

岩石の変形構造からみた南部北上山地の造構作用

池田 幸夫*

Yukio IKEDA

1. 序論

日本の地質構造発達史を、岩石や地層の構造解析の結果に基づいて再検討しようという研究が、最近広島大学の原郁夫助教授と彼の共同研究者達の手によって精力的に行われている。従来とは全く異った視点に立った彼らの研究によって、西南日本の地質構造発達史は一変されようとしている(原他, 1977; 武田他, 1977など)。

東北日本、特に南部北上山地は日本の地質学上最も重要なフィールドの一つとして、多くの研究者によって研究されてきた。従来の研究は主として層序学的、あるいは岩石学的研究を中心に行われ、岩石の変形構造を対象とした構造岩石学的研究は、西南日本と比べて著しく遅れていた。この分野の研究としては加納(1954, 55)の先駆的研究に続いて、TOKUYAMA(1965), IWA-MATSU(1969, 75), 池田(1977)があるぐらいにすぎない。本地域は主として北大、東北大の研究者の努力によって、精度の高い地質図が作製されているので、構造岩石学的な資料の集積によって、南部北上山地の地質構造発達史に関する議論は新しい展開をみるにちがいない。原・梅村(1979)の比較構造解析はこの意味において重要な論文である。

本地域の中・古生層にはスレート劈開がたいへんよく発達し、これに伴って小褶曲、ブーディン、変形礫岩などの変形構造が広範囲に分布して、絶好の構造岩石学的な研究対象となっている。これらの変形構造に関する従来の研究者の考え方には、いくつかの点において問題がある。例えば、スレート劈開を単純に剪断面とみる見方、気仙川岩体の片理を流理とみる見方は、十分な観察を根拠に帰納したものではない。

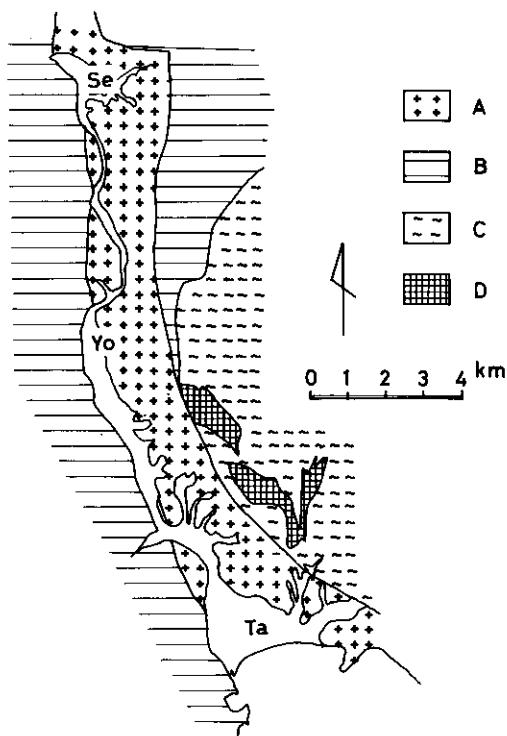
そこでこの報告では、まずこれらの要素的構造の本質を観察結果から帰納し、次に各種変形構造の形成機構、形成時期について考察する。そして最後に従来の地質構造発達史の再検討を試みる。

2. 地質概略

本地域のうち陸前高田市から住田町世田米にかけての地域の地質図は、ISHII *et al.* (1960)によって報告されている。第1図は彼らの地質図の一部である。陸前高田市街地から気仙川にそって、気仙川花崗閃緑岩体が細長く貫入し、その両側に石炭系と二疊系、東側に氷上花崗閃緑岩体が分布する。氷上岩体の中には壺ノ沢変成岩類が補獲岩状に含まれている。これらの岩石は幅約2 km にわたって気仙川岩体から接触変成作用を受け、ホルンフェルスとなっている。河野・植田(1965)によれば、気仙川岩体の K-A 法による絶対年代値は $1.1 \sim 1.2 \times 10^8$ 年と報告されているので、その侵入時期は白亜紀前期であると考えられている。

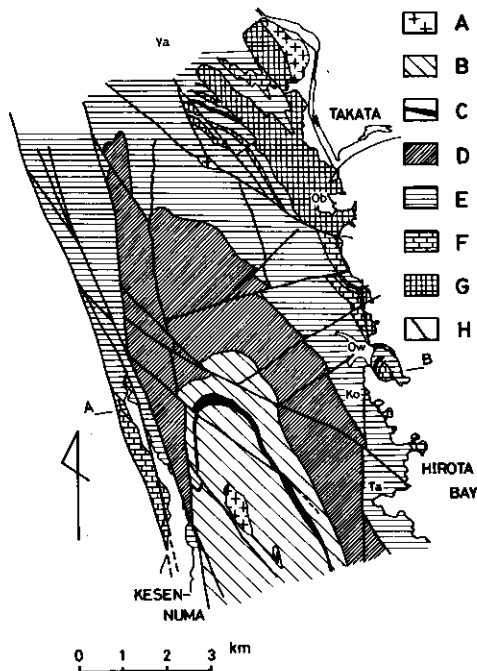
調査地南半分の地質については、神戸・島津(1961)により五万分の一地質図「気仙沼図幅」が発表されていたが、最近、永広(1974)により詳細な地質図が作製されている。第2図は彼の地質図の一部を単純化したものである。彼によると本地域は南落しの軸をもつ綱木坂向斜を基本とし、二疊系、三疊系、およびジュラ系が馬蹄型に分布している。綱木坂向斜の西翼は約30

*広島大学附属福山高校



第1図 気仙川にそった地域の地質図

A: 気仙川花崗閃緑岩体, B: 石炭-二疊系, C: 氷上花崗閃緑岩体, D: 壺ノ沢変成岩類. Ta: 陸前高田市, Yo: 陸前高田市横田町, Se: 住田町世田米. (ISHII *et al.*, 1960より)



第2図 網木坂地域の地質図

A: 気仙川花崗閃緑岩体, B: ジュラ系, C: ジュラ系石割峠累層, D: 三疊系, E: 二疊系, F: 二疊系石灰岩層, G: 二疊系長部礫岩, H: 断層. Ob: 長部, Ow: 大沢, Ko: 小原木, Ta: 只越. (永広, 1974より)

kmの変位をもつ左横ずれ断層(日詰-気仙沼構造線)によって切断されている(永広, 1974)

調査地域のほぼ全域において、多数のヒン岩岩脈が中・古生層を貫いている。これらの中には気仙川岩体の接触変成作用を受けているものがあり、貫入時期はジュラ紀以後白亜紀前期より以前であろう。

3. スレート劈開

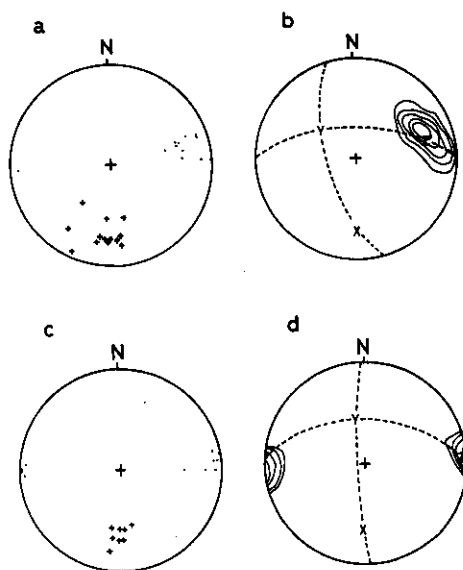
南部北上山地の古生層と三疊系には、スレート劈開とよばれる剥離性に富んだ面構造がよく発達し、南部北上山地で最も普遍的な変形構造となっている。ジュラ系の泥質岩にもスレート劈開がみられることがある(IWAMATSU, 1969)が、特に強く発達しているのは二疊系登米層群と三

豊系稲井層群の泥質岩である。これらは昔から建材用として採掘され、現在でも一部で採掘が続けられている。

本地域の中・古生層には大小様々な小褶曲やブーディン構造などの変形構造が、スレート劈開と密接な成因的關係をもって発達している。特に小褶曲にはスレート劈開がほぼ軸面に平行に発達しているため、これらは典型的な剪断褶曲であるとされた(IWAMATSU,1969:75;木村,1974)。剪断褶曲は軸面に平行な微小なすべり変位の結果として、地層面が曲がってできた褶曲に対して用いられる用語であるが、そのようなすべり変位はほとんどの場合観察することはできない。

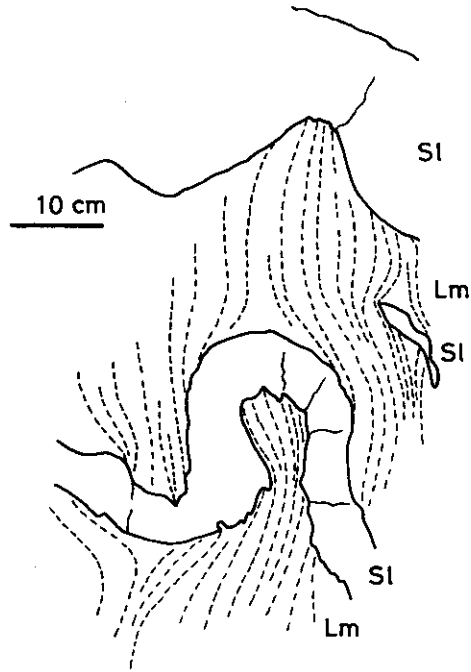
スレート劈開面の本質はひずみ解析によって明らかにできる。本地域の南部、宮城県唐桑町小原木から只越にかけての海岸に分布する二豊系小原木層(永広,1974)の黒色粘板岩には、顕著なスレート劈開とともに多数の石灰質ノジュールが存在する。海岸の露頭では、これらは海水に溶食されて楕円体状の空洞となっている。このような空洞化したノジュールの最長軸と最短軸の方位をユニバーサルクリノメーターで測定して、ステレオ投影した図が第3図aとcである。石灰質ノジュールの変形前の形は球に近い形態をしていたはずであるから、最長軸の最大集中域はこの地域の平均ひずみ楕円体の長軸X、最短軸のそれは短軸Zの方向を与えるはずである(第3図bとd)。中間軸YはXとZから90度の位置として決定できる。

小原木および只越におけるスレート劈開の極の方位は、それぞれ第3図bとdのコンター図で表わされている。この図から明らかなように、両地域においてスレート劈開の走向傾斜はかなり異なるけれども、いずれの場合においてもスレート劈開の極の最大集中域は平均ひずみ楕円体の

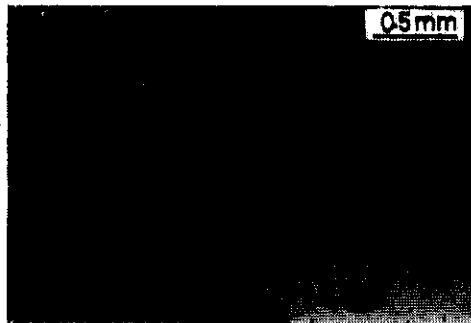


第3図 スレート劈開とひずみ楕円体の幾可学的関係

aとbは小原木、cとdは只越のデータ。+と•はそれぞれ石灰質ノジュールの長軸と短軸、X、Y、Zはそれぞれひずみ楕円体の長軸、中間軸、短軸を表わす。bとdコンター図はスレート劈開の極を表わす。



第4図 二疊系石灰岩 (Lm) にみられる泥質岩層 (SI) の褶曲. 破線はスレート劈開を表わす



第5図 二疊系黒色粘板岩中の石英脈の小褶曲

Z軸に一致している。つまり、スレート劈開面は最大短縮軸Zに垂直な面であり、その上の剪断ひずみ量は0となる。この事実は19世紀中頃からHAUGHTONやSORBYらによって主張されたことであり、最近では高温変形実験によっても証明されている(例えばETHERIDGE *et al.*, 1974; TULLIS, 1976)。従って、スレート劈開面上のすべり変位を主要な褶曲の形成機構としている剪断褶曲説は否定されなければならない。

第4図は二疊系石灰岩層中の泥質岩薄層の褶曲、第5図は二疊系黒色粘板岩中の石英脈の小褶曲である。軸面にほぼ平行に発達したスレート劈開は、厳密には軸部付近で、座屈褶曲のインコンピテント層に特徴的な扇状配列(HARA *et al.*, 1968; SHIMAMOTO and HARA, 1976)を呈している。石英脈の褶曲では、石英脈中の石英粒の形態定向配列はHARA *et al.* (1976)のType-Mに対応する特性をもっている。また、それらの褶曲の波長/層厚比の頻度分布のパタ

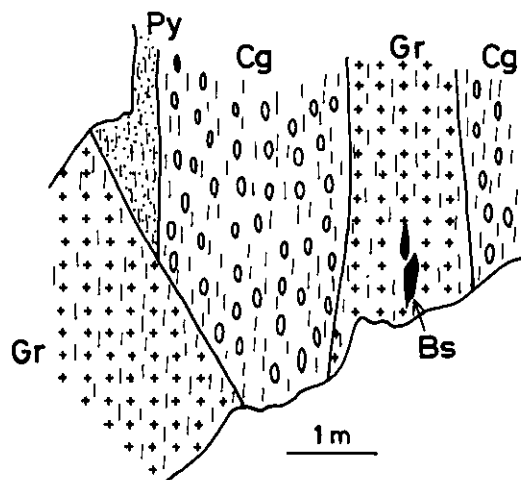
ーンは SHERWIN and CHAPPEL (1968) の結果とたいへんよく似たパターンを示していることなどから、これらの褶曲はスレート劈開形成時の東西圧縮場における座屈褶曲であると結論できよう。

石灰岩中の薄い泥質岩層やヒン岩岩脈には、しばしばブーデン構造がみられる。これらは必ずスレート劈開にはほぼ平行な地層や岩脈にのみ発達しており、小褶曲と同じように東西圧縮ひずみ場で作られたものである。小褶曲とブーデンは全く異った変形時相を表わしているのではなく、ともにスレート劈開形成時における東西圧縮ひずみ場で同時につくられた変形構造である。両者の相違は変形場における初期配列の相違を反映しているものと考えられ、本地域の中・古生層には重複した流動変形を示す積極的な証拠はない。

4 スレート劈開の形成時期

スレート劈開の形成時期は、スレート劈開が少なくとも下部ジュラ系の泥質岩まで認められること、ヒン岩岩脈にも発達していることから、白亜紀初期であろうと考えられてきた (小貫, 1969; 永広, 1974; IWAMATSU, 1969)。植田房雄はスレート劈開の性質が二畳系と三畳系とで異なることを根拠に、三畳紀初めにもスレート劈開の形成があったと主張しているらしい (加納ら, 1978)。スレート劈開の形成時期の決定は構造地質学的にきわめて興味ある課題であるので、変形論的な側面から再検討してみたい。

この問題を解く決定的な証拠は陸前高田市気仙町長部の海岸の露頭でみられる。第6図はそのスケッチの一つである。池田 (1977) で記載しているように、古生層の薄衣式礫岩からなる片状ホルンフェルス中の片理 (低変成領域のスレート劈開と同じもの) は、気仙川花崗閃緑岩体の片理と平行である。気仙川岩体の片理は従来から「流理」として記載された (加納, 1954, 55; 神戸・島津, 1961) もので、貫入時におけるマグマの液体流動のパターンを反映するものであると考えられてきた。しかしながら、気仙川岩体の片理は岩体の貫入面とは必ずしも平行ではなく、加納ら (1978) が流理とする根拠は十分ではない (第6図)。上述したスレート劈開と気仙川岩体の片理の平行性の他に、気仙川岩体から分枝した花崗岩細脈の褶曲 (第7図)、ブーデン構造などは、気仙川岩体の片理が中・古生層のスレート劈開と同一起源をもつ側左型変形構



第6図 礫質片状ホルンフェルス (Cg) 中に貫入した気仙川花崗閃緑岩体 (Gr) の関係を示すスケッチ。短線は片理のトレースを示す。Py はヒン岩岩脈。



第7図 二疊系長部礫岩中に貫入した花崗岩質
岩脈の褶曲。陸前高田市長部

造であることを示している。

強い片理をもった気仙川岩体の構成鉱物にはマイロナイトにみられるような顕著な結晶内変形はみられないことから、片理形成時の鉱物の平行配列は高温で、おそらくマグマの冷却固化の過程における結晶粥状の状態の時に起ったのであろう。これらの事実から、気仙川岩体の片理はスレート劈開と同じ側左型変形構造であること、スレート劈開の主要な形成時期は気仙川岩体の冷却固化の時期（白亜紀前期 $1.1 \sim 1.2 \times 10^8$ my）であることが導びかれる。

南部北上山地には、いわゆる片状構造のよく発達した花崗閃緑岩体が数多く分布している。これらの片状構造は流理として解析され、その形成機構が論じられている（加納ら、1978）。藤本（1978）は青森県白神岳岩体の片状構造が変形構造である可能性を報告していることから、流理であるか、片理であるかは個々の岩体ごとに、観察に基づいて帰納すべき研究課題であると考えられる。

二疊系黒色粘板岩のひずみ解析から、スレート劈開の形成時期についても一つの議論を展開できる。広田湾西岸の小原木付近には石灰質ノジュールと小さな石英脈の褶曲が数多くみられる。第5図はその一つの例である。石英脈の褶曲は前述したように座屈褶曲である。これらの褶曲の波長/層厚比の最大頻度値は約3.3、翼の傾斜角の最大頻度値は約25度である。これらの値をSHIMAMOTO and HARA (1976) の Fig. 5 に代入すると、平面ひずみ場（軸方向のひずみが0）を仮定すれば、この褶曲作用に伴った系の平均短縮量として50～60%という値が得られる。実際の褶曲作用は三次元ひずみ場で進行したことが分っているので、50～60%という石英脈形成後の東西短縮ひずみ量は、考えられる値の最低値ということになる。

一方、これらの褶曲と共存している石灰質ノジュールの形態から推定される、小原木層堆積から現在までの東西短縮量は70～80%である。石灰質ノジュールが煤質である黒色粘板岩よりわずかに粘性率が小さいことから、70～80%という値は考えられる値の最大値を与えられと考えられる。以上の二つのひずみ量の差、つまり二疊系小原木層堆積後、石英脈晶出より前のひずみ量は最大でも30%を越えることはない結論される。従って、石英脈晶出以前にはスレート劈開の形成を伴うような大きな流動変形はなかったことになる。

石英脈の晶出時期を直接に示指する事実はないが、次のような根拠により、それは白亜紀前期、すなわち気仙川花崗閃緑岩体の進入時期に対応しているだろうと考えている。一つは母岩が黒雲

母帯の接触変成を受け、石英脈中にも場合によってはかなり多量の黒雲母の結晶を含んでいること、他の一つは石英脈の貫入面の走向はほぼ東西で、気仙川岩体への進入以前に貫入したヒン岩岩脈（南北系が卓越）の走向とは大きく斜交していることが、間接的ながら石英脈の晶出時期を示すことになると思われる。以上の推論が正しければ、スレート劈開の形成は白亜紀前期の気仙川岩体進入定置の時期に行われ、それ以前にはほとんど行われなかったことになる。

5. シルルーデボン系と壺ノ沢変成岩類

本地域の北東約 10 km には有名なシルルーデボン系の模式地がある。これらの地層にみられる変形様式は単純なスレート劈開であって、これに斜交する層面片理などの重複変形の証拠は認められない。スレート劈開はほぼ NS の走向をもち、傾斜は 90° に近く、陸前高田市周辺のものとはほとんど同じである。

スレート劈開の形式が阿武隈山地から北上山地まできわめて広範囲に及んでいることからすれば、大船渡地域のシルルーデボン系のスレート劈開も白亜紀前期に形成されたと考えるのが自然であろう。従って、これらの地層に重複した変形構造が認められない現段階においては、南部北上山地ではシルル系堆積後白亜紀初期まで、スレート劈開や小褶曲などで示される著しい流動変形は起らなかったことになる。湊（1960）の主張した安倍族造山運動の存在は構造岩石学的にはきわめて疑わしいし、もし存在したとしても、流動変形を伴わないような造山運動でなければならぬ。

壺ノ沢変成岩類は陸前高田市街地の北方、米上山の西斜面に不規則な補捕岩状岩体として分布している（第 1 図参照）。この変成岩類には複雑に重なり合った褶曲構造が発達し、層面片理の発達も著しい。褶曲の重合から、少なくとも 3 回の変形時相を区別できるが、これらの各時相の褶曲の形態は三波川変成帯における B₁、B₂、B₃ 褶曲時相とよく似ている。

層面片理をもち、著しい多重変形を示す壺ノ沢変成岩類は、本地域ではきわめて異質な変形様式を示すといえよう。これらは、近くにあるシルルーデボン系の変形様式とは全く異なるものである。変形作用の広域性という仮定に基づけば、壺ノ沢変成岩類は先シルル系の岩石ということになる。壺ノ沢変成岩類を含んでいる水上岩体がシルル系の基盤になっていることが、村田（1979）によって確認されているが、上記の結論はこれとよく合致する。

南部北上山地には母体変成岩類という重複変形を示す変成岩類がある。これは先上部デボン系であることは確実であるが、これを大船渡地域のデボン系に対比する試みがある（小貫他、1962）。変形特性上よく似ている壺ノ沢変成岩類と母体変成岩類がもし対比できるとすれば、小貫の対比は成立しないことになる。この対比は正しいであろうか？ 母体変成岩類の中には鶴ノ木変成岩類（KANISAWA, 1964）という高度変成岩類がある。壺ノ沢変成岩類はこの鶴ノ木変成岩類に対比すべきであろうか？ これは南部北上山地の地質構造発達史を考察するうえで、きわめて重要な研究課題であろう。

文 献

- 永谷昌之（1974）：南部北上山地の日誌—気仙沼構造線に沿った地域の構造地質学的研究。地質雑，80，457—474。
- （1977）：日誌—気仙沼断層—とくにその性格と構造発達史的意義について。東北大学地質古生物邦文報，77，1—37。
- ETHERIDGE, M. A., PATERSON, M. S. and HOBBS, B. E. (1974): Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregate. *Countr. Mineral. Petrol.*, 44, 275—294.

275-294.

藤本幸雄 (1978) : 青森県白神岳複合花崗岩質岩体の岩石と構造. 岩鉱, 73, 5-17.

HARA, I, UCHIBAYASHI, S., YOKOTA, Y., UMEMURA, H. and ODA, M. (1968): Geometry and internal structures of flexural fold: (I) Folding of a single competent layer enclosed in thick incompetent layer. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 6, 51-113.

原郁夫・秀敬・武田賢治・佃栄吉・徳田満・塩田次男 (1977) : 三波川帯の造構運動. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 307-390.

原郁夫・梅村隼夫 (1979) : 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, 559-578.

池田幸夫 (1977) : 南部北上山地気仙川花崗閃緑岩体に発達する片状構造の起源. 構造研究会誌, No. 20, 25-27.

ISHII, K., SENDO, T., UEDA, Y. and YAMASHITA, Y. (1960): Granitic rocks of the Hinokamiyama district, northeastern Kitakami Massif. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 3rd Ser.*, 6, 439-485.

IWAMATSU, A. (1969): Structural Analysis of the Tsunakizaka Syncline in southern Kitakami mountainous land, Northeast Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, 23, 227-235.

——— (1975): Folding styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Jour. Faculty Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 19, 95-131.

神戸信和・島津光夫 (1961) : 五万分の一地質図「気仙沼」図幅および同説明書. 地質調査所.

KANISAWA, S. (1964): Metamorphic rocks of southwestern part of the Kitakami Mountain land, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, 9, 155-198.

加納博 (1954, 55) : 北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係 I, II. 地質雑, 60, 241-254 : 61, 124-139.

加納博と秋田大学花崗岩研究グループ (1978) : 花崗岩プルトンの構造岩石学 I — 北上山地のしづく形プルトン —. 岩鉱, 73, 97-120.

木村敏雄 (1974) : 日本の中生代の褶曲. 地学雑誌, 83, 1-14.

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, 53, 143-154.

湊正雄 (1960) : 花崗岩礫からみた日本の3つの造山運動. 地球科学, 46, 30-37.

村田正文 (1979) : 北上山地の基盤. 日本列島の基盤, 加納博教授記念論文集, 579-599.

小貫義男 (1969) : 北上山地地質誌. 東北大学地質古生物邦文報, 69, 1-239.

———・高橋幸蔵・阿部俊兄 (1962) : 北上山地の母体層群について. 地質雑, 68, 629-639.

SHERWIN, J. A. and CHAPPLE, W. M. (1968): Wavelengths of single layered fold: a comparison between theory and observation. *Am. Jour. Sci.*, 266, 167-179.

SHIMAMOTO, T. and HARA, I. (1976): Geometry and strain distribution of single-layer fold. *Tectonophy.*, 30, 1-34.

武田賢治・佃栄吉・徳田満・原郁夫 (1977) : 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 107-151.

TOKUYAMA, A. (1965): Faltungsstockwerks in der Ojika-Halbinsel Nordostjapans. *Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, 15, 217-236.

TULLIS, T. E. (1976): Experiments of origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 745-753.