}$ ($2\theta = 27.4^\circ$ (CuK α 線)) の明瞭な反射から同定される (Fig. 4)。

(5). パイロフィライト

$9.2 \text{ \AA}$, $4.6 \text{ \AA}$, $3.06 \text{ \AA}$ の強い3つの底面反射から同定される。類似した底面間隔を持つ滑石とは、パイロフィライトの $d(060)$ が $1.49 \text{ \AA}$ であることで識別される。回折図上に認められた反射はすべて三斜晶系パイロフィライト (Brindley and Wardle, 1970) のものであった。

特にパイロフィライトに富む岩石では、鏡下で、隣接する小板状白雲母より屈折率は低いが高次の干渉色*を示すパイロフィライトの結晶個体を見出すことができる。

(6). クロリトイド

長さ $0.5 \sim 1 \text{ mm}$ 程度の長柱状自形結晶として単独に、あるいはロゼット状集合体をなして産出する。鏡下で淡緑色ないし淡灰緑色を示し、多色性は弱い。集片双晶が普通に認められ、また、ちり状包有物で強調される砂時計構造を示すこともある。単斜晶系及び三斜晶系の多形がともに存在することが、X線粉末法から確認された。EPMA 分析による化学組成を、Table 1 に示す。

(7). 炭質物

炭質物は、ごく微細な粒子として層状珪酸塩鉱物や石英・長石類の間を埋める他、最大 $50 \mu \times 100 \mu$ に達する粗大な粒子として散在する。zone I の泥質岩中には反射顕微鏡下で生物の遺骸と思われる形態をとる、大型の炭質物粒子がしばしば認められる。変成温度が上昇するに従って生物の形態をとるものは次第に認められなくなり、zone II では径 10μ 程度の球状個体としての産出が普通になる。

本地域の炭質物の石墨化の程度は、zone I から zone III までほぼ連続的に変化する。zone I の内部でも、炭質物の $d(0002)$ 値**は約 $3.7 \text{ \AA}$ から約 $3.6 \text{ \AA}$ まで減少し、花崗岩体に近接するにつれて連続的にさらに減少す

Table 1 Microprobe analyses of chloritoid (sample No. 780509-04)

	Rim	Core
SiO ₂	22.35	21.94
TiO ₂	0.14	0.12
Al ₂ O ₃	44.71	45.25
FeO*	24.86	24.07
MnO	0.80	0.53
MgO	0.59	1.21
CaO	0.00	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00
H ₂ O**	6.69	6.71
Total	100.14	99.85
Atomic ratio O=7		
Z	Si	1.00
	Al	0.98
Y	Al	2.00
		2.00
X	Fe	0.93
	Mn	0.03
	Mg	0.04
	Ti	0.01
	Ca	0.01
OH	2.00	2.00
Ideal formula XY ₂ ZO ₅ (OH) ₂		

* total Fe as FeO

** H₂O wt% was calculated based on the number of assigned OH molecules.

る (Fig. 5 詳しくは Okuyama and Itaya, in prep.)。

(8). その他の構成鉱物

石英とアルバイトは、ともに紡錘状集合体を形成している。碎屑性の石英と斜長石 (アルバイト化) は、比較的砂質の岩石にしばしば認められる。

炭酸塩鉱物は、砂質の夾みを構成する碎屑性の石英・斜長石の間を充填している。染色法とX線のデータから、炭酸塩鉱物は方解石であり、ドロマイトは含まれていないことが判明した。

また、副成分鉱物としては、黄鉄鉱・リン灰石・スフェーン・電気石 (鏡下で青緑色を呈する) が含まれる。

(9). 鉱物組合せ

本地域の zone I の泥質変成岩は次のような鉱物組合せを持つ (Table 2):

緑泥石+白雲母

緑泥石+白雲母+パラゴナイト

緑泥石+白雲母+パラゴナイト/白雲母混合層鉱物

緑泥石+白雲母+アルバイト

緑泥石+白雲母+パイロフィライト

* 白雲母が淡黄色であるとき、黄色~オレンジ色

** 泥質岩から分離した炭質物の、 $2\theta = 26^\circ$ 付近 (CuK α 線) のX線回折ピークから計算される結晶面間隔 (例えば Landis (1971) 参照)。

Fig. 5 Prograde decrease of $d(0002)$ of carbonaceous matters. See Figs. 1 and 2 for location of two routes. In the Hinomata route, all the samples collected are of zone I. In the Ōtsugunai route, both zone I and zone II metapelites were collected. $d(0002)$ was calculated according to Bragg's equation for 2θ given by the half-width of the (0002) reflection at half-height.

緑泥石+白雲母+パラゴナイト+パラゴナイト / 白雲母混合層鉱物

緑泥石+白雲母+パラゴナイト+アルバイト

緑泥石+白雲母+パラゴナイト+パイロフィライト

緑泥石+白雲母+パラゴナイト+クロリトイド

緑泥石+白雲母+パラゴナイト+クロリトイド+パイロフィライト

緑泥石+白雲母+方解石

緑泥石+白雲母+方解石+パラゴナイト

緑泥石+白雲母+方解石+パラゴナイト / 白雲母混合層鉱物

緑泥石+白雲母+方解石+アルバイト

緑泥石+白雲母+方解石+パラゴナイト / 白雲母混合層鉱物

これら鉱物組合せは、常に石英・炭質物と共存している。パイロフィライト+方解石、パイロフィライト+ア

Table 2 Mineral assemblages and numbers of examined specimens of metapelites in zone I.

Chl	Mus	Par	Par/Mus	Ab	Pyr	Cal	Ctd	Number of samples
*	*							6
*	*	*						19
*	*		*					2
*	*			*				8
*	*	*			*			1
*	*	*	*					7
*	*	*		*				12
*	*	*	*		*			3
*	*	*				*	*	2
*	*	*	*			*	*	2
*	*	*				*		3
*	*	*	*			*		5
*	*	*	*	*		*		1
*	*	*	*	*		*		3
*	*	*	*	*		*		2
76	76	52	12	23	6	14	4	76

Abbreviations: Chl; chlorite, Mus; muscovite, Par; paragonite, Par/Mus; paragonite/muscovite mixed-layer mineral, Ab; albite, Ctd; chloritoid, Cal; calcite.

Quartz and carbonaceous matter are always present.

Accessory minerals; apatite, pyrite, sphene, tourmaline and zircon.

ルバイト、クロリトイド+方解石をしてクロリトイド+アルバイトという組合せは認められなかった。また、パラゴナイトを含む鉱物組合せの出現頻度が60%以上にのぼるのが注目される。

3. 全岩化学組成

zone I の方解石を含まない泥質岩7個の全岩化学組成を Table 3 に示す。この表には神戸ら (1969) による登米層 (及び登米相当層) 粘板岩の平均組成* 及び、都城・原村 (1962) による西南日本の古生層粘板岩の平均組成** も、あわせて示してある。

本地域の泥質岩及び登米粘板岩の全岩化学組成には、西南日本古生層粘板岩のそれと比較すると次のような特徴が認められる;

- i) 全般に SiO_2 に乏しく、60 wt% を下回るものがまれではない。
- ii) SiO_2 と相補的に Al_2O_3 に富む。
- iii) 鉄酸化物に富む。
- iv) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ の量は少ない。また、通常 Na_2O (wt%) $>$ K_2O (wt%) である。

以上の特徴は、登米粘板岩よりも本地域の泥質岩 (大部分、坂本沢層相当) においてさらに顕著にあらわれている。すなわち、 Al_2O_3 と鉄酸化物はさらに多く、 Na_2O ・

* 15個の全岩組成の平均

** 内帯12個、外帯31個の全岩組成の重みをつけない平均

Table 3 Chemical composition of metapelites.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Var	*	*	*	*	*	*	*		
Pot/Mus									
Pyr									
Ab		*		*	*	*	*		
Ctd									
SiO ₂	57.33	70.23	58.96	59.66	56.69	56.30	56.35	59.67	65.74
TiO ₂	1.16	0.85	1.10	1.18	1.81	1.49	1.70	0.81	0.61
Al ₂ O ₃	22.11	15.71	21.89	20.05	22.82	23.37	27.24	17.94	15.59
Fe ₂ O ₃	5.05	4.43	1.36	2.35	0.11	1.69	1.70	2.26	1.67
FeO			5.41	5.72	2.35	5.25	6.01	4.35	1.26
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	tr.	0.03	0.07	0.07	0.05
NiO	1.53	0.97	1.63	1.56	0.13	1.12	0.77	2.92	1.96
CaO	0.14	0.19	0.04	0.08	0.29	0.17	0.05	1.24	0.41
Na ₂ O	2.16	2.29	2.23	2.40	0.73	0.97	0.45	2.70	2.53
K ₂ O	1.52	1.04	1.55	1.57	0.67	0.87	0.65	2.15	3.54
H ₂ O**	7.16	3.97	5.52	5.24	4.52	7.11	3.36	4.98	3.12
H ₂ O+	1.19	0.33	0.57	0.52	0.59	0.68	0.34	0.72	0.67
P ₂ O ₅	6.23	0.09	0.12	0.16	0.06	0.08	0.09	0.19	0.07
C	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.71
Total	99.81	100.14	100.42	100.23	100.27	100.37	100.27	100.00	100.00
A	60.80	55.14	56.44	60.72	61.53	62.65	65.43	44.78	26.63
F	25.43	28.04	31.23	28.98	13.69	32.62	32.62	37.01	45.45
N	13.77	16.82	12.33	10.30	4.71	4.73	1.55	18.21	27.92
F/(F+M)**	64.71	71.65	69.23	73.64	91.29	78.43	86.41	54.78	57.59
N/(N+K)***	70.01	76.92	68.52	69.92	69.95	62.42	51.46	66.17	49.87

Nos. 1~7: metapelites from zone I of the Miyamori-Ohazama district.

No. 8: average chemical composition of the Toyoma slates (Kanbe et al., 1969).

No. 9: average chemical composition of the Paleozoic slates in the south-western Japan (Miyashiro and Haramura, 1962).

See text for explanation of the symbols A, F and N.

* ignition loss for Nos. 1~8.

** $F/(F+M) = 100\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (mol%)

*** $N/(N+K) = 100\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (mol%)

K₂O・MgO にさらに乏しくなっており、よりラテライト質な化学組成といえる。さらに、クロリトイド含有岩を除く本地域の泥質岩は灼熱減量の値も大きく、層状珪酸塩鉱物や炭質物に富む鉱物組成を反映すると考えられる。また、分析した本地域の泥質岩は方解石を含みぬため CaO にきわめて乏しいが、これらの値は登米粘板岩あるいは西南日本古生層粘板岩のうち方解石を含みぬもののそれと同程度である (片田・小野 1968, 原村 1961 a, b, 1962 参照)。比較的 CaO に富む岩石については、方解石の量が CaO 含有量を決めると考えられる。

5. 考 察

宮守一大迫地域では、Al₂SiO₅ 鉱物や堇青石などの鉱物を含む明瞭なホルンフェルス帯の外側に、前節で述べたような層状珪酸塩鉱物を含むスレートが広く分布している。このように、ホルンフェルス帯の外側に低変成度

一例えば緑色片岩相一の変成岩が広く分布する例は、Shido (1958), Yuasa (1976), Kuniyoshi and Liou (1976) 等に報告されている。しかしこれらは、接触変成作用に先行した埋没変成作用あるいは広域変成作用の産物と考えられている。従って、宮守一大迫地域の低度変成岩 (zone I) がホルンフェルス帯と同様に遠野岩体による熱構造のもとで形成されたのであれば、接触変成作用に伴う変成反応や再結晶作用の下限を考えるうえで、有意義な事例となるであろう。以下、zone I の岩石の成因を、他の変成帯の類似した鉱物組合せを持つ岩石と比較しながら考察する。

1. 全岩化学組成と鉱物の共生関係

本地域の zone I の泥質変成岩は、常に石英・スフェーン・リン灰岩・白雲母・炭質物を含むので、方解石を含まない岩石を対象とする場合全岩組成を SiO₂-TiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-MnO-MgO-CaO-Na₂O-K₂O-H₂O-P₂O₅-C 系として取り扱う必要がある。しかしこの場合、石英・スフェーン・白雲母・リン灰石・炭質物は、化学組成をそれぞれ SiO₂, CaTiSiO₅, K₂Al₂Si₂O₁₀(OH), Ca₅(PO₄)₃(OH), C と仮定し、過剰成分あるいは無関与成分として取り除ける。また CaO, MnO は微量なので無視する。炭質物が存在し、緑れん石・磁鉄鉱・赤鉄鉱等 Fe³⁺ を主成分とする鉱物を欠くことから、f_{O2} は低かったと考えられる。そこでここでは全鉄酸化物の分子数を FeO としてとることとした。さらに変成鉱物は H₂O 流体と常に共存していたと仮定する。従って zone I の方解石を含みぬ泥質変成岩の全岩化学組成は、Al₂O₃-FeO-MgO-Na₂O 4 成分系で近似される。

zone I の泥質変成岩は、パラゴナイト/白雲母混合層鉱物を含むことがある。この鉱物は混合層の「端成分」と言える白雲母及びパラゴナイトと共存しており、Frey (1971, 1978) が示したように、独立した白雲母+パラゴナイトが生成する過程での遷移の中間相と考えられる。そこでここではこの鉱物を、熱力学的に独立した 1 相として扱う (Zen 1967 参照) のではなく、パラゴナイト+白雲母の 2 相共存と等価とみなした。

4 成分系として近似した全岩組成と鉱物組合せの関係を図示したのが Figs. 6, 7 である。Fig. 6 は Na-Al 鉱物と苦鉄質鉱物の組合せに対する全岩組成の影響を調べるために作成し、各頂点は次のようにとった:

また Fig. 7 は、全岩の FeO/(FeO+MgO) 比と鉱物組合せの関係を示すもので、パラゴナイト含有岩について (Al₂O₃-3K₂O)-FeO-MgO-Na₂O (AFMN) 四面体内の全

Fig. 6 Composition-paragenesis diagrams for metapelites in zone I.
(i) Low-temperature side of the first appearance of chloritoid.

(ii) High-temperature side of the first appearance of chloritoid.

A = $\text{Al}_2\text{O}_3-3\text{K}_2\text{O}$, N = Na_2O , F = $\text{FeO}+\text{MgO}$.

Symbols: solid circles; present study, open circle; chlorite-sericite rock in chlorite-sericite zone of Seki (1957), crossed circles; chlorite-chloritoid-sericite rocks in chlorite-sericite zone of Seki (1957), open squares; carbonate-free anchizone metapelites (Frey, 1978), crossed squares; carbonate-free epizone metapelites (Frey, 1978).

Fig. 7 AFM diagram (projection through paragonite) showing composition of metapelites in the system of $(\text{Al}_2\text{O}_3-3\text{K}_2\text{O})$ - $\text{FeO-MgO-Na}_2\text{O}$. See Fig. 6 for explanation of symbols.

岩組成を、パラゴナイトから AFM 面に投影したものである。宮守一大迫地域では、クロリトイドは zone I の高温部から出現するが、これらの図はともにその最初の出現の内側と外側に分けて作成し、Table 3 の全岩組成をプロットした。また、Seki (1957) による chlorite-sericite zone の岩石及び、Central Swiss Alps の anchizone-epizone の岩石のうち本地域の zone I と同様の鉱物組合せを持つ、CaO に乏しく炭酸塩鉱物を含まないものの全岩組成 (Frey, 1978) も、あわせてプロットした。

Fig. 6 では、A-N 辺上の鉱物であるアルバイト、パ

イロフィライトの共生関係が全岩組成に依存することが明らかに読み取れる。zone I のクロリトイドが出現するに至らない部分 (Central Swiss Alps では anchizone) のパイロフィライト含有岩のうち FeO に富むものの化学組成は、zone I 高温部 (Central Swiss Alps では epizone) のクロリトイド含有岩のそれと等化学的といえる領域におちる (Fig6, 7)。全体を通し、いわゆる「セリサイト」の鉱物種がわかっていない Seki (1957) の岩石を除き、分析値のプロットと鉱物組合せは矛盾しない。

全岩組成を上記の 4 成分系として近似すると、zone I

では緑泥石・クロリトイド・アルバイト・パラゴナイト・パイロフィライトが、泥質變成岩中に含まれる独立した相となる。1個の岩石中には最大4相の共存が認められるので (Table 2), ギブスの相律は満たされている。また、パラゴナイトが出現する一方でアルバイト+パイロフィライトが共存することはなかった。従って、これらの岩石では標本的スケールで化学平衡が成立していたとみなしてさしつかえないと考えられる。低変成度にもかかわらず平衡の範囲が広がったのは、岩石に発達するスレート剪断が内部での物質移動を容易にする方向に影響したからかもしれない。

2. クロリトイドの生成

宮守一大迫地域ではクロリトイドは zone I の高温部に初めて出現する。AFM 図上では、その低温部に認められる鉱物組合せであるパラゴナイト+パイロフィライト+緑泥石の領域が、クロリトイド-パラゴナイト tie-line で二分され、クロリトイドがパイロフィライトと緑泥石の間の反応によって生成すると考えられる。

クロリトイドを含まない岩石では、ときに存在する微量の黄鉄鉱を除くと、緑泥石が唯一の苦鉄質鉱物であり、したがって全岩組成についての $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 比は緑泥石のそれにほぼ等しい。この関係にもとづくと、パイロフィライト含有岩中の緑泥石はかなり Fe に富んだものと考えられる (Table 3 参照)。緑泥石の d (060) が大きな値であること (No. 5 で $1.547\text{\AA}$, No. 6 で $1.545\text{\AA}$) はこれを支持する (Shirozu, 1958)。

一方、反応によって生成するクロリトイドは Mg 端成分に乏しいので (Table 1), 共存する緑泥石は反応以前のものより相対的に Fe に乏しく Mg に富んだ組成に変化したと考えられる。Mn はクロリトイドに濃集される可能性があるが、本地域のものは Mn 端成分に乏しい (Table 1)。従って主要な固溶体組成変化を考慮すると、クロリトイド生成反応は、

となる。この関係はパラゴナイトから投影した AFM 図上で、パイロフィライト+緑泥石固溶体の2相領域が、クロリトイド+パイロフィライト+緑泥石の3相領域の出現に伴って Mg に富む全岩組成に限られ、3相領域よりも Mg と Al に乏しい部分にクロリトイド+緑泥石固溶体の2相領域が出現することで示される (Fig. 7)。反応 (3) は4成分系で4相が共存する2変性のものであるが、右辺の鉱物組合せが高温側で安定であり (例えば Hoeshek 1969 参照), 天然での産状と一致する。この連

続反応をもとに zone I を分帯することは理論的には可能であるが、ブロック化の著しい地質構造と、ラテライト質の全岩組成 (後述) を満たす岩石が少なかったため、全域にわたる分帯はできなかった。

一般にクロリトイド含有岩は、 Al_2O_3 や FeO に著しく富み、 $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{CaO}$ に乏しい特徴的化学組成を持つ。また $\text{FeO}+\text{MnO}$ の量は Fe_2O_3 や MgO の量より常に多い (Halferdahl 1961)。このような全岩組成は、Iwao (1978) が指摘したように、ラテライト質の残留粘土に起因する泥質堆積岩の化学的特徴として理解できる。

Table 3 に示すように、本地域のクロリトイド含有岩はこの性質を満たしている。加えて、zone I 低温部に分布するパイロフィライト含有岩の化学組成も、 Al_2O_3 が 20wt% 以上あり、 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 比が 0.79 以上であるなど、同様の特徴を有すると言える。組成-共生図上のプロットからも両者を等化学的と言うことができよう (Figs. 6, 7)。

一方 zone I よりも高温の部分にも、鉱物組合せとモードから zone I のクロリトイド含有岩と類似した化学組成と考えられる岩石が点在する。それらの鉱物組合せは、

zone II 低温部: クロリトイド+紅柱石+緑泥石±黒雲母, 石英

zone II 高温部: 緑色スピネル+堇青石+コランダム+紅柱石±黒雲母, 磁鉄鉱, 斜長石

zone III: 緑色スピネル+堇青石+コランダム+珪線石±黒雲母, 磁鉄鉱

であり、 Al_2O_3 や FeO に著しく富む全岩組成をあらわすと考えられる。クロリトイドの低圧における熱分解実験 (Grieve and Fawcett, 1974) も、これらの鉱物組合せがクロリトイドを含む鉱物組合せに由来することを支持している。

クロリトイド含有岩や、その高温相と考えられる鉱物組合せの岩石は、宮守一大迫地域のみならず、遠野岩体の西縁接触帯を主体とするいわゆる「北上中軸帯」に点々と分布している (Seki, 1954, 1957)。さらに低温側には、その低温相と考えられるパイロフィライト含有岩が分布することがわかった。このように、ラテライト質な全岩組成の岩石が夾在され、また、全体を通して Al_2O_3 に富む (Table 3 及び片田・小野, 1968) のが、この地域の泥質堆積岩類の化学的特徴と言えよう。

3. パイロフィライト・パラゴナイト・クロリトイドを含む鉱物組合せの安定関係

Table 2 に示すように、宮守一大迫地域の zone I 低

	lower grade	higher grade	Al ₂ SiO ₅
Central Swiss Alps (Frey, 1978)	Kfs+Kfs+Ill+Chl+G/M +L/Qtz/Ab	Chl+Kfs+Par+Py +Par/Ms	Fy
Northern Appalachia, west-central Vermont (Zen, 1960)		Chl+Kfs+Ab-----Chl+Kfs+Par+Cld	Fy→Sil
Barrovian region of Scottish Highland (Chinner, 1967)		Chl+Kfs+Par-----Chl+Kfs+Cld+Ab	Ky→Sil
Suphanade Range, British Columbia (Gruickshank & Ghent, 1978)		Chl+Kfs+Par-----Chl+Kfs+Par+Cld	Fy
Miyamori-Gaasama district, (present study)		Chl+Kfs+Par+Py +Par/Ms-----Chl+Kfs+Par+Py+Cld	And→Sil

Fig. 8 Prograde variation of mineral assemblages in some metamorphic terrains composed chiefly of metapelites.

温部にはパラゴナイト+パイロフィライト+緑泥石という鉱物組合せが認められ、高温部では反応 (3) によってクロリトイドが出現する。この種の鉱物組合せは接触変成帯よりむしろ広域変成帯、特に都城 (1965) の中圧型 (藍晶石—珪線石型) 広域変成帯の低温部に広く認められている (例えば Zen 1960, Chinner 1967, Albee 1972, Gruickshank and Ghent 1978, Frey 1971, 1978) (Fig. 8)。

これらの研究を通して、クロリトイドを含む鉱物組合せを生成する累進的な変成反応が提唱されてきたが (Miyashiro 1973), 炭質物を含み Al₂O₃ に富み CaO に乏しい泥質岩においては、次の反応が重要と考えられる;

Vermont 州の Appalachia 変成帯では、反応 (3)' あるいは (4) が、パラゴナイト生成反応

とともに、緑泥石帯 (いずれも左辺) から黒雲母帯 (いずれも右辺) への遷移を定義する (Zen 1960)。反応 (5) は Scottish Highland の Dalradian 地域で、同様に緑泥石帯 (左辺) から黒雲母帯 (右辺) への遷移をあらわすが (Chinner 1967), これはアルミノ珪酸塩の関与する反応 (3)' あるいは (4) よりも高温でおこっている (Hoschek, 1969)。

一方, Central Swiss Alps では、粘土鉱物組合せを持つ「非変成頁岩」からの累進的な変成作用が追跡されており, anchizone に粘土鉱物組合せから生成したパイロフィライト+パラゴナイト (パラゴナイト/白雲母混合層鉱物)+緑泥石の共存が認められる (Frey, 1978)。

ここで反応 (8) は、混合層をなす Na-モンモリロナイト

とアルバイトの反応 (Chatterjee 1973)

を意味する可能性がある。Anchizone の高温側を占める epizone では、反応 (3)' に従ってクロリトイドが生成するとともにパイロフィライトが消失し、パラゴナイト+クロリトイドの共存がおこるようになる。しかし、epizone 高温部では、泥質岩が全体に石灰質の組成となるため、アルバイト+クロリトイド+緑泥石の共存は認められない (Frey, 1978)。

このように天然ではアルミノ珪酸塩の関与する反応が最も低温側でクロリトイドを生成している。このうちカオリナイトの関与する反応 (4) はパイロフィライトの関与する反応 (3)' (あるいは (3)) よりも、高圧下でおこると考えられている (Hoschek, 1969)。また Chatterjee (1973) によると、最初にパラゴナイトを生成すると考えられる反応 (6) 及び (9) においても、カオリナイトの関与する反応 (6) は 7kb 以上の高圧下においてのみ安定である。したがって、カオリナイトを含む粘土鉱物組合せから、直接クロリトイド+パラゴナイトという組合せが累進的に生成することは、きわめて dP/dT の高い変成条件を除いておこらないと考えられる。

さらにこのとき、反応 (3) (あるいは (3)') によるクロリトイドの出現と、反応 (7) あるいは (9) を高温限界とする粘土鉱物組合せの安定領域の間に、パラゴナイト+パイロフィライト+緑泥石の組合せの安定な領域が存在することとなる。宮守—大迫地域の zone I, あるいは Central Swiss Alps の anchizone 及び epizone におけるパラゴナイト・パイロフィライト・クロリトイドの分布はこのような安定関係から説明できると考えられる。Central Swiss Alps においては anchizone からぶどう石—パンペリー石相の鉱物組合せが (Frey, 1970, Stalder, 1979), またクロリトイド・アイソグラッドに近接してパンペリー石—アクチノ閃石相の鉱物組合せの分布が (Coombs *et al.*, 1976), それぞれ報告されている。このように Al₂O₃ や FeO に富む泥質岩に認められるパラゴナイト+パイロフィライト+緑泥石の組合せは、かなり

広い圧力範囲にわたって出現するものの、緑色片岩相より低温の変成条件を示す可能性がある。

宮守一大迫地域の zone 1, 特にその低温部は、遠野岩体と一見無関係なように広範囲に分布している。また、本地域においても Central Swiss Alps のようにより低温側 (西側) 粘土鉱物組合せから成る岩石の産出が期待されるが、宮守岩体をはじめとする超塩基性岩体や人首花崗岩体が分布するために、今のところそれに相当するものは見出されていない。これらの点から、zone 1 低温部の鉱物組合せは接触変成作用に先だつ古生層の埋没過程で広域的に形成されたとする考え方がおこるかもしれない。

しかし本地域南部では変成度が層序的な上位に向かって高くなっている (Figs. 1, 2)。また、泥質岩中の炭質物の石墨化度の形で岩石に残された熱構造 (French, 1964, Izawa, 1968, Landis, 1971, Itaya, 1979) は、鉱物組合せがほぼ一様な zone I の内部でも、遠野岩体に近接するほど変成温度が高かったことを示している (Fig. 5)。したがって、鉱物組合せが平衡に達するのと別のステージで石墨化が進行したという不自然な仮定をおかない限り、zone I の鉱物組合せも遠野岩体の貫入によっておこった、紅柱石-珪線石を生ずる低压の接触変成作用によって形成されたと考えざるをえない。

6. 結 論

1. 宮守一大迫地域に分布する上部古生界は、遠野花崗岩質岩体の貫入によって変成された。これらは泥質変成岩類の鉱物共生にもとづいて、3帯に分帯される;

- zone I: Al_2SiO_5 鉱物が出現しない
- zone II: 紅柱石が出現,
- zone III: 珪線石が出現。

2. zone I の泥質岩は層状珪酸塩鉱物を主体とする鉱物組合せを持つ。その低温部で認められるパイロフィライト+Fe-緑泥石+パラゴナイトの組合せは、その高温部で反応してパラゴナイト+クロリトイド+緑泥石の組合せを生成する。この2つの鉱物組合せを持つ岩石はともに、i) Al_2O_3 に著しく富み、ii) $(\text{FeO}+\text{MnO}) \ll \text{MgO}$, iii) 比較的 Na_2O , K_2O に乏しい等、化学的性質が類似している。この特異な全岩組成は、残留粘土としての性格に由来する。

3. zone I 泥質岩の鉱物組合せは、その低温部においても標本的スケールで平衡にあったことが示された。この部分は緑色片岩相より低温の変成条件を示す可能性があり、接触変成作用の及ぶ最も低温の部分と言える。

謝 辞

本研究は東北大学修士論文の一部であり、研究を進めるうえで東北大学理学部植田良夫教授、弘前大学理学部大貫仁教授 (当時 東北大学)、琉球大学理学部加藤祐三助教授 (当時東北大学) 及び東北大学理学部の吉田武義氏からは、適切な御指導・御助言をいただいた。また、東北大学理学部田口一雄助教授、同じく教養部蟹沢雅史教授からは分析上の援助をいただいた。地質調査所の奥村公男・曾屋龍典の両氏には、EPMA 操作上の御指導をいただいた。東北大学理学部の板谷徹丸博士からは、草稿に関する御助言をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表する。

引用文献

- Albee, A.L. (1972) Metamorphism of pelitic schists; reaction relation of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3249-3268.
- Brindley, G.W. and Wardle, R. (1970) Monoclinic and triclinic pyrophyllite and pyrophyllite anhydride. *Am. Mineral.*, **55**, 1259-1272.
- Catterjee, N.D. (1973) Low temperature compatibility relation of the assemblage quartz-paragonite and thermodynamic status of the phase rectorite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**, 259-271.
- 地井三郎 (1974) 遠野花崗閃緑岩体周辺の接触変成作用. 日本地質学会講演要旨.
- Chinner, G.A. (1967) Chloritoid and isochemical character of Barrow's zones. *Jour. Petrol.*, **8**, 268-282.
- Coombs, D.S., Nakamura, Yasuo, and Vaugnat, M. (1976) Pumpellyite-actinolite facies schist of the Taveyanne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. *Jour. Petrol.*, **17**, 440-471.
- French, B.M. (1964) Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. *Science*, **146**, 917-918.
- Frey, M. (1969) A mixed-layer paragonite/phengite of low grade metamorphic origin. *Contr. Mineral. Petrol.*, **24**, 63-65.
- (1971) The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine Orogenesis. *Sedimentology*, **15**, 261-279.
- (1978) Progressive low-grade metamorphism of black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite-bearing assemblage. *Jour. Petrol.*, **19**, 95-135.
- Grieve, R.A.F. and Fawcett, J.J. (1974) The

- stability of chloritoid below 10Kb P_{H_2O} . *Jour. Petrol.*, **15**, 113-139.
- Gruickshank, R.D. and Ghent, E.D. (1978) Chloritoid-bearing pelitic rocks in Horsethief Creek Group, southern British Columbia. *Contr. Mineral. Petrol.*, **65**, 333-339.
- Halferdahl, L.B. (1961) Chloritoid; its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *Jour. Petrol.*, **2**, 49-135.
- 原村 寛 (1961a) 古生層の粘板岩の化学組成 I. 三波川帯より太平洋側の地域. 地質雑., **67**, 618-622.
- (1961b) 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., **67**, 671-675.
- (1962) 古生層の粘板岩の化学組成 III. 西南日本内帯の3地域. 地質雑., **68**, 29-32.
- 広川 治・吉田 尚 (1956) 5万分1の地質図幅「大迫」及び同説明書. 地質調査所. 31pp.
- Hoschek, G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Itaya, T. (1979) Sulfide and oxide minerals, sphene and carbonaceous matter in Sanbagawa Metamorphic Rock, and their roles in metamorphism. Ph. D. thesis, *Inst. Mineral. Petrol. Econ. Geol., Tohoku University* (manuscript).
- Izawa, E. (1968) Carbonaceous matter in some metamorphic rocks in Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **74**, 427-432.
- 神戸信和・片田正人・大森貞子 (1969) 南部北上山地の二疊紀登米粘板岩の化学組成及び堆積環境. 地調月報, **20**, 1-11.
- 片田正人・小野千恵子 (1968) 北上山地の古生層泥質岩の化学成分 (資料). 岩鉱, **60**, 75-91.
- Kawano, Y. and Ueda, Y. (1965) K-Ar dating on the igneous rocks in Japan (II) — granitic rocks in Kitakami Massif. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, **9**, 199-215.
- Kuniyoshi, Y. and Liou, J.G. (1976) Contact metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Jour. Petrol.*, **17**, 73-99.
- Landis, C.A. (1971) Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, **30**, 34-45.
- 都城秋穂 (1965) 変成岩と変成帯. 岩波書店, 東京. 458pp.
- Miyashiro, A. (1973) Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London, 492 pp.
- 都城秋穂・原村 寛 (1962) 古生層の粘板岩の化学組成 IV. 地向斜堆積物の帯状分布と変成帯の位置. 地質雑., **68**, 75-82.
- Okuyama, Y. and Itaya, T. Progressive graphitization of carbonaceous matter in contact metamorphic aureole, Central Kitakami Mountains. (in prep.)
- 小貫義男 (1969) 北上山地地質誌. 東北大学地古邦文報告, **69**, 1-239.
- 大内辰夫 (1976) 岩手県稗貫郡大迫町北東部の地質. 東北大学地古教室卒業論文 (手記)
- Saito, Y. (1968) Geology of the younger Paleozoic System of the southern Kitakami Massif, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. II, **40**, 79-139.
- Seki, Y. (1954) On chloritoid rocks in the Kitakami Median Zone, north-eastern Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, **1**, 223-263.
- (1957) Petrological study of hornfelses in the central part of the Median Zone of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, Ser. B, **2**, 307-361.
- (1961) Calcareous hornfelses in the Arisu district of the Kitakami Mountainland, north-eastern Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **32**, 55-78.
- Shido, F. (1958) Plutonic and metamorphic rocks of Nakoso and Iritono district in the central Abukuma Plateau. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, **11**, 131-172.
- Shirozu, H. (1958) X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorite in Japan, with a note on their interference colour. *Mineral. Jour.*, **2**, 209-217.
- Stalder, P.J. (1979) Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy. *Jour. Sediment. Petrol.*, **49**, 463-482.
- 須藤俊男 (1974) 粘土鉱物学. 岩波書店, 東京. 498 pp.
- 武田弘次 (1963) 岩手県上閉伊郡宮守村達曾部付近の地質について. 東北大学地古教室卒業論文 (手記)
- Yuasa, M. (1976) Contact metamorphic aureole around the Kaikoma-Hōō granodiorite plutone in the northern part of Akashi Mountains. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **71**, 157-176.
- Zen, E-an (1960) Metamorphism of lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in the west-central Vermont. *Am. Mineral.*, **45**, 129-175.
- (1967) Mixed-layer minerals as one-dimensional crystals. *Am. Mineral.*, **52**, 635-660.
- and Albee, A.L. (1964) Coexisting muscovite and paragonite in the pelitic schist. *Am. Mineral.*, **49**, 905-925.