

南部北上山地におけるスレートへき開の形成と 花崗岩体の上昇・貫入過程

石 井 和 彦

緒 言

南部北上山地にはシルル紀から前期白亜紀の地層が広く分布する。これらの地層は、前期白亜紀に激しい造構作用を受け(大島造山運動, Kobayashi, 1941), 褶曲やスレートへき開が形成されるとともに、数多くの花崗岩体の貫入を受けた。

南部北上山地におけるスレートへき開は、一般に、褶曲の軸面へき開をなすが(Tokuyama, 1965; Iwamatsu, 1969, 1975; 於保, 1981; Oho, 1982; 池田, 1984), 牡鹿半島や遠野一大船渡地域では、スレートへき開は褶曲軸に対し時計回りにわずかに斜交する(滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986a)。褶曲はまず曲げスリップ褶曲として形成され、その後、スレートへき開形成を伴うフラットニングによってさらに成長した(滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986a)。

また、変形組織の地域的変化などから、花崗岩体の貫入による温度上昇が変形作用に強く影響したことが指摘されている(Oho, 1982; 池田, 1984; Kanagawa, 1986a, b)。すなわち、温度上昇によって再結晶作用などが促進され、地殻の強度が低下したために強く変形したと考えられている。そうであれば、スレートへき開の発達程度や変形量は変成度と相関を示し、かつ、それらの地域的変化は花崗岩体の分布と対応することが予想される。本研究では、イライト結晶度を変成度の指標として、それと泥質岩の組織との関係およびそれらの地域的変化を花崗岩体周辺だけでなく、より広域的に調べることによって、花崗岩体の上昇・貫入とスレートへき開の発達の関係について検討した。

本研究を進めるにあたり、北村 信東北大学名誉教授には終始ご指導いただいた。東北大学地質学古生物学教室の中川久夫教授、大槻憲四郎博士、東北大学教養部地学教室の蟹沢聡史教授、永広昌之助教授には粗稿を読んでいただき貴重なお助言をいただいた。また、本報告をまとめるにあたっては、東北大学地質学古生物学教室の教官ならびに大学院生の

方々にご討論いただいた。以上の方々に深く感謝の意を表する。

地 質 概 説

本調査地域は、南部北上山地の南部に位置し、ペルム系～下部白亜系の堆積岩類と花崗岩類を主とする貫入岩類が分布する(Fig. 1)。これらの堆積岩類は、おもに安山岩質火砕岩よりなる下部白亜系を除き、泥質岩・砂岩・れき岩を主体とする。ペルム系および中下部三畳系は本地域に広く分布し、岩相の地域的変化も少ないのに対し、上部三畳系～下部白亜系は東西二列に分れて分布し、東西で層序・岩相が異なる。東側の唐桑-牡鹿列では、西側の志津川-橋浦列と異なり上部三畳系・下部ジュラ系を欠くが、志津川-橋浦列に比べ粗粒堆積物が多く積算層厚ははるかに大きい。北上山地の花崗岩類の多くは黒雲母による K-Ar 放射年代が 110～120Ma に集中することから(河野・植田, 1965)、白亜紀前期の貫入と考えられる。本地域に分布するおもな花崗岩体としては、千厩・折壁・気仙川・広田・入谷・金華山の各岩体がある。なお、北上山地の層序については小貫(1969, 1981)にまとめられている。

本地域の地質構造は南北～北北東-南南西方向の軸を持つ褶曲構造によって特徴づけられ、地層の分布もそれに支配されている。また、泥質岩にはほぼ全域にわたってスレートへき開が発達し、その方向は褶曲軸とほぼ平行である。

泥質岩の組織

ここでは、本地域に分布する泥質岩、とくにスレートへき開の発達した泥質岩の一般的な組織について述べる。

スレートへき開の発達した泥質岩を鏡下で観察した場合、細粒な基質中により大きな粒子が散在し、さらに、基質中あるいは大きな粒子の周囲に黒いすじが発達する組織が認められる(Plate 1, figs. 1, 2)。大きな粒子・基質・黒いすじを本報告では、それぞ

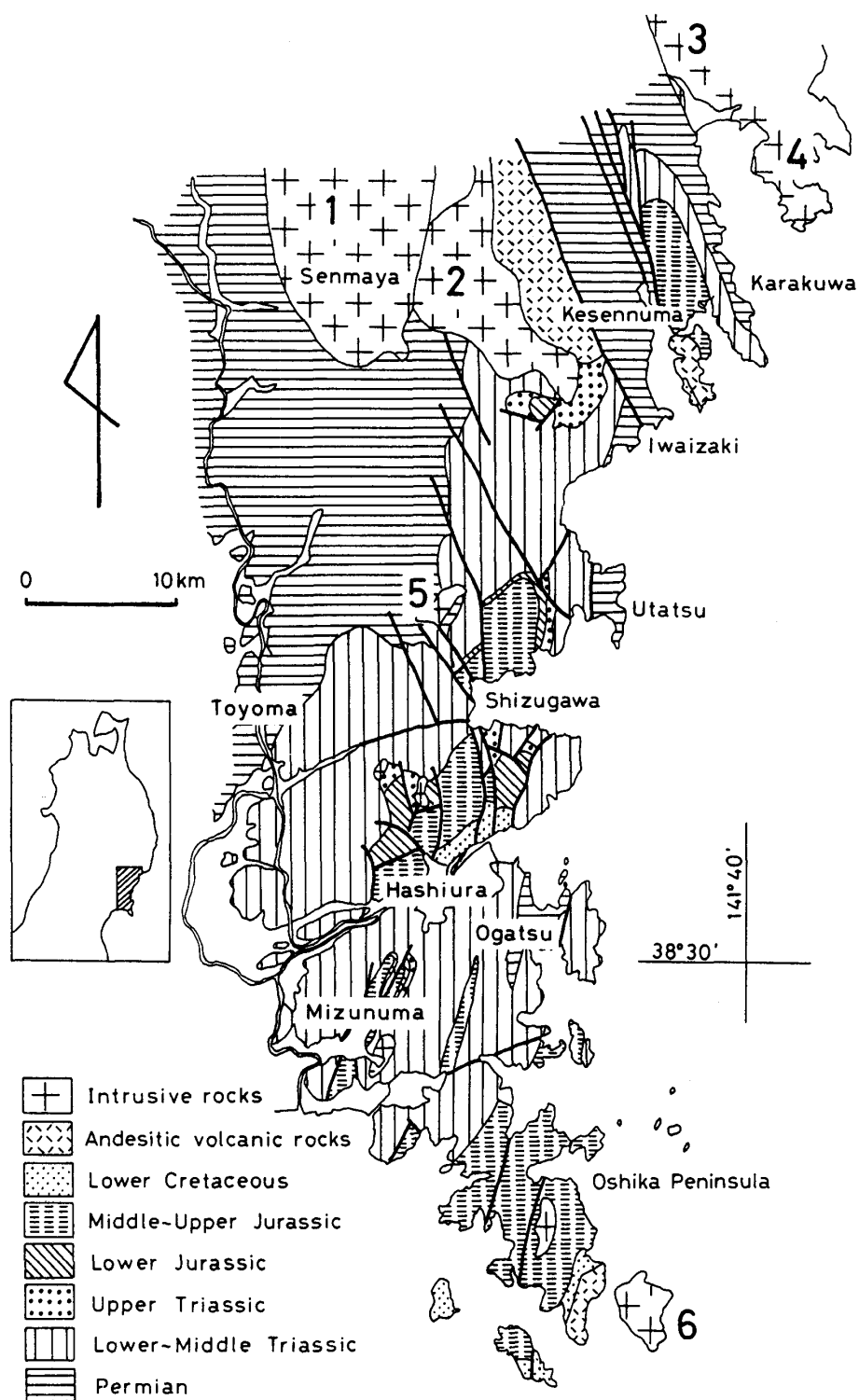


Fig. 1. Geological sketch map of southern part of the South Kitakami Mountains. 1; Senmaya granite, 2; Oriyabe granite, 3; Kesengawa granite, 4; Hirota granite, 5; Iriya granite, 6; Kinkasan granite.

れ粒子・基質・mica-rich seam (於保, 1981; Oho, 1982; 石井, 1985 の dusty part に相当)と呼ぶ。粒子と基質を粒径で厳密に分けることはできないが、粒子は $20\mu\text{m}$ 以上、基質は $10\mu\text{m}$ 以下のものが卓越する。粒子はおもに石英・長石・白雲母よりなり、そのほか黒雲母・緑泥石・不透明鉱物なども含む。その大部分が碎屑性粒子と考えられる。基質はおもにイライト・緑泥石・石英よりなる。mica-rich seam はごく細粒($5\mu\text{m}$ 以下)のイライト・緑泥石・酸化物・炭質物などからなる。

このようなスレートへき開の組織には、以下のような特徴が認められる(石井, 1985; Ishii, in press)。

- (1) 粒子をなす層状珪酸塩鉱物が層理面と平行に定向配列し、しばしば変形しているのに対し、基質や mica-rich seam の層状珪酸塩鉱物はスレートへき開と平行に定向配列し、変形は認められない。
- (2) 粒子をなす層状珪酸塩鉱物は変形しその底面に沿って解離していることが多い。その隙間はイライトや緑泥石によって充填されており、それらはほとんど変形していない。
- (3) 不透明鉱物の粒子の周囲に、スレートへき開と平行に伸びたイライトや緑泥石からなるブレッシャー・フリンジが認められることがある。
- (4) mica-rich seam の発達により、化学組成・鉱物組成および粒径は不均質な分布を示す。

一方、スレートへき開の発達しない泥質岩には、mica-rich seam は認められない。また、粒子の層状珪酸塩鉱物だけでなく、基質の層状珪酸塩鉱物も層理面と平行に弱く定向配列している。したがって、スレートへき開は細粒な層状珪酸塩鉱物の定向配列と mica-rich seam の発達による面構造であると言えることができる。

これらの特徴は再結晶・結晶作用を通じてイライトや緑泥石が再配列することによりスレートへき開が形成されたことを示している。

以上のような鏡下で認められる組織は、X 線で測定される緑泥石やイライトの定向配列にも反映している。Fig. 2 に X 線ゴニオメータで透過法(Decker *et al.*, 1948)によって測定した緑泥石とイライトの定向配列を示す。すなわち、緑泥石とイライトの底面の極の分布密度を平均分布密度に対する比としてシュミットネット上に表したものである。

スレートへき開の発達する泥質岩の多くは、緑泥石・イライトともに、スレートへき開の方向に最も集中した斜方対称の対称性をもつ定向配列を示す

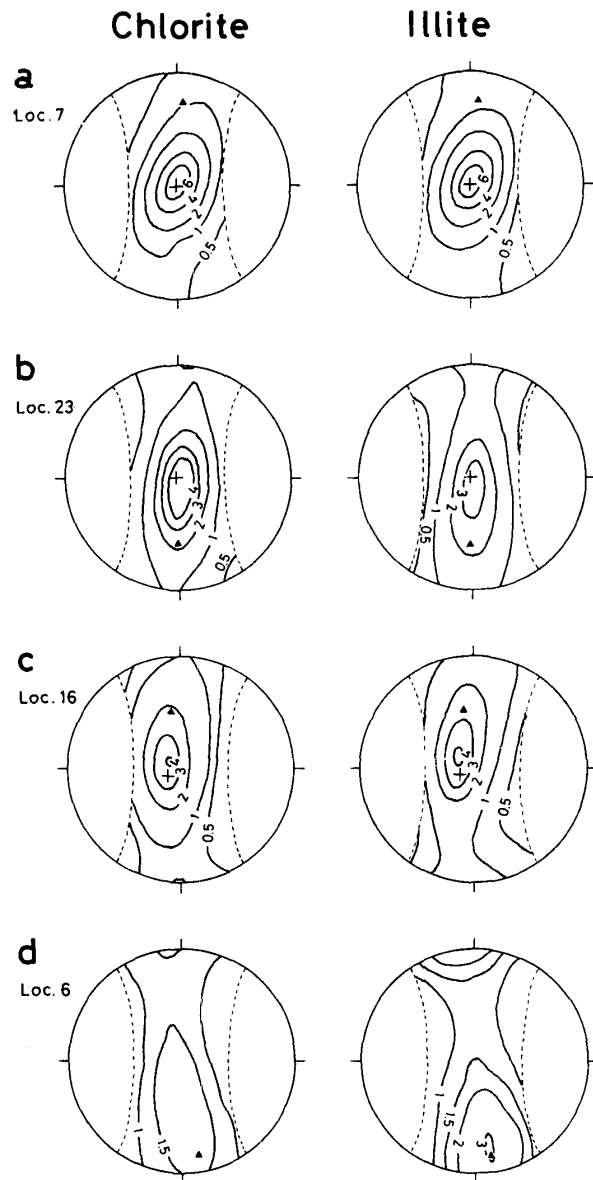


Fig. 2. Pole figures of basal planes of chlorite and illite. Contour is the ratio of distribution density to mean density. Cross and triangle indicate the pole to slaty cleavage and the pole to bedding plane, respectively. The localities of samples are shown in Fig. 4.

(Fig. 2a). しかし、一部の試料ではイライトの定向配列が単斜対称の対称性を示す (Fig. 2b, c). すなわち、ほぼスレートへき開の方向で分布密度が最も高いが、層理面の方向に尾を引くような定向配列を示す。このような単斜対称の定向配列はスレートへき開に平行な定向配列と層理面に平行な定向配列とが重なり合った結果と考えられる (Ishii, in press). 前者は基質や mica-rich seam を構成するイライトの定向配

列であり、後者は粒子を構成する白雲母や黒雲母のそれである。また、緑泥石が単斜対称の定向配列を示さないのは、粒子をなす緑泥石が少ないためと考えられる (Ishii, in press). スレートへき開の発達しない泥質岩では、層理面の方向に最も集中した定向配列を示す (Fig. 2d).

変 成 作 用

変成鉱物

千厩・折壁・気仙川・入谷などの花崗岩体周辺の泥質岩には、黒雲母・キン青石・紅柱石・ザクロ石・白雲母・直閃石・カミングトン閃石・単斜輝石などの変成鉱物が生じている。千厩岩体周辺でのおもな変成鉱物の分布を Fig. 3 に示す。黒雲母は岩体から 3~6km まで、キン青石は 1~1.5km まで分布し、岩体西方より岩体南方で分布範囲が広い。気仙川岩体や入谷岩体周辺においても同様の変成鉱物がほぼ同様の順序で出現している (池田, 1984; Kanagawa, 1986b).

イライト結晶度

花崗岩体周辺を除き、本地域に広く分布する泥質岩の基質部はおもに緑泥石とイライトによって構成されている。このような低度変成岩については、近年、イライト結晶度・炭質物の石墨化度・同位体組成などを用いた研究が数多くなされ、これらが変成度の指標として有効であることが示されている (Frey *et al.*, 1980; Kisch, 1980; Duba and Williams-Jones, 1983; Weaver, 1984 など). 北上山地においては、遠野岩体西方で炭質物を用いた研究がなされている (奥山, 1980).

本研究では、イライト結晶度を変成度の指標として用い、その広域的分布を調べた。イライト結晶度 (Illite crystallinity, Weaver, 1960; Kubler, 1968) は、X 線回折によるイライトの 10 Å ピークの鋭さで示され、ピークの鋭いものほど高い変成度を示す。測定には 2μm 以下の定向試料を用い、10 Å ピークの鋭さをその半価幅(2θ 角度)で表わし、これを IC とした (Ishii, in press). すなわち、IC が小さいほど高い変成度を示す。Fig. 4 に測定結果を示す。さらに、変成度を広域的に調べるため、Fig. 4 に示した試料以外についても同様の測定を行った。しかし、この測定では試料作成を簡略化し、全岩をすりつぶした粉末の無定向試料を用いたので、これを ICb として区別する (Fig. 5). 一般にイライト結晶度は 2μm 以下の試料で測定されている。これは、碎屑性の白

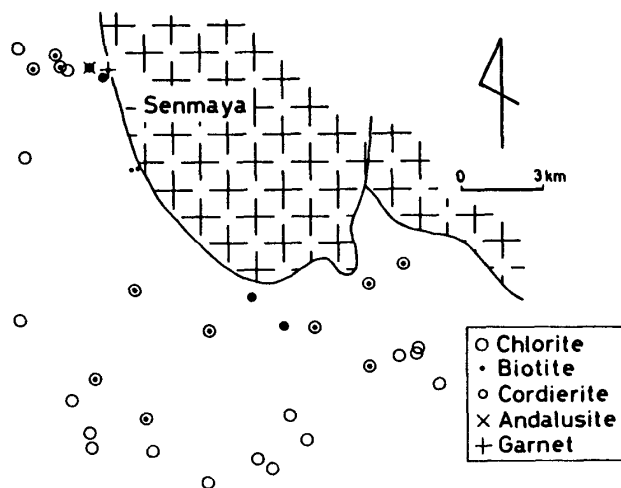


Fig. 3. Distribution of some metamorphic minerals in argillaceous rocks around the Senmaya granitic body.

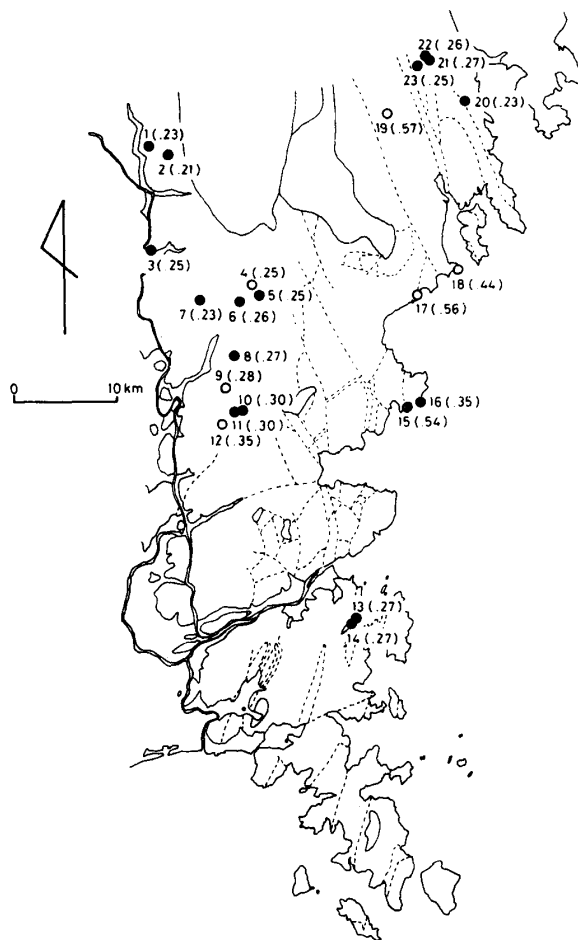


Fig. 4. Localities of samples and their IC values (in parentheses). Closed circles indicate samples with measurement of preferred orientation of chlorite.

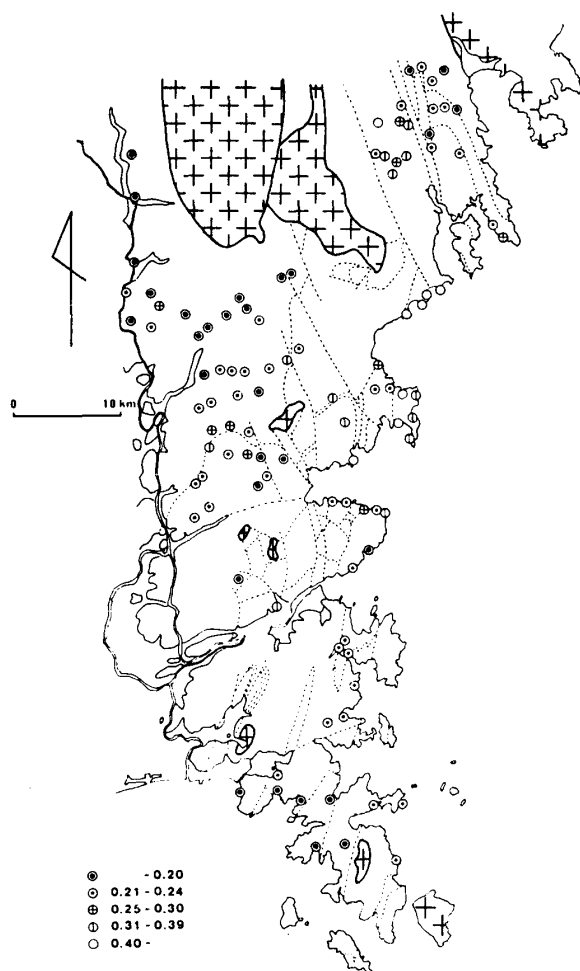


Fig. 5. Regional variation of ICb.

雲母などを取りのぞき、できる限り自生のイライトの測定値を得るためである。一般に、粗粒な試料ほど小さい測定値が得られる。Fig. 6 に示すようにほぼ $ICb = IC - 0.05$ となる。

Ishii (in press) は変成作用による緑泥石の組成変化とイライトや緑泥石の粒径変化を X 線分析によって検討し、 $IC = 0.29$ を境として緑泥石の均質化とイライトや緑泥石の粗粒化が起こったことを明らかにした。また、Fig. 3 と Fig. 4 より、黒雲母アイソグラッドはほぼ $IC = 0.22$ に相当することがわかる。

Fig. 7 に示すように、千厩岩体周辺では岩体から離れるに従って IC は大きくなる。すなわち、岩体に近いほど変成度が高い。ICb の測定結果も含めてより広域的に変成度の変化をみると、千厩岩体周辺のほか、雄勝～牡鹿半島および気仙沼北方～岩井崎・歌津・入谷岩体西方で $IC = 0.29$ (ICb ではほぼ 0.24)

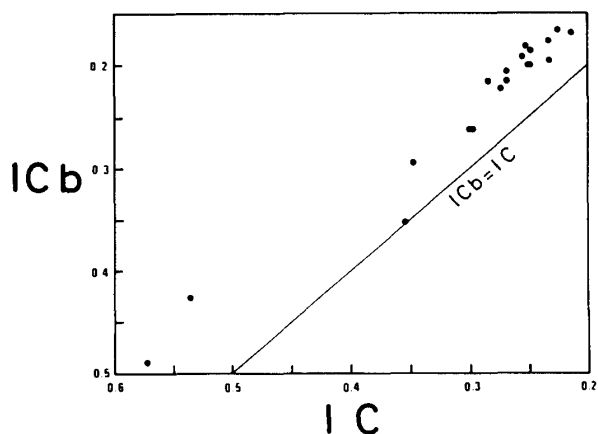
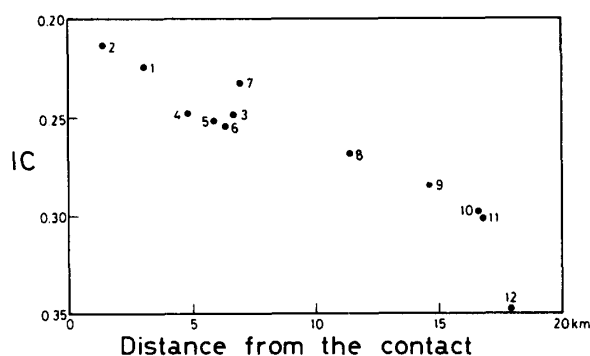
Fig. 6. Relation between ICb and IC. A straight line indicates $IC = ICb$.

Fig. 7. Relation between IC and the distance from the contact with the Senmaya granitic body. The numbers are the same as in Fig. 4.

より低い変成度を示す。従って大局的には、気仙沼北方～岩井崎・歌津で低く、その東西両側で高い変成度分布になっている。このような変成度分布を花崗岩体との関係で見ると、千厩岩体をはじめ、気仙沼地方～岩井崎では、折壁岩体に比較的近いにもかかわらず、変成度は低い。層準別に見ると、気仙沼北方～岩井崎および歌津のペルム系は、その他の地域のペルム系に比べ、著しく変成度が低い。それに対し、登米東方の三畳系や唐桑・牡鹿半島の三畳系・ジュラ系は高い変成度を示す。また、唐桑・志津川・牡鹿半島などそれぞれの地域でペルム系からジュラ系までを比較した場合、下位層ほど変成度が高いというような関係は認められない。さらに、変成度の大局的な分布は地質構造の方向とも斜交する。たとえば、東西 2 列に分布するジュラ系の間の背斜部に

位置するペルム系を比較すると、雄勝のペルム系に比べ歌津や岩井崎のペルム系は著しく変成度が低い。

変成度の分布を支配する要因としては、埋没による温度の上昇と花崗岩類からの熱の供給による温度の上昇が考えられる。しかし、変成度と層準や地質構造との間に相関が認められないことから、本地域の変成度の分布がおもに埋没深度に支配されていたとは考えにくい。一方、千厩岩体周辺では、千厩岩体からの距離と変成度とが非常に良い相関を示すが、このことは本地域の変成度の分布が花崗岩類によって支配されていたことを強く示唆している。しかし、広域的には花崗岩体の分布と変成度とが良く対応するとは言えない。

ところで、気仙沼北方～岩井崎・歌津で低く、その東西両側で高いという大局的な変成度分布は片田(1974)による北上山地白亜紀花崗岩類の分帯と比較して興味深い。片田(1974)は北上山地の白亜紀花崗岩類を岩相・分布などによりⅠ～Ⅵ帯に分けている。そのうち南部北上山地には、Ⅴ・Ⅵ帯の花崗岩類が分布する。Ⅴ帯とⅥ帯の花崗岩類の分布は複雑に入り組んでいるが、大局的には北北西－南南東方向に帯状分布する。すなわち、Ⅴ帯の人首－千厩－入谷岩体と遠野－気仙川岩体およびⅥ帯の内野－折壁岩体などである。このような花崗岩類の分布と変成度の分布を比べてみると、Ⅴ帯の花崗岩類分布域とその延長では変成度が高く、Ⅵ帯のそれでは低くなっている。Ⅴ帯とⅥ帯とでは花崗岩類の岩相が異なり、両帯の花崗岩類は、マグマの生成・分化の過程だけでなく、上昇・貫入の様式も異なっていたと考えられる。そして、母岩に対する熱的・力学的影響も異なっていたであろう。したがって、片田(1974)による花崗岩類の分帯と変成度の分布が対応することは、千厩岩体からの距離と変成度の非常に良い相関とともに、本地域の変成度がおもに花崗岩類からの熱の供給に支配されていたことを示していると考えられる。また、変成度の広域的变化が個々の花崗岩体の分布と必ずしも良く対応しない原因としては、母岩に対する熱的効果の岩体による違いと潜在する花崗岩体の2つが考えられる。

層状珪酸塩鉱物の定向配列と変成作用との関係

スレートへき開は、イライトや緑泥石の再結晶・結晶作用を通じて形成されたものであり、その発達如花崗岩体の貫入に伴う温度上昇によって促進されたのであれば、変成度が高いほどスレートへき開が良く発達していることが予想される。スレートへ

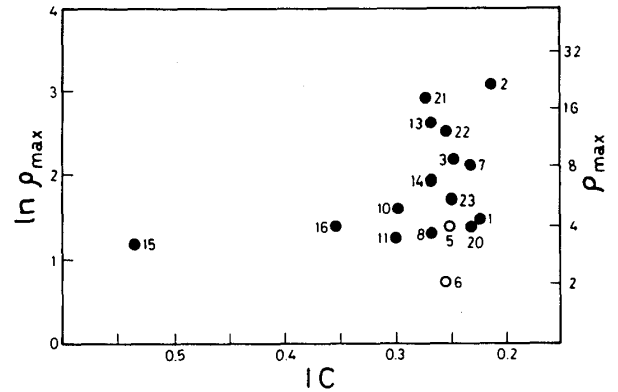


Fig. 8. Relation between ρ_{\max} and IC. Open circles indicate samples with maximum distribution density oriented toward bedding plane. The numbers are the same as in Fig. 4.

き開の発達の程度は、mica-rich seamの間隔や連続性、または緑泥石やイライトの定向配列の程度によって表すことができる。本研究では、緑泥石の定向配列の平均密度に対する比で表した最大分布密度(ρ_{\max})をスレートへき開の発達度として用いる(Ishii, in press).

Fig. 8は、Fig. 4で黒丸で示した試料について、ICと ρ_{\max} の関係を示したものである。スレートへき開の発達しない試料では、分布密度は層理面の方向で最も高いので、白丸で示し区別した。この図で、IC=0.29より変成度の低い領域に ρ_{\max} の大きいものはない。Oho(1982)によるスレートへき開の発達度の広域的变化とICやICbの分布(Figs. 4, 5)とを比較しても、変成度の低い地域でスレートへき開の良く発達した地域は認められない。一方、IC=0.29より変成度の高いものにも、定向配列の程度の良いものからスレートへき開のまったく発達しないものまである。したがって、変成度は定向配列の発達を支配した要因の1つであり、IC=0.29という変成度は定向配列が良く発達するための必要条件であったと考えられる。

なお、IC=0.29という値は緑泥石やイライトの粗粒化や緑泥石の組成の均質化に必要な変成度と一致する。このような一致は、定向配列の形成・発達に再結晶・結晶作用などの変成作用が大きく寄与したことを示している(Ishii, in press).

千厩岩体周辺の泥質岩の組織

Fig. 9に千厩岩体周辺の泥質岩の組織の地域的变化を示す。黒丸(5)で示した泥質岩では接触変成作用により原岩の組織がまったく保存されていないのに

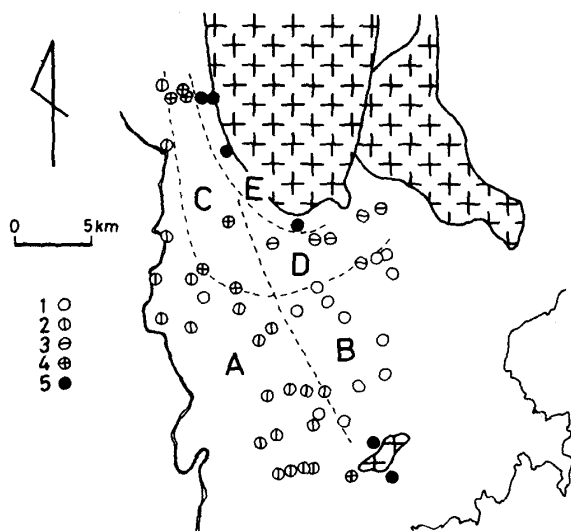


Fig. 9. Variation of microstructure of argillaceous rocks around the Senmaya granitic body. 1; argillaceous rocks without mica-rich seams, 2; argillaceous rocks with mica-rich seams, 3; argillaceous rocks with metamorphic biotite, 4; argillaceous rocks with mica-rich seams and metamorphic biotite, 5; argillaceous rocks with entirely metamorphosed texture.

対し、そのほかの泥質岩には碎屑性粒子や層理面などの原岩組織が保存されている。また、縦線の入った丸(2, 4)は mica-rich seam の発達したものを示し、接触変成作用により黒雲母の生じたものを横線の入った丸(3, 4)で示している。これらの特徴により、この地域は A~E の5つの地域に明瞭に分けられる。したがって、C・D・E 地域では接触変成作用によって黒雲母が生じている。なお、以下に述べるように、mica-rich seam の発達と緑泥石やイライトのスレートへき開に平行な定向配列の発達とはほぼ対応する。以下、それぞれの地域ごとに泥質岩の組織の特徴を述べる。

A 地域の大部分の泥質岩には mica-rich seam が認められ、基質の層状珪酸塩鉱物はスレートへき開と平行に定向配列する。すなわち、スレートへき開の発達した一般的な泥質岩の組織を示す。

B 地域の泥質岩では mica-rich seam はまったく認められないか、もしくはとくに大きな粒子の周囲などに局部的に見られるのみである。基質の層状珪酸塩鉱物はほぼ層理面の方向に定向配列している。

C 地域では接触変成作用により黒雲母が生じているが、その他の点では A 地域の泥質岩と同様の組織を示す(Plate 1, fig. 3)。すなわち、mica-rich seam

が認められ、基質の緑泥石やイライトはスレートへき開と平行に定向配列するものの、接触変成作用によって生じた黒雲母は一般に定向配列を示さない。このような層状珪酸塩鉱物の配列様式は X 線ゴニオメータによる測定結果にも明瞭に認められる。Fig. 10 は於保(1981)と同様の方法で測定した、スレートへき開と直交する面内での X 線反射プロファイルである。すなわち、スレートへき開からの角度(於保, 1981, 第7図の角度 β)に対する層状珪酸塩鉱物の底面による X 線反射強度の変化を示し、層状珪酸塩鉱物の二次元的な定向配列を表している。a は緑泥石(002), b はイライト(002)+黒雲母(001)の反射強度を示す。a の緑泥石はその底面がスレートへき開と平行に定向配列している。一方 b のプロファイルでは、a と同様のスレートへき開と平行な定向配列を示すなだらかな曲線に、さらにいくつかの鋭いピークが重なっている。鏡下での観察との比較から、なだらかな曲線が定向配列したイライトに、鋭いピークが定向配列を示さない黒雲母にそれぞれ対応づけられる。また、このような定向配列を示さない黒雲母には mica-rich seam を包有しているものがある(Plate 1, figs. 4, 5)。これらの mica-rich seam は基質中の mica-rich seam に連続していることが多く、両者の間に変位や屈折は認められない。

D 地域では、mica-rich seam は認められず、接触変成作用によって生じた黒雲母は定向配列を示さない(Plate 1, fig. 6)。また、キン青石の斑状変晶中には、石英などの粒子が層理面の方向に配列した状態で保存されている。

E 地域では原岩の組織が認められないことと変成鉱物の定向配列による面構造が発達することが特徴としてあげられる。千厩岩体西方では、E 地域の泥質岩の組織は千厩岩体から離れるに従って次のように変化する。まず、千厩岩体のごく近傍では、黒雲母は底面と平行に伸長した自形～半自形をなし、良く定向配列する。また、石英はポリゴナル組織を示す(Plate 2, figs. 1, 2)。その外側では、黒雲母は同様の形態および定向配列を示し、石英も黒雲母の定向配列による面構造と平行に伸長している(Plate 2, figs. 3, 4)。さらにその外側では、黒雲母は他形をなし、外形の長軸方向の配列による形態定向配列を示すものの、(001)面の格子定向配列は示さない。石英は面構造と平行に伸長している(Plate 2, fig. 5)。以上をまとめると、千厩岩体から離れるに従って、石英はポリゴナル組織から面構造と平行に伸長した組織に変化し、黒雲母は自形～半自形から他形へ、また、

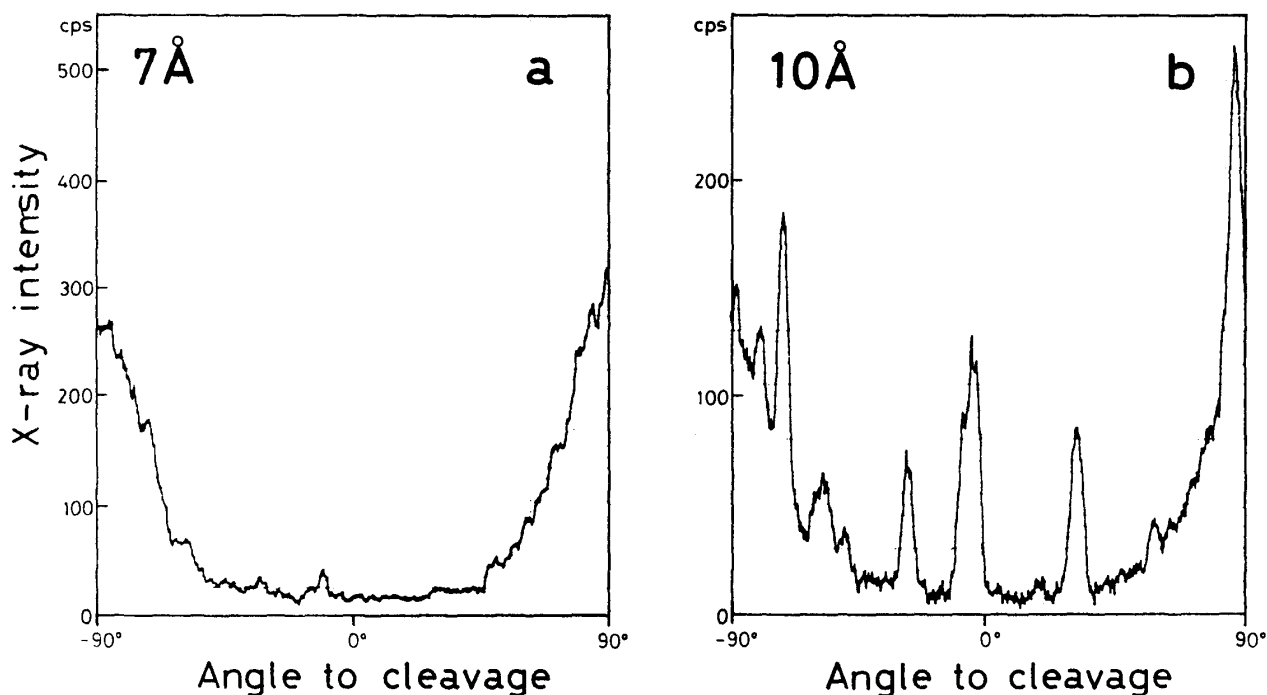


Fig. 10. X-ray diffraction profile of an argillaceous rock in C area of Fig. 9, measured for a section normal to the slaty cleavage. Chlorite (a) and Illite (smooth curve in b) show preferred orientation parallel to the slaty cleavage. Biotite (sharp peaks in b) show random orientation. Photomicrographs of this rock are plate 1, figs. 3, 4 and 5.

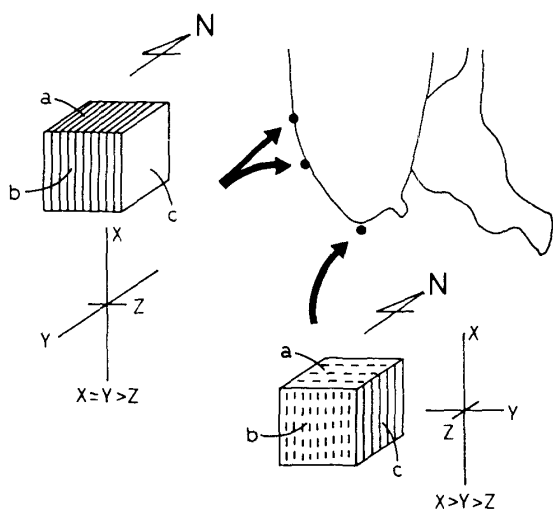


Fig. 11. Metamorphic foliations of argillaceous rocks and estimated strain modes around the Senmaya granitic body. Broken lines represent weaker preferred orientation than solid lines.

格子定向配列を示すものから示さないものへ変化している。

E 地域のうち、千厩岩体に近い地域の泥質岩を互いに直交する 3 枚の薄片で観察した時の、黒雲母の模式的配列様式を Fig. 11 に示す。千厩岩体西方では、黒雲母の定向配列による面構造はほぼ南北方向で鉛直である。面構造と平行な薄片(c 面)では、黒雲母はまったく定向配列を示さない。一方、岩体南方の泥質岩の黒雲母は、a 面では東西方向、b 面および c 面では鉛直方向に定向配列している。また、c 面に比べ a 面および b 面での定向配列の程度は悪い。このような黒雲母の定向配列が、黒雲母晶出時の歪(または応力)楕円体を反映していると仮定すれば、それは定性的に図のように推定される。すなわち、岩体西方では東西方向の一軸圧縮であり、岩体南方では南北方向の圧縮と鉛直方向の伸長である。

なお、Oho(1982)の O-class の泥質岩の分布域はほぼ C・D 地域に相当する。彼が指摘するようにこの地域の黒雲母は定向配列を示さないが、前述のように緑泥石やイライトは C 地域では明らかに定向配列している。

A 地域にはスレートへき開が発達するのに対し、B 地域には発達しない。その境界線は北北西-南南東方向に引かれ、接触變成作用によって黒雲母が生じている地域にもそのまま延長される (Fig. 9)。つまり、接触變成作用によって晶出した黒雲母の分布域とこの境界とは明らかに斜交する。このことはスレートへき開の形成と接触變成作用による黒雲母の晶出が重複関係にあることを暗示している。さらに、C 地域の黒雲母が、緑泥石やイライトと異なり一般に定向配列を示さず、しばしば mica-rich seam を包有していることは、黒雲母の晶出がスレートへき開形成以後であり、晶出以後はほとんど形成していないことを示している。一方、E 地域の泥質岩が示す面構造の方向は岩体西方で南北方向、岩体南方で東西方向であり、全体として岩体の外形と平行である。したがって、この面構造は岩体の貫入・定置に伴う変形によるものであり、その影響は C・D 地域にはほとんど及ばず、狭い範囲に限られていたと考えられる。また、岩体西方と岩体南方との間の黒雲母の定向配列の違いは、岩体の貫入による岩体の境界に垂直な圧縮と東西方向の広域的な圧縮が重なり合ったために生じたと考えられる。同様のことは、入谷岩体についても Kanagawa (1986b) によって指摘されている。また、E 地域の泥質岩の黒雲母や石英の組織の変化は、岩体に近いほど高温下で変形したことを示すものであろう。

気仙川岩体の西側に位置する唐桑付近においても、泥質岩の組織は地域的に変化し、東から西へ順に E・C・A 地域と同様な組織が認められる。

花崗岩体の上昇・貫入とスレートへき開形成の関係

スレートへき開は南部北上山地のほぼ全域に発達し、その方向もほぼ一定である。また、スレートへき開の方向は歪楕円体の最短軸と直交している (滝沢, 1981; 池田, 1984; 石井, 1985)。したがって、スレートへき開は東西-西北西-東南東方向の広域的な圧縮変形作用によって形成されたと考えられる。また、これまで述べてきたように、スレートへき開が良く発達するためには花崗岩類からの熱の供給が必要であった。しかし、千厩岩体周辺の泥質岩の組織より、スレートへき開は岩体の貫入によって黒雲母が晶出する以前に形成されていたと考えられ、一見矛盾するように思われる。

マグマの貫入による母岩の温度変化は、Jaeger (1959) によって計算されており、その結果を概念的に示したのが Fig. 12a である。この図は融点の温度

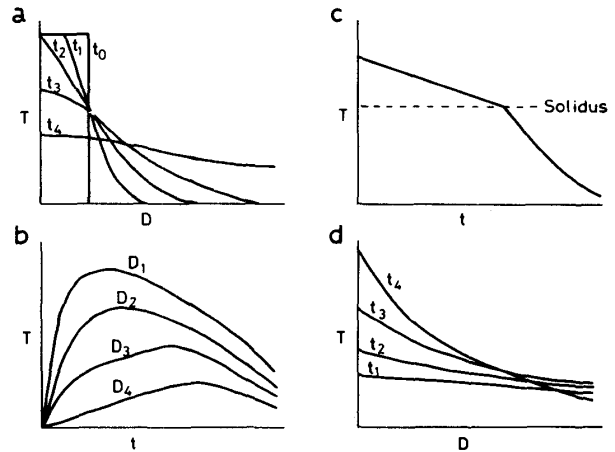


Fig. 12. Change in temperature by magma intrusion. a and b: change in temperature of host rocks (T) after the sudden intrusion of magmatic body. c: change in temperature of magmatic body (T) before and after the emplacement. d: change in temperature of host rocks (T) during the ascent of magmatic body. D: Distance from the magmatic body. t: time.

のマグマが $t=t_0$ に突然貫入したと仮定し、その後の温度変化 ($t_1 \rightarrow t_4$) を示している。横軸は貫入岩体からの距離である。マグマから熱が徐々に伝わるため、母岩の温度の時間変化は、Fig. 12b に示すように、貫入岩の近傍 (D_1) では急激に上昇したのちゆっくり冷え、離れた所 (D_4) ではゆっくり上昇しゆっくり冷える。この場合、岩体近傍で黒雲母が晶出したのちに、より離れた地域で緑泥石やイライトの再結晶・結晶作用が起こることになり、千厩岩体周辺で観察される泥質岩の組織と矛盾する。そこで次に、マグマの上昇過程も考慮に入れてみる。たとえば、マグマは粥状の状態では上昇し、完全に固結した時に定置するとする。この場合、マグマ自身の温度は Fig. 12c のように時間変化するものと考えられる。すなわち、上昇の過程では潜熱のため高温に保たれ、ソリダスに達して定置したのちは急激に冷えると考えられる。したがって、マグマは上昇中母岩を広域的に温めるが、定置した後は岩体近傍を一時的に高温にするだけと考えられる (Fig. 12d)。すなわち、Fig. 12a は、マグマの上昇速度が非常に速いため、上昇中はほとんど母岩を温めなかった場合に相当する。Fig. 12a と d のどちらになるかはおもにマグマの上昇速度と母岩の熱拡散率によって決まる。母岩の熱拡散率が大きいほど、またマグマの上昇速度が遅いほど d

のような温度変化が期待される。千厩岩体周辺での泥質岩の組織より、花崗岩体は比較的ゆっくり上昇したものと推定される。さらに、片田(1974)の花崗岩類の分帯と変成度の対応関係を考慮すれば、V帯の花崗岩体はVI帯のそれに比べよりゆっくり上昇したと推定される。

以上のことより、広域的な変形作用のもとで、花崗岩体の上昇中に地殻が広域的に温められ、その時にスレートへき開が形成されたと考えられる。その後、広域の変形作用は弱まり、岩体の貫入・定置に伴いそのごく近傍だけが変形し、岩体の外形に平行な面構造が形成されたと考えられる。

Hayami (1961) は、唐桑・牡鹿半島・志津川・水沼各地域のジュラ系のアンモナイト化石の形態より、変形量は牡鹿半島で最も大きく、唐桑・水沼がそれに次ぎ、志津川ではほとんど変形していないことを示した。このようなアンモナイト化石の示す変形量は褶曲やスレートへき開の発達度と一致する(Oho, 1982)。一方、ICbによって示される変成度(Fig. 8)も、牡鹿半島・唐桑で高く、志津川で低いという分布を示し、これらと調和的である(水沼地域には測定値がない)。また、褶曲やスレートへき開は座屈作用とそれに引き続くフラットニングによって形成され(滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986a)、花崗岩類の活動による温度上昇がフラットニングへの移行をもたらしたと考えられる(石井, 1985)。

これらのことを考え合せると、以下のような変形史が考えられる。まず、東西方向の広域的圧縮変形作用のもとで、比較的低温条件で褶曲が形成された。この時の変形量には、あまり地域差はなかったであろう。その後、花崗岩体の上昇によって広域的に温度が上昇した時に、褶曲がさらに成長するとともにスレートへき開が形成された。その程度は地域的に異なり、変成度、さらに言えば花崗岩体の上昇温度に強く支配されたと考えられる。そして、地表に露出する花崗岩体が最終的な位置に達した時には、広域の変形作用は弱まっていたと考えられる。

結 論

1. 南部北上山地は前期白亜紀に、花崗岩体の上昇・貫入により、広域的に変成作用を受けた。その変成度は、気仙沼北方～岩井崎・歌津で低く、その東西両側で高いという広域的特徴を示す。
2. スレートへき開が良く発達するためにはIC = 0.29 よりも高い変成度が必要であった。
3. 千厩岩体周辺の泥質岩の組織は地域的に変化し、

緑泥石・イライト・黒雲母の定向配列などによって5地域に分けられる。また、接触変成作用によって生じた黒雲母はスレートへき開の組織に重複した組織を示す。

4. このような泥質岩の組織の地域的变化は花崗岩体の上昇・貫入という一連の現象との関連において理解できる。すなわち、スレートへき開は、花崗岩体の上昇によって地殻が広域的に温められた時に、広域の変形作用によって形成されたものである。一方、花崗岩体が最終的な位置に達した時には、広域の変形作用は弱まり、花崗岩体のごく近傍だけが変形した。

引 用 文 献

- Decker, B. F., Asp, E. T. and Harker, D., 1948, Preferred orientation determination using a Geiger counter X-ray diffraction goniometer. *Jour. Appl. Phys.*, v. 19, p. 388-392.
- Duba, D. and Williams-Jones, A. E., 1983, The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: A case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Econ. Geol.*, v. 78, p. 1350-1360.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U. and Schwizer, B., 1980, Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geol. Helv.*, v. 73, p. 173-203.
- Hayami, I., 1961, Geologic history recorded in the Kitakami Jurassic. Jurassic stratigraphy of South Kitakami, Japan, III. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, v. 32, p. 191-204.
- 池田幸夫, 1984, 南部北上山地における白亜紀前期の造構作用の研究. 広島大地学研報, no. 24, p. 99-157.
- 石井和彦, 1985, 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程. 地質学雑誌, v. 91, p. 309-321.
- Ishii, K., in press, Grain growth and re-orientation of phyllosilicate minerals during the development of slaty cleavage in the South Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Struct. Geol.*
- Iwamatsu, A., 1969, Structural analysis of the Tsunakizaka syncline, in the Southern Kitakami mountainous land, Northeast Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, v. 23, p. 227-235.
- , 1975, Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous land, Northeast Japan. *Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. II*, v. 19, p. 95-131.

- Jaeger, J. C., 1959, Temperature outside a cooling intrusive sheet. *Amer. Jour. Sci.*, v. 257, p. 44-54.
- Kanagawa, H., 1986a, Early Cretaceous folding and cleavage in the Kitakami Mountains, analysed in the Ofunato terrane. *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 92, p. 349-370.
- , 1986b, Cleavage development around the Iriya granite in the southern Kitakami Mountains. *Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. II*, v. 21, p. 199-204.
- 片田正人, 1974, 北上山地の白亜紀花崗岩類, VI. 南部北上山地の花崗岩類および全北上山地花崗岩類の分帯区分. 地質調査所報告, no. 251, p. 121-133.
- Kisch, H. J., 1980, Illite crystallinity and coal rank associated with low-grade metamorphism of the Taveyenne graywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, v. 73, p. 753-777.
- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Imp. Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. II*, v. 5, p. 219-578.
- 河野義礼・植田良夫, 1965, 本邦産火成岩の K-A dating (II) — 北上山地の花崗岩類. 岩鉱誌, v. 53, p. 143-154.
- Kubler, B., 1968, Évaluation Quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. État des progrès réalisés ces dernières années. *Centre. Rech. Pau-S. N. P. A., Bull.*, v. 2, p. 385-397.
- 於保幸正, 1981, 南部北上山地牡鹿半島におけるスレートへき開組織. 地質学雑誌, v. 87, p. 657-673.
- Oho, Y., 1982, Effective factors controlling cleavage formation and other microstructures in the South Kitakami Mountains. *Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci., Sec. II*, v. 20, p. 345-381.
- 奥山康子, 1980, 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. 岩鉱誌, v. 75, p. 359-371.
- 小貫義男, 1969, 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研報, no. 69, p. 1-239.
- , 1981, 北上山地. 北上川流域地質図(二十万分之一)説明書, 長谷地質調査事務所, p. 3-223.
- 滝沢文教, 1981, 南部北上雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造—とくにスレートへき開との関連. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 43-57.
- Tokuyama, A., 1965, Faltungsstockwerken in der Ojika-Halbinsel, Nordostjapans. *Univ. Tokyo, Coll. Gen. Educ., Sci. Pap.*, v. 15, p. 217-235.
- Weaver, C. E., 1960, Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 44, p. 1505-1518.
- , 1984, Shale-slate metamorphism in southern Appalachians. 239 p., *Elsevier*, Amsterdam.

Development of Slaty Cleavage and Emplacement of Granitic Bodies in the South Kitakami Mountains, Japan

Kazuhiko Ishii

Abstract

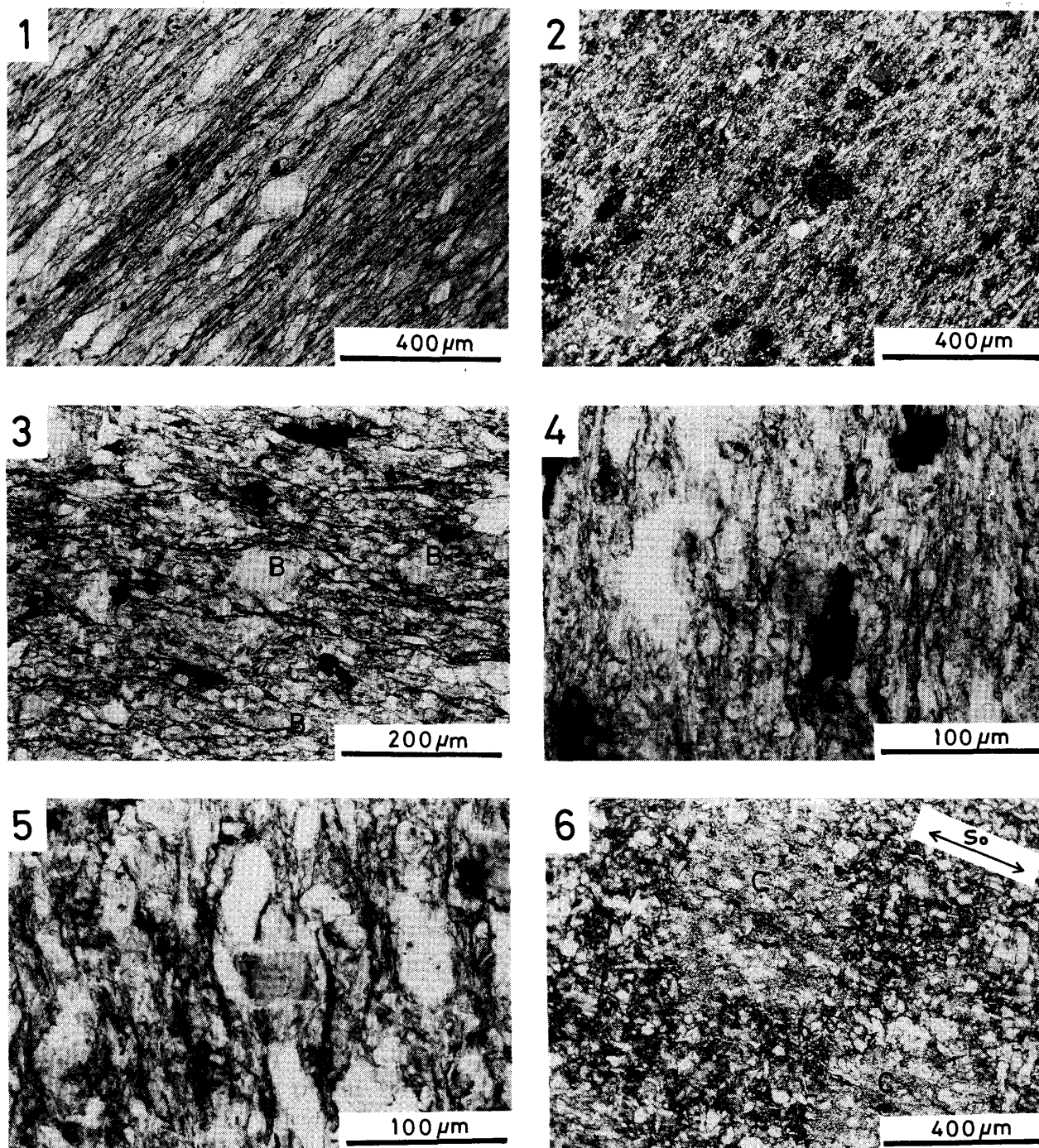
In the South Kitakami Mountains, the Silurian to Lower Cretaceous formations had been folded, cleaved and intruded by granitic bodies during the Early Cretaceous. The relation between the development of slaty cleavage and granite intrusion has been studied by investigating (1) the relation between illite crystallinity (an indicator of metamorphic grade) and the degree of preferred orientation of chlorite and (2) the regional variations of microstructure of argillaceous rocks.

Around the Senmaya granitic body, metamorphic grade increases toward the granitic body. Metamorphic grade is lower in an area between Kesennuma and Utatsu than in other areas. Such regional variations of metamorphic grade are concordant with a zonal arrangement of granitic rocks.

Slaty cleavage is characterized by microstructure with mica-rich seams and preferred orientation of chlorite and illite. This microstructure has developed in association with crystallization and recrystallization of chlorite and illite. Metamorphic grade higher than an IC (illite crystallinity index) value of 0.29 is a requisite for a high degree of preferred orientation of chlorite.

The microstructure of argillaceous rock varies around the Senmaya granitic body. In an outer zone of the contact aureole, chlorite and illite show preferred orientation parallel to the slaty cleavage. However, metamorphic biotite shows no preferred orientation and has inclusions of mica-rich seams, indicating the generation of slaty cleavage prior to the crystallization of metamorphic biotite. In an inner zone of the contact aureole, metamorphic biotite shows preferred orientation parallel to the contact with the Senmaya granitic body.

Consequently, slaty cleavage had been developed during regional heating by the ascent of granitic bodies. After the emplacement of the granitic bodies in the present situation, the deformation of country rocks weakened except in a narrow zone within the contact aureole.

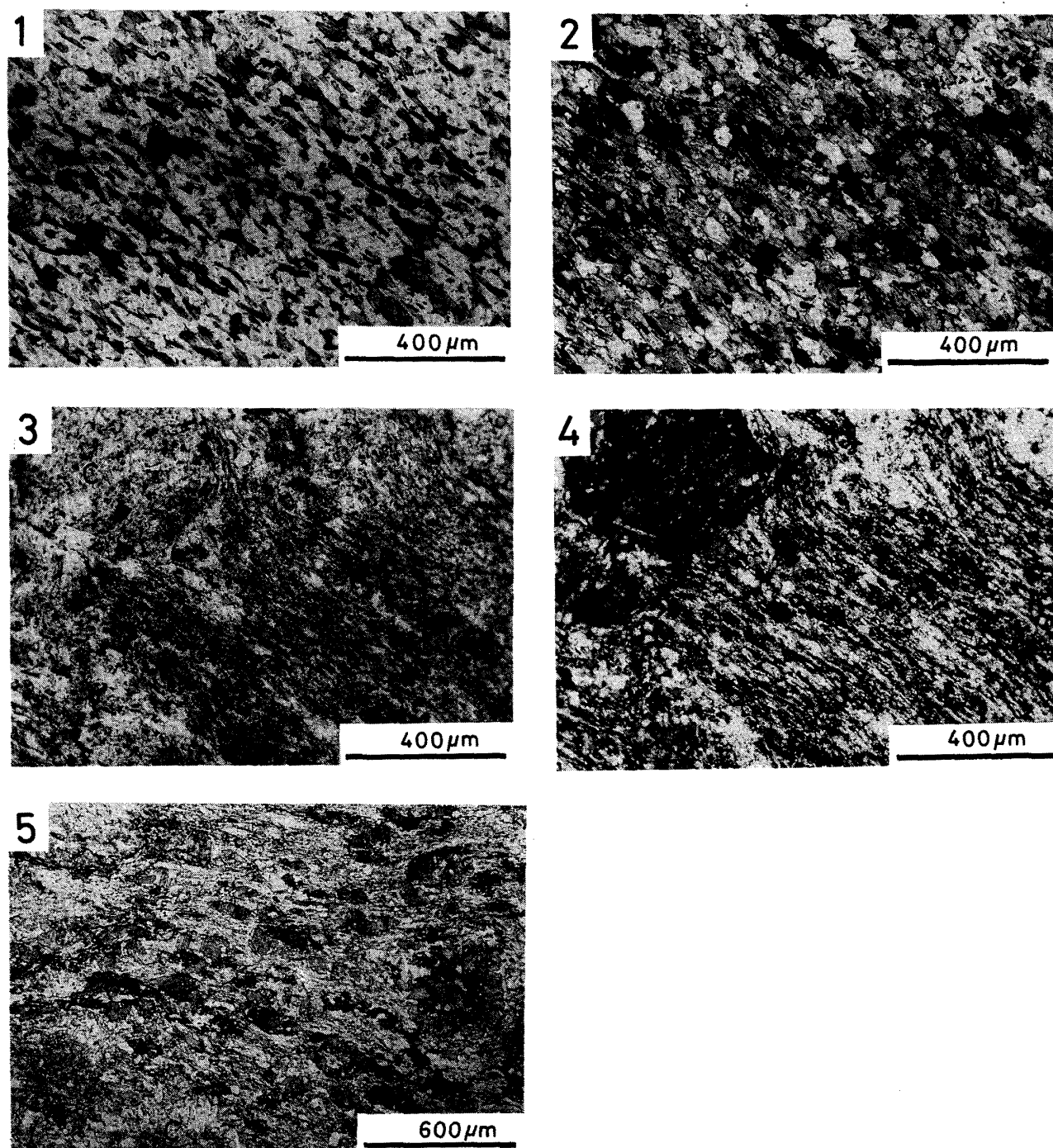


Figs. 1, 2. Photomicrographs of argillaceous rock with slaty cleavage. The microstructure is made of grain, mica-rich seam and matrix. 1: plane-polarized light, 2: crossed nicols.

Fig. 3. Photomicrograph of argillaceous rock in C-area of Fig. 9. Biotite (B) is randomly oriented. Plane-polarized light.

Figs. 4, 5. Photomicrographs of argillaceous rock in C-area of Fig. 9. Biotites (center of figures) include mica-rich seams. Plane-polarized light.

Fig. 6. Photomicrograph of argillaceous rock in D-area of Fig. 9. C: cordierite, So: trace of bedding plane. Plane-polarized light.



Figs. 1, 2. Photomicrographs of argillaceous rocks in E-area of Fig. 9. Biotite shows strong preferred orientation. Quartz shows polygonal microstructure. 1: plane-polarized light, 2: crossed nicols.

Figs. 3, 4. Photomicrographs of argillaceous rocks in E-area of Fig. 9. Biotite shows strong preferred orientation. Quartz shows dimensional preferred orientation. C: cordierite, 3: plane-polarized light, 4: crossed nicols.

Fig. 5. Photomicrograph of argillaceous rock in E-area of Fig. 9. Biotite is xenoblastic and shows no lattice preferred orientation but dimensional preferred orientation. Quartz shows dimensional preferred orientation. A: andalusite, C: cordierite. Plane-polarized light.