

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

| | |
|------------|---|
| Title | 南部北上山地における白亜紀前期の造構作用の研究 |
| Author(s) | 池田, 幸夫 |
| Citation | 広島大学地学研究报告, 24 : 99 - 157 |
| Issue Date | 1984-07-31 |
| DOI | |
| Self DOI | 10.15027/52885 |
| URL | https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052885 |
| Right | |
| Relation | |



南部北上山地における白亜紀前期の造構作用の研究*

池 田 幸 夫

Study on the Early Cretaceous Tectonic Movement in the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan

By

Yukio IKEDA

ABSTRACT : This paper describes and discusses the deformation structures of the Southern Kitakami Massif, Northeast Japan, in an attempt to clarify the genetic history and the origin of the structures with special reference to the early Cretaceous plutonism.

The area consists of a sequence of thick sedimentary strata from Permian to Jurassic in age. The major geological structure of this area is large synclinorium, called Tsunakizaka syncline, with its axis plunging to S by about 30°. The Kesengawa granodiorite intruded into the eastern limb of the synclinorium during the early Cretaceous time, and the sedimentary rocks and porphyritic dykes adjacent to the granodiorite are converted into schistose hornfelses owing to the contact metamorphism.

Slaty cleavage and schistosity (both characterized by parallel arrangement of platy mineral flakes) are developed remarkably well in the pelitic rocks of the Permian and Triassic strata. They are also recognized in the porphyritic dykes that were subjected to the contact metamorphism. The development of schistosity is restricted to the granodiorite and the zone of contact metamorphism in which constituent grains are coarser than those in the original rocks.

The slaty cleavage exhibits fairly uniform orientation throughout the Tsunakizaka synclinorium and are parallel or subparallel to its axial surface. In view of maximum flattening, this arrangement of slaty cleavage suggests a regional horizontal shortening in the EW direction. But the exact mechanism of the formation of the synclinorium is unknown as yet.

Penetrative schistosity is developed in the Kesengawa granodiorite, and it is parallel to the regional trend of schistosity and slaty cleavage developed in the adjacent sedimentary strata. At outcrops near Osabe no refraction of schistosity is observed between the granodiorite and the host rocks irrespective of the orientation of their interface, except at small portions in and around minor folds of granitic and aplitic dykes where the pattern of schistosity is more complex owing to the inhomogeneous deformation associated with the folding. It is argued that the development of schistosity in granodiorite is closely associated with the regional tectonic movements during the early Cretaceous time, rather than with the magmatic flow within the body, contrary to the previously advocated notion.

Under the assumption that the rocks behaved as viscous fluids, (apparent) viscosity ratios between various rocks at the time of tectonic movements are estimated from deformed pebbles employing GAY'S technique and from dominant wavelengths of folds by use of BIOT'S equation. The results show : (1) the granite pebbles were 5 to 10 times more viscous than limestone, rhyolite and andesitic rocks, (2) the viscosity of quartz vein was 4 to 7 times as large as that of slate, and (3) slate behaved as more viscous fluid than did the limestone. The examination of cleavage pattern indicates that the folds used in the estimation of viscosity ratio are buckling or buckle folds due to compression parallel or subparallel to the layering.

* Doctoral thesis (Science) presented to the Hiroshima University in 1980

目 次

| | |
|----------------------------|-----|
| I. 序 論 | 100 |
| II. 地質概略 | 103 |
| A. 層 序 | 103 |
| B. 地質構造 | 107 |
| C. 接触変成作用 | 107 |
| III. 変形構造 | 110 |
| A. スレート劈開 | 110 |
| B. スレート劈開とひずみ楕円体 | 111 |
| C. 礫岩の変形 | 113 |
| D. 石灰岩にみられる褶曲 | 118 |
| E. 石英脈の褶曲 | 119 |
| F. 花崗岩質岩脈の褶曲 | 124 |
| G. ヒン岩岩脈の変形 | 124 |
| IV. 気仙川花崗閃緑岩体の片状構造 | 126 |
| A. 組織 | 127 |
| B. 中・古生層との構造的関係 | 127 |
| C. 片状構造の岩体内変化 | 130 |
| V. スレート劈開の形成時期 | 132 |
| A. 石灰質ノジュールから求めたひずみ量 | 132 |
| B. 石英脈の褶曲から求めたひずみ量 | 133 |
| C. スレート劈開の形成時期 | 134 |
| VI. 綱木坂向斜の構造解析 | 135 |
| A. 綱木坂向斜 | 136 |
| B. 出山向斜 | 142 |
| C. 綱木坂向斜の形成機構と形成時期 | 146 |

I. 序 論

南部北上山地には、シルル-デボン紀から白亜紀初期までの地層が広く発達している。これらの堆積岩類からは化石がよく発見されるために、本地域は地史・古生物学的に重要なフィールドとして古くから注目されてきた。特に、本地域の東部、岩手県大船渡市にはシルル-デボン系の模式地があり、化石によって確認されている本邦最古の地層の分布地域として知られている。

これらの堆積岩類の間には、母体層群や壺ノ沢変成岩類に代表される広域変成岩類、最近になってシルル系の基盤であることが証明された氷上花崗閃緑岩体 (村田 1979)、及び白亜紀初期に北上山地のほぼ全域に大小様々な岩体として貫入した白亜紀花崗閃緑岩体が、かな

りの面積をしめて分布しており、最近では岩石学や構造地質学においても、極めて重要なフィールドの一つになっている。

南部北上山地の堆積岩類、特に古生層と三疊系の泥質岩にはスレート劈開とよばれる剝離性の強い面構造が普遍的に発達しており、我国における主要なスレート石材の産地となっている。スレート劈開に伴って、大小様々な規模をもつ褶曲構造、プーディン構造、および変形した礫などの変形構造がよく発達している。これらの変形構造の相互の関係、形成機構、及び形成時期を明らかにすることは、東北日本の地質構造発達史の解明に極めて重要な意義をもっている。

しかしながら、本地域の変形構造に関する構造岩石学的な研究は少なく、この分野の仕事はこれまであまり進展していないように思われる。変形構造の解析をテーマとした研究としては、加納 (1954, 55), IWAMATSU (1969, 75), 永広 (1974, 77) などが報告されている。加納は中・古生層に発達するうねり構造と気仙川花崗閃緑岩体 (気仙川岩体) 及び氷上花崗閃緑岩体 (氷上岩体) に発達する面構造や線構造の幾何学的関係を解析し、氷上岩体の貫入時期が上部石炭系長岩統の堆積より前であることを推定した。次いで、IWAMATSU (1969) は綱木坂向斜の構造解析を行い、この向斜が白亜紀初期の大島変動に伴って形成されたことや、その形成機構が下部は剪断褶曲、上部は横曲げ (flexure) 褶曲という、いわゆる階層構造を呈していると推定した。更に、永広 (1977) は日詰-気仙沼構造線沿いの広域地質図を作製し、これが約 30 km の変位をもった左横ずれ断層であること、その活動時期が白亜紀初期の大島変動の時期に対応することなどを明らかにした。

彼らの研究は南部北上山地の地質構造発達史を変形構造の解析に基づいて考察したこと、更に従来ともすれば地層識別の補助的手段の一つとしてしか注目されなかった変形構造を、それ自体重要な研究対象であることを示した点において意義があった。各種の変形構造は変形作用の歴史や変形場の地質学的環境を推定するうえで、きわめて有効な情報源である。とりわけ、1950 年代以降に急速に進歩した構造岩石学の成果は重要である。

岩石の変形構造の解析が大きく進歩した背景には、褶曲・変形礫・鉱物の格子配列・ひずみ解析法などに関する理論的、実験的研究の進展がある。褶曲作用については、BIOT (1957, 59, 61 など) や RAMBERG (1963, 64 など) が基礎理論を確立し、更に、BIOT et al. (1961), GHOSH (1966), ROBERTS and STRÖMGÅRD (1972), HUDLESTON (1973) らのモデル実験によって、座屈褶曲の特性が次々に解明されていった。また、DIETERICH (1969), DIETERICH and CARTER (1969), SHIMAMOTO and HARA (1976) らは有限要素法による数値実験によって座屈褶曲の研究を行い、多くの重要な成果をあげた。座屈褶曲以外の褶曲については、HAFNER (1951) の先駆的研究に続いて、池田・嶋本 (1974), FRIEDMAN et al. (1976) らによって曲げ褶曲の解析が行われた。また、RAMBERG (1967) の遠心加速装置を用いた実験は、重力場での大規模な褶曲構造の形成過程を知るうえで重要な情報を提供した。更に、天然の座屈褶曲の特性については HARA (1966, 67), HARA et al. (1968) などによって詳しく解析され、褶曲作用に関する知識は過去 20~30 年の間に爆発的に増大した。褶曲作用に関するこれらの成果は、岩波講座「地球科学」第 9 巻に要領よくまとめられている。

褶曲作用の研究の進歩に並行して、他の変形構造の研究も盛んに行われた。礫の変形作用については、GAY (1968 a, b), GHOSH and SENGUPTA (1973), SHIMAMOTO (1975) など、

ブーディンについては RAMBERG (1955), STRÖMGÅRD (1973) などがある。スレート劈開については, MAXWELL (1962) や POWEL (1972) らの優れた記載的研究に加えて, 最近では実験的研究が ETHERIDGE et al. (1974) や TULLIS (1976) らによって行われ, スレート劈開の特性や成因について多くの情報が得られるようになった。

岩石の有限ひずみの解析は, 変形構造の定量的解析にはきわめて有効である。岩石の有限ひずみは, 岩石中に残されている化石や粒子などを用いて解析できる。これまでに多くのひずみ解析法が提案されているが, その中でも RAMSAY (1967), DUNNET (1969), ELLIOTT (1970), MATTHEWS et al. (1974), SHIMAMOTO and IKEDA (1976) が提唱した楕円状粒子を用いた解析法が, 精度の高い方法として注目されている。

筆者は 1976 年の春から小島丈児教授の御指導のもとに, 南部北上山地, 陸前高田市から気仙沼市にかけての地域をフィールドとして選定し, 中・古生層の変形構造の解析を試みてきた。本地域では, 二疊系からジュラ系までの地層が綱木坂向斜とよばれている一大向斜構造を形成し, その西翼は日詰-気仙沼構造線に切断され, 東翼は白亜紀に活動した気仙川花崗閃緑岩体の貫入を受けている。このような地質学的状況は, 各種の変形構造と地質構造発達史との関係を考察するのに適していると考えたからである。更に, 本地域の東に隣接する地域には氷上花崗閃緑岩体やシルル-デボン系が発達しており, 将来への研究の発展性の点においても重要な意味をもつと考えている。

この論文では, 上述した最近の構造岩石学の成果に基づいて, 岩石の変形構造の記載を行う。従来の報告では, 変形構造に関する記載は必ずしも十分とは言えず, 変形論の立場から構造発達史を論ずるためには, 資料はきわめて不足していた。ここでは詳細な変形構造の観察に基づいて, 異種岩石間の粘性率比, 変形作用と地質構造発達史の時間的, 空間的關係などについて考察する。この考察は III 章~V 章で行う。VI 章では, 各種の線構造と面構造について巨視的構造解析を行い, 本地域の大構造を特徴づける綱木坂向斜の形成機構や形成時期について論述する。綱木坂向斜の形成機構については, IWAMATSU (1969) の報告があるが, ここでの結論は彼のそれとはかなり異なっている。

スレート劈開は北上山地の中・古生層によく発達している変形構造である。従って, その形成時期を確定することは南部北上山地の地質構造発達史を考察するうえで, きわめて重要な鍵をもっているといえる。本論文では, スレート劈開のひずみ解析や, 気仙川花崗閃緑岩体に発達する片状構造(片理)との機可学的關係の解析結果に基づいて, スレート劈開の形成時期を白亜紀初期と推定した。特に, 気仙川花崗閃緑岩体の片理が中・古生層に発達するスレート劈開と同一起源をもつ側圧型変形構造であるという観察結果が, この推論の最大の根拠となっている。

これに対して, 加納ら (1978) は気仙川花崗閃緑岩体の片理が一見変形構造らしい特徴を呈しているのは, マグマ貫入時の側方膨張が原因であり, その片理はマグマの流動を反映した初生的流れ構造である, という見解を発表している。気仙川岩体以外の白亜紀花崗閃緑岩体にも片理はよく発達しており, その成因の解明は単にグラニットテクトニクスの問題だけでなく, 南部北上山地の地質構造発達史にとっても重要な意義があると思われる。この論文では, 加納らの論文発表後に行われた数回の野外観察の結果に基づいて, 筆者が従来から採ってきた見解を再度主張したい。

近年、花崗岩体の研究が盛んに行われるようになったが、その大部分は岩体の化学的特性や構成鉱物に関する岩石学的研究である。花崗岩の研究には、このような岩石学的研究に加えて、内部構造や組織などに関する変形論的な側面からの考察も必要であると思う。第IV章での考察が、この分野での研究に幾分なりとも貢献できるならば、筆者のこの上ない喜びとなるであろう。

謝 辞

この研究は昭和51年の春から広島大学理学部の小島丈見教授の御指導のもとに始めたものである。約1年間の研究生として在学中はもちろん、その後も現在に至るまで先生には心からの励ましと御指導を賜り、ようやく本稿を完成することができた。心から感謝の意を表す。

広島大学理学部地学科の吉田博直助教授には顕微鏡写真の御指導と撮影の便宜を図って頂き、同じく鈴木盛久博士と広島大学総合科学部の秀敬助教授には変成鉱物の鑑定を御願ひした。広島大学理学部地学科の原郁夫助教授と嶋本利彦博士からも有益な御助言を賜った。厚く御礼申し上げる。更に、薄片の製作の労を御願ひした広島大学大学院の庄司勝信氏と斉藤充治氏、終始あたたかい励ましと御協力を賜った広島大学附属福山中・高等学校の檀上信雄副校長・橋本雅己教諭・長沢武教諭をはじめ諸先生方に対して、心から感謝の意を表す。

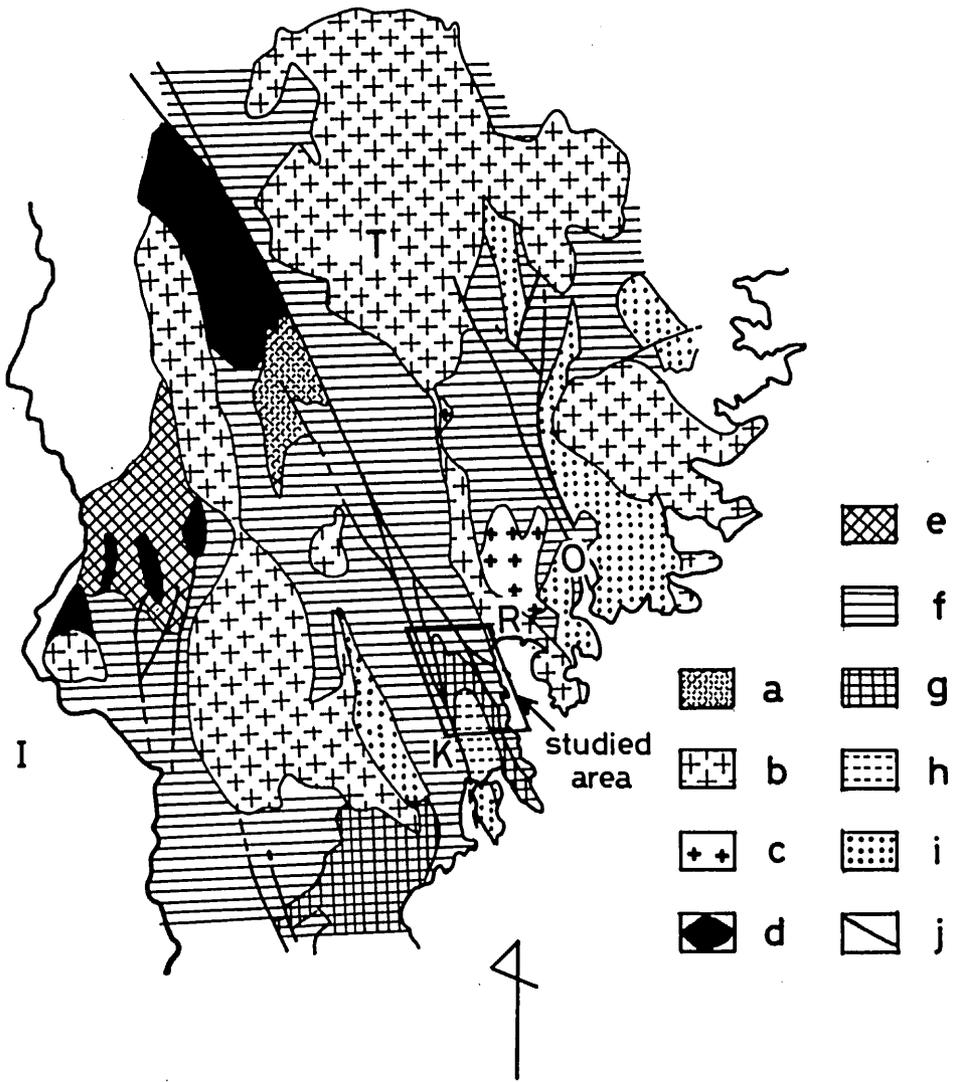
II. 地質概略

A. 層 序

北上山地は早池峯構造帯(吉田・片田1964, MORIYA 1972)によって、北部北上帯と南部北上帯に分けられる。両帯に分布する堆積岩類には大きな相違がある。北部北上帯がチャートや火山性噴出岩類を豊富に挟在する地向斜性の中・古生層から構成されているのに対して、南部北上帯の古生層は粘板岩や石灰岩を主体として、チャートや火山性堆積岩をほとんど挟在しないことを特徴としている(杉本1974)。

第1図は南部北上山地の地質概略図である。本地域には、シルル・デボン系からペルム系までの古生層が最も広い面積を占めて分布し、三疊系とジュラ系は南落しの軸をもつ向斜構造の軸部にそって分布することが多く、その分布形態は南開きの馬蹄形を呈する。白亜系は大船渡市や気仙沼市付近にかなり広く分布している。気仙沼市東方では、三疊系やジュラ系のつくる向斜構造の軸部に白亜系が発達している。三疊系とジュラ系が砂岩・粘板岩・礫岩などの碎屑岩から構成されているのに対して、白亜系は火山岩質礫岩や凝灰質岩を豊富に挟在することを特徴としている。

これらの堆積岩類を貫いて、白亜紀花崗閃緑岩体が大小様々な岩体として分布している。これらの花崗閃緑岩体の占める面積は、北上山地のほぼ5分の1に及ぶと推定されている。また、南部北上山地の西部には母体層群(黒田他1960, 小貫他1962, 蟹沢1969)とよばれる広域変成岩類、東部には圧碎組織が特徴的な水上花崗閃緑岩体が、シルル・デボン系と密接



第1図. 南部北上山地の地質概略図

- a : ヒン岩
- b : 白亜紀花崗閃緑岩
- c : 下部白亜系
- d : ジュラ系
- e : 三畳系
- f : 古生界
- g : 超塩基性岩類
- h : 母体層群
- i : 氷上花崗閃緑岩体
- j : 断層
- I : 一の関 K : 気仙沼 R : 陸前高田 O : 大船渡 T : 遠野

な関係をもって分布しており、これらは非変成古生層の基盤であろうと考えられている(村田 1979)。

この研究で対象とした地域は、第1図に示すように、宮城県気仙沼市から陸前高田市にかけての地域である。本地域は中・古生層の構成する向斜構造が最もよく現れ、しかも東側には白亜紀花崗閃緑岩体(本地域では気仙川岩体)が貫入し、向斜構造の西翼は日詰-気仙沼構造線(永広 1974, 77)に切断され、南部北上山地の構造地質学的な研究には最適であると思う。

本地域の地質は神戸・島津(1961)によって5万分の1地質図「気仙沼図幅」にまとめられた。その後、永広らによって再調査され、詳細な地質図が報告されている(永広 1974, 77)。第2図 a と b は、永広(1977)の地質図の一部を単純化した地質図と断面図である。

彼は本地域の堆積岩類を、下位より次のように区分した。

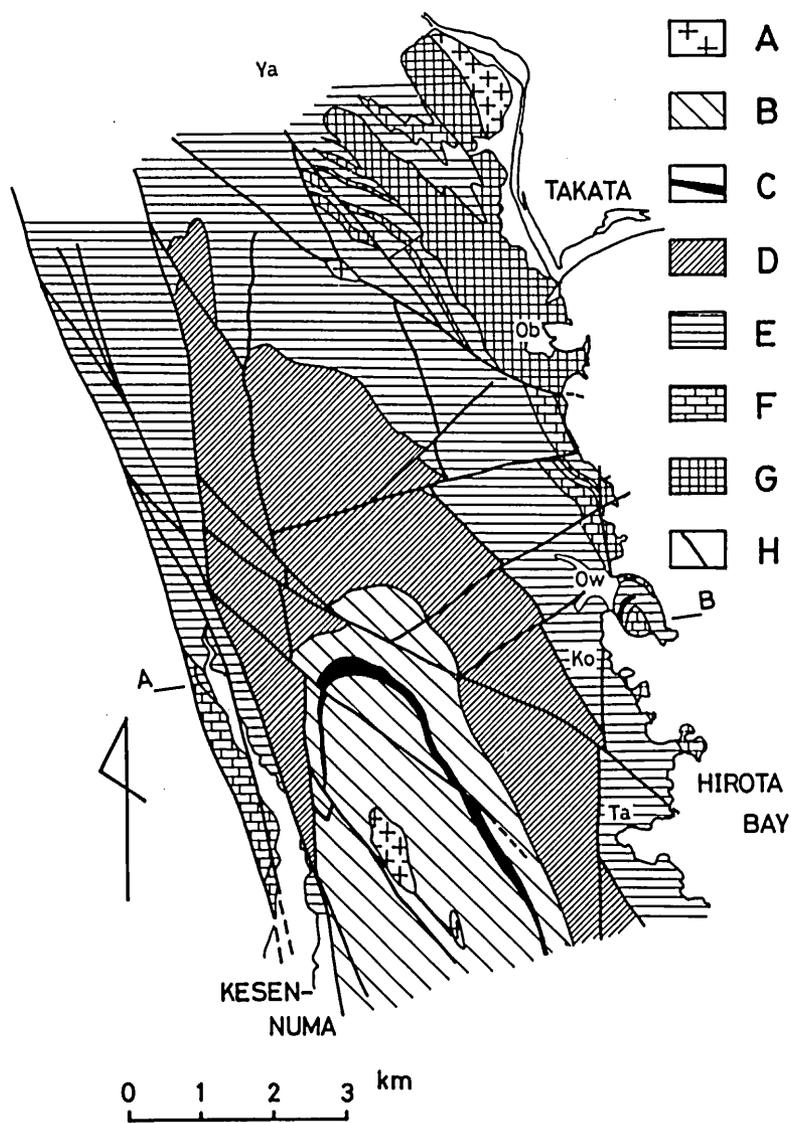
二畳系 泥質ないしシルト質の黒色粘板岩を主体とし、部分的には極めて特徴的な含花崗岩礫岩(一般に薄衣式礫岩とよばれているが、本地域のものは志井田(1940)によって、長部礫岩と命名された)や石灰岩を伴う。局所的にはごく薄い砂岩層を挟むことがある。層厚は2000 m以上と推定されている(永広 1977)。本地域の二畳系のうち、粘板岩を主体とした部分は小原木層とよばれている(永広 1977)。

三畳系 淡緑色凝灰質砂岩や縞状粘板岩を主体とし、一部で薄い礫岩層を挟むことがある。二畳系と較べて著しく石灰分に富んでおり、両者の識別は容易である。全層厚は約1500 mである。本地域の三畳系は稲井層群とよばれている。

ジュラ系 中～粗粒砂岩、アーコース砂岩、黒色砂質頁岩を主体とした碎屑岩より構成されている。本地域のジュラ系は、その中部に発達している連続性のよい特徴的な含花崗岩礫岩(石割峠累層)によって、下部(唐桑層群)と上部(鹿折層群)に区別されている。石割峠累層と下位の唐桑層群の累重関係について、永広(1974)は整合と考えている。唐桑層群は綱木坂付近で300～500 m、鹿折層群は800 mの層厚をもつと推定されている。

白亜系(大船渡層群)は調査地域内には発達していないが、本地域の南方ではジュラ系を被って、下位の地層とともに綱木坂向斜を構成している。これと同様の白亜系は南部北上山地のいくつかの地域に発達している(第1図参照)が、一般には二畳系を不整合に被っている場合が多い。

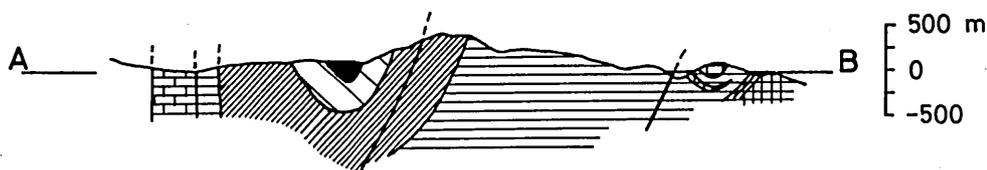
層序学的な研究によって、本地域では三畳系の下底、ジュラ系の下底、および白亜系の下底に不整合が認められている。しかしながら永広(1974)は、これらの不整合が大規模な地殻変動を反映するようなものではないと考えた。IWAMATSU(1969)も変形構造の解析結果に基づいて、同様の結論を報告した。彼らが指摘しているように、三畳系は多くの場合に二畳系を被い、ジュラ系は三畳系を密接に伴っていることから、これらの地層の間に大規模な地殻変動は考えにくい。



第2図a. 綱木坂向斜地域の地質図.

- A: 気仙川花崗閃緑岩体
- B: ジュラ系
- C: 石割峠累層
- D: 三畳系
- E: 二畳系
- F: 石灰岩 (二畳系)
- G: 長部礫岩 (二畳系)
- H: 断層

Ta: 只越 Ko: 小原木 Ow: 大沢 Ob: 長部 Ya: 矢作
 Tu: 綱木坂 (永広 1974 より)



第2図b. 地質断面図。

B. 地質構造

本地域の中央部には、約30度で南落しの軸をもつ大規模な向斜構造が発達していて、二畳系からジュラ系までの地層が南開きの馬蹄形に分布している。本地域の大構造を規定するこの向斜は綱木坂向斜とよばれている（第2図参照）。

綱木坂向斜の形態はかなり複雑である。その向斜軸の位置は、ジュラ系では連続性のよい特徴的な礫岩層（石割峠累層）を鍵層として、かなり正確に決定できるけれども、下位の三畳系や二畳系では、走向・傾斜の変化からそれを決めることは困難である。

綱木坂向斜の東翼には、唐桑町大沢の東方に出山向斜とよばれる小さな向斜構造がある（第2図、第28図参照）。VI章で示すように、出山向斜と綱木坂向斜の軸は互いにほぼ平行である。これらの向斜構造の間には、小原木背斜とよばれる鋭角的な背斜構造があるが、その軸部には断層が発達していて、その形態は明確でない。

綱木坂向斜の西翼はNNW-SSE方向の日詰-気仙沼構造線によって切断され、向斜の西翼を構成する地層の分布は、この構造線によって強く規制されている。永広（1977）はこの構造線沿いの詳細な地質図を作製し、これが約30kmの水平変位をもつ左横ずれ断層であることを明らかにした。

C. 接触変成作用

本地域の東北端には、白亜紀初期に進入した（河野・植田1964）気仙川花崗閃緑岩体の一部が分布している（第1図・2図）。気仙川岩体は陸前高田市から住田町世田米にかけて、延長約25km、幅約2kmの細長い岩体である。北上山地には本岩体と同様の白亜紀花崗閃緑岩体が、大小様々な岩体として広く分布している。片田他（1971）は、化学組成上の特徴に基づいてこれらの岩体を8帯に区分したが、気仙川岩体は彼らのE帯に属する。

気仙川岩体は周辺の中・古生層に対して、強い接触変成作用を及ぼしている。この研究では、中・古生層の泥質岩と長部礫岩の基質部を用いて変成分帯を行った。結果は第1表と第3図に示されている。

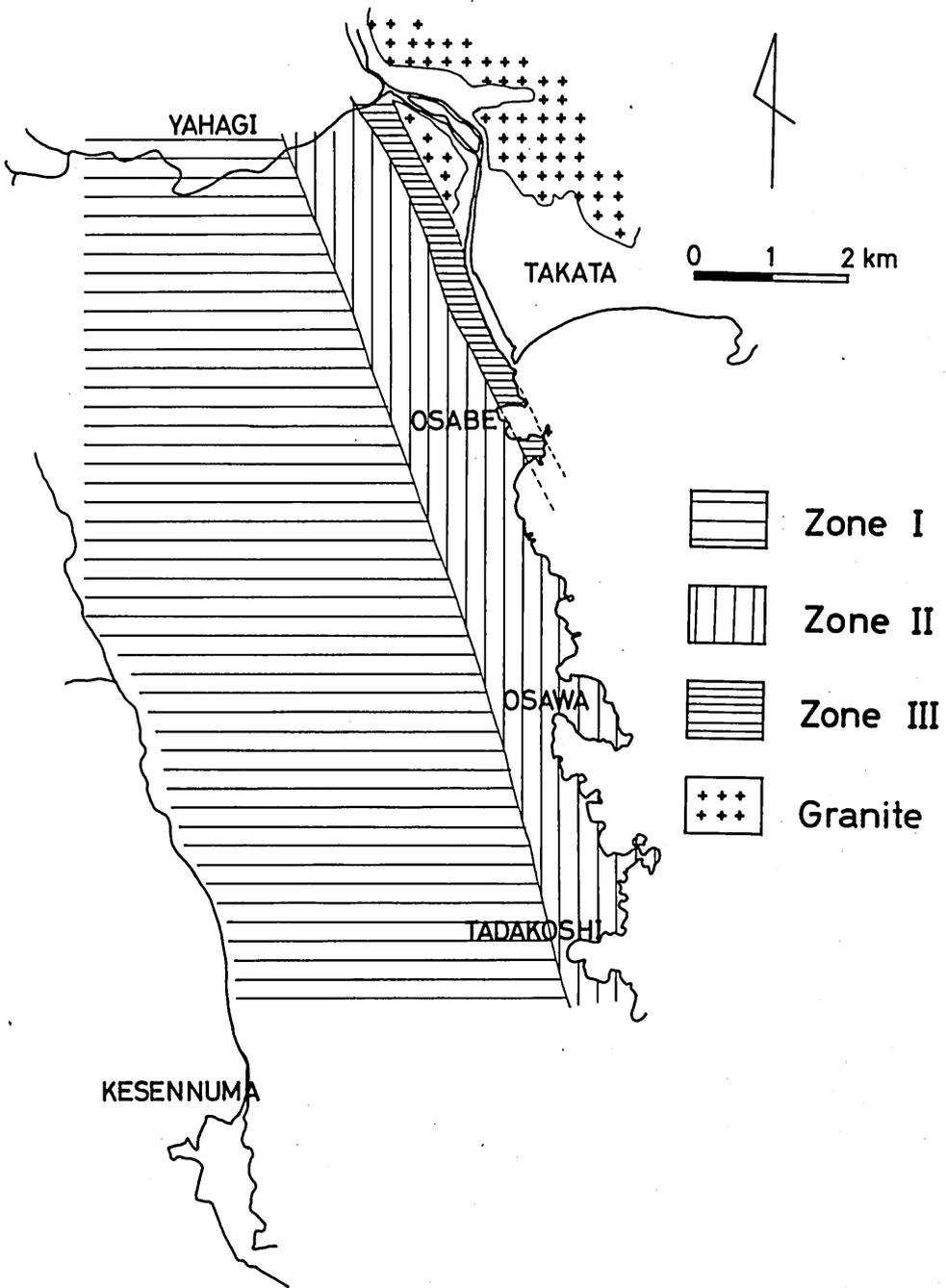
I帯は、緑泥石と絹雲母が安定して共存し、黒雲母は生じていないことを特徴とする。おそらく、I帯は気仙川岩体の熱的作用をほとんど受けていない領域とみなしうであろう。II帯は黒雲母の出現で特徴づけられる。その他に紅柱石・キン青石・白雲母が安定して存在し、

多少塩基性に富む泥質岩や礫岩の基質部には陽起石が生じている。III帯は、礫岩の基質部の陽起石が消滅し、普通角閃石の出現で特徴づけられる。この他に、黒雲母・白雲母・斜長石・石英・緑レン石が普通に存在している。また、部分的には単斜輝石が晶出し、石灰岩礫には珪灰石が生じている。石灰岩礫の変成鉱物については、鈴木（1956）が詳細な報告をしている。

第3図は本地域の変成分帯図である。変成度の最も高いIII帯の幅は、気仙川岩体の貫入面から約300 m、II帯は1.5~2 km程度である。SEKI (1957) らの研究によれば、南部北上山地の粘板岩には緑泥石や絹雲母が、ごく一般的に生じている。従って、本地域のI帯を特徴づけるこれらの変成鉱物は、気仙川岩体の熱とは無関係に生じたものと考えられよう。II帯の岩石中には黒雲母が晶出し、その高温部に属する粘板岩は、肉眼的にはホルンフェルスと呼ばれるべき特徴を呈している。以上の事実から、気仙川岩体の接触変成作用はII帯とIII帯を合わせた幅約2 kmの地域に及んだと考えられる。

第1表. 変成鉱物の消長と変成分帯.

| | minerals | zoning | | |
|------------------------|-------------------|--------|-------|-------|
| | | I | II | III |
| slate | chlorite | | | |
| | muscovite | | | |
| | andalusite | | | |
| | biotite | | | |
| | actinolite | | | |
| | cordierite | | ----- | |
| | plagioclase | | | |
| | quartz | | | |
| | epidote | | ----- | ----- |
| matrix of conglomerate | chlorite | | | |
| | muscovite | | | |
| | biotite | | | |
| | actinolite | | | |
| | common hornblende | | | |
| | plagioclase | | | |
| | quartz | | | |
| | clinopyroxene | | | |



第3図. 変成分帯図.

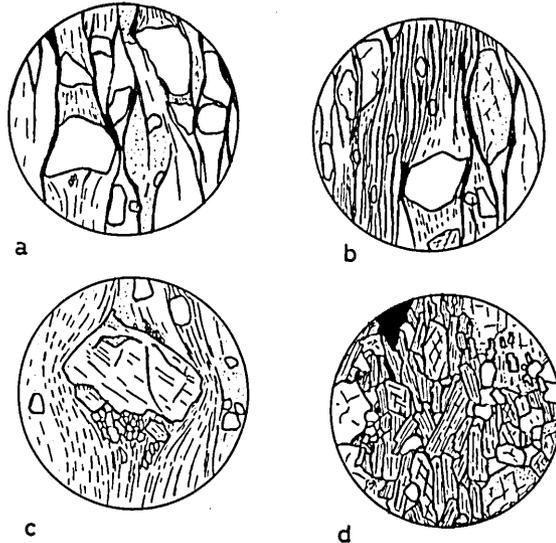
III. 変形構造

本地域の中・古生層には、スレート劈開・褶曲・ブーディン・変形礫などの変形構造がよく発達している。これらの変形構造の特性を解析することによって、その形成機構や変形史について、多くの情報を得ることができる。

A. スレート劈開

スレート劈開とは葉片状鉱物の形態定向配列によって特徴づけられる面構造である。一般には、粘板岩のような剝離性の強い低度の変成岩を特徴づける劈開に対して用いられることが多い。これに対して、結晶片岩などに見られる鉱物の形態定向配列は片理とよばれる。この論文では、LEITH (1905) の定義に従って、構成鉱物の粒度が大きい場合（例えばIII帯のホルンフェルス）には片理、小さい場合（I・II帯）にはスレート劈開とよぶことにする。

本地域のスレート劈開は、二疊系および三疊系の泥質岩と石灰岩によく発達している。砂岩や礫岩にも認められるが、一般に発達は弱い。ただし、気仙川岩体に直接した長部礫岩に



第4図. 中・古生層にみられる劈開のスケッチ。

- a : 二疊系石灰質砂岩にみられるスレート劈開。粒子が大きいので劈開面の間隔が広い。
- b : 二疊系砂岩質と泥岩質の互層にみられるスレート劈開。粒子の小さい泥岩部でスレート劈開の間隔が狭くなっている。
- c : 二疊系砂岩にみられるスレート劈開。大きな斜長石粒のまわりで、スレート劈開は粒子を取り巻くように湾曲している。スレート劈開は微小な絹雲母の平行配列で示され、暗色の薄い脈状部はみられない。
- d : III帯の片状ホルンフェルスにみられる片理。黒雲母、普通角閃石が平行配列している。

は顕著な片理が発達していて、いわゆる片状ホルンフェルスとなっている(図版XVIIの2・3, 図版XXの4, 図版XXIの1・3参照)。

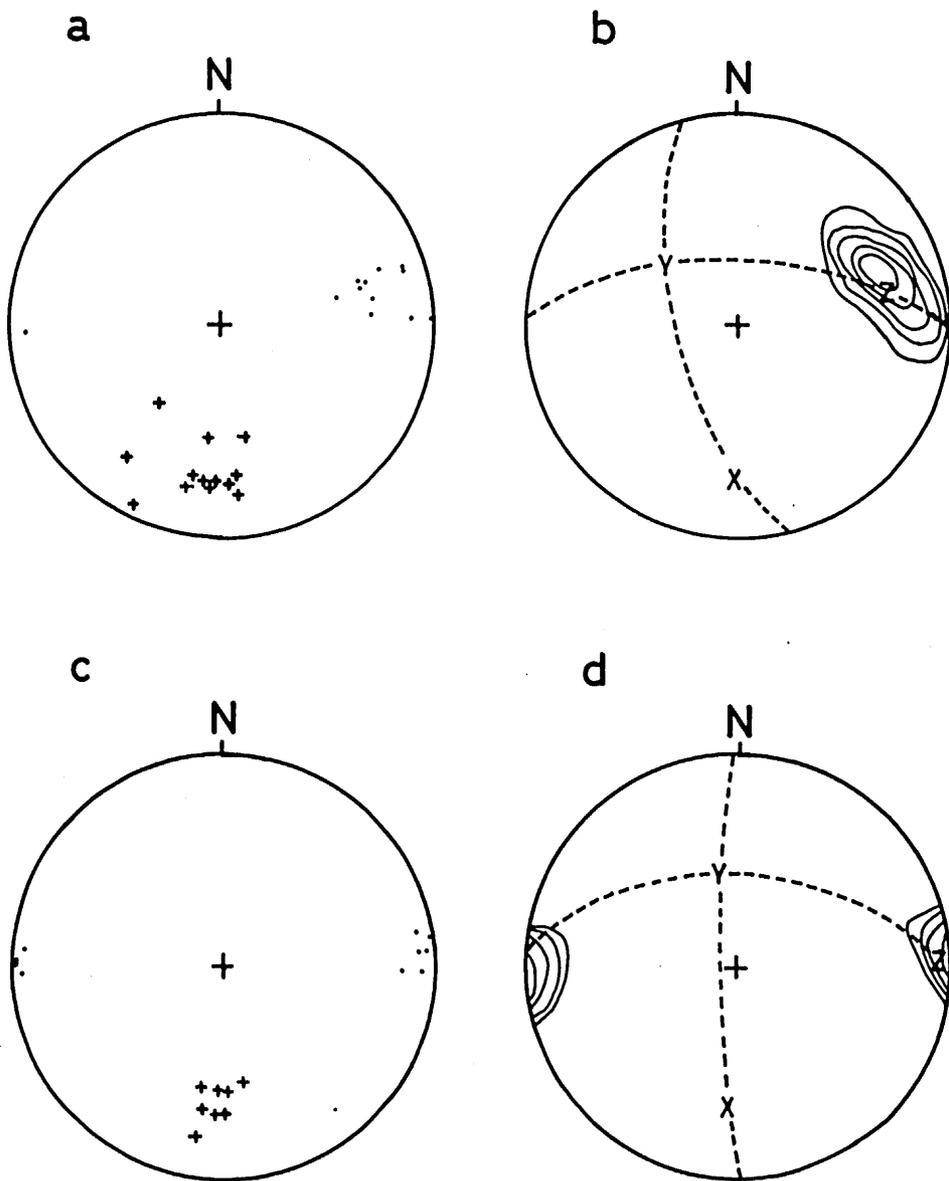
スレート劈開や片理を鏡下で観察すると、第4図に示されているように、いろいろなタイプのものが見られる。IおよびII帯の泥質岩や砂岩には、第4図a・bに示されているようなタイプのスレート劈開が多い。このスレート劈開の特徴は、ある間隔でほぼ平行に配列した暗色の薄い脈状(HOBBS et al., 1976 はこれを film like と表現した)を呈することである。この暗色部は、酸化物や葉片状鉱物が強い形態定向配列を呈している部分であると考えられている(HOBBS et al., 1976)。一般に、構成粒子の小さいシルトや泥質岩では暗色薄脈の間隔は狭く、粗粒な砂岩ほど広くなる。I帯やII帯の泥質岩や砂質岩の基質部のうちで、細粒葉片状鉱物が多量に晶出している場合には、暗色薄脈はみられない(第4図c)。変成度の高いIII帯では、構成鉱物粒が大きく、これらが形態定向配列して片理を形成している(第4図d)。黒雲母や角閃石などの個々の構成鉱物には、波動消光やキックバンドなどの結晶内変形はほとんどみられない。

B. スレート劈開とひずみ楕円体

スレート劈開とひずみ楕円体との関係は、19世紀の中頃から構造地質学上の重要課題の一つとして、活発な論争が行われてきた。岩石に含まれている化石や球状物体を用いたひずみ解析(PHILLIPS 1844, SHARPE 1847, SORBY 1853, CLOOS 1947, POWELL 1972, WOOD 1973, TULLIS and WOOD 1975 など)、三軸圧縮応力場における板状鉱物の再結晶実験(TULLIS 1976, ETHERIDGE et al. 1974 など)は、スレート劈開がひずみ楕円体の短軸(Z)に垂直であることを示している。この説に対して、BECKER (1904) はスレート劈開面は最大圧縮軸に斜交した剪断ひずみの面であると主張した。南部北上山地においては、徳山(1971)がスレート劈開は初め最大圧縮軸に斜交した二方向の剪断面として形成されるが、その後の変形の進行とともに、最大圧縮軸に垂直な方向に回転してゆくという説を発表した。以上のように、スレート劈開とひずみ楕円体との関係については、相対立する二説が論争する形で研究が進められてきた。

本地域の小原木から只越にかけての広田湾沿岸に分布する二畳系の黒色粘板岩(永広 1974 の小原木層)には、多数の石灰質ノジュールが含まれている(図版XVIIの1)。石灰質ノジュールは海水に溶食されて楕円体状の空洞になっていることが多い。石灰質ノジュールはもともと球に近い形を呈していたと考えられるので、現在見られるような楕円体状の形態は、明らかに変形作用を反映したものであろう。従って、石灰質ノジュールの長軸の方位と軸比を測定すれば、岩石の受けた平均ひずみ像を推定することができる。ひずみ量の解析は、系の力学物性が関与してくるのでV章で検討することにして、ここではひずみの主軸の方位のみを問題にしよう。

小原木および只越の両地区において、石灰質ノジュールの長軸と短軸の方位を測定した。第5図aとcはその結果をステレオ投影図に表現したものである。長軸(+)の分布の中心がその地区の平均ひずみ楕円体の長軸(X)に相当し、短軸(●)の分布の中心が短軸(Z)に相当する。中間軸(Y)はXとZから互いに90°をなす位置として、作図によって決定でき



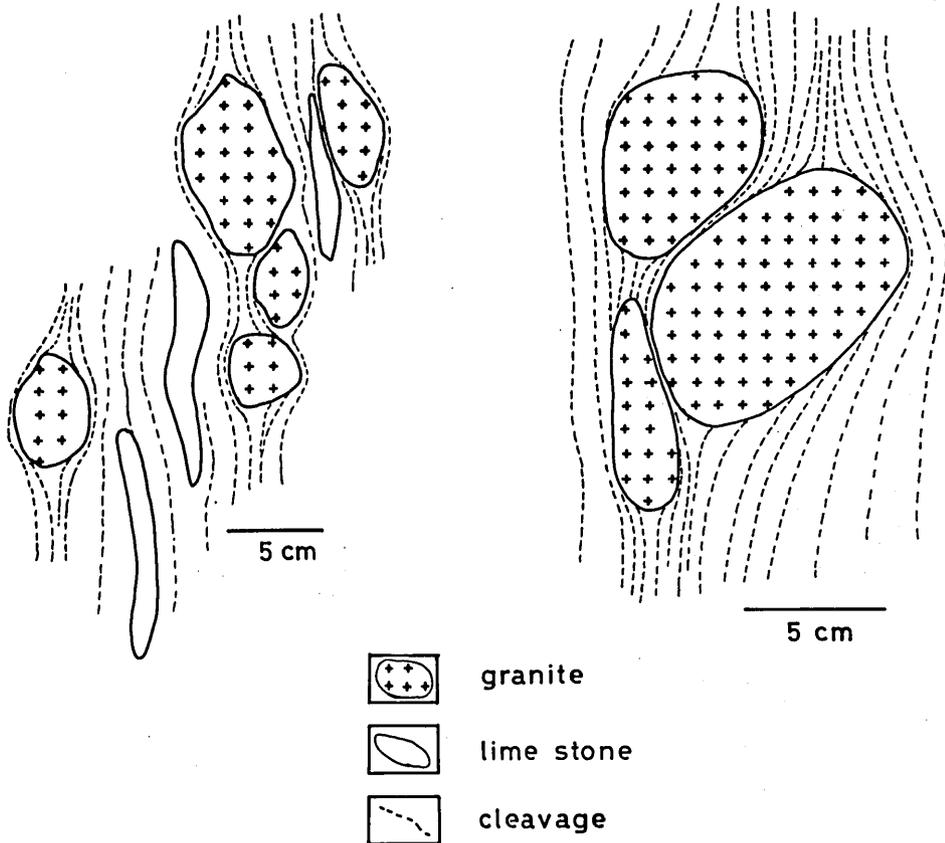
第5図. ひずみ楕円体とスレート劈開の幾何学的関係. X, Y, Zはそれぞれ最大伸張軸, 中間軸, 最大短縮軸を表わす. +と●はそれぞれ石灰質ノジュールの長軸と短軸, コンター図はそれぞれの地域におけるスレート劈開の極の方位を表わす. aとdは小原木海岸, cとdは只越海岸のデータである.

る(第5図bとd)。それによると、X軸は小原木でS2°W, 落し30°, 只越ではS3°W, 落し30°と両地区で有意な差はない。これに対してZ軸は、小原木でN77°E, 落し30°, 只越でN87°E, 落し5°となり、両地区で大きな差がある。

第5図bとcのコンター図は、石灰質ノジュールを用いてひずみ解析を行った領域におけるスレート劈開の極の方位を示す。図から明らかなように、両地区ともスレート劈開の極の最大集中域はZ軸とほぼ完全に一致している。従って、本地域におけるスレート劈開は最大短縮軸(Z)に垂直であると結論できるであろう。高度変成領域にみられる片理もZ軸に垂直であることが、変形した長部礫岩の観察から明らかである。これは世界各地から報告されている多くのスレート劈開や片理と全く同じ特性であるといえる。

C. 礫岩の変形

陸前高田市気仙町長部付近に分布する二疊系の長部礫岩は、気仙川花崗閃緑岩体の進入運



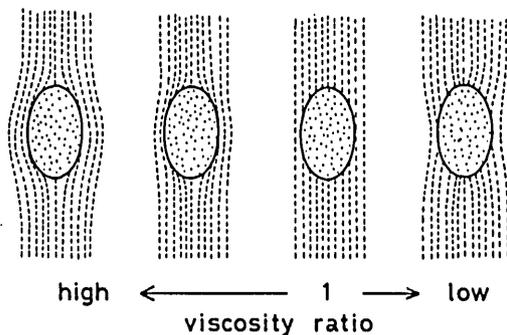
第6図. 変形した長部礫岩のスケッチ。花崗岩礫に較べて石灰岩礫のほうがより強く変形し、基質部の片理は花崗岩礫を取り巻くように湾曲している。陸前高田市気仙町長部。

動に伴って、東西方向の短縮で特徴づけられる変形作用を受けて、いわゆる片状ホルンフェル(図版XVIIの2, 3, 第6図)となっている。長部礫岩に含まれている礫には、花崗岩が最も多く、次いでチャート、安山岩ないしヒン岩、流紋岩質凝灰岩、および石灰岩などが認められる。

接触変成作用の弱い領域(I帯とII帯の低温部)では変形の程度が低く、すべての礫が球に近い楕円体状を呈している。変成度の高いII帯の高温部やIII帯では、花崗岩質礫以外の礫は片理面に平行に著しく伸張して、レンズ状の形態を呈している(図版XVIIの2, 第6図)。

長部礫岩の基質部には、黒雲母や角閃石などの板状ないし柱状の鉱物が平行配列して、スレート劈開ないし片理をつくっている(第4図d)。これらの面構造は、礫の伸張方向と平行であり、花崗岩礫の近傍では礫を取り巻くように湾曲している(第6図, 図版XVIIの3)。このような特徴は、接触変成作用とスレート劈開(または片理)の形成に関与した変形作用が、同時に進行したことを示す一つの証拠であろう。

礫を取り巻く劈開面の湾曲は、変形時における礫と基質の間の流動性(例えば粘性率)の相違を反映していると考えられている。GHOSH and SENGUPTA (1973) や SHIMAMOTO (1975) はニュートン流体として挙動する礫岩の変形過程を詳しく検討した。GHOSHらはモデル実験、SHIMAMOTOは有限要素法による数値実験を用いて解析を行った。第7図は彼らの結果に



第7図. 礫岩の変形に伴う劈開の湾曲の度合と粘性率比の関係を示す模式図。

基づいて描いた劈開面の湾曲と、粘性率比との関係を示す模式図である。変形に伴って系外への物質の流動がないと仮定すれば、礫と媒質との粘性率比が1のときには、両者は全く同じように流動するために、劈開面は湾曲しない。粘性率比が1より大きい、すなわち礫が媒質よりも硬い場合には、媒質中の劈開面は礫を包み込むように湾曲し、逆にそれが1より小さい場合には礫の内側に向かって湾曲する。

長部礫岩においては、花崗岩礫の近傍で片理は礫を包み込むように湾曲している(第6図, 図版XVIIの3)が、石灰岩礫や流紋岩質凝灰岩礫の近傍ではほとんど湾曲していない。以上のことから、長部礫岩の変形時には、花崗岩礫の粘性が最も大きく、石灰岩や流紋岩質凝灰岩の粘性は小さくて、媒質のそれとほとんど同じ程度であったことが推定できる。ほとんど同じ化学組成をもつ花崗岩と流紋岩質凝灰岩の粘性率が著しく相違する原因として、構成鉱物の粒度の相違が考えられる。一般に、粒度が小さい岩石ほど粘性は小さくなる傾向がある。

異なった礫種間の粘性率比は、同一平面における礫の形態を比較することによって、定量的に推定できるが、この問題は礫のひずみ解析を述べた後で考察しよう。

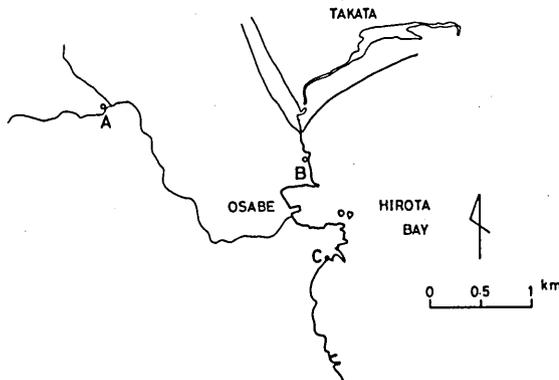
節理面などの平面上に現われた礫を楕円で近似し、その長軸の方位と軸比(長軸/短軸)を多くの礫について推定すれば、礫種ごとの平均的な形態を統計的に求めることができる。このようなひずみ解析法は、これまで多くの研究者によって報告されている(RAMSAY 1967, DUNNET 1969, ELLIOTT 1970, MATTHEWS et al. 1974, SHIMAMOTO and IKEDA 1976 など)。この研究では SHIMAMOTO and IKEDA の方法を用いてひずみ解析を行い、礫種ごとのひずみ量を算出した。

SHIMAMOTO and IKEDA (1976) のひずみ解析を精度よく行うためには、同一平面内でするだけ測定数を多くとること、測定しようとする粒子の平均的初期形態が円(軸比=1)に近いこと、粒子の長軸の初期配列がランダムに近いことが必要である。また、結果の信頼度は当然のことながら測定数と密接に関係している。筆者の理論的研究によると、変形前の粒子の軸比が1.4(これは、変形を受けていない長部礫岩に含まれる花崗岩礫の平均軸比に等しい)の粒子を用いて解析したとすれば、95%以上の信頼度で、可能な最大誤差を10%以内におさえるためには約40個のデータが必要である。露頭面の制約などで、実際の測定数は第II表に示されているように、4~20である。ちなみに、測定数が10のとき、最大誤差を20%とすれば、結果の信頼度は93%である。(ひずみ解析の信頼度の理論的考察については別途報告の予定である。)

ひずみ解析は、条件のよい露頭のあるA・B・Cの3地点で行われた(第8図)。そのうちAは長部川上流にあつて、ちょうどI帯とII帯の境界線上に位置している。ここから気仙川岩体の貫入面までの距離は約2 kmである。Bは気仙川岩体の貫入面に隣接したIII帯に属している。CはII帯の高温部に属し、貫入面からの距離は約400 mである。

解析結果は第2表に示されている。これから次のことが指摘できるであろう。その一つは、同一地点の同一平面で比較した場合、花崗岩礫の示すひずみ楕円が最も円に近く、流紋岩質凝灰岩・石灰岩・安山岩ないしヒン岩の示すひずみ楕円は細長い楕円形を呈していることである。これは後述するように、変形時における流動性の相違を反映しているのであろう。

他の一つは、同一岩石種で比較した場合、変成温度が低くなるほど変形の度合いが弱くなる



第8図. 長部礫岩のひずみ解析を行った地点。

第2表. 長部礫岩の平均軸比。()内の数字は測定数を示す。平均軸比の計算は SHIMAMOTO et al. (1976) による。

| 測定点 | 測定面 | カコウ岩 | 流紋岩 | 石灰岩 | 安山岩 |
|------|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| A | ほぼYZ面 | 1.04 (10) | — | — | — |
| B-1 | 不明 | 1.44 (15) | 3.10 (10) | 3.38 (18) | — |
| B-2 | X軸と50°, YZ面と90° | 1.48 (14) | 2.63 (11) | — | — |
| B-3 | ほぼYZ面 | 1.27 (6) | 2.95 (4) | — | — |
| B-4a | ほぼYZ面 | — | — | 3.14 (11) | — |
| B-4b | ほぼXZ面 | 1.47 (9) | — | 4.11 (12) | — |
| B-5a | ほぼYZ面 | 1.60 (7) | — | — | 2.97 (19) |
| B-5b | ほぼXZ面 | 1.37 (13) | — | — | 3.48 (20) |
| C | ほぼXY面 | — | — | — | 3.13 (11) |

ことである。第2表には、花崗岩礫についてこのことが示されている。すなわち、I帯とII帯の境界に位置しているA点では、ほぼ東西鉛直断面（ひずみ楕円体のYZ面にほぼ一致）における花崗岩礫はほとんど変形しておらず（軸比にして1.04）、花崗岩以外の礫にも変形はほとんど認められない。一方、最も変成度の高いB点における花崗岩礫のそれは1.27~1.60となり、明らかにより扁平な形に変化し、他の礫はさらに細長い楕円状を呈している。

花崗岩質岩体の周辺では母岩が強い変形作用を受けて、しばしば片状ホルンフェルスとなっていることが多い。北上山地では千厩岩体に接する割山礫岩（神津・渡辺 1927）、宮古岩体や五葉山岩体周辺（吉田 1961）などで片状ホルンフェルスが報告されている。

片状ホルンフェルスの形成機構については、マグマの貫入圧に原因を求める説が多い（例えば村上 1955, 加納 1978）。すなわち、この説では上昇してくるマグマが母岩を強く圧縮するために、母岩が著しく変形して片状を呈するようになると考えるのである。

しかしながら、本地域の場合には上述のマグマの貫入圧モデルは適用できないと思う。筆者は次のようなモデルを想定している。すなわち、北上山地の全域が東西側方圧縮を受けて、ほぼ南北性のスレート劈開がほぼ全域に形成される。このような応力場に、花崗岩質マグマが貫入してくると、その周辺の母岩が接触変成作用を受け、昇温によってその強度が低下するであろう。そうすると、同一強度の応力場であっても、この部分は変形が著しく進んで片状ホルンフェルスになるであろう。

このモデルの根拠としては、次のような事実を挙げることができる。

- (1) 非変成領域におけるスレート劈開と、片状ホルンフェルスの片理の配列に有意な差がない（IV章, 第18図参照）。
- (2) 片理とスレート劈開の重複現象は認められない。
- (3) 貫入した花崗閃緑岩体にも東西圧縮を示す片状構造が発達していて、しかもこの片状構造は片状ホルンフェルス中の片理と完全に平行である。

このモデルによれば、片状ホルンフェルスの原因となった東西圧縮は、北上山地全体に及ぶような広域的な造構応力によるもので、花崗閃緑岩体自身も貫入固結の過程でこの圧縮を受けたことになる。この問題は、気仙川岩体およびその周辺の構造解析（IV章）を通してより明確になるであろう。

礫岩の変形は、礫と媒質の間の粘性率比に強く支配される。そこで次に、長部礫岩に含ま

れている礫の粘性率比について考察してみよう。

第2表に示されている礫種間の平均的形態(軸比)の相違は、主として礫種間の粘性率の相違を反映していると考えられる。GAY (1968 a) は媒質中に含まれた球状物体の変形現象を詳しく検討した。それによると、円形の礫を含む系がSなるひずみを受けたとき、変形後の礫の軸比rは、

$$\ln r = \frac{5}{2R+3} \ln S \quad (1)$$

で与えられる。ここに、Rは礫と媒質の間の粘性率比、Sはひずみ楕円の軸比で表わしたひずみ量であり、対数ひずみεとは

$$\varepsilon = \frac{1}{2} \ln S$$

の関係にある。GAYは粘性流体を用いたモデル実験で(1)式の有効性を確かめ(GAY 1968 a)、SHIMAMOTO (1975) は有限要素法によってそれを確認している。

GAY (1968 b) は、この理論をさらに発展させて、礫岩中の礫Aと礫Bの粘性率比を推定する方法を示した。AとBの初期形態が円であったと仮定すれば、両者の間の粘性率比 μ_A/μ_B (ただし $\mu_A > \mu_B$) は、

$$\frac{\mu_A}{\mu_B} = \frac{\ln r_B}{\ln r_A} - \frac{3}{2R_B} \left(1 - \frac{\ln r_B}{\ln r_A} \right) \quad (2)$$

で与えられる。ここに、 r_A 、 r_B はそれぞれAとBの軸比であり、 R_B は媒質に対するBの粘性率比である。 R_B は一般に測定によって定量的に決定できない量であるが、片理の湾曲の度合などを頼りに、1に近い適当な幅の数値を仮定して粘性率比を計算することができる。GAY (1968 b) が述べているように、(2)式において R_B の値は μ_A/μ_B に対してそれほど大きな影響を与えないので、 $R_B=0.8\sim 2.0$ を仮定すれば、大まかな粘性率比の推定には支障はないであろう。

長部礫岩における礫種ごとのひずみ量(平均軸比)は第2表に与えられている。この資料から、花崗岩・流紋岩質凝灰岩・安山岩ないしヒン岩・石灰岩の相互の粘性率比を求めると第3表のようになる。求めた数値の幅は R_B の値を0.8~2.0と幅をもたせているために発生したものである。表から明らかなように、III帯に相当する変成条件においては、花崗岩が最

第3表. 測定点Bで求めた異種岩石間の粘性率比。Gr: 花崗岩
Rh: 流紋岩 Lm: 石灰岩 An: 安山岩質凝灰岩。

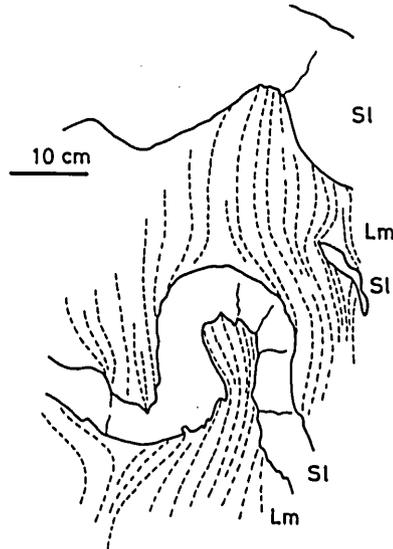
| 測定面 | Gr/Rh | Gr/Lm | Gr/An | Rh/Lm |
|-----|----------|---------|---------|---------|
| 1 | 4.7-7.0 | 5.1-7.7 | — | 1.1-1.2 |
| 2 | 3.6-5.2 | — | — | — |
| 3 | 7.2-11.1 | — | — | — |
| 4a | — | 5.7-8.8 | — | — |
| 5a | — | — | 3.5-5.1 | — |
| 5b | — | — | 6.2-9.5 | — |

も粘性が大きく、他の岩石種との間の粘性率比は5~10の程度である。また、流紋岩と石灰岩の粘性率はほとんど等しく、かつ片理の湾曲の度合から判断すると、泥岩質の媒質のそれともほぼ同じである。

D. 石灰岩にみられる褶曲

広田湾の西海岸に沿って、二畳系の石灰岩の露頭がよく発達している。この石灰岩はII帯に属する接触変成作用を受けていて、一般には再結晶が進み結晶質石灰岩になっているが、ウミユリなどの破片が保存されているところも多い。石灰岩に発達するスレート劈開（ないし片理）は構成物の平行配列や伸張した方解石粒の平行配列で示される。

この石灰岩には連続性のあまりよくない泥質岩の薄層が挟まれている。この泥質岩はもとと不規則な形態をもつものが多いために、石灰岩にみられる小変形構造は一見極めて複雑である。しかしながら、初期形態が板状で単純であると考えられる場合について観察すると、その基本的な変形構造は褶曲とブーディンであって、多重時相にわたる変形構造の重複はないことがわかる。スレート劈開面に高角度で斜交する泥質岩層は、スレート劈開を軸面とした褶曲構造を呈している（図版XVIIIの1、第9図）。石灰岩中のスレート劈開は、褶曲の軸部



第9図. 石灰岩 (Lm) 中に挟まれた泥質岩薄層 (SI) の褶曲。破線はスレート劈開を示す。唐桑町大槻島。

の内側に向かって収束し、外側で開いた弱い扇状配列を呈している。このような特性はこの褶曲が泥質岩をコンピーテント層、石灰岩をインコンピーテント層として挙動した座屈褶曲であることを示している。

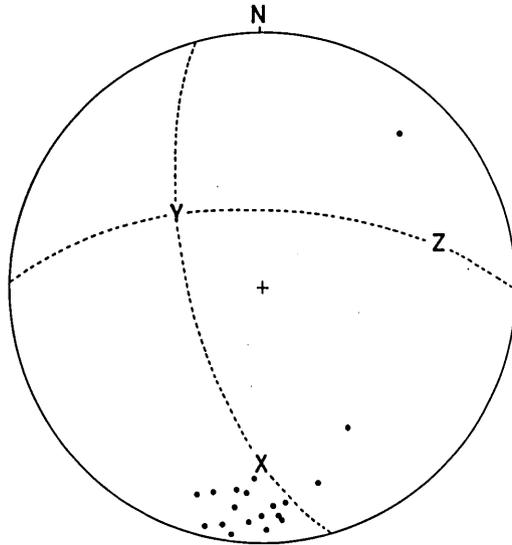
スレート劈開に平行な泥質岩層は、しばしばブーディンや膨縮構造を呈する（図版XVIIIの2）。スレート劈開とブーディンの幾何学的関係から判断すると、これらのブーディンはスレート劈開に直交する方向からの圧縮作用によって形成された構造であり、上述の小褶曲と同じ圧

縮作用の場で形成されたと考えられる。褶曲との相違は、作用する外力に対する初期配列の違いを反映するにすぎない。また、石灰岩中の泥質岩層のつくる変形構造が一見複雑な様相を呈するのは、変形を受ける前の泥質岩層に層厚や配列の乱れが多かったことに原因があるのではないかと思われる。

以上のような変形構造の特性から判断すると、本地域の二畳系においては、粘板岩のほうが石灰岩よりも粘性が大きいといえよう。これまでの報告を調べてみると、石灰岩の粘性が泥質岩（粘板岩や泥質片岩）のそれより大きいという報告が多い。例えば、三波川変成帯における泥質片岩中の方解石脈（結晶質石灰岩）の褶曲（OYAGI 1965, 原・嶋本 1979）や、イギリスのデボン系粘板岩中の石灰岩層の褶曲（de SITTER 1964, p.279-287）などは、いずれも石灰岩の粘性が大きいことを示している。同一岩石種から成る系でありながら、粘性率比が異なる要因としてはいろいろなことが考えられよう。多くの可能性について慎重に検討することが必要であるが、最も有力な要因としては変形時における温度の相違が考えられよう。これについては次節で言及することにする。

E. 石英脈の褶曲

広田湾沿岸、宮城県唐桑町小原木付近の海岸に露出する二畳系黒色粘板岩には、厚さ数ミリメートル程度の石英脈がよく発達している。これらの石英脈は、第10図に示されているように、ほぼ東西の走向をもち、北へ急角度で傾斜している。この地点は、本章のB節で石灰質ノジュールを用いてひずみ解析を行ったところである。第10図のX・Y・Zは、石灰質ノ



第10図. 二畳系黒色粘板岩中に晶出した石英脈の方位。●は石英脈の壁面の極, X, Y, Zは石灰質ノジュールから求めた平均ひずみ楕円体のそれぞれ最長軸, 中間軸, および最短軸である。

ジュールから求めたひずみ楕円体の主軸の方位を示す。図から明らかのように、石英脈は最大伸張軸Xと高角度をなしていることから、これらの石英脈は引張性^{ひつか}裂罅として発生した可能性が強い。このことは、石英脈の形成時期がスレート劈開の形成を伴う変形時相に対応することを意味する。

図版XIXの1・2、図版XXの1に示されているように、多くの石英脈は母岩である黒色粘板岩中のスレート劈開を軸面として褶曲している。詳細に観察すると、母岩のスレート劈開は石英脈のつくる褶曲軸部の内側で収束し、外側で開いた扇状配列を呈している(図版XIXの2参照)。また、石英脈中の石英粒は褶曲軸に垂直な断面では著しく伸張し、褶曲軸部の内側を扇の要とした弱い扇状配列を呈している(図版XXの2)。これらの特性は石英脈をコンピート層、黒色粘板岩をインコンピートな媒質とした座屈褶曲のひずみ特性によく一致している(HARA et al. 1968, SHIMAMOTO and HARA 1976など)。したがって、石英脈の褶曲は、スレート劈開の形成に関与した広域的東西圧縮作用に伴って形成された座屈褶曲であると結論できよう。

1950年代の後半から、座屈褶曲に関する研究が、理論と実験の両面から急速に進歩した。例えば、BIOT (1957, 61, 65), RAMBERG (1963, 64), SHERWIN and CHAPPLE (1968), DIETERICH (1969), DIETERICH and CARTER (1969), HUDLESTON (1973), SHIMAMOTO and HARA (1976), 原・嶋本 (1979) などが文献として重要である。これらの研究によって、座屈褶曲の諸特性が次々に解明され、褶曲の波長/層厚比から変形時における系の粘性率比の推定が可能となった。

BIOT (1957, 61) は、粘性流体として挙動する単層-媒質系の褶曲について、次のような式を導いた。

$$\frac{L_d}{h} = 2 \pi \sqrt[3]{\frac{\mu}{6 \mu_1}} \quad (3)$$

ここに、 L_d は卓越波長(最も成長速度の大きい褶曲の波長)、 h はコンピート層の層厚、 μ はその粘性率、 μ_1 は媒質の粘性率である。RAMBERG (1963, 64) も全く独立にこれと同じ式を導いている。BIOTの理論によれば、任意の外力に対して系にはいろいろの波長の褶曲が発生するけれども、(3)式で与えられる L_d なる波長の褶曲の成長速度が最も速い。したがって、十分に変形の進んだ天然の褶曲においては、 L_d なる波長の褶曲が他の波長の褶曲を隠してしまっており、実際には L_d が卓越して発達しているように見えるはずである。 L_d が卓越波長とよばれているのは、まさにこのためである。

一般に層状岩石系が層に平行ないし平行に近い方向からの圧縮作用を受けると、二通りの対応を示す。一つは層の均一な短縮であり、他の一つは層の屈曲による短縮である。BIOTの理論式(3)は、層の均一短縮の効果を考慮していないために、この式をそのままの形で適用して天然の褶曲の波長/層厚比から粘性率比を算出することはできない。BIOT (1964, 65) や SHERWIN and CHAPPLE (1968) は地層の均一短縮を考慮にいれて、(3)式を次のように変形した。

$$\frac{L_d}{h} \exp(\epsilon_s) = 2 \pi \sqrt[3]{\frac{\mu}{6 \mu_1}} \quad (\text{BIOT, 1965}) \quad (4)$$

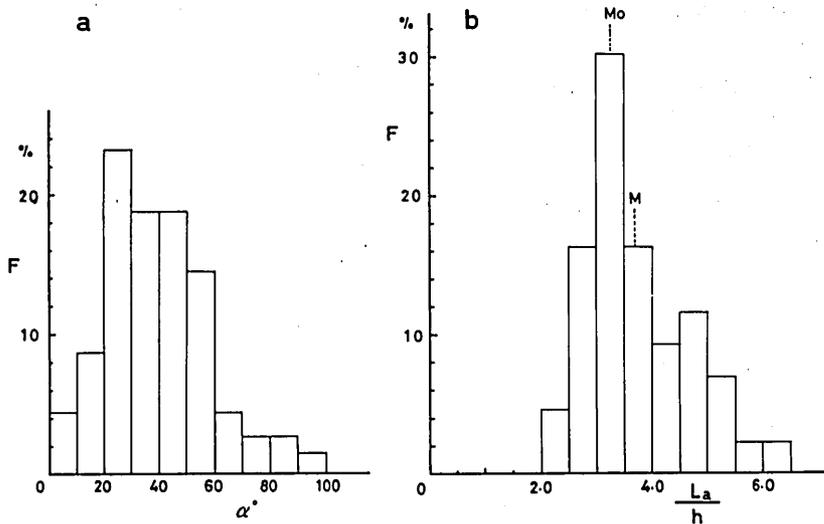
$$\frac{L_d}{h} = 2 \pi \sqrt[3]{\frac{\mu}{6 \mu_1} \cdot \frac{1+S}{2 S^2}} \quad (\text{SHERWIN et al. 1968}) \quad (5)$$

ここに、 ϵ_s と S は系の受けた平均ひずみを表わす。ひずみ楕円の軸比を S とすると、 $\epsilon_s = \frac{1}{2} \ln S$ である。これらの式を用いて褶曲時の系の粘性率比を求めるためには、系の平均ひずみ量(ϵ_s または S)を独立に測定しなければならない。

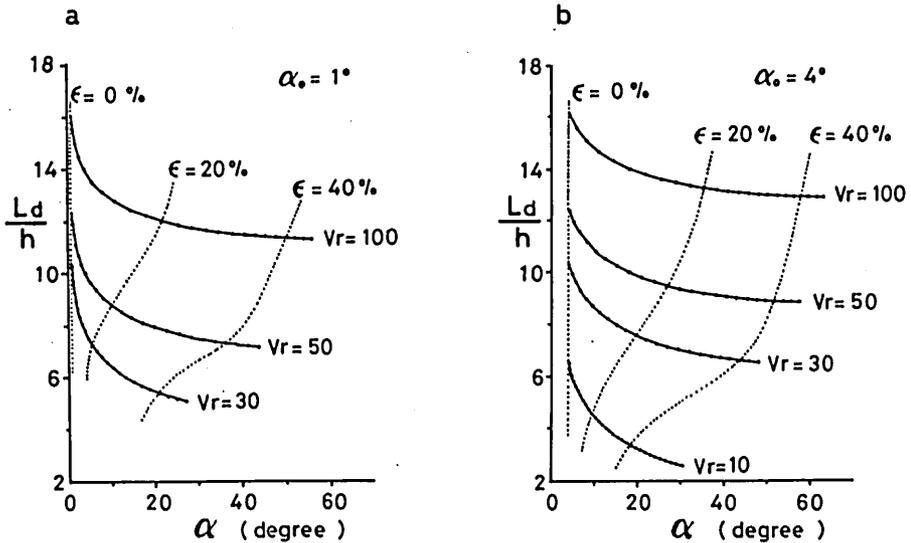
HUDLFSTON (1973) によれば、座屈褶曲における卓越波長 L_d は、翼の傾斜角 α が 15° - 25° に達した時に最終的に決定される。つまり、 α が 15° - 25° 以上になれば、変形の進行に伴う層厚の増大があっても、褶曲軸の位置は固定されて、もはや波長の選択は起こらなくなる。したがって、天然の褶曲から系の粘性率比を推定する場合には、 $\alpha = 15^\circ$ - 25° の段階における L_d/h と ϵ_s を知る必要がある。

天然の褶曲からこれらの値を直接測定することは、一般に不可能である。そこで、SHIMAMOTO and HARA (1976) は有限要素法による数値実験の結果に基づいて、これらの値を推定する方法を示した。有限要素法を用いれば、翼の傾斜が 15° から任意の角度 α になるまでの L_d/h の変化量を決めることができる。この変化量を L_d/h の測定値に加えれば、 $\alpha = 15^\circ$ における L_d/h の値を得ることができる。また、 $\alpha = 15^\circ$ における卓越波長 L_d は弧の長さ L_a に対して、 $L_d = 0.98 L_a$ という関係にあること、さらに $\alpha = 15^\circ$ における系全体の平均ひずみ ϵ_s ($\alpha = 15^\circ$) を数値実験結果から見積り、これらを (4) または (5) 式に代入すれば系の粘性率比 (μ/μ_1) が決定できる。

天然の褶曲における波長は、弧の長さ (L_a) によって与えられる。小原木海岸における石英脈の褶曲の L_a/h と α の頻度分布が第 11 図に示されている。SHERWIN and CHAPPLE (1968) や SHIMAMOTO and HARA (1976) が述べているように、粘性率比の推定にはこれらの測定値の最頻値 (mode) を用いるのがより合理的である。本地域の石英脈の褶曲では、 L_a/h と α の最頻値はそれぞれ 3.3 と 25° である。



第11図. 石英脈の小褶曲の翼傾斜 (a) と波長/層厚比 (b) の頻度分布図。波長は弧の長さ (L_a) で表わす。



第12図. 褶曲の進行に伴う弧の長さ/層厚比 (L_d/h) の変化. α は翼の傾斜角, V_r は層と媒質との間の粘性率比, ϵ_s は系の受けた平均ひずみ. a は翼傾斜角の初期値 (α_0) が 1° , b は 4° の場合を示す (SHIMAMOTO and HARA 1976 より).

$L_d/h=3.3$ から推定される粘性率比は 10 よりも小さいであろう。 $\mu/\mu_1 < 10$ なる層状岩石系の褶曲については、数値実験が行われていないので、ここでは SHIMAMOTO and HARA (1976) の結果 (第 12 図) を外挿して、 $\alpha=15^\circ$ における系の平均ひずみ (ϵ_s) が 40-50%、 α が 15° から 25° になるまでの L_d/h の変化量を 0.7-1.0 と推定した。上記の $L_d/h=3.3$ にその変化量を加え、更に $L_d=0.98 L_a$ なる経験式に代入すれば、 $\alpha=15^\circ$ における L_d/h の値は 3.9-4.2 と推定される。この値と $\epsilon_s=40-50\%$ を (4) 式または (5) 式に代入すると、本地域の石英脈と黒色粘板岩との間の粘性率比は 4.3-7.1 と推定される。

石英脈と各種媒質との間の粘性率比の推定は、これまでに世界各地で試みられている。第 4 表はそれらを一覧表にしたものである。表に示されているように、本地域の石英脈と粘板岩との粘性率比は、他地域の泥質岩 (頁岩・粘板岩・千枚岩・泥質片岩) に比べて 1 桁ほど小さいことが特徴的である。

本地域の石英脈と黒色粘板岩との粘性率比が他の地域より小さいのは何故であろうか。媒質の組成・変形時の温度・静水圧・媒質中の流体成分の相違など、いろいろな原因が考えられるであろう。本地域の石英脈の粘性率比が、三波川変成帯における石英脈と砂質片岩との粘性率比よりもずっと小さい (第 4 表) ことから、媒質の組成以外にも重要な原因があることは明らかである。媒質中の流体成分が粘性率比に及ぼす効果は大きいと予想されるが、具体的にこの問題を考察するにはいささか資料不足である。

変形時の温度の効果については、いくつかの資料に基づいて議論することができる。本地域の黒色粘板岩には黒雲母が豊富に晶出していて、変成分帯では II 帯に属している。この接触変成作用によって晶出した黒雲母や陽起石は形態定向配列してスレート劈開をつくって

第4表. 褶曲の波長/層厚比から求めた石英脈と各種媒質との粘性率比.

| matrix | locality | μ/μ_1 | References |
|-----------------------------------|----------------|-------------|-------------------------|
| pelitic schist | kune | 103-145 | SHIMAMOTO et al. (1976) |
| psammitic schist | Oboke | 26-34 | 〃 |
| 〃 | Koboake | 28-39 | 〃 |
| mafic schist | Nagahama | 19-30 | 〃 |
| phyllite | Reservier | 19 | SHERWIN et al. (1968) |
| sandstone | 〃 | 14 | 〃 |
| shale | Martinsburg | 15 | 〃 |
| gray shale | Vermont | 17 | 〃 |
| green slate | 〃 | 30 | 〃 |
| slightly meta- morphosed shale | Nassau | 23 | 〃 |
| shale | Hommelvik-Hill | about 30 | RAMBERG et al. (1968) |
| black slate | Kowaragi | 4-7 | this paper |

る。また、石英脈はスレート劈開を軸面とした座屈褶曲であるから、石英脈の褶曲作用とスレート劈開の形成はほぼ同時であり、さらに気仙川花崗閃緑岩体の接触変成作用ともほぼ同時であると考えられる。したがって、本地域の褶曲作用はII帯に相当する温度圧力条件下で行われたと推定され、本地域の低粘性率は、変形時の温度が高かったことに原因があると考えられる。

一方、第4表に記載された地域の変形時の温度はどの程度であろうか。SHERWIN and CHAPLE (1968) はアパラチア地方の泥質粘板岩中の石英脈について、粘性率比を15-30と推定している(第4表)が、MAXWELL (1962) や POWELL (1972) によれば、アパラチア地方のスレート劈開を伴う変形作用は堆積物の固結過程の比較的初期(オールドヴィス紀)で、変形時の温度はかなり低かったことが考えられる。また、SHIMAMOTO and HARA (1976) は石英脈と泥質片岩の粘性率比を103-145と見積もったが、この褶曲は主要な三波川変成時相より後の肱川時相(秀 1973) に形成されたものである。この時相における変成鉱物の晶出は極めて微弱で、わずかに陽起石や緑泥石の晶出が認められるだけである。したがって、この場合も、褶曲形成時の温度は低かったと考えられよう。本地域では、他の地域とは逆に粘板岩のほうが石灰岩よりも粘性が大きいことは前に述べた。これも変形時の温度が、他の地域と比べて高かったことに関係しているのであろう。

石英脈と粘板岩の粘性率比に対する温度の影響を定量的に調べた実験的研究はまだ行われていない。石英砂岩と石灰岩の場合については、PARRISH et al. (1976) の報告がある。彼らによれば、石英砂岩の石灰岩に対する粘性率比は、系に水が含まれていれば、温度の上昇とともに急激に低下し、約370°Cでほぼ1、それ以上では逆に1よりも小さくなる。先に述べたように、石英脈と粘板岩についての実験はまだ全く行われていないので、確定的なことは何も言えないが、もし石英脈と各種媒質との間の粘性率比と温度との関係が解明されるならば、小褶曲の波長/層厚比から変形時期の温度条件を推定する道が開かれることになり、地質学的にもきわめて意義深い課題を提供することになるであろう。

F. 花崗岩質岩脈の褶曲

陸前高田市気仙町長部から気仙川河口にかけての海岸には、片状ホルンフェルス化した長部礫岩と気仙川花崗閃緑岩体の接触部のよい露頭がある。接触部付近の長部礫岩中には、気仙川岩体から分枝した花崗岩質ないしアプライト質の細脈が数多く貫入している。そのうち、片理に高角度で斜交する岩脈は顕著な褶曲構造を呈している。図版XXの4や図版XXIの1-3はそのような褶曲の例である。また片理にほぼ平行に貫入しているものは、膨縮構造(pinch and swell structure)を呈することがある。

これらの褶曲は、いずれの場合でも母岩のホルンフェルス中の片理を軸面としていることが共通の特徴である。更に詳しく観察すると、母岩の片理は褶曲軸部の内側で収束し、外側で発散する傾向をもつことや、花崗岩質岩脈内に発達している片状構造(片理)は、褶曲軸の内側を扇の要とした弱い扇状配列を呈している(図版XXIの2)ことが認められる。これらの特徴は座屈褶曲のもつ特性に他ならない。

母岩である長部礫岩の片理は、気仙川岩体の及ぼした接触変成作用によって晶出した黒雲母や角閃石などが平行配列した面構造である。花崗岩質岩脈やアプライト脈は、気仙川岩体の本体よりも一般に優白質であることやその産状などから、気仙川岩体の活動末期に晶出したものであろう。このような花崗岩質岩脈やアプライト脈が片状ホルンフェルスの片理(周辺の中・古生層のスレート劈開に相当)を軸面として座屈褶曲していることは、気仙川岩体の貫入定置運動の末期において、なおかつ強い東西圧縮が作用していたことを示す有力な証拠であらう。

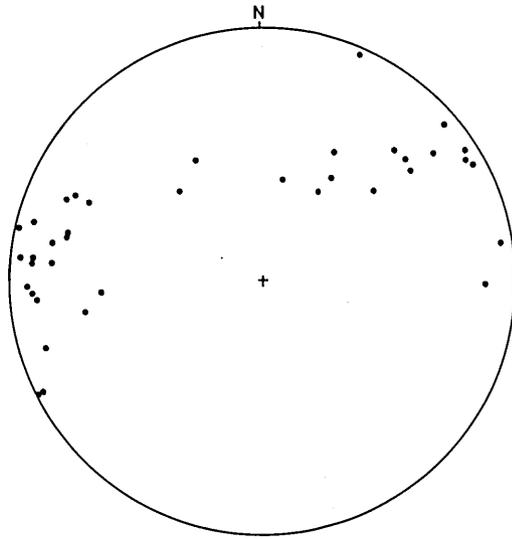
G. ヒン岩岩脈の変形

本地域には、ほぼ全域にわたって大小様々な規模のヒン岩岩脈が貫入している。この中には粒径が数mm以上もある斜長石の斑晶を含むもの、肉眼ではほとんど斑晶の認められないもの、および閃緑岩に近い組織を示すものまで、岩質においても多様性が認められる。

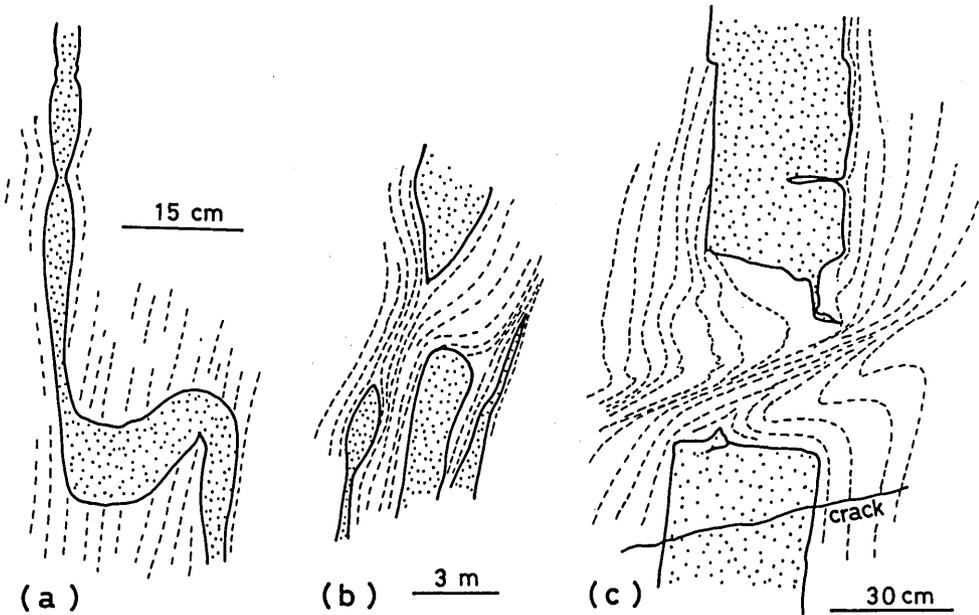
ヒン岩岩脈の貫入面の方位は、第13図にステレオ投影図で示されている。ヒン岩岩脈にはNS走向をもち東へ急傾斜するものが最も多いが、全体として $S 10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 、 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ に極をもつ大円ガードルを形成している。これは小原木海岸における石英脈の貫入面(第10図)とは全く異なる方位である。もし、ヒン岩岩脈が引張性裂隙として形成されたものであれば、そのガードルの極は最大圧縮軸Zに相当する。このようにして求められたZ軸の方位は、スレート劈開の形成に関与した圧縮軸(東西方向)とは高角度で斜交している。ヒン岩岩脈の貫入時には、南北方向の圧縮力が作用していたらしい。

変成度の高い地域に貫入したヒン岩岩脈は気仙川岩体の接触変成作用を受けて、岩脈内に片理ないしスレート劈開が発達している(第16図)。角閃石の斑晶が回転して、片理に平行に配列して片理を強調している場合もある。

岩脈中に片理ないしスレート劈開が認められない場合でも、岩脈が劈開面を軸面とした褶曲(第14図a)やブーデン構造(第14図c)をつくる場合、第14図bのように、岩脈の末端で



第13図. ヒン岩岩脈の貫入面のステレオ投影図. 大沢から只越にかけての広田湾西岸で測定したもの.



第14図. ヒン岩岩脈の変形構造のスケッチ.

- a : 片状ホルンフェルスの片理を軸面とした褶曲と膨縮構造を示すヒン岩岩脈. 出山.
- b : ヒン岩岩脈の末端でそれを取り巻くように湾曲するスレート劈開. 松の鼻.
- c : 石灰岩に貫入したヒン岩岩脈のブーディン構造. 出山.

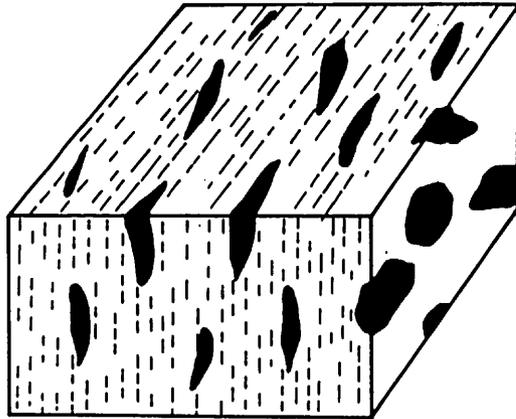
母岩中のスレート劈開が岩脈を包み込むように湾曲している場合があることから、ヒン岩岩脈はスレート劈開の形成時期以前にすでに貫入していたと考えられる。

ヒン岩岩脈は明らかにジュラ系を貫いている。したがって、もし本地域に分布するすべてのヒン岩岩脈が同一時相に貫入したものであれば、その貫入時期はジュラ紀以後、白亜紀前期の気仙川岩体貫入以前に限定されるであろう。

IV. 気仙川花崗閃緑岩体の片状構造

気仙川花崗閃緑岩体は、陸前高田市から住田町世田米にかけて、気仙川に沿って分布する白亜紀花崗閃緑岩体である。鈴木(1952)は本岩体の鉱物組成や構造を詳しく研究して、北から世田米型・横田型・竹駒型・脇之沢型・広田型に区分した。この研究では、鈴木のような世田米型・横田型・竹駒型について調査を行い、陸前高田市市街地より南東側に位置する脇之沢型・広田型については十分な調査を行っていないので言及しない。

気仙川岩体の中で世田米型・横田型・竹駒型の花崗閃緑岩体には、黒雲母・角閃石・斜長石などの構成鉱物が形態定向配列して、顕著な片状構造が発達している(図版XXIIの1)。レンズ状の暗色包有物(塩基性包有物)が含まれているところでは、これらの長軸が平行配列して片状構造を強調している(第15図)。片状構造の発達が弱い広田岩体では、暗色包有物は



第15図. 気仙川岩体の片状構造と暗色包有物の幾何学的関係を示す模式図。

楕円状を呈しているも、その長軸は一般に定向配列を示さない。

気仙川岩体の片状構造の成因について、加納他(1978)は、「マグマの貫入定置の際の塑性流動に伴い、壁岩と岩体との間、あるいは周縁部とより中心部との間などの差動運動によって生ずる初生的な構造であり、二次的な構造とは区別されなければならない」と述べている。すなわち、加納はこのような片状構造は、マグマの流動に原因があると考えている。

北上山地には、本岩体と同類の白亜紀花崗閃緑岩体が数多く分布している(片田他 1971 参

照)。そのうちの多くの岩体に片状構造が発達しており(島津 1964)、その成因の解明は地質学的に極めて重要な意味をもつであろう。本章では気仙川岩体に発達する片状構造の観察結果に基づいて、その成因を探ってゆきたい。

A. 組 織

気仙川花崗閃緑岩体を構成する主要鉱物は斜長石・正長石・黒雲母・角閃石・石英である。それらの平均的な量比は、鈴木(1952)によると、石英 21.70%、正長石 9.77%、斜長石 49.02%、黒雲母 10.10%、角閃石 9.06%で、これらの割合は岩体内部で多少変化するけれども、平均的には石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩に属するものが多い。

構成鉱物のうち、斜長石・角閃石・黒雲母は一般に自形に近い形を呈することが多く、石英は他の鉱物粒の間隙を埋めるように、細粒結晶の集合体を形成している。このような組織から、気仙川岩体は比較的地下浅所(鈴木(1952)は約 3 km と推定した)に、おそらく結晶粥(crystal mush)(小島 1979)のような状態で進入したものと考えられている。

片状構造のよく発達した標本では、石英粒は一般に顕著な波動消光を示し、石英粒の集合体は片理と平行に伸びたレンズ状を呈することが多い。このような場合でも個々の石英粒が伸張していることはない。劈開面が片理と高角度で斜交した黒雲母には、しばしばキンクバンドが認められるが、個々の鉱物粒の結晶内変形は一般に微弱である。

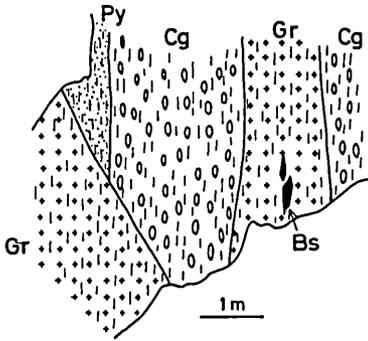
本岩体に含まれている暗色包有物は細長いレンズ状を呈することが多いが、不規則な形態をもつものもある。本地域の南東の広田半島に分布している広田型花崗閃緑岩体には片状構造はあまり発達していない。この岩体に含まれている暗色包有物はまるみを帯びた楕円状で、その長軸の配列は無秩序である。これに対して竹駒型・横田型・世田米型の岩体では暗色包有物はかなり細長く伸張し、その長軸は互いに平行配列している。長部付近の白浜崎で測定した暗色包有物の平均的な形態は 3 軸の長さが 2.0 : 1.0 : 0.47 で与えられる細長い楕円体状である。

B. 中・古生層との構造的関係

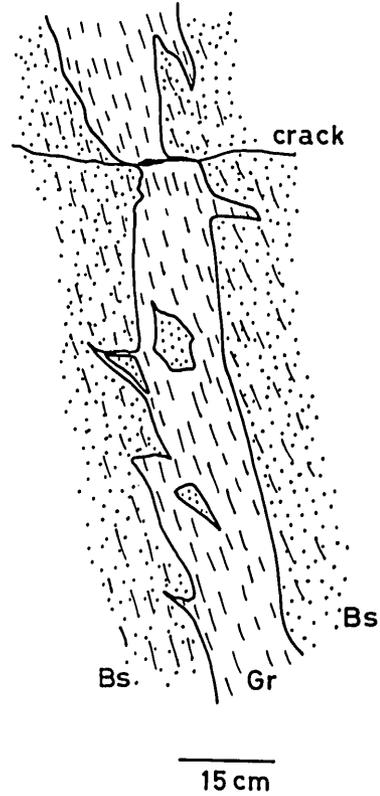
気仙川岩体の片状構造と、母岩である片状ホルンフェルスの片理との構造的な関係は、長部から気仙川河口にかけての海岸の露頭で直接観察することができる。第 16 図は、岩脈状に枝分かれした花崗閃緑岩が長部礫岩の中に貫入している露頭のスケッチである。図に示されているように、花崗閃緑岩体の片状構造は、貫入面の方位に関係なく長部礫岩やヒン岩岩脈中の片理と平行である。

加納ら(1978)は、片状構造が母岩の片状ホルンフェルスの片理と平行であるという一般の傾向は認めながらも、接触面の近くでは片状構造は花崗閃緑岩体の貫入面に平行であると主張し、この片状構造はマグマの貫入定置の際の流動を反映した初生的流理構造であると結論した。

筆者は加納らの論文が発表されてから、再度現地調査を行い、加納らの観察結果を再検討した。その結果、彼らの主張を支持する事実を認めることができず、少なくとも多くの場合



第16図. 長部礫岩とヒン岩岩脈を切って貫入している花崗閃緑岩体。花崗閃緑岩体の片状構造(片理)は母岩の片理と平行であるが、貫入面とは斜交する場合がある。
Gr: 気仙川花崗閃緑岩体,
Cg: 長部礫岩, Py: ヒン岩,
Bs: 暗色包有物。陸前高田市長部。

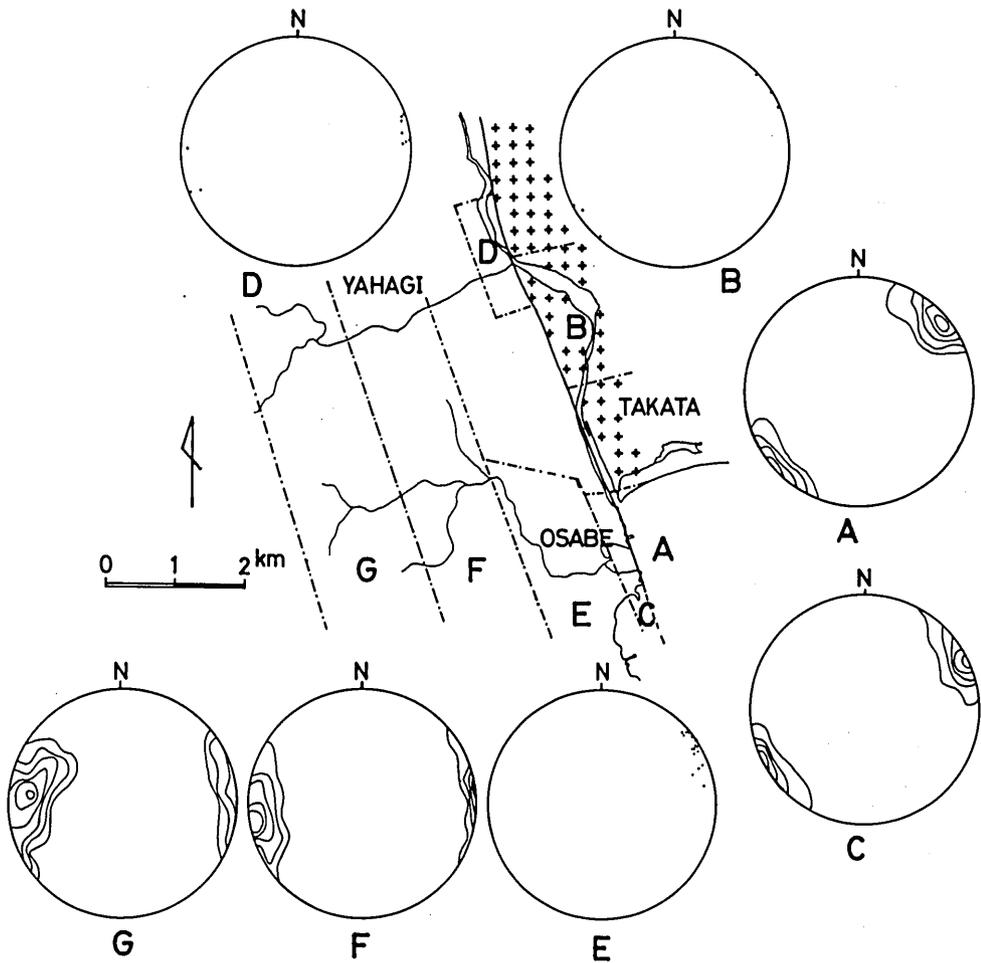


第17図. 大きな塩基性包有物 (Bs) の中に貫入した優白色の花崗閃緑岩(Gr)。短線は片理を示す。陸前高田市山谷。

において片状構造は母岩中の片理と平行であって、必ずしも貫入面とは平行でないという筆者のこれまでの観察結果を再確認することができた。後で示されるように、片状ホルンフェルスの片理と、周辺の中・古生層のスレート劈開は同じ変形時相に属する変形構造である。したがって、気仙川岩体の片状構造は片状ホルンフェルスの片理や中・古生層のスレート劈開の形成と密接な成因的関係をもつことが考えられる。

第17図は片状構造の成因を示唆するもう一つの資料である。ここでは大きな暗色包有物の中に優白色の花崗閃緑岩が脈状に貫入している。片状構造は両岩体に発達しているが、両者は貫入面と 10° ~ 20° の角度で斜交し、かつ互いに平行である。もし加納ら(1978)が主張するように、片状構造が塑性流動に伴う壁面や周縁部との間の差動運動、ないしマグマの側方膨張によるものであるとすれば、第17図のような事実の説明は困難であろう。

III章で述べたように、気仙川花崗閃緑岩体は貫入固結の過程で強い東西圧縮作用を受けている。褶曲した花崗岩質細脈には褶曲作用に伴う内部ひずみ分布に対応した片状構造がみられるが、これはこれらの褶曲が東西圧縮による座屈褶曲の特性によく似ている(図版XXIの2)。また、暗色包有物が片状構造に平行な方向に著しく伸張していることも、気仙川岩体の片状



第18図. 長部・矢作地区におけるスレート劈開と片理の地域的变化。小領域AとBは気仙川岩体、CとDはIII帯、EはII帯、FとGはI帯に属する。スレート劈開や片理の配列は、西から東に向かって左回りに連続的に変化している。

構造が側方圧縮型の変形構造であることを示す証拠といえよう。

気仙川岩体の片状構造が母岩である中・古生層の片理やスレート劈開と同じ成因をもつ側圧型変形構造であるという筆者の主張は、第18図に示された巨視的構造解析の結果からも支持される。第18図には、長部川および矢作川上流から広田湾沿岸までのスレート劈開・片理・片状構造の配列の変化が、ステレオ投影図に表現されている。図を一見すると、気仙川岩体の片理と片状ホルンフェルス中の片理とは平均的には約 10° ぐらいで斜交しているようにみえる。しかしながら、図を大局的にみると、気仙川岩体から2 km以上離れた小領域Gから東に向かって、スレート劈開や片理の配列は連続的に変化していることが分かるであ

ろう。すなわち、Gでは走向N20°E、FでN0°E、EでN10°W、CでN30°Wと変化し、気仙川岩体(小領域AとB)の片状構造のN40°Wへと連続している。この変化は、変形時相の異なる面構造が重複しているために発生したものでないことは明らかである。この現象は、スレート劈開・片理・片状構造が、同一変形時相に、同一の原因で形成されたものであると考えることによって、はじめて合理的に理解できるであろう。

以上の諸事実を総合的に説明するためには、加納ら(1978)のモデルは不十分であると思われる。気仙川花崗閃緑岩体の片状構造は中・古生層のスレート劈開や片理と同じ成因をもつ側圧型変形構造であるという結論に基づいて、これらの変形構造の形成過程について筆者は次のように考えている。

白亜紀初期に南部北上山地は東西圧縮の作用する場に置かれた。このような場に、気仙川花崗閃緑岩体のマグマが、おそらく結晶粥のような状態で進入してくる。気仙川岩体に隣接する部分はその熱の作用を受けて接触変成作用が起こると共に、昇温のために岩石強度が低下して、その部分の変形が著しく進行し片状ホルンフェルスになった。気仙川岩体自体も貫入定置後、冷却固化する過程でこの東西圧縮を受け、片状構造をつくったのであろう。気仙川岩体が強い圧縮変形を受けているにもかかわらず、構成鉱物が顕著な結晶内変形に乏しいのは、マグマの冷却過程の中でも比較的温度の高い条件下で変形が進行したためであろう。

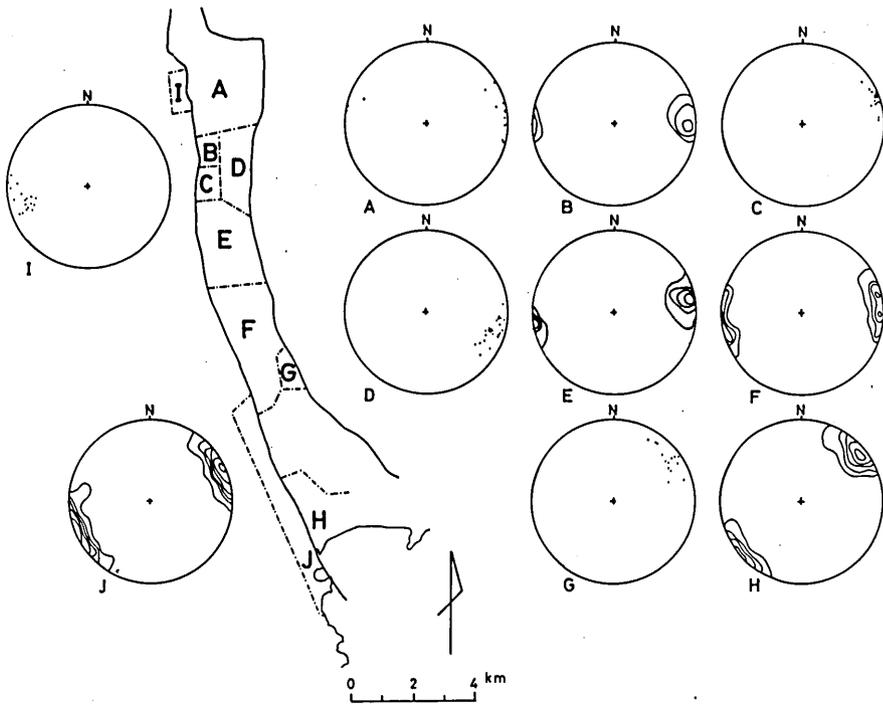
C. 片状構造の岩体内変化

気仙川岩体は、陸前高田市から住田町世田米にかけて分布し、南北に細長くやや東方に突き出た弓形の形態をもつ(第1図、第19図)。片状構造は、陸前高田市の北側の領域を除いて、きわめてよく発達している。

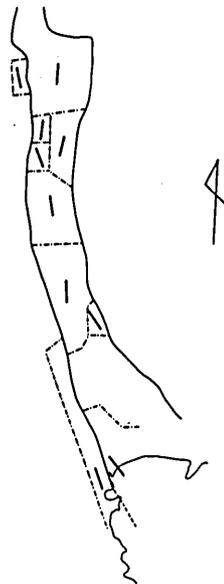
片状構造の岩体内変化のパターンは、岩体を8領域に分けて、第19図のステレオ投影図に示されている。第20図には片状構造の平均的な走向が太い短線で示されている。すべての領域で平均的傾斜はほぼ90度に近い値を示しているため、この図には傾斜角は表現されていない。図中のIとJの2領域には隣接する古生層の片理の走向が示されているが、気仙川岩体の片状構造は隣接する古生層の片理とは低角度で斜交するようにみえる。これは第18図で説明したように、片理や片状構造が岩体の境界を越えて、西から東に向かって左回りに回転していることに起因しており、両者の形成時期の相違などを示すものではない。片状構造のパターンの最大の特徴は、南部ではN40°W、中・北部ではほぼNSの走向をもち、わずかに弓形に湾曲した気仙川岩体の伸びの方向とほとんど平行になっていることである。

花崗岩細脈の褶曲や暗色包有物の産状から、片状構造は最大短縮軸Zに垂直な側圧型変形構造であると考えられる(第III章参照)。したがって、第20図に太い短線で示された方向は水平面における岩体内の引張りずみの方向を与えることになろう。この方向が細長い岩体の伸張方向と平行であるという事実は、気仙川岩体が貫入定置後の冷却固結の過程で、東西圧縮によって南北方向に伸張した可能性を示唆している。

北上山地における白亜紀花崗閃緑岩体の形態は多様である。気仙川岩体・^{ひとかべ}人首岩体・^{せんま}千蔵岩体などのように南北に細長い岩体もあれば、遠野岩体や五葉山岩体のようにまるい形態をもつものもある(片田他1961, 加納他1978)。加納らの報告によれば、これらの岩体には片



第19図. 気仙川岩体および隣接する古生層の片理の地域的变化. 小領域IとJは古生層, 他は気仙川岩体に属する.



第20図. 気仙川岩体および隣接する古生層の片理の平均的走向.

状構造がよく発達していて、ドーム状構造や珠玉状構造を形成しているらしい。南部北上山地の白亜紀花崗閃緑岩体に発達する片状構造には、NS系のものが圧倒的に多いという事実ははっきり指摘できるが、ドーム状や珠玉状構造を形成するものがあるとすれば、東西側方圧縮の機構だけで片状構造の成因を説明することはできないであろう。片状構造の成因は、個々の花崗閃緑岩体で異なっている可能性も考えられるであろう。気仙川岩体にみられるような側圧型変形構造を代表するものと、加納らの主張するマグマの初生流動を反映したものを区別しなければならないかもしれない。この問題は南部北上山地の構造発達史にも関わる重要な意味をもっているので、今後に残された重要課題の一つであろう。

V. スレート劈開の形成時期

南部北上山地の中・古生層には、スレート劈開がよく発達している。特に、古生層と三疊系稲井層群の泥質岩によく発達し、これらは昔からスレート石材として利用されてきた。

スレート劈開の形成時期については、これまで多くの議論がなされてきた。古生層や三疊系稲井層群に比べて、ジュラ系の泥質岩におけるスレート劈開は発達が弱く、かつ発達している地域もきわめて限定されている。また、中・古生層に貫入しているヒン岩岩脈にもスレート劈開が発達している場合があることなどから、スレート劈開は白亜紀初期に形成されたと考える学者が多い(小貫 1969, IWAMATSU 1969, 永広 1977)。

スレート劈開の形成時期に関するこれまでの研究は、ある時代の地層や岩石にそれが発達しているか否かという検討が主要な出発点になっていた。ある時代の地層や岩石に、スレート劈開が発達しているか否かということは、確かに重要な判断基準には違いないが、これだけに頼ることは危険である。なぜならば、スレート劈開の発達は、それを形成する造構作用を受けたか否かということ以外に、その岩石の力学物性や地質学的条件などの多様な要因に支配されるからである。スレート劈開は変形構造の一種であるので、変形論的な側面からの検討も不可欠である。

本論文のIII, IV章で、筆者は本地域のスレート劈開の主要形成時期が白亜紀初期の気仙川花崗閃緑岩体の冷却固結の時期(1.1~1.2億年前)に相当していることを示した。しかしながら、これまでの論証では白亜紀以前にスレート劈開の形成があったか否かについて、すなわち重複変形の可能性についての判断は十分ではなかった。そこで本章では、ひずみ解析の結果に基づいて変形論的な立場から、この問題を考察してみよう。

A. 石灰質ノジュールから求めたひずみ量

III章で記載したように、本地域の二疊系黒色粘板岩には石灰質ノジュールが数多く含まれている。これらのノジュールは、一般に海水に溶食されて楕円体状の空隙となっているものが多く、その主軸の方位等の測定には好都合である。ただ3本の主軸の長さをすべて測定できるものは少なく、ひずみ量の解析には苦勞が多い。

石灰質ノジュールのひずみ量解析は、2通りの方法で行った。その一つは、不完全ながら

3本の主軸の長さを測定できる2個のノジュールから推定した。小原木海岸のものは、 $A=17.5$ cm, $B=9.5$ cm, $C=4.2$ cm, 只越海岸のものは、 $A=13.0$ cm, $B=6.2$ cm, $C=2.6$ cmである。変形前のノジュールの形を球と仮定し、変形に伴う体積の増減がないと仮定すると、主軸の方向のひずみ量(対数ひずみ ϵ_x , ϵ_y , ϵ_z で表わす)は、 $\epsilon_x=0.88$, $\epsilon_y=0.07$, $\epsilon_z=-0.75$, 只越のものが、 $\epsilon_x=0.79$, $\epsilon_y=0.05$, $\epsilon_z=-0.82$ となる。ノジュールのひずみ解析(第6図)から、ひずみ楕円体の最短軸Zはスレート劈開に垂直である。したがって、上述のひずみ量解析から、スレート劈開に垂直な東西短縮量は小原木のノジュールでは約75%、只越では約82%と推定される。

もう一つのひずみ量推定法は、3本の主軸のうち測定可能な2本の主軸の長さの比から算出する方法である。3本の主軸のうち2本を測定できる石灰質ノジュールはかなり多いので、最長軸Aと中間軸Bの比、およびBと最短軸Cの比の値を、それぞれについて平均値をとり、Z軸方向の短縮量を推定した。只越において行った計算結果によると、Z軸方向(ほぼ東西)の短縮量は約77%である。

以上の方法はいずれも精度は高くないけれども、これらの値に大きな食い違いがないので、本地域の二畳系黒色粘板岩中の石灰質ノジュールが受けた東西短縮量は、大雑把に75~85%程度と考えてよいと思う。

石灰質ノジュールと媒質である黒色粘板岩との間に粘性率に違いがあれば、この値は岩体全体の平均短縮量を表わすことにはならない。両者の間の粘性率比を定量的に推定する方法はないが、両者の境界面における劈開面の屈折がほとんどないことから、両者の間の粘性率比はほとんど1とみなしてよいと思われる。したがって、75~85%という値は、本地域の二畳系黒色粘板岩が受けた東西短縮量を表わすとみなすことができるであろう。

B. 石英脈の褶曲から求めたひずみ量

III章で記載したように、小原木海岸の二畳系黒色粘板岩には、褶曲した石英脈がたくさん発達している(図版XIXの1, 2, 図版XXの1-3)。これらの小褶曲は形態特性やひずみ特性から判断して、単層-媒質系の座屈褶曲であると考えられるので、その波長/層厚比と翼の傾斜角の値から、統計的に系の平均ひずみ量を推定することができる(SHIMAMOTO and HARA 1976)。

SHIMAMOTO and HARA (1976) は、有限要素法を用いて単層-媒質系の座屈褶曲の成長過程を調べた。第12図が彼らの結果の一例である。それによると、系の平均ひずみ(ϵ_s)が増大するほど、 L_a/h は最初急激に減少し、翼の傾斜角 α が15°ないし25°以上になると、ほぼ一定の値をとるようになる。この変化は系の粘性率比によって大きく変わり、初期における翼の傾斜角 α_0 によっても変わる。

第11図aは小原木海岸でみられる石英脈の小褶曲の L_a/h の頻度分布、bは α の頻度分布図である。SHERWIN and CHAPPLE (1968) が明らかにしたように、天然の褶曲の代表的な形態は、データの平均値よりも最頻値によって合理的に表現される。本地域の石英脈の場合、 L_a/h の最頻値は3.3、 α の最頻値は25°である(第11図)。

第12図に $L_a/h=3.3$, $\alpha=25^\circ$ を代入してみると、もし $\alpha_0=1^\circ$ であれば、系の平均短縮量 ϵ_s

は約55%、 $\alpha_0=4^\circ$ ならば、 $\epsilon_s=50\%$ である。SHIMAMOTOらの数値実験は軸方向のひずみを0%、すなわち平面ひずみを想定している。本地域の褶曲の場合には、軸に垂直な断面での石英粒は著しく伸張した形態を呈している(図版XXの2)が、軸面を含む断面では石英粒の伸張がほとんど認められない。すなわち、この場合の変形は平面ひずみではなく、むしろフラットニングに近い場で起こったことが推定できる。

三次元ひずみ場における座屈褶曲の研究はほとんど行われておらず、その特性はいまだ明確にされていない。しかしながら、少なくとも同じ翼傾斜と同じ波長/層厚比をもつ褶曲においては、平面ひずみ場におけるよりもフラットニングの場において、より大きな平均短縮量を必要とすることは容易に推定される。したがって、本地域の石英脈の褶曲について推定された50~55%という平均短縮量は、真の短縮量よりもいくらか小さい値を示すものであろう。もし、この大まかな推定が正しいとすれば、石灰質ノジュールから推定した平均短縮量と、石英脈の褶曲から推定した値との差(20~30%)は、真の差よりもいくらか大きいことになる。このことは、本地域の東西短縮の大部分は石英脈形成後に起こっており、黒色粘板岩堆積後、石英脈形成以前に起こった東西短縮は、もしあったとしてもごく弱いものでしかなかったことを示すと考えられる。

C. スレート劈開の形成時期

石灰質ノジュールの形態から求めた75~80%という値は、小原木層堆積(二疊紀)から現在までの東西短縮ひずみの総量を表わす。一方、石英脈の褶曲から推定した50~55%という値は、平面ひずみを想定した場合の、石英脈形成から現在までの東西短縮ひずみを表わす。したがって、フラットニング場で進行した実際の褶曲においては、この値よりも少し大きい東西短縮が起こったことは確実である。これらのひずみ量の推定はあまり精度が高いとは言えないが、石英脈形成以前に小原木層の受けた東西短縮ひずみは、おそらく25%を越えることはないと考えられよう。

E. CLOSS (1947) はアパラチア地方のスレートのひずみ解析を行い、ひずみ量が25%以下ではスレート劈開は形成されないことを示した。もし、この事実が南部北上山地の中・古生層にも適用できるとすれば、石英脈形成以前にスレート劈開の形成を伴う強い変形作用はなかったことになる。

そこで、スレート劈開の形成時期を推定するためには、石英脈の晶出時期の解明が重要になってくる。この問題を解く直接的な証拠は得ていないが、次に述べる2つの事実から、石英脈の晶出時期は白亜紀初期の気仙川花崗閃緑岩体の進入初期に相当すると考えている。

第一の根拠は石英脈にかなり多量に含まれている黒雲母の存在である。小原木海岸の黒色粘板岩はII帯に相当する接触変成作用を受け黒雲母が晶出し、これらが平行配列してスレート劈開をつくっている。石英脈の中にも多量の黒雲母を含むものがあり(図版XXの1)、中には少量の斜長石を含むものも認められる。この事実は、比較的高温で黒雲母をつくるような条件、すなわち気仙川岩体による接触変成作用の時期に石英が晶出したことを暗示している。

第二の根拠は、第10図に示されているように、石英脈の壁面の極の方位が本地域の最大

引張軸Xにほぼ平行であるという事実である。これらはスレート劈開の形成以前に貫入したヒン岩岩脈の方位とは全く異なっている。したがって、これらの石英脈はスレート褶開の形成に関与した一連の東西圧縮作用の初期に、引張性裂罅^{ひびき}として形成され、その後の圧縮作用の主要時期に褶曲したのであろう。

本地域の東方、大船渡市樋口沢および大森沢に分布するシルル・デボン系の変形は、地層面に高角度で斜交するスレート褶開の発達で特徴づけられる。このスレート劈開の走向はNSが卓越し、本地域の二畳・三畳系とほとんど同じである。これは、原と梅村(1979)が指摘しているように、松ヶ平・母体帯の変成岩類の変形様式が層面片理とそれに重なる劈開の発達で特徴づけられることと、著しい対照を示している。大船渡地区は陸前高田市の北東約10 kmしか離れていない。大船渡地区のシルル・デボン系の場合には、スレート劈開の形成時期を示す直接的証拠はないが、原ら(1972)が指摘しているように、スレート劈開の形成を伴う造構作用の広域性から判断すると、このシルル・デボン系のスレート劈開も二畳系・三畳系のそれと同じように、白亜紀初期に形成されたものであろう。もしこの推論が正しいならば、南部北上山地にはシルル紀から白亜紀初期まで、少なくともスレート劈開の形成を伴うような造構作用はなかったと考えられる。

陸前高田市の北方に分布する氷上花崗閃緑岩体には、壺ノ沢変成岩類とよばれる変成岩類がゼノリス状に含まれている。この変成岩類には顕著な層面片理と、これを曲げる褶曲構造が発達する(図版XXIIの2)。褶曲の重なり合いの解析から、少なくとも3回の褶曲時相が識別可能である。この変形様式は大船渡地区のシルル・デボン系とは全く異なり、むしろ松ヶ平・母体帯のそれによく似ている。スレート劈開や層面片理の形成が広域に及ぶことから考えると、壺ノ沢変成岩類は先シルル系である可能性が強い。この問題は地質学的にきわめて重要な問題であるが、壺ノ沢変成岩類が氷上岩体内にゼノリス状に含まれていて、周辺の堆積岩類との接触関係がないこと、白亜紀初期に気仙川岩体の接触変成作用を受けてホルンフェルス化していることなどの理由によって、完全な解明はきわめて困難な状況にある。壺ノ沢変成岩類の構造岩石学的な研究は、今後に残された重要な課題である。

VI. 綱木坂向斜の構造解析

南部北上山地には、綱木坂向斜に代表されるような大向斜構造が各地に発達している。これらの大向斜構造が、南部北上山地の地質構造発達史の上でどのような位置を占めるのかという問題は、小変形構造の問題とともに、構造地質学的にきわめて重要である。スレート劈開や小褶曲構造と綱木坂向斜とが何らかの密接な成因的關係をもつことは、従来から多くの地質学者によって指摘されてきた。しかしながら、この問題を構造岩石学の立場から追求した研究としては、IWAMATSU(1969)があるぐらいで、まだ未解決な多くの課題が残されている。そこで本章においては、綱木坂向斜と各種の要素的構造との幾何学的関係を巨視的に解析することから出発して、綱木坂向斜の成因や形成時期について考察することにしよう。

A. 綱木坂向斜

綱木坂向斜の形態は、II章の地質図(第2図a)と地質断面図(第2図b)に示されている。ここでは、綱木坂向斜をAからMの8領域に分割し(第21図)、各小領域における地層面(S_1)、スレート劈開(S_2)、および小褶曲の軸(B)の配列を解析し、綱木坂向斜の成因を探ってみたい。

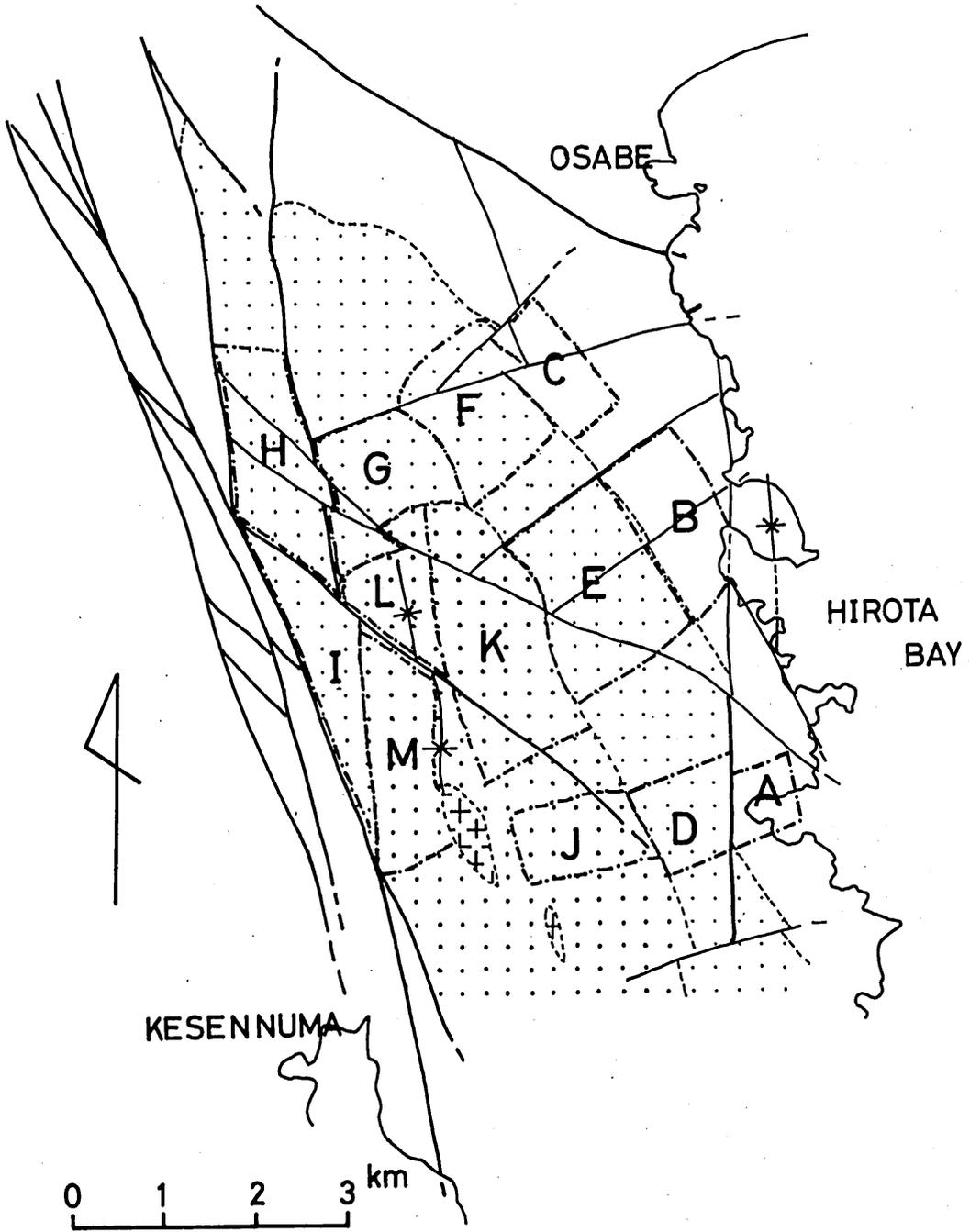
本地域の二畳系に発達する要素的構造の配列は、第22図a, b, cと第23図に示されている。綱木坂向斜は日詰-気仙沼構造線によってその西翼を切断されているために、二畳系は西翼にはほとんど分布していない。したがって、二畳系は綱木坂向斜の東翼にあたるA, B, Cの3領域で解析した(第23図)。二畳系の S_1 の極はステレオ投影図上で、不完全ながら $S_2^{\circ}W(18^{\circ})$ に極をもつ大円ガードルを形成する(第22図a)。この方位は二畳系に発達する小褶曲(石英脈の褶曲は除く)の軸の方位とよく一致し、石灰質ノジュールから求めた平均ひずみ楕円体の長軸(X)とも、ほぼ平行である(第5図参照)。第23図a, bによれば、領域AおよびBのそれぞれにおいても S_1 の極は不完全ながら大円ガードルを形成しており、かつこれら2領域における S_1 の平均的配列に有意な差が認められないことから、第22図aに示された π_{S_1} ガードルは綱木坂向斜の東翼における地層面のうねりを反映したのものであると考えられる。

スレート劈開(S_2)は領域Bで走向 $N 22^{\circ}W$ 傾斜 $60^{\circ}W$ となっている(第23図e)が、その他の領域では走向はNS、傾斜は 90° に近い。スレート劈開が綱木坂向斜の軸面に平行であることを重視して、綱木坂向斜の形成機構は剪断褶曲(shear fold)であると主張する説がある(IWAMATSU 1969, 木村 1974)。しかしながら、綱木坂向斜内におけるスレート劈開の配列は決して単純ではなく、褶曲軸面と劈開面の幾何学的関係をあまりに単純化して考えることはきわめて危険である。

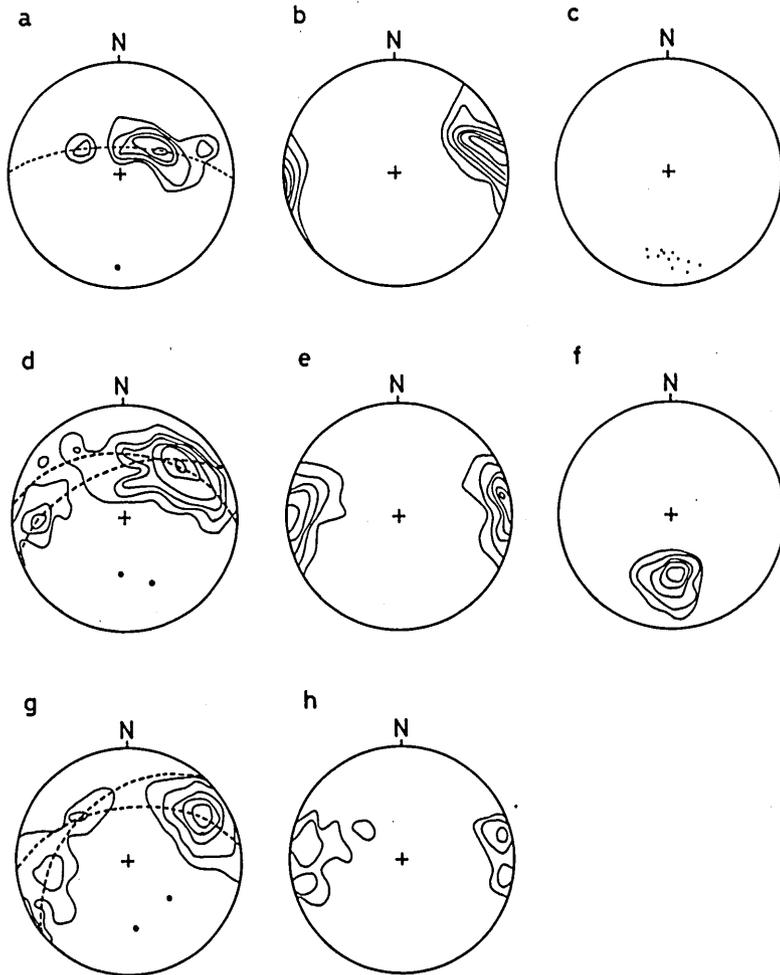
三畳系は綱木坂向斜の両翼に分布しているので、 S_1 の極はステレオ投影図上で大円ガードルを描く(第22図)。しかしながら、蔽密にいうと、これに1本の大円を対応させることはできない。これには第22図dのように、 $S_5^{\circ}W(47^{\circ})$ と $S_{20}^{\circ}E(36^{\circ})$ に極をもつ2本の大円を対応させることができる。小褶曲軸(B)は、どちらかといえば $S_5^{\circ}W(47^{\circ})$ に近い方位をとっている。

第24図は、三畳系の分布する領域D~Iにおける S_1 の配列を図示したものである。綱木坂向斜の東翼にあたるD~F領域では、 S_1 はNW-SE系の走向でSWに傾斜している。向斜の軸部に相当するG領域では、走向がほぼEWになりS傾斜をとる。向斜の西翼にあたるH領域では再びNW-SE系の走向で、SWに急傾斜するようになり、I領域では、NSに近い走向でE傾斜とW傾斜の2極化がはっきりみられるようになる。I領域の中では、E傾斜とW傾斜は混在しており、両者は地域的相違を表すものではない。第24図fに示されているように、I領域の S_1 の極は綱木坂向斜地域の共通の特徴であるところの π_{S_1} ガードル($S_4^{\circ}W(40^{\circ})$ に極をもつ)を描くと同時に、E傾斜を示す部分はこの π_{S_1} ガードルから明らかにずれている。これと同じことは、ジュラ系の S_1 についても言える(第22図g, 第27図)。

三畳系のスレート劈開(S_2)は、走向が $N14^{\circ}W$ から $N8^{\circ}E$ まで多少ばらつきが認められるが、全体的にはほぼNSを保つ。傾斜は西翼のI領域で東傾斜が顕著になるが、だいたい鉛直に近



第21図. 網木坂向斜地域の小領域分割。
A~Cは二畳系, D~Iは三畳系, J~Mはジュラ系。



第22図. 二畳系, 三畳系, ジュラ系における S_1 (地層面), S_2 (スレート劈開および片理), および B (小褶曲軸)のステレオ投影図.

a : 二畳系の S_1 . 測定数 $N=31$, コンターは3-6-15-20-25%. π_{s1} ガードルの極は $S 2^\circ W$ (18°).

b : 二畳系の S_2 . $N=148$, 0.7-2-6-10-15-20%.

c : 二畳系の B . $N=12$.

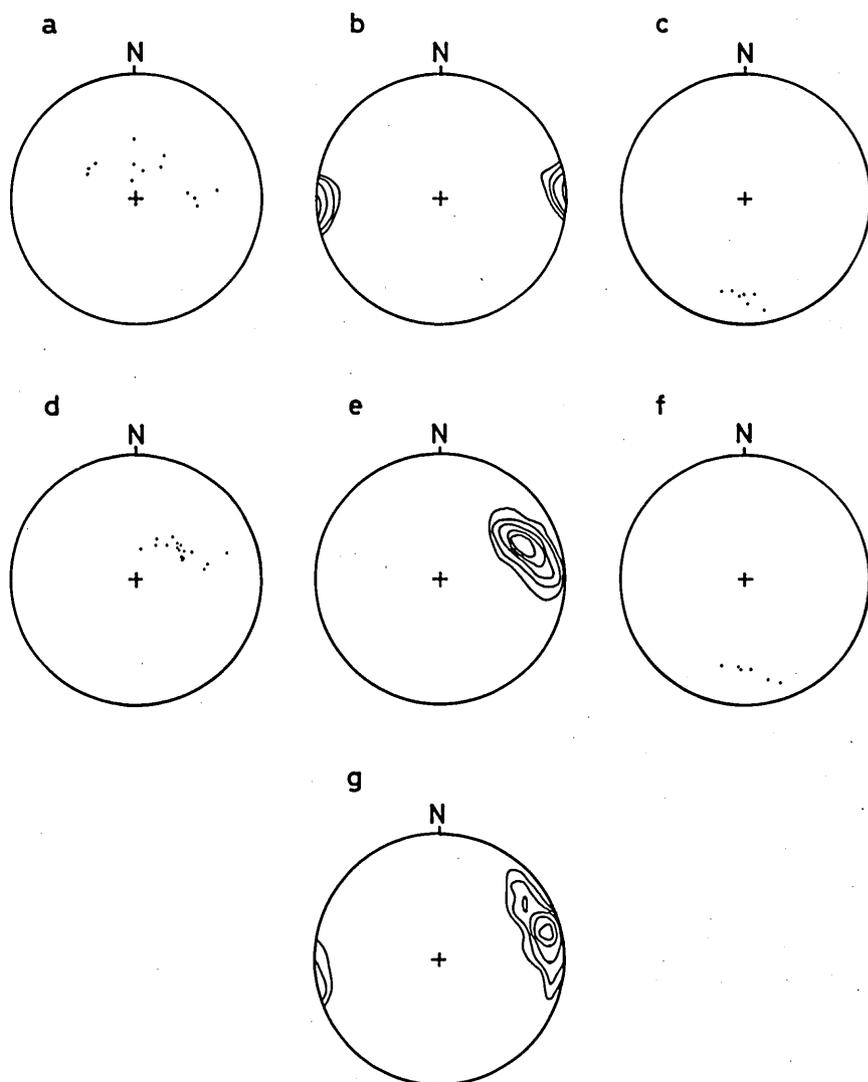
d : 三畳系の S_1 . $N=242$, 0.4-1-2-5-10-15%. π_{s1} ガードルの極は $S 5^\circ W$ (47°)と $S 20^\circ E$ (36°).

e : 三畳系の S_2 . $N=222$, 0.5-1-2-6-10-15-20%.

f : 三畳系の B . $N=36$, 2.8-4-6-10-20-30%. 最大集中は $S 5^\circ E$ (46°).

g : ジュラ系の S_1 . $N=170$, 0.6-2-6-10-15-20%. π_{s1} ガードルの極は $S 8^\circ E$ (40°)と $S 48^\circ E$ (48°).

h : ジュラ系の S_2 . $N=40$, 2.5-5-10-20%.



第23図. 小領域A～C (二畳系) における S_1 , S_2 および B の配列.

a : 小領域Aの S_1 . $N=13$.

b : 小領域Aの S_2 . $N=47$, 2-10-20-40%, 最大集中は $N 5^\circ W (90^\circ)$.

c : 小領域Aの B. $N=7$.

d : 小領域Bの S_1 . $N=17$.

e : 小領域Bの S_2 . $N=59$, 2-4-6-10-20-30%, 最大集中は $N 22^\circ W (60^\circ S)$.

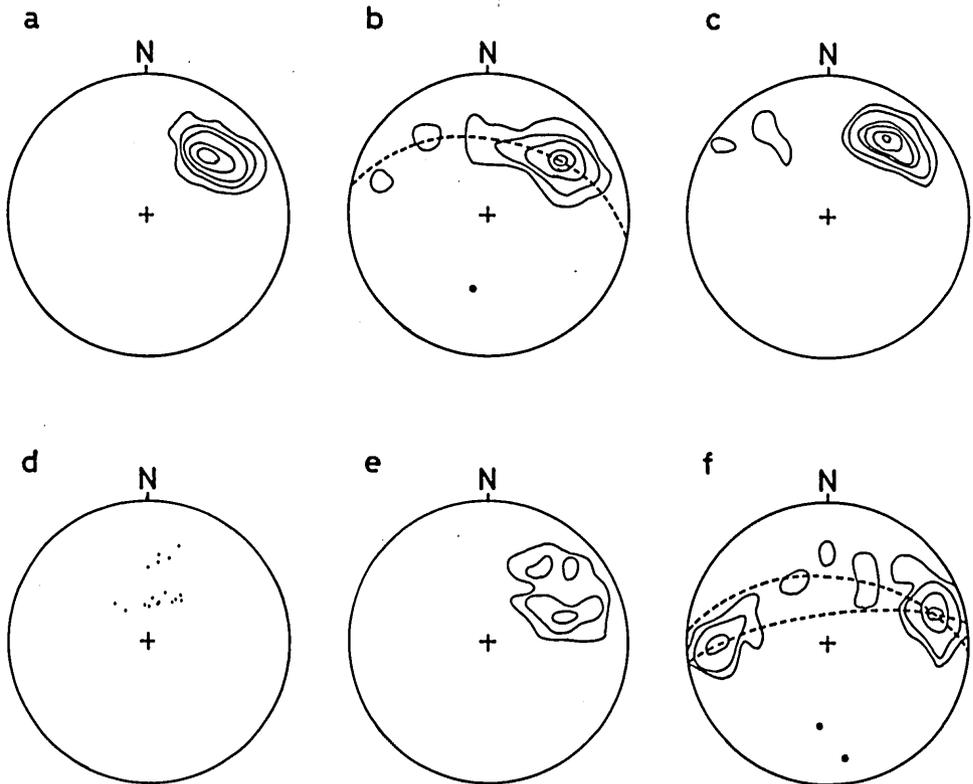
f : 小領域Bの B. $N=6$.

g : 小領域Cの S_2 . $N=42$, 2-5-10-20-30%, 最大集中は $N 14^\circ W (78^\circ W)$.

いといえる。全体的にみて、三畳系の S_2 の配列は二畳系に比べて変化が小さく、向斜の軸面にほぼ平行である。

小褶曲軸(B)の方位は、領域ごとにわずかに変化するが、一般にSに25°~50°で落ちていて、 S_1 の極のつくる大円ガードルの極とだいたい一致している。

ジュラ系の S_1 は綱木坂向斜の東翼(JとK領域)でW傾斜、西翼(LとM領域)でE傾斜を呈しているが、三畳系と同様に唯一の大円を対応させることはできない(第22図g)。東翼に注目して大円を設定すると、その極はS8°E(40°)、西翼に注目すれば、S48°E(48°)に極をもつ大円が設定できる(第22図g, 第27図a, c, e, g)。三畳系の場合と同様に、前者は綱木坂向斜の一般的傾向に一致しているが、後者はそれと斜交関係にある。西翼にお



第24図. 小領域D~I(三畳系)における S_1 の配列.

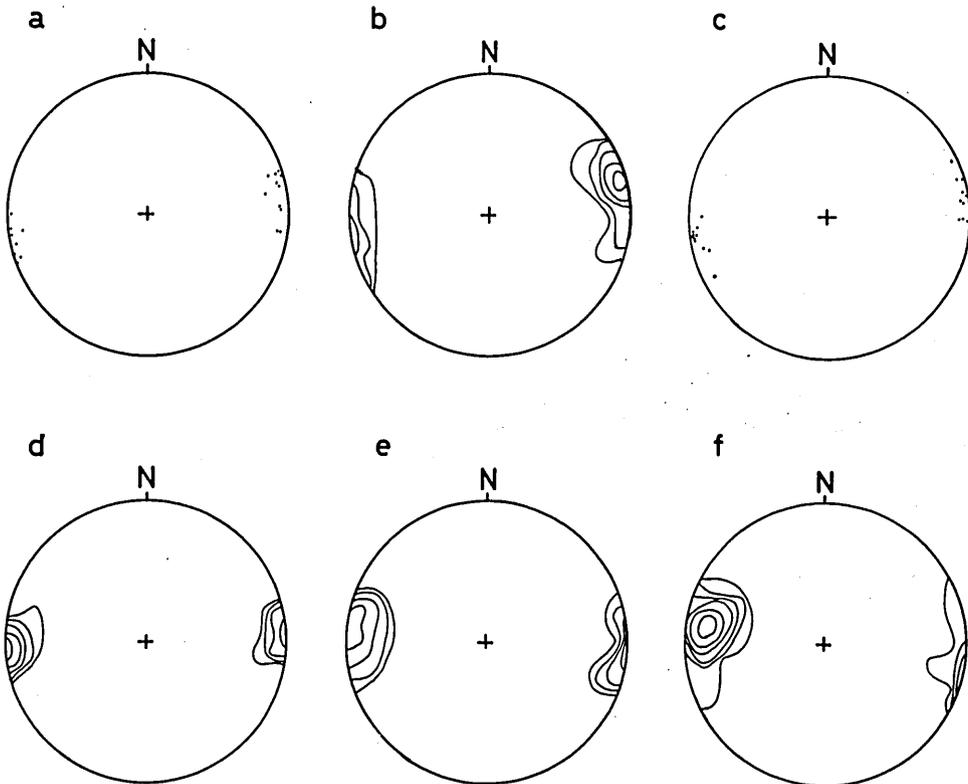
- a : 小領域D, $N=37$, 2.7-5-10-20-30%, 最大集中はN 44°W (50°W).
- b : 小領域E, $N=65$, 1.5-4-10-15-20-30%, 最大集中はN 38°W (54°S). π_{S_1} ガードルの極はS 10°W (45°).
- c : 小領域F, $N=48$, 2.1-4-10-15-30-40%, 最大集中はN 55°W (59°S).
- d : 小領域G, $N=19$.
- e : 小領域H, $N=26$, 3.8-10-15%.
- f : 小領域I, $N=47$, 2.1-4-10-20%, 最大集中はN 16°W (66°W) とNS (68°E). π_{S_1} ガードルの極はS 4°W (40°) とS 8°E (18°).

る π_{S_1} ガードルの乱れは、綱木坂向斜の西翼を切断する日詰-気仙沼構造線に起因するものであろう。

ジュラ系の S_2 は、二畳系や三畳系と比較すると発達が弱い、走向はほぼ NS、傾斜は鉛直なものが多く (第 22 図 b)、その配列は二畳系や三畳系と大体同じである。

綱木坂向斜の構造解析から、次のようなことが指摘できる。

- (1) 綱木坂向斜の軸は、南に $20^\circ \sim 50^\circ$ で落ちていて、小褶曲軸や平均ひずみ楕円体の長軸 X にほぼ一致する。
- (2) 綱木坂向斜は、その両翼とも西傾斜が卓越した非対称褶曲である。向斜軸の位置はジュラ系では明確に決めることができるが、三畳系と二畳系では不明瞭である。したがって、綱木坂向斜の形態はきわめて複雑で、単純な褶曲形態を適用することは困難である。



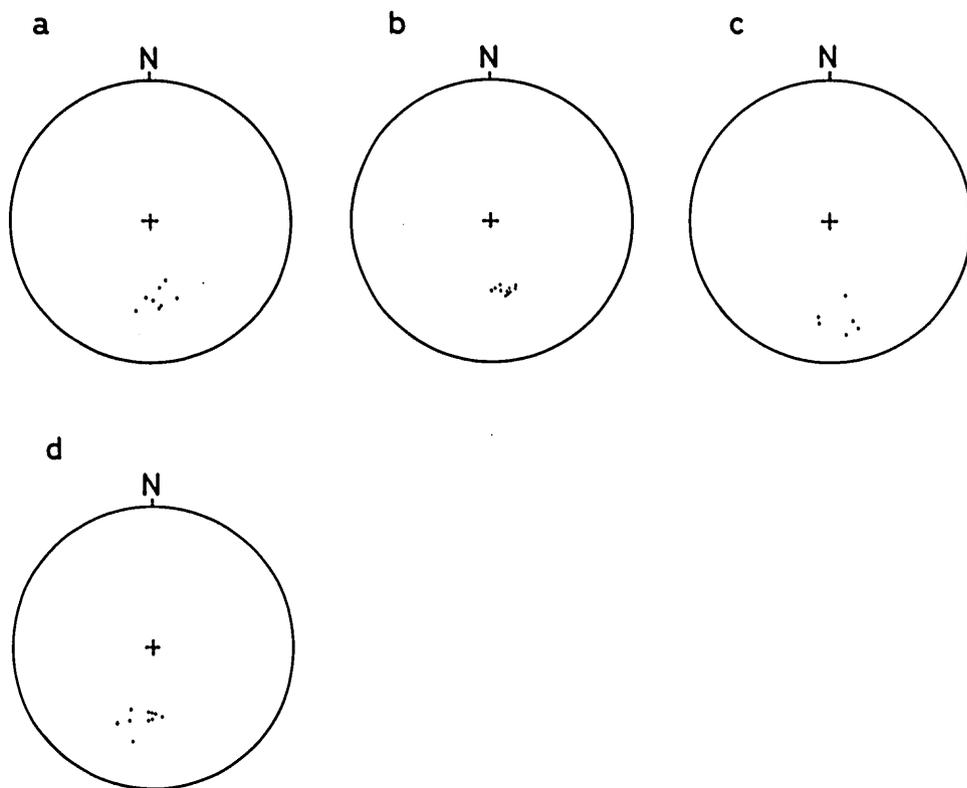
第25図. 小領域D~I (三畳系) における S_2 の配列.

- a : 小領域D, $N=19$.
- b : 小領域E, $N=58$, 1.7-4-10-15-30%, 最大集中はN $14^\circ W$ ($80^\circ W$).
- c : 小領域F, $N=22$.
- d : 小領域G, $N=29$, 3-5-10-20-40%, 最大集中はN $4^\circ W$ ($86^\circ E$).
- e : 小領域H, $N=28$, 3-5-10-20%, 最大集中はN $5^\circ E$ ($86^\circ E$).
- f : 小領域I, $N=64$, 1.6-4-6-10-15-25%, 最大集中はN $8^\circ E$ ($72^\circ E$).

- (3) 綱木坂向斜の西翼は、日詰-気仙沼構造線によって切断されている。西翼の一部でステレオ投影図上の π_{S_1} ガードルの重なり合いがみられるのは、この構造線の運動による乱れが原因であると考えられる。
- (4) S_2 (スレート劈開) は、二畳系、三畳系、ジュラ系の区別なく、綱木坂向斜全体を通じて走向がほぼ NS、傾斜はほぼ 90° で、向斜構造とスレート劈開の幾何学的関係は、一般に認められているものとほぼ同じである。ただし、東翼の一部で走向 $N 22^\circ W$ 、傾斜 $60^\circ SW$ まで変化するところがある。

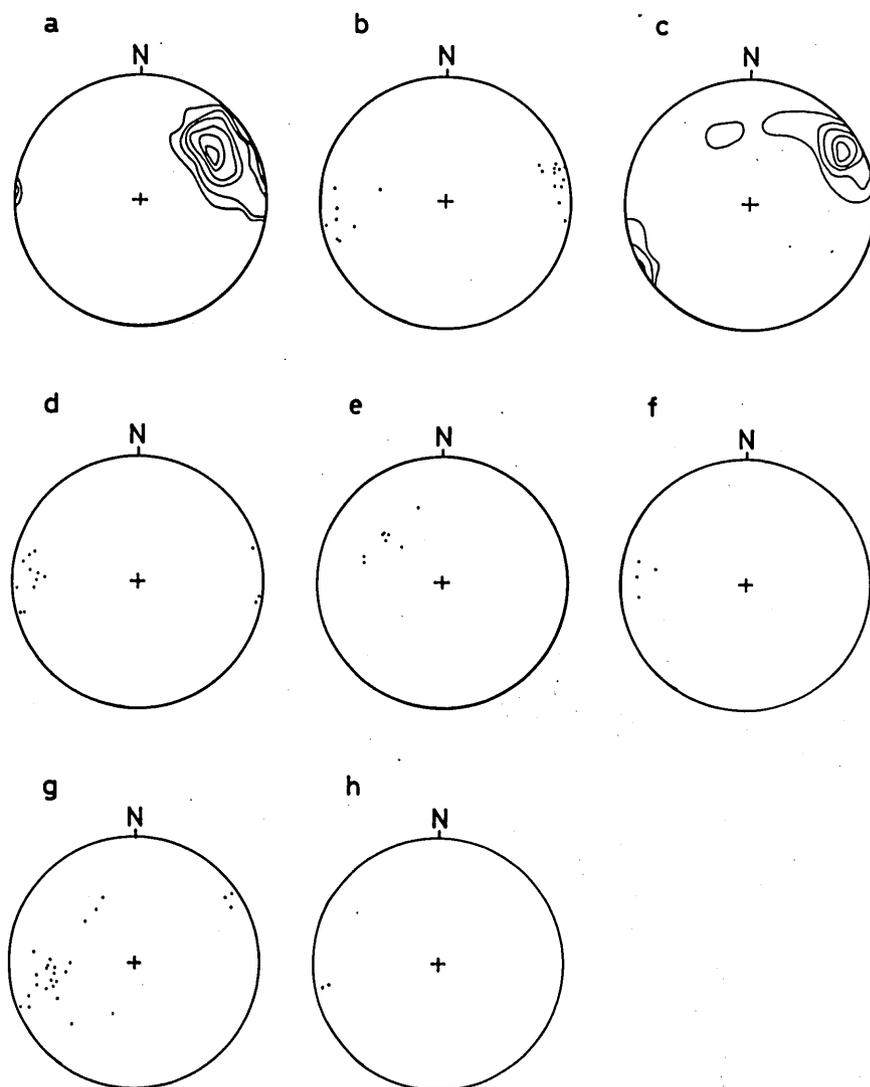
B. 出山向斜

綱木坂向斜の東側に、出山向斜とよばれている小規模な向斜構造が発達している。この向斜は唐桑町大沢の東方から大理石海岸・大槻島にかけて分布している石灰岩層を追跡するこ



第26図. 小領域D～I (三畳系) におけるBの配列.

- a : 小領域D, N=8.
 b : 小領域F, N=11.
 c : 小領域G, N=6.
 d : 小領域I, N=9.



第27図. 小領域J～M (ジュラ系) における S_1 と S_2 の配列.

a : 小領域Jの S_1 . $N=82$, 1.2-2-6-10-15-20%, 最大集中は $N 35^\circ W$ ($56^\circ W$).

b : 小領域Jの S_2 . $N=20$.

c : 小領域Kの S_1 . $N=55$, 1.8-6-10-15-30%, 最大集中は $N 22^\circ W$ ($72^\circ W$).

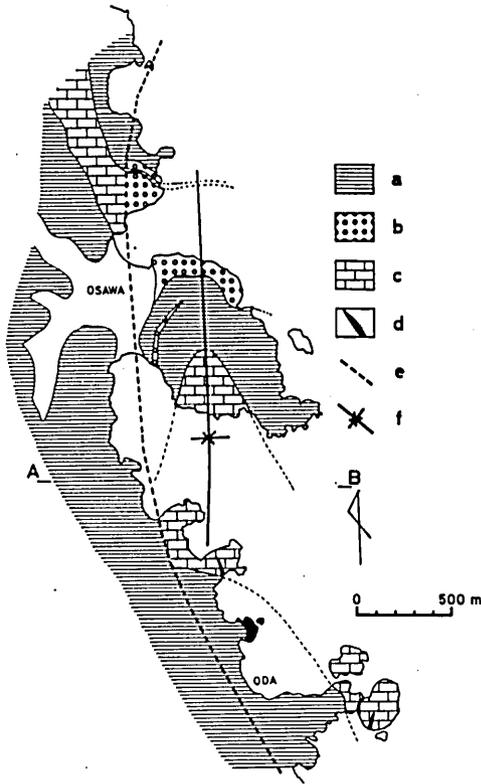
d : 小領域Kの S_2 . $N=14$.

e : 小領域Lの S_1 . $N=8$.

f : 小領域Lの S_2 . $N=4$.

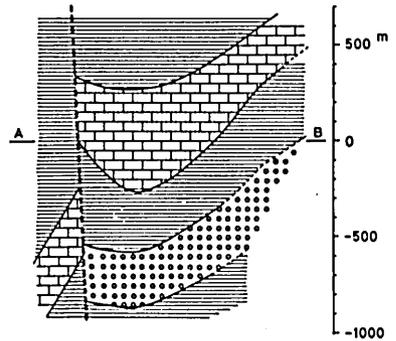
g : 小領域Mの S_1 . $N=24$.

h : 小領域Mの S_2 . $N=2$.



第28 a 図. 出山向斜地域の地質図.

- a : 二畳系粘板岩
- b : 長部礫岩
- c : 石灰岩
- d : ヒン岩岩脈
- e : 推定断層
- f : 向斜軸

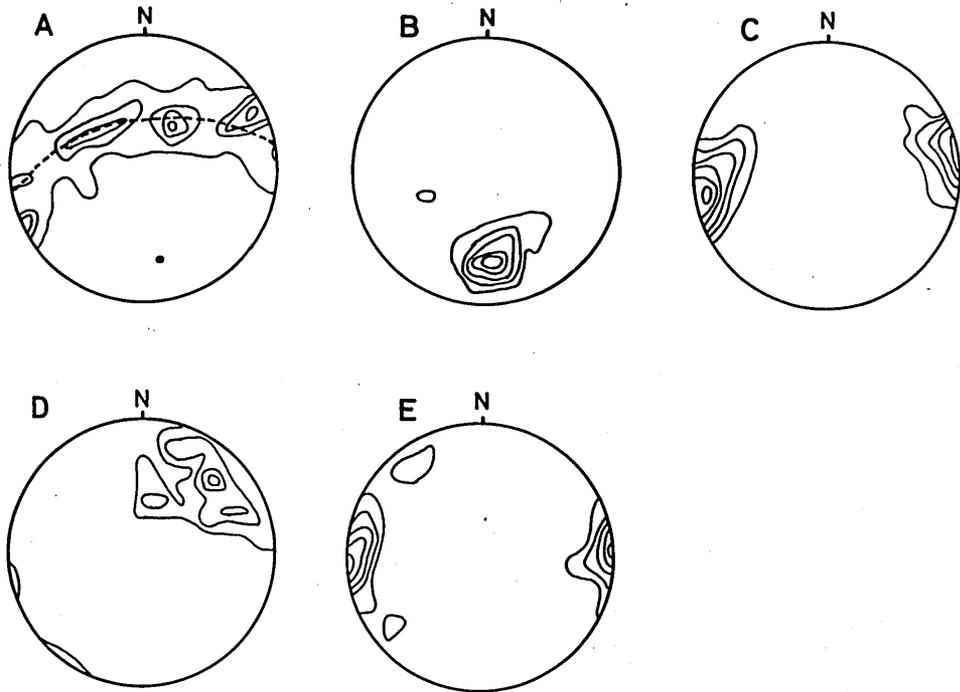


第28 b 図. 出山向斜の地質断面図.

とによって、その形態を解析できる (第28図 a, b)。

出山向斜の軸は出山の採石場から大理石海岸に向かって真南に伸び、その落しは約 30° である (第29図 a)。西翼の大部分は NS 系の断層によって切断されているが、向斜の両翼のなす角度は綱木坂向斜よりも大きいようである (第28図 b)。また、第28図 b の断面図に示されているように、石灰岩層の層厚は翼部で薄く、軸部で厚くなっている。これは第III章で示したように、石灰岩は粘板岩に比べて粘性が小さく、出山向斜形成時にインコンピート層として挙動したことを反映しているであろう。

出山向斜において、 S_1 は明瞭な大円ガードルを形成している。その極は $S 9^\circ E (28^\circ)$ である (第29図 A)。この極の方位は、向斜内に発達する小褶曲の軸の平均的方位 ($S 5^\circ E (28^\circ)$) とよく一致している (第29図 B)。出山向斜の軸、すなわち π_{S_1} ガードルの極は綱木坂向斜の軸よりも $10^\circ \sim 20^\circ$ ほど落しの角が小さいが、大局的には両者はほぼ平行とみなしてよいである。



第29図. 出山向斜地域の S_1 , S_2 および B の配列.

A : S_1 . $N=103$, 1-3-5-10%, π_{s1} ガードルの極は $S 9^\circ E$ (28°).

B : B. $N=38$, 3-5-10-20-30%, 最大集中は $S 5^\circ E$ (28°).

C : 粘板岩の S_2 . $N=105$, 1-3-5-10-20-30%, 最大集中は $N 12^\circ W$ ($10^\circ E$).

D : 小原木付近の石灰岩の S_2 . $N=43$, 2.4-4-8-10%.

E : 小原木付近以外の石灰岩の S_2 . $N=28$, 3.8-5-20%, 最大集中は $N 5^\circ W$ (90°).

う。

スレート劈開 (S_2) は、小原木付近の石灰岩を唯一の例外として除外すれば、走向はほぼ NS、傾斜はほぼ 90° で一定している (第 29 図 C, E)。また、一般には石灰岩と粘板岩との間で S_2 の配列に有意な差がない。第 29 図 D は小原木付近の石灰岩に発達する S_2 のステレオ投影図である。この石灰岩は、出山向斜の軸部に相当するが、図から明らかなように、 S_2 は走向が NS から EW まで変化し、傾斜も 90° から 30° まで変化が相当に大きい。このように S_2 の配列が他の地域と大きく異なる原因は不明である。

以上のように、局所的な例外を除外すると、大局的には出山向斜の構造特性は綱木坂向斜のそれとたいへんよく似ている。おそらく、両者は同じ時期に、同一の応力場で形成した向斜構造であろう。

C. 綱木坂向斜の形成機構と形成時期

南部北上山地には綱木坂向斜と同じような大規模な向斜構造や、これに付随した背斜構造がよく発達している。これらの向斜や背斜はいつ頃、どのような機構で造られたものであろうか。この問題は地質学的にきわめて重要な意味をもっているけれども、未だに完全な解答は得られていない。本節では、これまでの構造解析の結果に基づいて、この問題を考察してみよう。

綱木坂向斜の形成機構に関する議論は、IWAMATSU (1969) によって展開されている。本章の構造解析によって示されているように (第 21~29 図)、本地域の二疊系と三疊系に発達するスレート劈開は、綱木坂向斜の軸面にほぼ平行である。IWAMATSUはこの事実を特に重視して、二疊系と三疊系で構成された綱木坂向斜は、劈開面にそった微小なすべりの結果として形成された褶曲、すなわち剪断褶曲であると考えた。綱木坂向斜の軸部に分布するジュラ系や白亜系には、これらが向斜を構成しているにもかかわらず、スレート劈開の発達はいわゆる弱く、特に上部ジュラ系や下部白亜系にはほとんど発達していない。IWAMATSU (1969) は、ジュラ系より上位の地層群は変形時の埋没深度が浅く、温度・圧力条件がスレート劈開の形成には適していなかったために、地層面にそうすべりの卓越した横曲げ褶曲によって変形したと考えた。そして彼は、綱木坂向斜の下部層 (二疊系と三疊系) と上部層 (ジュラ系と白亜系) にみられる変形様式の相違は、変形時期の相違ではなく、変形時の埋没深度の相違を反映しているのだと主張した。

綱木坂向斜の形成機構は、果たして IWAMATSU の主張するように剪断褶曲や横曲げ褶曲の重層モデルで理解できるであろうか。これまでに述べた構造解析の結果によれば、スレート劈開は向斜の軸面にほぼ平行であり、しかも向斜軸は本地域の平均ひずみ楕円体の長軸 X にほぼ平行である。この事実から、スレート劈開の形成と向斜構造の形成が何らかの成因的関係をもっていることは明らかである。

南部北上山地の地質図を概観すると、三疊系稲井層群はほとんどの場合、二疊系を軽微な不整合で被い、ジュラ系は同様に三疊系を被っている。永広 (1977) が指摘しているように、これらの地層の間に大規模な地殻変動を想定することはできないであろう。したがって、ジュラ紀以前にスレート劈開を伴う向斜構造の形成を考えることは不可能であると思う。

これに対して下部白亜系大船渡層群は、気仙沼市東方の大島ではジュラ系鹿折層群の上に重なって、共に綱木坂向斜を構成しているが、これ以外の地域では顕著な不整合で二疊系を直接被うことが多い (第 1 図)。しかも、二疊系からジュラ系までの地層がほとんど碎屑岩類で構成されているのに対して、下部白亜系は安山岩質の火山岩や凝灰岩・角礫岩が卓越していて、岩相においても下位層とは著しい対照を示す。以上の事実から、南部北上山地では、ジュラ紀末から白亜紀前期に大規模な地殻変動があったことが推定される。

下部白亜系は気仙川花崗閃緑岩体をはじめとする白亜紀花崗閃緑岩体の進入を受けている。河野・植田 (1965) によれば、これらの岩体は 1.1~1.2 億年という絶対年代を示している。綱木坂向斜と気仙川岩体との構造的な関係は完全には解明されていないが、向斜軸と気仙川岩体の伸張方向がほぼ平行であるという事実は重要な意味をもつように思われる。このような関係は本地域の西方にある人首岩体や千厩岩体にもみられる。また、V 章で明らかにし

たように、中・古生層のスレート劈開の走向が気仙川岩体をはじめとする白亜紀花崗閃緑岩体の伸張方向に平行であるという事実も、綱木坂向斜と気仙川岩体の何らかの成因的關係を示唆しているように思われる。

スレート劈開は局部的な乱れはあるが、一般的には綱木坂向斜の軸面にほぼ平行である。この事実はスレート劈開が綱木坂向斜の形成過程でつくられた変形構造であることを物語っているのであろう。層序学的な資料によれば、ジュラ紀以前に綱木坂向斜が存在していた可能性は少ない。したがって、綱木坂向斜はジュラ紀以後、白亜紀前期、特に気仙川岩体の進入時期にほぼ対応して完成したものと考えられる。

スレート劈開と綱木坂向斜の構造的關係は、前述したように軸面劈開の關係にあり、両翼での地層面の傾斜角の大小によって変化することはあまりない。このような劈開面（ひずみ楕円体の XY 面）と向斜の幾何学的關係は、池田・嶋本（1974）の曲げ褶曲（*bending fold*）のひずみ分布とは全く調和しない。これに対して、粘性率比の小さい地層群から成る座屈褶曲のひずみ分布とは調和的なところが多い。このことから、綱木坂向斜の形成には白亜紀初期の東西圧縮作用に起因する座屈褶曲の要素が大きな役割を果たしたことは、間違いないと思う。

しかしながら、座屈褶曲の機構だけで綱木坂向斜の形成過程を説明することは危険である。例えば、綱木坂向斜の両翼のなす角度は約 30° で、相当に変形の進んだ褶曲であるが、石灰質ノジュールから求めたひずみ量は、綱木坂向斜を座屈褶曲とみなした場合に期待されるひずみ量よりかなり小さいように思われる。

筆者はこの矛盾を克服するために、スレート劈開は綱木坂向斜の成長過程の後半を代表する変形構造ではないかと考えている。すなわち、白亜系初期の気仙川花崗閃緑岩体の進入時期までに、綱木坂向斜はある程度まで成長しており、気仙川岩体の貫入定置の時相にスレート劈開の形成を伴いながら、急速に褶曲が成長したと考えるのである。同じような圧縮の場でありながら、気仙川岩体の活動時期にスレート劈開が集中的に形成されたのは、花崗岩質マグマの活動に代表されるような地殻の物理化学的条件の変化に關係があるのではないだろうか。

以上が綱木坂向斜について、現在までに得られた資料に基づいて構築したモデルである。しかしながら、得られた資料は決して十分とはいえず、今後に残された課題は多い。例えば、スレート劈開の形成時期以前に綱木坂向斜が、どの程度成長していたのかを推定する資料は不十分である。現在のところ、筆者はこの問題を解くための将来への明るい展望を持っているわけではないが、この小論が一つの踏み台となって、綱木坂向斜やスレート劈開に関する地質学的研究が今後さらに前進することになれば、筆者にとってこれ以上の喜びはないであろう。

参考文献

- BECKER, G. F., (1893) : Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. *Geol. Sol. Am. Bull.*, 4, 13-90.
- BIOT, M. A., (1957) : Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 242, 444-454.
- , (1959) : Folding of a layered viscoelastic medium derived from an exact stability theory of continuum under initial stress. *Appl. Math. Q.*, 17, 185-204.
- , (1961) : Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1595-1620.
- , (1965) : *Mechanics of incremental deformations*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- , ODE, H. and ROEVER, W. L., (1961) : Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1621-1632.
- CLOOS, E., (1947) : Öolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 58, 843-918.
- DIETERICH, J. H., (1969) : Origin of cleavage in folded rocks. *Am. Jour. Sci.*, 267, 155-165.
- and CARTER, N. L., (1969) : Stress history of folding. *Am. Jour. Sci.*, 267, 129-154.
- DUNNET, D., (1969) : A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophy.*, 7, 117-136.
- 永広昌之 (1974) : 南部北上山地日詰-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) : 日詰-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.
- ELLIOTT, D., (1970) : Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2221-2236.
- ETHERIDGE, M. A., PATERSON, M. S. and HOBBS, B. E., (1974) : Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregate. *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 275-294.
- FRIEDMAN, M., HANDIN, J., LOGAN, J. M., MIN, K. D. and STEARNS, D. W., (1976) : Experimental folding of rocks under confining pressure : Part III. Faulting drape folds in multilithologic layered specimens. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1049-1066.
- GAY, N. C., (1968a) : Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids, 1. Theory. *Tectonophy.*, 5, 211-234.
- , (1968b) : Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids, 2. The determination of the total finite strain in a rock from deformed objects such as deformed pebbles. *Tectonophy.*, 5, 315-339.
- GHOSH, S. K., (1966) : Experimental tests of buckling of folds in relation of strain ellipsoid in simple-shear deformations. *Tectonophy.*, 3, 169-185.
- and SENGUPTA, S., (1973) : Compression and simple shear of test models with rigid and deformable inclusions. *Tectonophy.*, 17, 133-175.
- HAFNER, W., (1951) : Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 373-398.
- HARA, I., (1966) : Dimensional fabric of quartz in a concentric fold. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 37, 123-139.
- , (1967) : A note on concentric folding of multilayered rocks. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 5, 217-239.
- , 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

- incompent layer. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 6, 51-113.
- 原 郁夫・池田幸夫・梅村隼夫 (1972): 阿武隈東縁変成岩類の研究 — 松ヶ平変成岩類の時代論 — 基盤岩類, 3, 5-14.
- ・梅村隼夫 (1979): 松ヶ平・母体変成岩類の時代論. 加納博教授退官記念論文集.
- ・嶋本利彦 (1979): 褶曲と褶曲作用. 岩波講座 地球科学, 9, 一 地質構造の形成 —.
- 秀 敬 (1972): 四国西部長浜大洲地方三波川変成帯における二つの横臥褶曲構造の発見と意義 — 別子横臥褶曲構造の再検討 (1) —. 広島大学教養部紀要III, 自然科学, 5, 35-51.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. and WILLIAMS, P. F., (1976): *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc.
- HUDLESTON, P. J., (1973): An analysis of single-layer folds developed experimentally in viscous media. *Tectonophy.*, 16, 189-214.
- 池田幸夫・嶋本利彦 (1974): 粘性曲げ褶曲の数値実験. 地質雑, 80, 65-74.
- IWAMATSU, A., (1969): Structural analysis of the Tsunakizaka syncline, in southern Kitakami mountainous land, Northeast Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, 23, 227-235.
- , (1975): Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Jour. Faculty Sci., University of Tokyo, Sec. II*, 19, 95-131.
- 蟹沢聡史 (1969): 東北地方に点在する変成岩類, 地質学論集, 4, 109-111.
- 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・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) — 北上山地のしずく形プルトン —. 岩鉱, 73, 97-120.
- 片田正人・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正 (1971): 北上山地白亜紀花崗岩類の帯状区分. 岩鉱, 65, 230-245.
- 木村敏雄 (1974 a): 岩石の変形と地質構造. 科学, 43, 738-744.
- (1974 b): 日本の中生代の褶曲. 地学雑誌, 83, 1-14.
- 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.
- 小島文児 (1979): 岩石学の論理構造 — 特に花崗岩問題に寄せて —. 広島大学地研報, 22.
- 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.
- 神津淑祐・渡辺万次郎 (1927): 薄衣附近の古生代礫岩に就いて. 地質雑, 34, 529.
- LEITH, C. K., (1905): Rock cleavage. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 239, 1-216.
- MATTHEWS, P. E., BOND, R. A. B. and VAN den BERG, J. J. (1974): An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. *Tectonophy.*, 24, 31-67.
- MAXWELL, J. C. (1962): Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Mem. Buddington vol.*, 281-311.
- MORIYA, S., (1972): Low-grade metamorphic rocks of the Northern Kitakami mountain land. *Sci. Rec. Tohoku Univ., Ser. III*, 11, 239-282.
- 村上允英 (1955): 島根県日原南部における花崗斑岩の貫入機構. 地質雑, 61, 117-123.
- 村田正文 (1979): 北上山地の基盤. 加納博教授退官記念論文集「日本列島の基盤」.
- 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.
- OYAGI, N., (1965): Dimensional orientation of calcite grains in flexure fold. *Geol. Rep. Hiroshima Univ., Ser. C*, 5, 197-213.
- PARRISH, D. K., KRIVZ, A. L. and CARTER, N. L., (1976): Finite element folds of similar geometry. *Tectonophy.*, 32, 183-207.
- POWELL, C. MCA., (1972): Tectonic dewatering and strain in Michigan slate, Michigan. *Geol.*

- Soc. Am. Bull.*, 83, 2149-2158.
- RAMBERG, H., (1955) : Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *Jour. Geol.*, 63, 512-526.
- , (1963) : Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 47, 484-505.
- , (1964) : Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties ; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophy.*, 1, 307-341.
- , (1967) : *Gravity, deformation and the earth's crust*. Academic Press London and New York.
- RAMSAY, J. G., (1967) : *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.
- ROBERTS, D. and STRÖMGARD, K. E., (1972) : A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophy.*, 14, 105-120.
- SEKI, Y., (1957) : Petrological study of hornfelses in the central part of the Median Zone of Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B*, 2, 309-361.
- SHARPE, D., (1849) : On slaty cleavage. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 5, 111-129.
- 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.
- 志井田功 (1940) : 宮城県気仙沼近傍の地質について。東北大学地質古生物研報, 33, 1-72.
- SHIMAMOTO, T., (1975) : The finite element analysis of the deformation of a viscous spherical body embedded in a viscous medium. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 81, 255-267.
- , and HARA, I., (1976) : Geometry and strain distribution of single-layer fold. *Tectonophy.*, 30, 1-34.
- and IKEDA, Y., (1976) : A single algebraic method for strain estimation from deformed elliptical objects. 1. basic theory. *Tectonophy.*, 36, 315-337.
- 島津光夫 (1964) : 東北地方の白亜紀花崗岩 I, II. 地球科学, 71, 18-27 ; 72, 24-29.
- SITTER, L. U. De, (1964) : *Structural geology*. McGraw Hill, New York.
- SORBY, H. C., (1856) : On slaty cleavage as exhibited in the Devonian limestone of Devonshire. *Phil. Mag.*, 11, 20-37.
- STRÖMGARD, K. E., (1973) : Stress distribution during formation of boundinage and pressure shadow. *Tectonophy.*, 16, 215-248.
- 杉本幹博 (1974) : 北部北上山地の構造地質学的意義。地質学論集, 10, 29-40.
- 鈴木淑夫 (1952) : 北上山地南部高田町付近の花崗閃緑岩の構造について。地質雑, 58, 1-16.
- (1956) : 南部北上山地の所謂薄衣礫岩, 特に石灰岩礫の變成現象。地質雑, 62, 665-679.
- 徳山 明 (1971) : 中国地方東部の二疊系とその変形。地質学論集, 6, 21-32.
- TULLIS, T. E., (1976) : Experiments of origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 745-753.
- and WOOD, D. S., (1975) : Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 632-638.
- WOOD, D. S., (1973) : Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. *Roy. Soc. London, Philos. Trans.* A274, 373-382.
- , (1974) : Current views of the development of slaty cleavage. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2, 369-401.
- 吉田 尚 (1961) : 五万分の一地質図「釜石」図幅説明書。地質調査所。
- ・片田正人 (1964) : 五万分の一地質図「大槌・霞露岳」図幅説明書。地質調査所。

図版 XVII

1. 二疊系黒色粘板岩中の石灰質ノジュール。宮城県唐桑町小原木。
2. 長部礫岩の変形。中央付近の大きな礫は花崗岩礫。岩手県陸前高田市気仙町長部。
3. 花崗岩礫 (G) と片理の湾曲。長部。

図版 XVIII

1. 二疊系の石灰岩にみられる泥質岩薄層の褶曲。宮城県唐桑町大槻島。
2. 二疊系の石灰岩にみられる泥質岩薄層のブーディン。宮城県唐桑町大沢。

図版 XIX

1. 二疊系黒色粘板岩のスレート劈開と石英脈の褶曲。宮城県唐桑町小原木。
2. 石英脈の小褶曲の顕微鏡写真。開放ニコル。媒質に相当する黒色粘板岩中に発達するスレート劈開は褶曲の核 (コア) に向かって収束している。小原木。

図版 XX

1. 石英脈の褶曲の顕微鏡写真 (開放ニコル)。媒質 (黒色粘板岩) 中のスレート劈開は褶曲の軸部の外縁部で開き、核に向かって収束している。石英脈中でやや色づいている鉱物は黒雲母である。小原木。
2. 褶曲軸に垂直な断面でみた石英粒の形。褶曲軸面に近い方向に著しく伸張している。十字ニコル。小原木。
3. 褶曲軸面に平行な断面でみた石英粒の形。顕著な伸張は認められないが、粒子間で細粒化と波動消光が認められる。十字ニコル。小原木。
4. 長部礫岩に貫入した花崗岩質岩脈の褶曲。母岩の長部礫岩中の片理は褶曲軸面にほぼ平行であるが、軸部の内側 (核) と外側では座屈褶曲にみられる扇状配列が認められる。長部。

図版 XXI

1. 長部礫岩中に貫入したアプライト岩脈の褶曲。片状礫岩中の片理を軸面にもつ。長部。
2. 花崗岩質岩脈の褶曲の拡大写真。軸部の内側では片状構造 (片理) が外に向かって開いた扇状配列を呈している。長部。
3. 気仙川花崗閃緑岩体と長部礫岩の接触面。この接触面は礫岩中の片理を軸面として褶曲している。長部。

図版 XXII

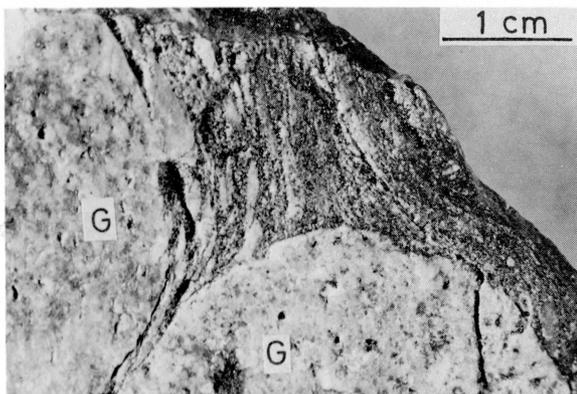
1. 気仙川花崗閃緑岩体に発達する片状構造。
2. 壺ノ沢変成岩類にみられる重なり合った小褶曲。堂ノ沢上流。



1



2



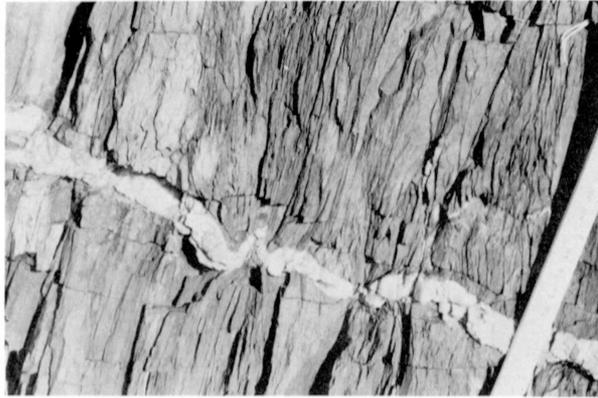
3



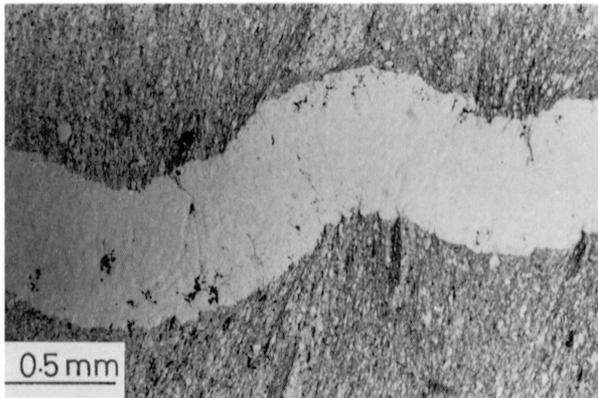
1



2



1



2



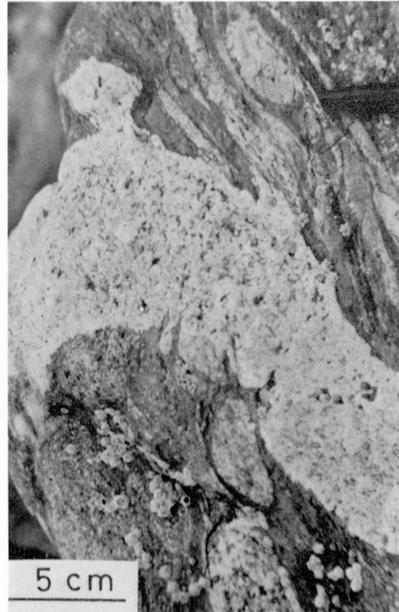
1



2



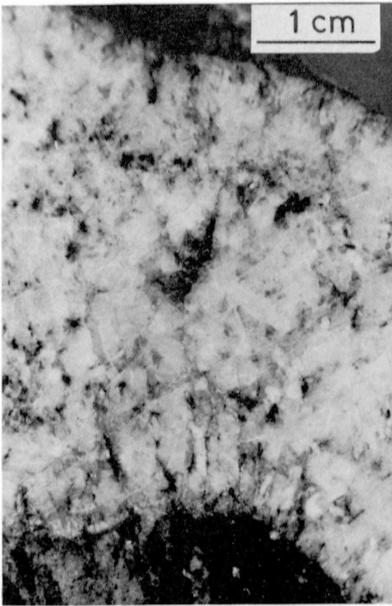
3



4



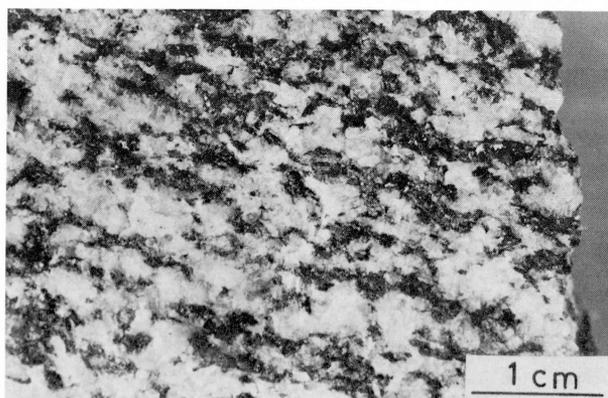
1



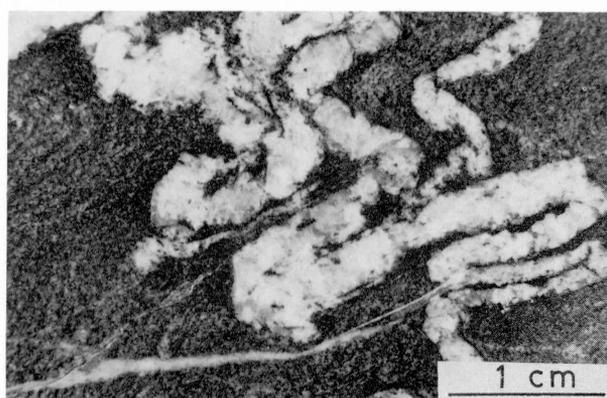
2



3



1



2