

# 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—

永 広 昌 之\*

## 目 次

緒言	2頁	第2章 地質構造	19頁
地質概説	2	第1節 各地域の地質構造の特徴	19
第1章 層序	3	Ⅰ. 日詰—気仙沼断層の西側地域	19
第1節 石炭系	3	A. 褶曲構造	19
Ⅰ. 横田層群	3	B. 断層構造	20
A. 折壁層	3	C. 西側地域の地質構造の特徴	21
B. 馬越層	4	Ⅱ. 日詰—気仙沼断層の東側地域	21
Ⅱ. 住田層群	4	A. 褶曲構造	21
A. 鬼丸層	4	B. 断層構造	23
B. 仙婆巖層	5	C. 東側地域の地質構造の特徴	24
第2節 二畳系	6	Ⅲ. 日詰—気仙沼断層とそれに沿った地域	25
Ⅰ. 小友地区および叶倉—小原木地区	6	A. 断層面の観察	25
A. 山谷層	6	B. 日詰—気仙沼断層の形態的特徴	26
B. 叶倉層	8	第2節 日詰—気仙沼断層の運動像	26
C. 小原木層	8	Ⅰ. 日詰—気仙沼断層の研究史	26
C-i. 金屋敷砂岩部層	9	Ⅱ. 形態的特徴からの考察	27
D. 長部礫岩	9	Ⅲ. 水平変位量	28
E. 出山石灰岩	10	Ⅳ. 垂直変位量	29
Ⅱ. 松ノ倉沢地区	10	Ⅴ. 運動時期	30
A. 松ノ倉沢層	10	第3節 南部北上山地における白亜紀断層運動	30
B. 小原木層	11	第3章 地質構造発達史	31
Ⅲ. 外山—落合地区	11	Ⅰ. 大島層群堆積までの造構造運動	31
A. 姥石層	11	Ⅱ. 大島造山運動	33
B. 落合層	11	引用文献	33
Ⅳ. 中平—鹿折地区	13		
A. 中平層	13		
B. 落合層	14		
B-i. 戸屋沢部層	14		
C. 鍋越山層	14		
Ⅴ. 各地区の二畳系の対比	15		
第3節 三畳系	16		
Ⅰ. 稲井層群	16		
A. 笹長根山層	16		
B. 青野沢層	17		
B-i. 夜這路沢砂岩部層	17		
第4節 ジュラ系	17		
Ⅰ. 唐桑層群	17		
A. 小鯖層	18		
B. 綱木坂層	18		
B-i. 坂口入沢砂岩部層	18		
Ⅱ. 鹿折層群	18		
A. 石割峠層	18		
B. 舞根層	18		
C. 小々汐層	18		
第5節 貫入岩類	18		

## 付 図

- Fig. 1. 調査位置および南部北上山地の地質分布の概観を示す図
- Fig. 2-a. 地質図
- 2-b. 地質断面図
- Fig. 3. 模式柱状図
- Fig. 4. 石炭系柱状図
- Fig. 5. 二畳系柱状図 (小友地区)
- Fig. 6. " (叶倉—小原木地区)
- Fig. 7. " (松ノ倉沢地区)
- Fig. 8. " (外山—落合地区)
- Fig. 9. " (中平—鹿折地区)
- Fig. 10. 二畳系層序概念図
- Fig. 11. 構造図
- Fig. 12. 落合層のスレート劈開面の極の投影図
- Fig. 13. 叶倉向斜の小原木層のスレート劈開面の極の投影図
- Fig. 14. 東側地域の見かけの褶曲構造と実際の褶曲構造との関係を示す図
- Fig. 15. 日詰—気仙沼断層による separation を示す図
- Fig. 16. 断層運動前の古地質図

\* 東北大学理学部地質学古生物学教室

## 緒 言

日詰—気仙沼断層は、従来日詰—気仙沼構造線（広川・吉田，1954）と呼ばれていたもので、南部北上山地を NNW—SSE 方向に斜めに断つ断層系を構成するもののひとつである。

南部北上山地には、シルル系から先古生代下部白亜系にわたる中・古生界が、いくつかの不整合をはさみながらも、ほとんどすべての時代にわたってほぼ一連に堆積し、広く分布している。また、先シルル系と考えられる基盤岩類も知られており、南部北上山地は日本列島における先第三紀の地質構造発達史を編む上できわめて重要な地域のひとつとなっている。

南部北上山地の地質構造を大観すると、NNW—SSE および NNE—SSW の 2 方向の構造が顕著にあらわれている。前者は日詰—気仙沼断層を含む断層系および白亜紀花崗岩類の配列方向に後者は大褶曲構造の褶曲軸の方向にほぼ一致する。NNW—SSE 方向の断層系と白亜紀花崗岩類とは互いに密接に関連したものと考えられており（山下，1957a, b; 小貫，1969），これらの断層は白亜紀にその主要な活動時期をもつと考えられている。山下（1957b）は、東北日本に特徴的な NNW—SSE 方向の直線的な断層を気仙沼型の構造線と呼び、これらの生成に関して垂直方向の地塊運動を重視した。

筆者は、この NNW—SSE 方向の断層系の性格と、南部北上山地の構造発達にはたした役割を明らかにすることを目的として、その形態が比較的よく残されている日詰—気仙沼断層を対象として研究をすすめてきた。日詰—気仙沼断層南端部周辺の地質構造に関してはすでに報告し（永広，1974），この断層が大規模な左ずれ成分をもつことを示した。

これらの大規模な断層（系）を取り扱う場合には、それに対応するだけの広がりをもった地域の地質構造の実態をできる限り正確に知ることが必要であろう。筆者は、こうした立場に立って、まず日詰—気仙沼断層に沿った地域の地層の分布および層序関係を明らかにし、その基礎に立って地質構造の実態をとらえ、しかる後に大構造を論ずるという手順をとった。その結果、日詰—気仙沼断層の性格および周辺地域との地質構造上の関係を明らかにすることができ、この断層のおおよその運動像をも知ることができた。すなわち、日詰—気仙沼断層は 30km 程度の左ずれ成分をもつ水平ずり断層であることがわかった。

本研究をすすめるにあたっては東北大学理学部地質学古生物学教室北村 信教授に終始御指導いただいた。熊本大学理学部地質学教室村田正文教授には化石の鑑定をお願いし、また、層序に関する多くの示唆をいただいた。また、東北大学教養部地質学教室蟹沢聰史博士には火成岩・火山碎屑岩類の鑑定をお願いした。さらに、東北大学理学部地質学古生物学教室の各位からは多くの御指導御助言をいただいた。以上の方々に深い感謝の意を表する次第である。

本研究は筆者の東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文からひきつがれたものである。その際には、筆者のほか井出俊夫・川上 享・草野一郎の各氏が陸前高田市矢作町二又を中心とする地域を 4 分してそれぞれ調査を行ない、また後に筆者と川上 享氏とは世田米西方から気仙沼東方にいたる地域を 2 分してそれぞれ調査を行なった。その成果は同教室の卒業論文および修士学位論文としてまとめられた。本研究は以上の諸氏の成果に負うところが大きい。

## 地 質 概 説

本地域は、南部北上山地を NNW—SSE 方向に斜めに断つ日詰—気仙沼断層の南半部に沿った地域で、南部北上山地のほぼ中央部に位置する (Fig. 1)。地層の分布は日詰—気仙沼断層の東側地域と西側地域とで大きく異なっている。東側地域には、石炭系からジュラ系にわたる地層が、大局的には、南に開いた一大向斜構造を呈して分布する。西側地域には広く二畳系が分布し、石

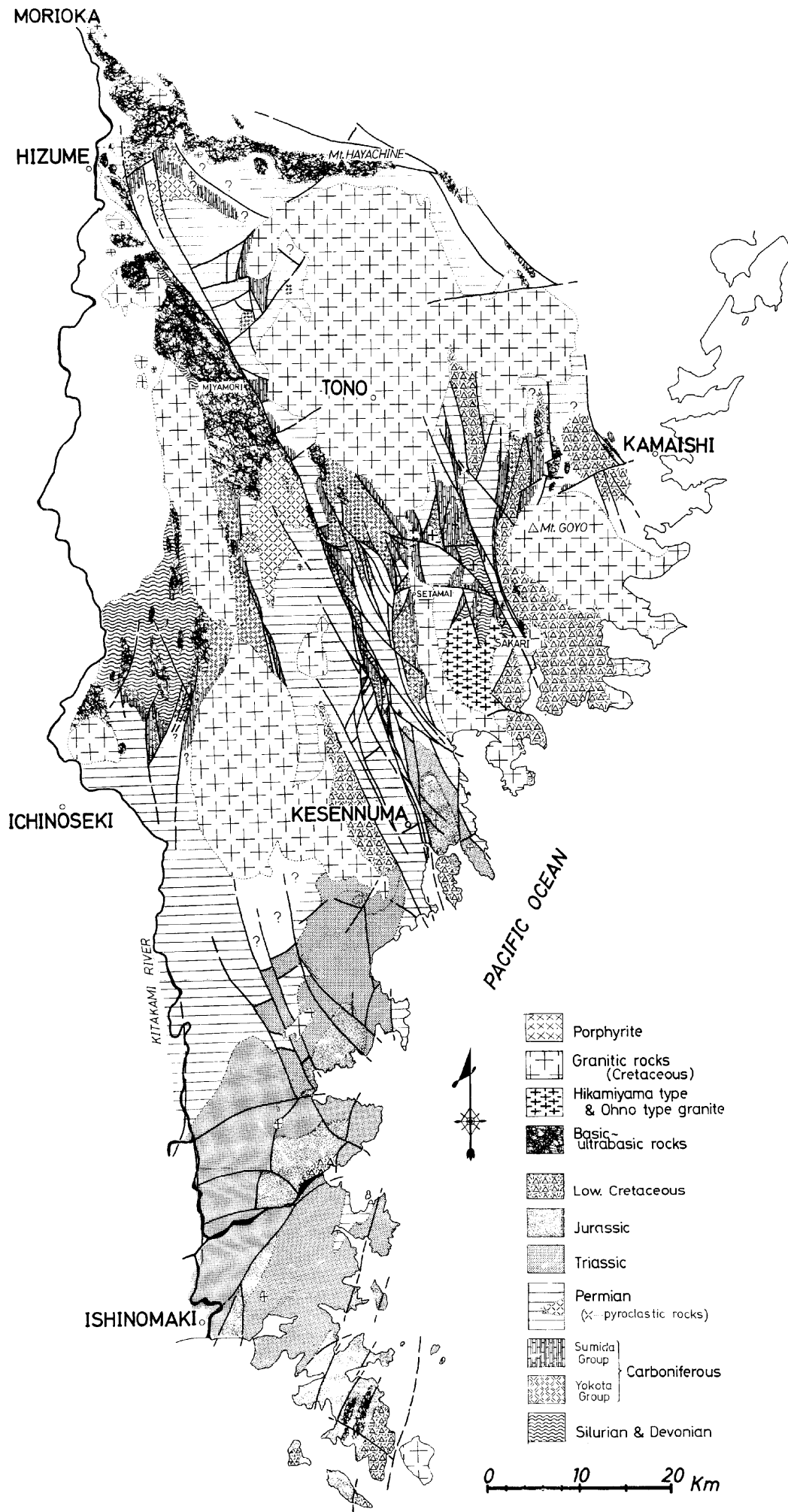


Fig. 1. Map showing the distribution of the Paleozoic and Mesozoic formations in the Southern Kitakami Massif.

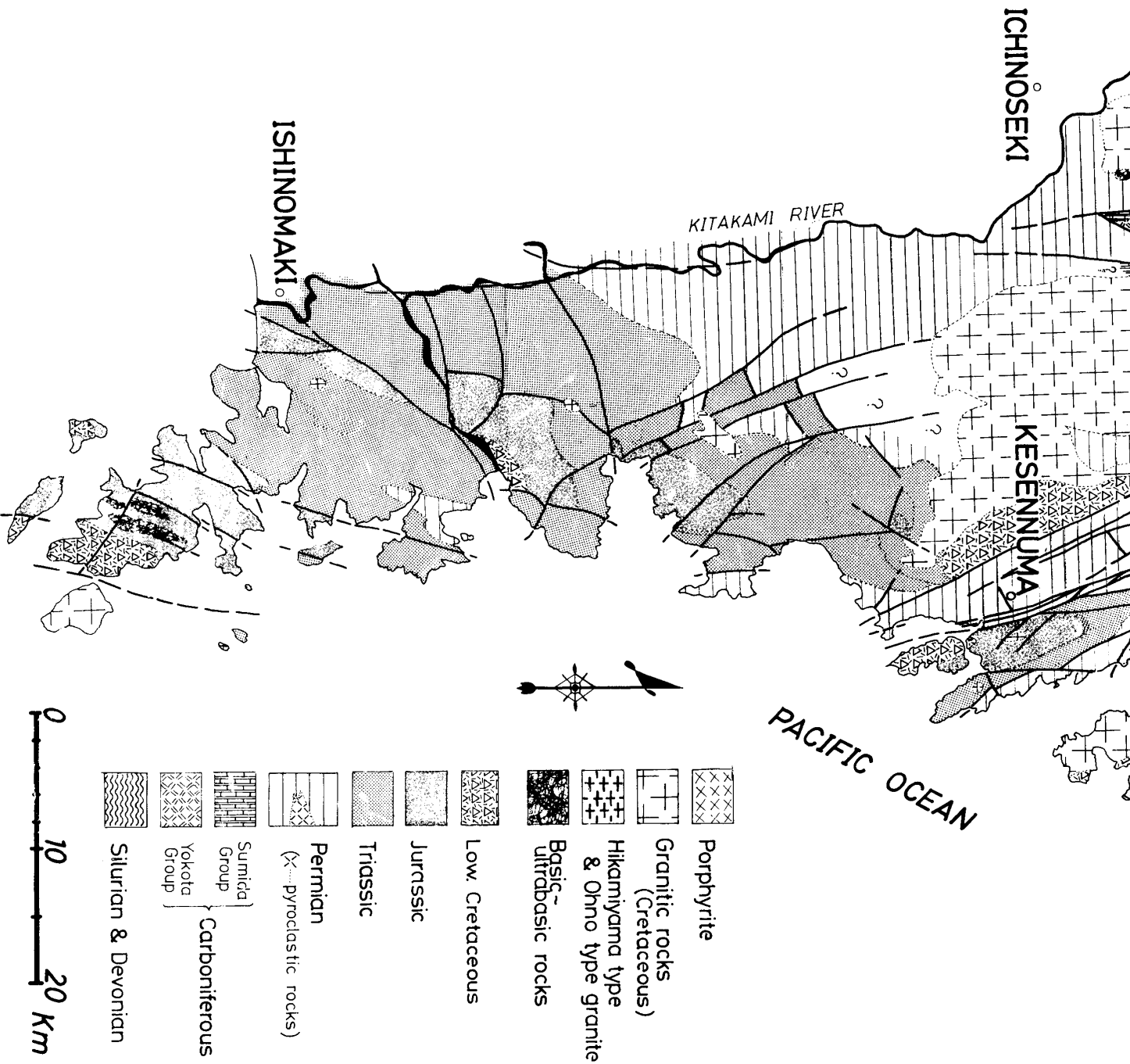


Fig. 1. Map showing the distribution of the Paleozoic and Mesozoic formations in the Southern Kitakami Massif.

MORIOKA

HIZUME

TONO

MI. HAYASHINE

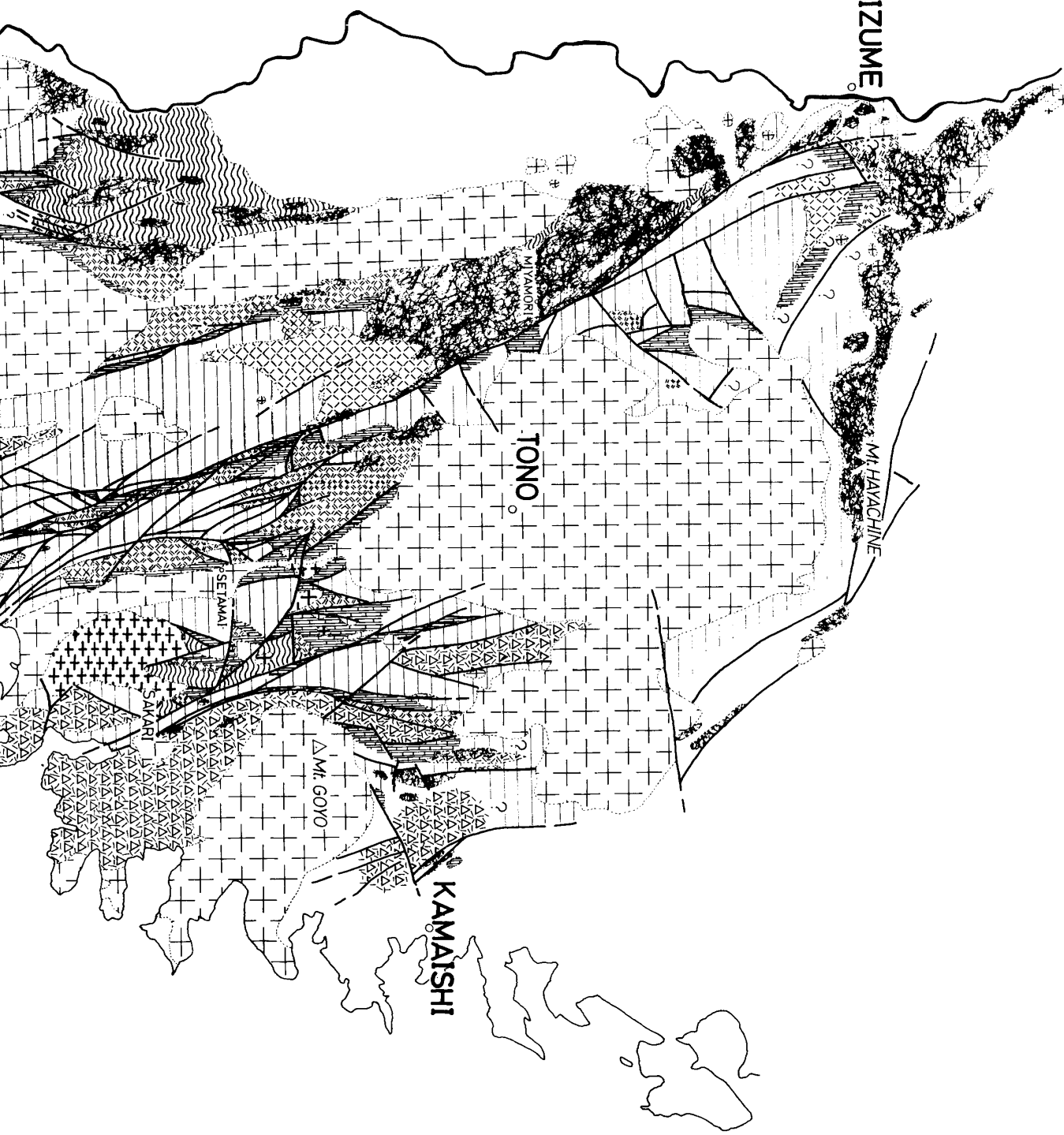
KAMAIISHI

△ MI. GOYO

SETAMAI

SAKARI

MIYAMORI



炭系は小範囲に分布するにすぎない。

石炭系は、おもに東側地域の南向斜（叶倉向斜）をとりまくように分布し、凝灰岩類を主とする下位の横田層群と石灰岩を主とする上位の住田層群とに大区分することができる。横田層群は下位より折壁層および馬越層に、住田層群は下位より鬼丸層および仙婆巖層に区分される。

日誌—気仙沼断層の東側の二疊系分布地域は、北から小友地区、叶倉—小原木地区および松ノ倉沢地区に区分される。東側地域の二疊系、とくにその中部は地域的な岩相変化がいちじるしいが、大まかにいえば、下位には礫岩・砂岩・石灰岩などを主とする山谷層、松ノ倉沢層、叶倉層、長部礫岩および出山石灰岩が、上位には頁岩の卓越する小原木層が累重する。

西側の二疊系分布地域は、北から外山—落合地区および中平—鹿折地区に区分される。外山—落合地区では、下位より凝灰岩類の卓越する姥石層および頁岩を主とする落合層に、中平—鹿折地区では、下位より砂岩・石灰岩・頁岩などよりなる中平層、頁岩を主とする落合層および砂岩・石灰岩・頁岩などよりなる鍋越山層に区分される。

三疊系は、日誌—気仙沼断層の東側地域南部に分布し、砂岩および頁岩が卓越する。下位より笹長根山層および青野沢層に区分され、稲井層群に含まれる。

ジュラ系は三疊系とともに綱木坂向斜を構成し、下位より唐桑層群および鹿折層群に大区分することができる。唐桑層群は、下位よりおもに砂岩よりなる小鯖層および頁岩を主とする綱木坂層に区分される。鹿折層群は、下位よりおもに礫岩よりなる石割峠層、砂岩・頁岩互層よりなる舞根層およびアルコース砂岩と砂岩・頁岩互層よりなる小々汐層に区分される。

## 第1章 層 序

### 第1節 石炭系

#### I. 横田層群 (Yokota Group)

小貫 (1956) の命名によるが、後に一部改編され (小貫, 1969), 下位より日頃市層、有住層および大平層に区分されている。斎藤 (1966; Saito, 1968) は、本地域において日頃市層にかえて折壁層を用いた。また、今回の調査では有住層と大平層とを区別することができず、一括して馬越層とした。

#### A. 折壁層 (Orikabe Formation)

斎藤 (1966) の命名による。小貫 (1969) の日頃市層、湊ら (1953) の一Ⅲ層群および一Ⅱ層群に相当する。本層が酸性の火山碎屑岩類を伴うこと、化石の資料に乏しく下限が不明であることなどから日頃市層として取扱う (斎藤, 1966)。

〔模式地〕 岩手県気仙郡住田町折壁より同笹ノ洞に至る地域。

〔分布〕 模式地のほか住田町柏里・小股付近および岩手県陸前高田市矢作町と気仙郡住田町との境界生出峠付近に分布する。

〔層厚〕 断層により断たれ下限は不明であるが、少なくとも 700 m をこえる。

〔層相〕 石英安山岩質～安山岩質凝灰岩類および凝灰質頁岩を主体とし、不純石灰岩・中礫岩などを伴う。凝灰岩は一般に淡緑色～緑色ないし淡灰色を呈する。本層上部は特徴的な凝灰岩・頁岩の薄互層からなり、その下部にはアルカリ玄武岩が挟在する。

〔層位関係〕 下限は不明。上位の馬越層とは整合。小股および笹ノ洞西方で住田層群に、小股～笹ノ洞東方および柏里で二疊系山谷層に不整合におおわれる。

〔産出化石〕 笹ノ洞および住田町大股東方より *Planoproductus gigantoides* Minato, *P. sp.*, *Sugiyamaella sp.*, *Bellerophon (B.) sp.* を産する。また、斎藤 (1966) によって笹ノ洞および小股東方より *Productus sp.*, *Spirifer sp.*, *Orthotetes sp.*, *Schizophoria sp.* などが報告されている。

## B. 馬越層 (Magoshi Formation)

永広 (1971MS)・川上 (1971MS) の命名による。小貫 (1969) の有住層および大平層、湊ら (1953) の I～V 層群にほぼ相当する。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町馬越より二又に至る地域。

〔分布〕 模式地のほか矢作町三ノ戸東方・的場～生出峠、住田町大股北方・清水～暇畑・奥火ノ土西方加勞山周辺、岩手県遠野市堂場東方に分布する。

〔層厚〕 1000 m +。

〔層相〕 最下部の厚い安山岩質凝灰岩・同質凝灰角礫岩にはじまり、凝灰岩および凝灰質頁岩が卓越する。一部に不純石灰岩・薄層の凝灰質砂岩・細～大礫岩などを伴う。厚い凝灰岩層は少なくとも2層準に発達し、緑色ないし赤紫色を呈する。頁岩と互層する凝灰岩類は一般に淡緑色を呈することが多く、珪質な部分もある。

〔層位関係〕 笹ノ洞～大股において下位の折壁層に整合に重なる。上位の住田層群鬼丸層あるいは仙婆巖層に不整合におおわれる。また、加勞山南方、大股東方および馬越では二疊系山谷層あるいは松ノ倉沢層に直接不整合におおわれる。

〔産出化石〕 馬越東方より *Planoproductus gigantoides* Minato, *Brachythyris* aff. *pinguis* (Sowerby), 二又北方姥ヶ沢入口の凝灰質頁岩より *Calamites* sp., 暇畑東北方猫ノ沢上流部の凝灰岩より *Planoproductus* sp., 加勞山南西加勞沢中流部の不純石灰岩の最上部より *Sugiyamaella* cf. *carbonarium* Yabe and Minato, 遠野市大葛東方大葛沢上流部の凝灰質頁岩より *Sugiyamaella*? sp. を産する。また、齋藤 (1966) によって住田町清水・猫ノ沢・暇畑より *Productella* cf. *nummularis* (Winchell), *Brachythyris* sp., *Syringothyris* sp. などが報告されている。

## II. 住田層群 (Sumida Group)

小貫 (1956) の命名による。本層群は、本地域を含め、従来下位の不純石灰岩と頁岩とを主とする鬼丸層と上位の珪質団塊を含む石灰岩を主とし凝灰岩を伴う長岩層とに区分されていた (小貫, 1956)。また、長岩層基底に不整合の存在も考えられていた (山田, 1958; 湊, 1966など)。本地域においては次のような事実を考慮して、鬼丸層と仙婆巖層を一括して住田層群とするのが妥当と考える。すなわち、①鬼丸層は住田町小股北方～遠野市堂場東方にのみ発達し、北方堂場東方付近では層厚を減じ尖滅する。②“長岩層”を特徴づける岩相を示すいくつかの地点で、従来鬼丸層を特徴づけるとされてきた珊瑚化石が発見されるに至った。③珪質団塊を含む石灰岩を主とし凝灰岩を伴う地層を、日頃市地域の長岩層と区別し、仙婆巖層とする。④本地域では、両岩相間に不整合を示す事実は発見されず、鬼丸層と仙婆巖層 (“長岩層”) の下部とは同時異相の関係にある。⑤遠野市大洞東方、住田町大股付近、陸前高田市矢作町西部地域では鬼丸層は発達せず、仙婆巖層が直接下位層を不整合におおう。

## A. 鬼丸層 (Onimaru Formation)

小貫 (1937) の命名によるが、湊 (1942) の再定義にしたがう。

〔模式地〕 岩手県大船渡市日頃市町鬼丸付近。

〔分布〕 本地域では住田町小股～荷沢峠東方、遠野市堂場東方に分布する。

〔層厚〕 0～200 m。

〔層相〕 黒色泥質石灰岩および黒色頁岩よりなり、両者は数10cm単位の互層を呈することが多い。

〔層位関係〕 本層と仙婆巖層下部とは、仙婆巖層下部から従来鬼丸層を特徴づけるとされてきた珊瑚化石が発見されたこと、仙婆巖層下部に鬼丸層の石灰岩と類似する黒色不純石灰岩を伴

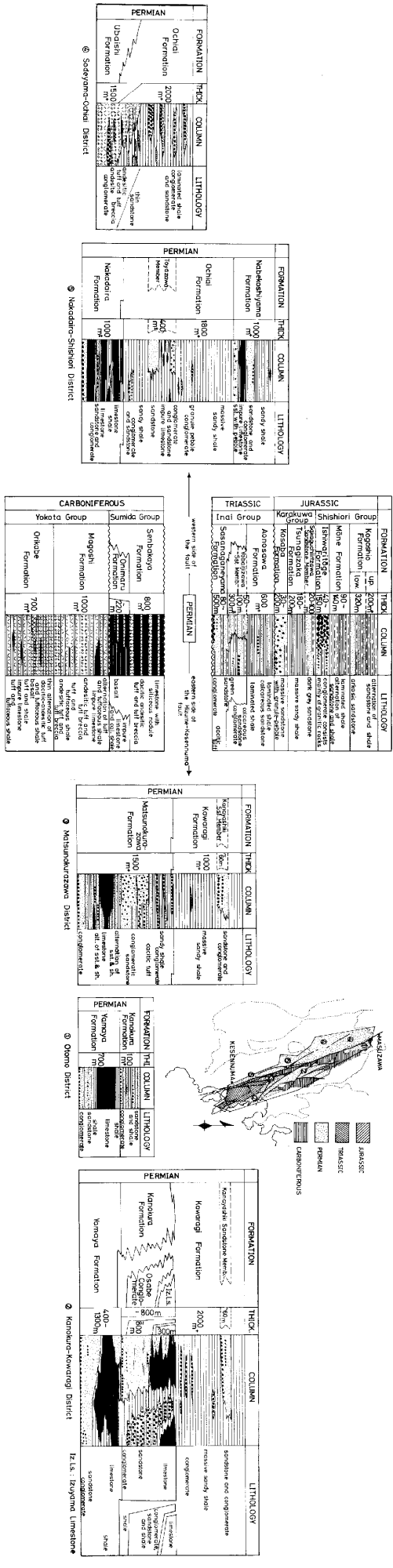
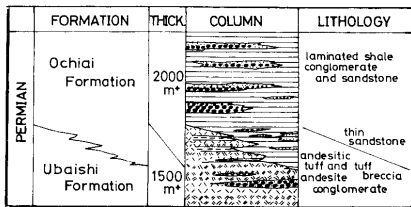
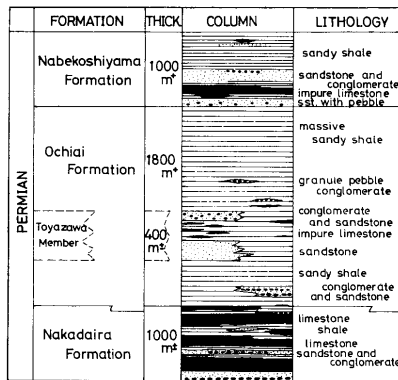


Fig. 3. Generalized stratigraphic succession.

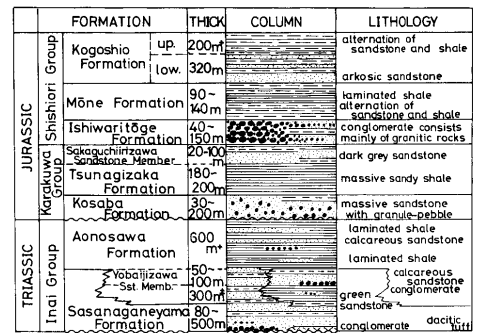




④ Sodeyama-Ochiai District



⑤ Nakadaira-Shishiori District



western side of the fault ← PERMIAN → eastern side of the Hizume-Kesenuma fault

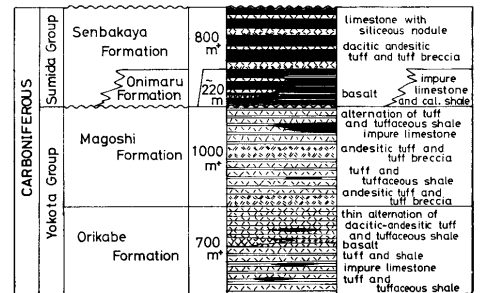
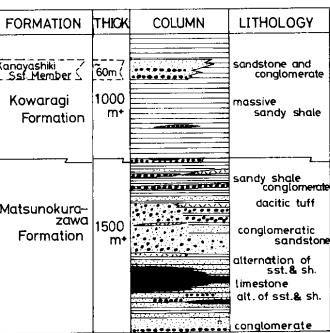
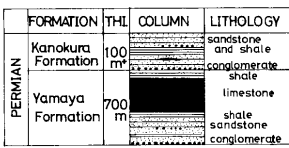
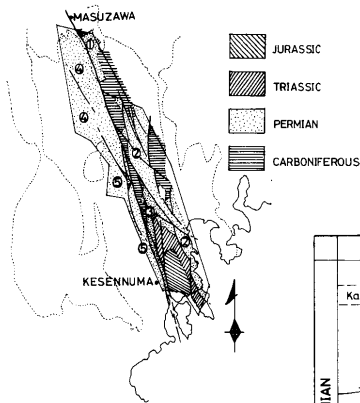


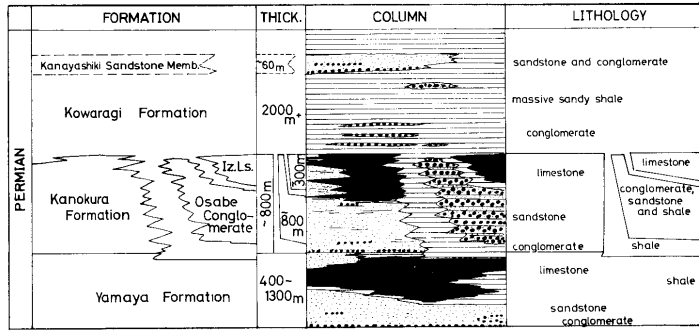
Fig. 3. Generalized stratigraphy



③ Matsunokurazawa District



① Otomo District



② Kanokura-Kowaragi District

Iz. Ls.: Izuyama Limestone

graphic succession.

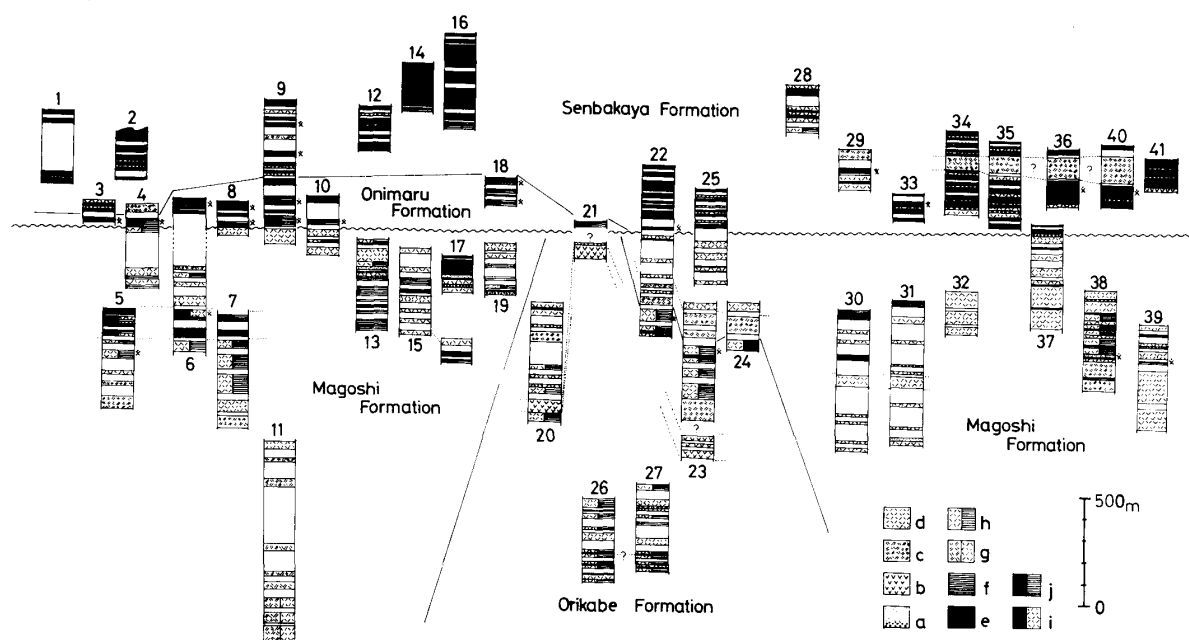


Fig. 4. Columnar sections of the Carboniferous formations.

a. conglomerate and sandstone, b. lava (basalt), c. tuff breccia, d. tuff, e. limestone, f. shale, g. alternation of tuff breccia and tuff, h. alternation of tuff and shale, i. alternation of limestone and tuff, j. alternation of limestone and shale.

1. Ôkuzuzawa, 2-5. Dobazawa, 6. Karôzawa, 7. Shôkarôzawa, 8. Nekonosawa, 9-10. East of Unehata, 11. East of Nisawatôge, 12. North of Shizu, 13. Lower stream of Karôzawa, 14-15. Lower stream of Mizunashizawa, 16. Lower stream of Nekonosawa, 17. Lower stream of Kawakagezawa, 18. Kawakagezawa, 19. Tochizawa, 20. Kashiwari, 21. Komata, 22. Binzawa, 23. Suizawa, 24. Ômatagawa, 25. Itazaizawa, 26. East of Oriabe, 27. Ichisukezawa, east of Oriabe, 28. Oriabe, 29. South of Oidetôge, 30. Warashizawa, 31. Takinosawa, 32. Sannotozawa (north branch), 33. Upper stream of Shizuzawa, 34. Sannotozawa (south branch), 35. Shizuzawa, 36. Lower stream of Shizuzawa, 37. Magoshi, 38. Magoshi-Futamata, 39. East of Magoshi, 40. Senbakaya, 41. Nobunai.

う部分があることなどから、同時異相の関係にあると考えられる。

〔産出化石〕 噉畑東方、荷沢峠東方および堂場東方より *Kueichouphyllum*, *Dibunophyllum*, *Siphonodendron*, *Rhodophyllum* などの珊瑚化石を豊富に産する。

## B. 仙婆巖層 (Senbakaya Formation)

永広 (1971MS, 1974), 川上 (1971MS) の命名による。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町仙婆巖付近。

〔分布〕 模式地のほか陸前高田市矢作町飯森から遠野市大洞東方に至る日詰一気仙沼断層の東側に沿った地域に分布する。また、同断層の西側の矢作町木戸口南東・清水東方・三ノ戸東方にもわずかに分布する。

〔層厚〕 800m+。

〔層相〕 主として珪質団塊を含む灰色～灰白色石灰岩よりなり、緑色ないし赤紫色凝灰岩・凝灰角礫岩を伴う。凝灰岩類は石英安山岩質のものが多いが、安山岩質のものもある。生出峠北方・飯森付近などでは凝灰岩類の卓越する部分もある。矢作町信内・清水東方では、層厚20m以下の輝石玄武岩をはさみ、また、一部では細～小礫岩・凝灰質砂岩・黒色頁岩などを伴う。

〔層位関係〕 本層下部と鬼丸層とは上述のように同時異相の関係にある。両者と下位層との関係は、小股および笹ノ洞西方において、馬越層を欠き直接折壁層に両層が重なっているため、不整合と考えられる。湊 (1941) はこの不整合を重視し、これをもたらした造構造運動を清水褶曲 (湊, 1942b) と呼んだ。

〔産出化石〕 住田町啜畑の石灰岩より *Rhodophyllum?* sp., *Siphonodendron* cf. *martini* (Edward and Haime), 同笹ノ洞西方の石灰岩より *Lithostrotion* sp., 生出峠の石灰岩より *Kueichophyllum* sp., 矢作町清水東方の石灰岩より *Diphyphyllum flexosus* Yabe and Hanzawa, *D.* sp., *Dibunophyllum* cf. *asiaticum* Minato, *D.* sp., 同仙婆巖・飯森より *Millerella* sp., *Profusulina* sp.などを産する。

## 第2節 二疊系

二疊系は本地域のほとんど全域に広く分布する。その分布地域は、大きく日詰—気仙沼断層の東側地域と西側地域とに区分でき、さらにいくつかの地区に細分できる (Fig. 3)。一部を除いて、各地区で層序は異なるので、地区別に記述する。

### I. 小友地区および叶倉—小原木地区

両地区の二疊系は連続して分布しないが、石炭系を芯部とする折壁背斜の両翼を構成し、かつ岩相的にもほぼ一致しているため、両地区の二疊系は一括して取り扱うことができる。

#### A. 山谷層 (Yamaya Formation)

小貫 (1956) の再定義にもとづいて使用する。世田米西方および小友南方の本層に対して、従来日頃市地域の坂本沢層の名称を適用させていたが、坂本沢層の本地区への連続性を確めている訳ではないので、本論では山谷層の名称を使用する。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町山谷付近。

〔分布〕 模式地のほか矢作町雪沢、陸前高田市横田町平貝沢・小坪沢、世田米西方一帯、住田町小股、矢作町的場東方、生出峠東方および小友南方に分布する。

〔層厚〕 400~1,300m。北方小友地区および住田町小股付近で厚く、南方ほど薄くなる傾向がある。模式地付近で最も薄い。

〔層相〕 基底部の細~大礫岩にはじまり、下部は灰色砂岩が卓越し、黒色頁岩を伴う。小股付近では薄い凝灰岩が挟在する。中部は厚い石灰岩よりなるが、叶倉向斜西翼部および山谷付近で層厚をいちじるしく減じ、叶倉向斜西翼部では砂岩相が、山谷では頁岩相が石灰岩にかわって発達する。上部は世田米西方地域、叶倉向斜西翼部および小友地区に発達する。小友地区および世田米西方地域では頁岩相が卓越し、叶倉向斜西翼部では砂岩相が卓越する。

〔層位関係〕 下位の仙婆巖層を不整合におおう。小股では仙婆巖層を欠き鬼丸層に、啜畑東方および大股東方では住田層群を欠き馬越層に、小股~笹の洞、生出峠東方および柏里では住田層群および馬越層を欠き折壁層にそれぞれ重なっている。

〔産出化石〕 世田米西方地域および矢作町雪沢付近の石灰岩中には下記のようなフズリナ化石を多産することが知られている (斎藤, 1966; Choi, 1973; 川上, 1973MS)。

*Nipponitella explicata* Hanzawa, *Nagatoella minatoi* Kanmera and Mikami, *Monodioxodina matsubaishi* (Fujimoto), *Pseudoschwagerina schellwieni* Hanzawa, *Chalartoschwagerina vulgaris* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Pseudofusulina japonica* (Gümbel), *P. fusiformis* (Schell-

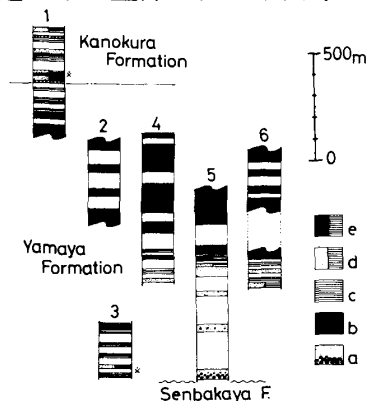


Fig. 5. Columnar sections of the Permian formations in the Otomo district.

a. conglomerate and sandstone, b. limestone, c. shale, d. alternation of sandstone and shale, e. alternation of limestone and shale.  
1. Otomo, 2. East of Sainokami, 3. Daidôzawa, 4. East of Kusakura, 5. Ôkuzuzawa, 6. Dôbazawa.

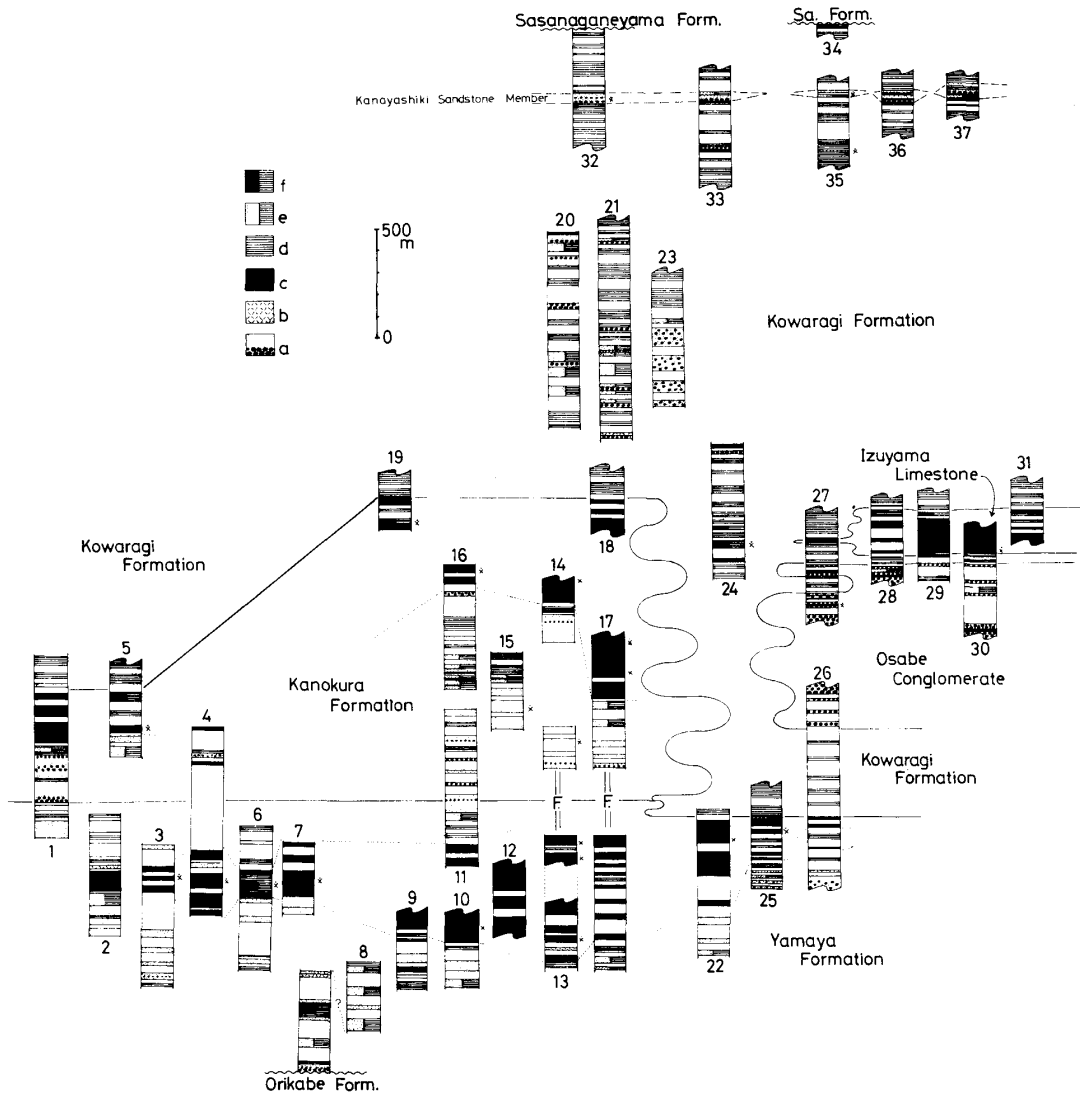


Fig. 6. Columnar sections of the Permian formations in the Kanokura-Kowaragi district.  
 a. conglomerate and sandstone, b. tuff, c. limestone, d. shale, e. alternation of sandstone and shale, e. alternation of limestone and shale.  
 1. Sannotozawa, 2. Mizukamizawa, 3. East of Matoba, 4. Yokoiwazawa, 5. Upper stream of Otsubozaawa, 6. Suizawa, 7. Soutenyama, 8. Komata, 9. Aobezawa, 10. Kashiwari, 11. Motoiwazawa, 12. Kabayamazawa, 13. Lower stream of Kanokurazawa, 14. Midway of Kanokurazawa, 15-16. Upper stream of Kanokurazawa, 17. Lower steam of Onimaruzawa, 18. Midway of Onimaruzawa, 19. Upper stream of Onimaruzawa, 20. Otsubozaawa, 21. Tairagaizawa, 22. Lower stream of Tairagaizawa, 23. Yukisawa, 24. Yamagoyazawa, 25. Southwest of Yukisawa, 26. Yamaya, 27. Osabegawa, 28. South of Osabe, 29. Fuppushi, 30. Izuyama, 31. Kowaragi, 32. Masunaizawa, 33. Upper stream of Osabegawa, 34. Aonosawa, 35. West of Kami osabe, 36. Sasazawa (branch of Aonosawa), 37. Tadakoshi.

wien and Dyhrenfurth), *P. ambigua* (Deprat), *P. krafftii* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Misellina claudiae* (Deprat)

小友地区の石灰岩からは *Pseudofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp. を産することが知られている (Saito, 1968b). 叶倉向斜西翼部では, 的場北東童子沢・滝ノ沢などの石灰岩より *Pseudofusulina* sp. を産する. これらのフズリナ化石のほか珊瑚・腕足類・二枚貝・巻貝などの化石を産する.

## B. 叶倉層 (Kanokura Formation)

小貫 (1937) の命名による.

〔模式地〕 岩手県気仙郡住田町叶倉山周辺地域.

〔分布〕 模式地のほか住田町小府金南方合地沢支流鬼丸沢上流部 (叶倉山南西), 小坪沢上流部, 矢作町三ノ戸東方および小友付近に分布する.

〔層厚〕 0~800 m. 模式地付近で厚く, 叶倉向斜西翼部で約500 m, 東翼部では断層によって欠如しているため不明であるが, 南方山谷付近には分布せず叶倉山—山谷間で尖滅するものと考えられる.

〔層相〕 下部は厚い無層理の淡緑色砂岩を主とし, 中~大礫岩・黒色頁岩などを伴う. 上部は厚い石灰岩よりなる. この石灰岩は鬼丸沢上流部や小坪沢上流部では泥質石灰岩となり, しばしば黒色頁岩と互層する. また, 砂岩を伴う部分もある. 叶倉沢上流部では, 本層中部に頁岩相が発達する.

〔層位関係〕 下位の山谷層に整合に重なる. 上位の小原木層の下部とは次のような事実から同時異相の関係にあると考える. すなわち, 山谷付近では下位の山谷層に小原木層が直接整合に重なっており, その間に本層の発達は見られず, 本層は叶倉山—山谷間で尖滅すると考えられる. また, 叶倉山南方や小坪沢では本層中に黒色頁岩が多く挟在し, 小原木層中にも山小屋沢などで泥質石灰岩の発達する部分がある.

下位の山谷層との関係については, 不整合とする考え (湊ら, 1954; 加納, 1955; など) と整合とする考え (小貫, 1956 など; Kanmera and Mikami, 1965; など) とがある. また, Murata (1971) は局地的な不整合であると考えている. 筆者は下記の理由から両者の関係は整合と考えたい. 第1に, 叶倉山周辺地域を除く地域, 例えば山谷付近および中平—鹿折地区での両者の境界に相当する層準は一連の頁岩層によって占められ, その間に堆積の中断および地層の削剝を指示する事実は認められない. 第2に, 叶倉山周辺地域の山谷層最上部の砂岩層より産出する軟体動物化石群はすべて本層のそれと共通または近縁種であり, 両者の間に著しい時間間隙は存在しないことがわかっている (Murata, 1971). 第3に, 山谷層上部の岩相は地域によって異なっており, 叶倉山西方では最上部に砂岩層が発達するが東方では砂岩層は発達せず石灰岩が厚くなる傾向がある (Fig. 6). したがって, 本層基底の礫岩に接する山谷層の岩相が異なることをもって本層堆積前に地層の削剝があったとすることは必ずしもできない.

〔産出化石〕 下部の砂岩より *Monodiexodina matsubaishi* (Fujimoto), *Leptodus richthofeni* Kayser, 上部の石灰岩より *Lepidolina multiseptata* (Deprat) を産する. このほか *Kahlerina pachythea* Kochansky-Devidé and Ramovš, *Lepidolina kumaensis* Kanmera, *L. minatoi* Choi, *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera, *P. kanokuraensis* Choi, *P. elongata* Choi など産することが知られている (Choi, 1973).

## C. 小原木層 (Kowaragi Formation)

小貫 (1956) の命名による. 上位の三疊系基底より約 300 m 下位の層準に発達する砂岩・礫岩

層は、金屋敷砂岩部層として区分される。ここではこれを除いた本層の主体について述べ、金屋敷砂岩部層の内容は後述する。

〔模式地〕 宮城県本吉郡唐桑町小原木。

〔分布〕 模式地のほか叶倉山南東鬼丸沢中流部以南に広く分布する。

〔層厚〕 金屋敷砂岩部層を含め2000m+。

〔層相〕 無層理で砂質の黒色頁岩を主体とし、一部に層厚数10cm～数mの中～大礫岩、灰色砂岩あるいは泥質石灰岩をはさむ。陸前高田市横田町小坪沢・平貝沢、矢作町雪沢では、本層中部に数枚の厚さ数m～数10mのいわゆる薄衣式礫岩 (Usuginu-type conglomerate)\* と称される礫岩層が発達する。また、雪沢支流山小屋沢およびその南方では泥質石灰岩が発達する。

〔層位関係〕 北方鬼丸沢流域および小坪沢上流部では叶倉層に、南方片地家・山谷では山谷層に整合に重なる。本層下部と叶倉層とは叶倉層の項で述べたように同時異相の関係にあると考えられる。また、山谷以南では、本層下部に薄衣式礫岩および石灰岩がとくによく発達する。筆者はこれらを長部礫岩および出山石灰岩として独立させたが、これらはそれぞれ山谷西方および長部付近で尖滅し、本層下部と同時異相の関係にあると考えられる。

〔産出化石〕 矢作町三ノ戸東方三ノ戸沢上流部の頁岩より *Spinomarginifera* sp., *Spiriferellina* sp., 山小屋沢の不純石灰岩より *Lepidolina* sp., *Pseudofusulina* sp., 陸前高田市気仙町長部川中流部の頁岩より *Hayasakapecten sasakii* (Murata), 同上長部西方の頁岩より *Mourlonia* (M.) *toyomensis* Murata, *Leptodus richthofeni* Kayser を産する。

#### C - i . 金屋敷砂岩部層 (Kanayashiki Sandstone Member)

永広 (1974) の命名による。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町金屋敷南方マスナイ沢。

〔分布〕 金屋敷から南方唐桑町只越付近まで、また、気仙沼市上鹿折北方源氏沢にも分布する。

〔層厚〕 0～60m。 模式地で最も厚い。南方では連続性が悪く、しばしば尖滅する。

〔層相〕 灰色粗粒砂岩および大～巨礫岩を主体とし、厚さ1～2mの黒色砂質頁岩をはさむことがある。源氏沢では礫岩のみから、長部西方では砂岩のみからなる。礫岩は、よく円摩された分級の悪い花崗岩類・頁岩・珪質岩などの礫によって構成される。

〔産出化石〕 金屋敷および上長部西方の砂岩より *Leptodus richthofeni* Kayser, *Spiriferellina* cf. *crystata* (Schloteim), *Mourlonia* sp., *Pseudopermophorus* cf. *uedai* Nakazawa and Newell, *Astartella*? sp.などを産する。また、小原木小学校校庭の砂岩より *Euphemitopsis kitakamiensis* Murata, *Warthia* sp., *Mourlonia* (M.) *toyomensis* Murata, *Astartella toyomensis* Nakazawa and Newellなどの産出が知られている (Murata, 1969)。

#### D . 長部礫岩 (Osabe Conglomerate)

志井田 (1940) の命名によるが、永広 (1974) の再定義にしたがって使用する。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市気仙町長部付近。

〔分布〕 模式地のほか片地家南方横手山周辺、気仙町福伏～唐桑町出山に分布する。

\* 狭義の薄衣礫岩・山崎礫岩・長部礫岩・大洞礫岩などの名称で呼ばれ、南部北上山地の中・上部に広く分布する礫岩をいい、花崗岩礫を普通に伴うのを特徴とする。基質は泥質・泥質砂であることが多く、礫相互間の接触は粗である。層厚の変化はきわめていちじるしく、礫岩の連続性は乏しい (岩井・石崎, 1966a)。小貫 (1956) は本礫岩の層準は坂本沢層の上部層から登米層の下部層にわたると考え、後にこれを薄衣型礫岩 (Usuginu-type conglomerate) (小貫, 1969) と呼んだ。

〔層厚〕 0～800m.

〔層相〕 薄衣式礫岩を主体とし、黒色頁岩あるいは灰色砂岩・黒色頁岩互層をはさむ。礫岩は中～大礫を主とし巨礫をも含む分級の悪い円礫よりなる。花崗岩類が礫の20%近くを占め、そのほか珪質岩・砂岩・頁岩・玢岩などの礫からなる。基質は泥質砂岩あるいは砂質頁岩よりなり、また、石灰岩を含むこともある。

〔層位関係〕 小原木層の項で述べたように、本層は小原木層下部と同時異相の関係にあると考えられる。

〔産出化石〕 横手山での礫岩に挟在する石灰岩より *Lepidolina minatoi* Choi, *Pseudodololima gravitesta* Kanmera (Choi, 1973), *Wentzelella kitakamiensis* Yabe and Minato (志子田, 1958MS) などの産出が知られている。

### E. 出山石灰岩 (Izuyama Limestone)

永広 (1974) の命名による。

〔模式地〕 宮城県本吉郡唐桑町大沢東方出山。

〔分布〕 模式地のほか長部南方, 福伏, 小原木大理石海岸, 同大槻島付近に分布。

〔層厚〕 0～300m. 北方で尖滅する。

〔層相〕 灰白色結晶質石灰岩よりなるが、黒色頁岩と数10cm単位の互層をなす部分もある。また、小原木では石灰岩中に花崗岩類・珪質岩などの中～大礫が散在することがある。

〔層位関係〕 小原木層の項で述べたように、本層は小原木層下部と同時異相の関係にあると考えられる。

〔産出化石〕 出山南海岸の石灰岩最下部より *Waa-genophyllum* sp. (cf. *indicumm* Waagen and Wentzell) を産する。

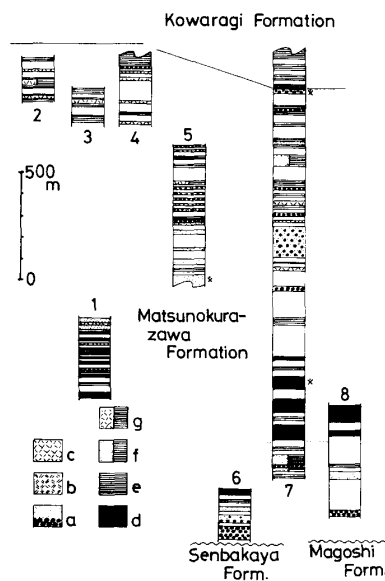


Fig. 7. Columnar sections of the Permian formations in the Matsunokurazawa district.

a. conglomerate and sandstone, b. tuff breccia, c. tuff, d. limestone, e. shale, f. alternation of sandstone and shale, g. alternation of tuff and shale.

1. Shiroishi, 2-3. East of Imotôge, 4. Masunaizawa, 5. Umenoki, 6. Nobunai, 7. Matsunokurazawa, 8. North of Magoshi.

## II. 松ノ倉沢地区

### A. 松ノ倉沢層 (Matsunokurazawa Formation)

永広 (1971MS, 1974), 井出 (1971MS) の命名による。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町松ノ倉沢流域。

〔分布〕 模式地のほか矢作町清水東方, 同馬越, 梅ノ木およびその南方, 飯森峠およびその東方, 気仙沼市白石から東八幡前にいたる地域に分布する。

〔層厚〕 1500m+.

〔層相〕 基底の中～大礫岩にはじまり、最下部は灰色砂岩および黒色頁岩よりなり、両者は数10cm単位の互層をなすことがある。下部は層厚300～400mの厚い石灰岩よりなり黒色頁岩をはさむ。この石灰岩は南方へ層厚を次第に減じ、これにかわって数10cm単位の凝灰質砂岩・黒色頁岩互層が発達する。上部は凝灰質砂岩, 凝灰質頁岩および黒色頁岩を主とし、石英安山岩質凝灰岩を伴う。また、しばしば数m～数10mの層厚をもつ中～巨礫岩をはさむ。

〔層位関係〕 下位の仙婆巖層との関係は直接観察さ



れないが、本層基底の礫岩が仙婆巖層の延びの方向を切るように分布すること、両者の間に化石層序上の欠如があること、馬越では仙婆巖層を欠いて直接馬越層に本層が重なっていることから、傾斜不整合と考える。

〔産出化石〕 気仙沼市上鹿折北方の石灰岩より *Pseudofusulina* sp. 梅ノ木の砂岩より *Mono-diexodina matsubaishi* (Fujimoto) を産する。また、松ノ倉山北方の下部の石灰岩より *Pseudofusulina* sp. (川上, 1973MS), 同東南での上部の薄層石灰岩より *Lepidolina minatoi* Choi, *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera など (Choi, 1973) の産出が知られている。

## B. 小原木層 (Kowaragi Formation)

叶倉一小原木地区の小原木層の延長であり、層相は変わらないので詳しい記述は省略する。本地区では松ノ倉沢層に整合に重なり、中・上部が分布する。層厚は1000m+。

## III. 外山一落合地区

### A. 姥石層 (Ubaishi Formation)

渡辺・黄 (1942) の命名による。広川・吉田 (1954) の大森山層と物見山層とを合わせたものに相当する。

〔模式地〕 岩手県江刺市と気仙郡住田町との境界姥石峠付近。

〔分布〕 遠野市外山, 同長野西方, 荷沢峠西方, 住田町落合北西に分布する。

〔層厚〕 本地域では下限が不明であるが、少なくとも1500mをこえる。

〔層相〕 安山岩質凝灰岩・同質凝灰角礫岩を主体とし、安山岩熔岩を伴う。凝灰岩類は一般に緑色～濃緑色あるいは赤紫色を呈する。外山から日誌一気仙沼断層の西側に沿った地域では、本層下部に凝灰質砂岩および頁岩を伴う小～巨礫岩が発達する。また、長野西方では、本層上部にしばしば数10m～100mの厚さをもつ数10cm単位の灰色砂岩・頁岩互層あるいは黒色頁岩が発達する。

〔産出化石〕 外山東方の薄層頁岩より二枚貝化石を産する。また、外山より *Spirifer* cf. *rectanguloides* Grabou and Yoh, S. sp. (米谷, 1964MS; 村田・米谷, 1964) の産出が、模式地西方の本層最下部より *Pseudofusulina ambigua* (Deprat), P. sp., *Schwagerina* sp. など (小貫, 1969; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970MS) の産出が知られている。

### B. 落合層 (Ochiai Formation)

小貫 (1969) の命名による。

〔模式地〕 岩手県気仙郡住田町津付より落合をへて子飼沢に至る大船渡一水沢街道沿いの地域。

〔分布〕 姥石層分布地域の南方に広く分布する。

〔層厚〕 2000m+。

〔層相〕 砂質の縞状頁岩\*あるいは無層理の黒色頁岩を主体とする。落合西方および南方では少なくとも4層以上の厚さ数10mの礫岩・砂岩層が挟在する。この礫岩は、いわゆる薄衣式礫岩で、分級の悪い円礫からなり、長径70cmに達するものもあるが、きわめて大量の安山岩質凝灰岩類礫を含むことが特徴的である。また、砂岩中にも凝灰岩に由来する岩片が多く含まれている。砂岩は石灰質となる部分もある。住田町暇畑西方の千能沢流域には数10cm～数mの厚さの砂岩層

\* 砂質のあるいは細粒砂岩よりなる葉理の発達した頁岩に対してこの名称を用いる。

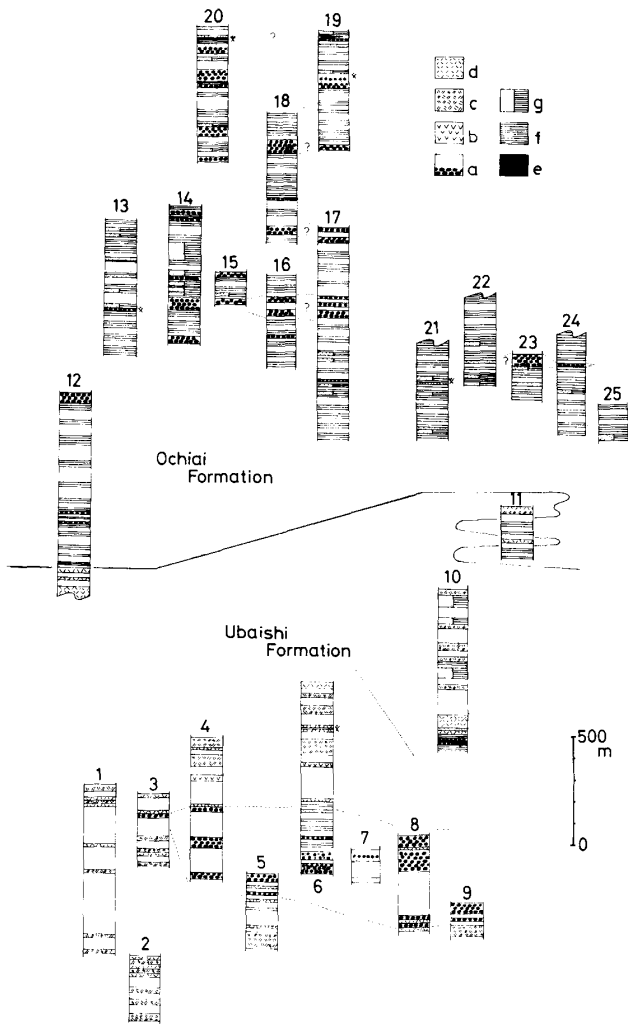


Fig. 8. Columnar sections of the Permian formations in the Sodeyama-Ochiai district.  
 a. conglomerate and sandstone, b. lava (andesite), c. tuff breccia, d. tuff, e. limestone, f. shale, g. alternation of sandstone and shale.  
 1. Southwest of Sodeyama, 2. Kirifushi, 3. South of Sodeyama, 4. North of Sodeyama, 5. Otomogawa, 6. Southwest of Otomo, 7. West of Ichinokura, 8. West of Kusakura, 9. Loer stream of Fujisawa, 10. Fujisawa, 11. Akaizawa, 12. East of Ubaishi, 13. Komakizawa, southwest of Ochiai, 14. Aoganebashi, 15. North of Kogaizawa, 16. Kiyokawa, northeast of Kogaizawa, 17. Shinokurazawa, 18. Komakizawa-Tenbōzawa, 19. Upper stream of Shinokurazawa, 20. Midway of Tenbōzawa, 21-25. Sennōzawa, west of Unehata.

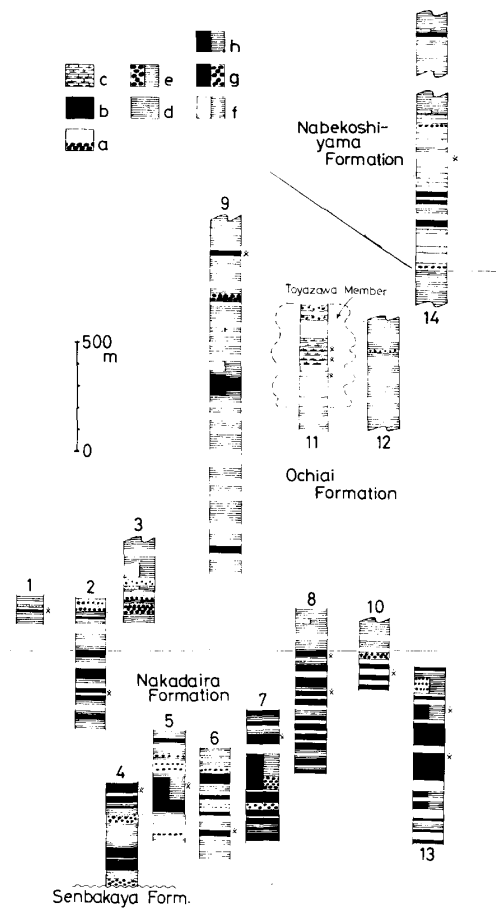


Fig. 9. Columnar sections of the Permian formations in the Nakadaira-Shishiori district.  
 a. conglomerate and sandstone, b. limestone, c. calcareous shale, d. shale, e. alternation of conglomerate and shale, f. alternation of sandstone and shale, g. alternation of limestone and conglomerate, h. alternation of limestone and shale.  
 1. North of Oidetōge, 2. Sannoto-Matoba, 3. Lower stream of Ōmatsuzawa, 4. Natugayoi, 5. West of Takimibashi, 6. North ridge of Nakadaira, 7. Futamata-Nakadaira, 8. South of Kidoguchi, 9. Kuromorizawa, 10. West of Imotōge, 11. Toyazawa, 12. West of Kamishishiori, 13. Nishinakasai, 14. Nabekoshiyama.

が数多く発達する。

〔層位関係〕 本層下部と下位の姥石層とは下記の理由から一部同時異相の関係にあると考えられる。すなわち、長野南西部では姥石層上部にしばしば本層と類似の縞状頁岩が挟在するとともに姥石層の凝灰岩が本層と指交関係にあるように分布すること、本層下部にわずかながらも薄層凝灰岩が挟在すること、姥石層より産する化石と本層下部より産する化石とが同時代を示すこと。

本地域では上限は不明。

〔産出化石〕 罫畑北方セノ沢の礫岩中の石灰岩礫より *Wentzelella* sp., 同大曲長沢の石灰質砂岩より *Pseudodoliolina* sp., 千能沢支流ケキノ沢の石灰質砂岩より *Pseudodoliolina* sp., 落合南方篠倉沢上流雄滝の石灰質砂岩より *Pseudofusulina*? sp., *Pseudodoliolina* cf. *gravitesta* Kanmera, *Lepidolina* sp., 同支流小牧沢中流部の石灰岩礫より *Pseudofusulina*? sp., *Pseudodoliolina* sp., *Lepidolina multiseptata* (Deprat), *Kahlerina* sp., 同支流天望沢の不純石灰岩より *Pseudofusulina* sp., *Schubertella* sp. を産する。また、千能沢流域の3地点より *Misellina claudiae* (Deprat), *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera などの産出が知られている (米谷, 1964MS)。

#### IV. 中平—鹿折地区

##### A. 中平層 (Nakadaira Formation)

永広 (1971MS, 1974), 川上 (1971MS) の命名による。

〔模式地〕 岩手県陸前高田市矢作町中平付近。

〔分布〕 模式地のほか矢作町的場・三ノ戸・清水・木戸口・二又南方, 飯森峠西方および西中才付近に分布する。

〔層厚〕 1000m。

〔層相〕 基底部の細礫岩にはじまり、灰色石灰岩および黒色頁岩を主体とする。矢作町二又～木戸口および中平付近では下部に少なくとも2層の中～大礫岩・灰色粗粒砂岩層が発達しており、中平東方では石灰岩、頁岩および礫岩が数10cm単位で互層する部分もある。また、飯森峠西方では厚さ20m+の薄衣式礫岩が、西中才では厚さ60m+の石灰質細～中礫岩が本層上部に発達している。

〔層位関係〕 木戸口東南方で東傾斜の下位の仙婆巖層を西傾斜の本層が不整合におおう。

〔産出化石〕 中平より北方的場に至る各所の石灰岩より下記のようなフズリナ・珊瑚化石を、頁岩より腕足類・斧足類・頭足類を産する。

*Pseudoschwagerina schellwieni* Hanzawa  
*Schwagerina* sp.  
*Rugosofusulina* sp.  
*Chalaroschwagerina vulgaris* (Schellwien and Dyhrenfurth)  
*Pseudofusulina ambigua* (Deprat)  
*P. fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth)  
*P. cf. japonica* (Gümbel)  
*P. cf. krafftii* (Schellwien and Dyhrenfurth)  
*P. sp.*  
*Schubertella* sp.  
*Nankinella* sp.  
*Michelinia (Protomich.) multitabulata* (Yabe and Hayasaka)  
*Waagenophyllum cf. indicum* Waagen and Wentzell  
*Horridonia horridus* Sowerby  
*Orthotetina kayseri* (Fliegel)  
*Aviculopecten* sp.  
*Tainoceras abukumaense* Hayasaka

西中才の石灰岩よりは *Acervoschwagerina* sp., *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Chalartoschwagerina vulgaris* (Schellwien and Dyhrenfurth) を産する。また、飯森峠西方の石灰岩より *Pseudofusulina* sp. の産出が知られている (川上, 1971MS)。

### B. 落合層 (Ochiai Formation)

外山—落合地区の落合層の延長部に相当する。筆者はかつて本地区の落合層相当層を黒森層と呼んだが (永広, 1974), 今回落合層との連続性が確かめられたので本層名を使用する。

気仙沼市白石・戸屋沢中流部での本層中部に発達する砂岩および石灰質頁岩よりなる部分は戸屋沢部層として区分される。ここでは同部層を除いた本層の主体についてのみ記述する。

〔模式地〕 岩手県気仙郡住田町津付より落合をへて子飼沢に至る大船渡—水沢街道沿いの地域。

〔分布〕 日詰—気仙沼断層の西側地域に広く分布する。

〔層厚〕 1800m +。

〔層相〕 砂質で無層理あるいは縞状の黒色頁岩を主体とする。矢作町三ノ戸西方大松沢では比較的下部に層厚 200 m + の中～巨礫岩・砂岩層をはさむ。また、数枚の中～巨礫岩がいくつかの地域でみとめられる。矢作町黒森沢では数枚の砂質石灰岩が挟在する。

〔層位関係〕 下位の中平層とは整合。

〔産出化石〕 生出峠北方の不純石灰岩より *Pseudofusulina* cf. *ambigua* (Deprat), *P.* cf. *krafftii* (Schellwien and Dyhrenfurth), *P.* sp., 黒森沢の上位の不純石灰岩より *Lepidolina* sp., *Spiromarginifera huangi* Nakamura を産する。

#### B—i. 戸屋沢部層 (Toyazawa Member)

本部層は従来鍋越山層の延長とされていたが (永広, 1974), 鍋越山層と本部層とは層位的に異なることがわかったので、独立させ新たに部層として取り扱った。

〔模式地〕 宮城県気仙沼市白石西方戸屋沢中流部。

〔分布〕 本地域では模式地にのみ分布。

〔層厚〕 約400m。

〔層相〕 下部は無層理の淡緑色砂岩, 中部は石灰質頁岩ないし泥質石灰岩, 上部は細～中礫岩を含む粗粒砂岩よりなる。

〔産出化石〕 下部の砂岩より *Monodioxodina matsubaishi* (Fujimoto), 中部の石灰質頁岩より *Leptodus richthofeni* Kayser を産する。

### C. 鍋越山層 (Nabekoshiyama Formation)

永広 (1974) の命名によるが、一部定義を変えて使用する。筆者はかつて、主として岩相上の類似から、戸屋沢部層を本層に含め、岩相と戸屋沢産の化石から本層を叶倉層に対比し、落合層中部と同時異相の関係にあると考えたが (永広, 1974), その後後述の化石の産出が報告され、本層と戸屋沢部層とは層位的に異なること、また、本層は落合層の上位に重なることがわかった (Tazawa, 1975)。本論では従来の鍋越山層より戸屋沢部層とした戸屋沢の砂岩・泥質石灰岩をのぞき、鍋越山付近の上位の頁岩層を含めたものに対して鍋越山層の名を使用する。

〔模式地〕 宮城県気仙沼市鍋越山周辺。

〔分布〕 模式地周辺。模式地南方の気仙沼北方にも分布が知られている (Tazawa, 1975)。

〔層厚〕 1000m +。

〔層相〕 大きく下部と上部に分けられ、下部は灰色砂岩を主とし、その中部に泥質石灰岩お

よび黒色頁岩をはさむ。また、砂岩層の下部や最上部に中～大礫岩を伴う。上部は主として黒色頁岩よりなり、薄い砂岩・泥質石灰岩をはさむ。

〔層位関係〕 下位の落合層とは整合。

〔産出化石〕 鍋越山南方の砂岩より *Leptodus richthofeni* Kayser を産する。また、鍋越山周辺の石灰岩および砂岩より *Colaniella parva* (Colani), *Paracolaniella leei* Wang, *Orthothirix* cf. *excavata* (Geinitz), *Tschernyschewia typica* Stoyanow, *Megousia nakamurai* Tazawa, *Paramarginifera japonica* Tazawa, *Eolyttonia* cf. *nakazawai* Shimizu を産することが知られている (Tazawa, 1975)。さらに、*Palaeofusulina* の産出も報告されている\*。

## V. 各地区の二畳系の対比

本地域において、各層の対比に有効と考えられるフズリナ化石を多産し、しかも層序が比較的整然としているのは、叶倉—小原木地区の叶倉山周辺地域である。この地域の二畳系は下位より山谷層、叶倉層および小原木層に区分されるが、この地域では小原木層は中・上部のみが分布する。山谷層は *Nipponitella explicata* Hanzawa, *Pseudoschwagerina schellwieni* Hanzawa, *Chalaroschwagerina vulgaris* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Pseudofusulina ambigua* (Deprat), *P. fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth), *P. japonica* (Gümbel), *P. krafftii* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Misellina claudiae* (Deprat) などを産する。このうち *Pseudofusulina ambigua*, *P. fusiformis* などは本層上部～最上部に限定されて産する (Choi, 1973)。叶倉層は *Monodioxodina matsubaishi* (Fujimoto), *Lepidolina minatoi* Choi, *L. kumaensis* Kanmera, *L. multiseptata* (Deprat), *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera, *Khalerina pachythea* Kochanski-Devidé and Ramovš などを産する。この地域の小原木層からのフズリナ化石の産出は知られていない。小原木層下部は山谷付近に分布し、山谷層に整合に重なる。雪沢山小屋沢から *Lepidolina* sp. を産する。産出化石と山谷層との層位関係から、小原木層下部は叶倉層に対比される。

長部礫岩は、小原木層下部と同時異相の関係にあり、上部より *Lepidolina minatoi* Choi, *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera を産することから、叶倉層中・上部に対比される。また、出山石灰岩は長部礫岩のやや上位に位置するので、叶倉層上部に対比されるであろう。

松ノ倉沢地区の松ノ倉沢層は、下位の仙婆巖層を不整合におおい、下部より *Pseudofusulina* sp., 中部より *Monodioxodina matsubaishi* (Fujimoto), 上部より *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera, *Lepidolina minatoi* Choi を産するので、山谷層および叶倉層に対比される。

外山—落合地区の姥石層はその最下部より *Pseudofusulina ambigua* (Deprat) を産し、落合層は *Misellina claudiae* (Deprat), *Pseudodoliolina gravitesta* Kanmera, *Lepidolina multiseptata* (Deprat) などを産する。これらの産出化石と両層が一部同時異相の関係にあるということを考慮すると、姥石層は山谷層最上部および叶倉層下部に、落合層は山谷層最上部および叶倉層に対比されるが、この地区での落合層の上限は不明である。

中平—鹿折地区の中平層は *Pseudoschwagerina schellwien* Hanzawa, *Chalaroschwagerina vulgaris* (Schellwien and Dyhrenfurth), *Pseudofusulina fusiformis* (Schellwien and Dyhrenfurth) などを産する。また、落合層は *Pseudofusulina* cf. *ambigua* (Deprat), *Monodioxodina matsubaishi* (Fujimoto), *Lepidolina* sp. などを産するが、その上部はフズリナ化石を産しない厚い頁岩層

\* Murata, M., Ishii, K. and Okimura, Y., Discovery of *Palaeofusulina* from the Toyoma Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. 日本古生物学会第116回例会(1975. 9. 23~24, 金沢大学)において講演。

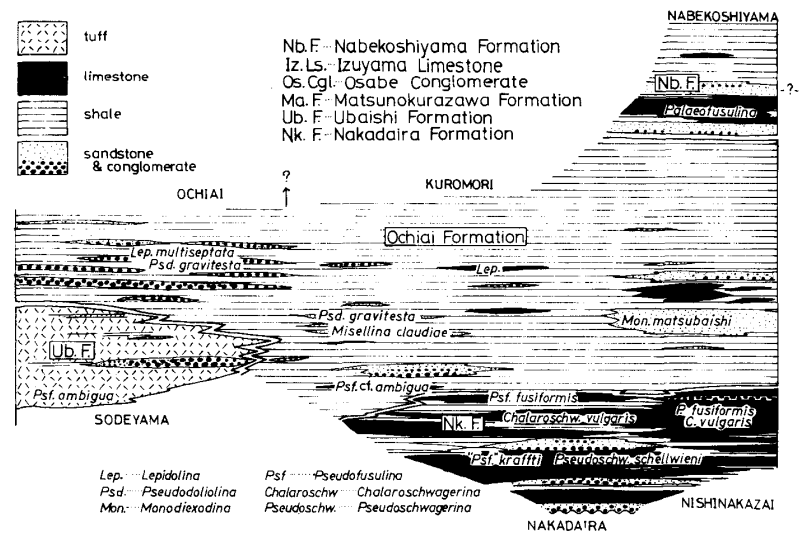


Fig. 10. Schematic section of the Permian formations.

よりなっている。これらの産出化石と層位関係から、中平層はほぼ山谷層に、落合層は山谷層最上部および小原木層に対比される。

鍋越山層は落合層の上位に重なるが、小原木層上部との関係は不明である。

各地区の層序および各地区間のおおまかな対比を Fig. 10 に示す。

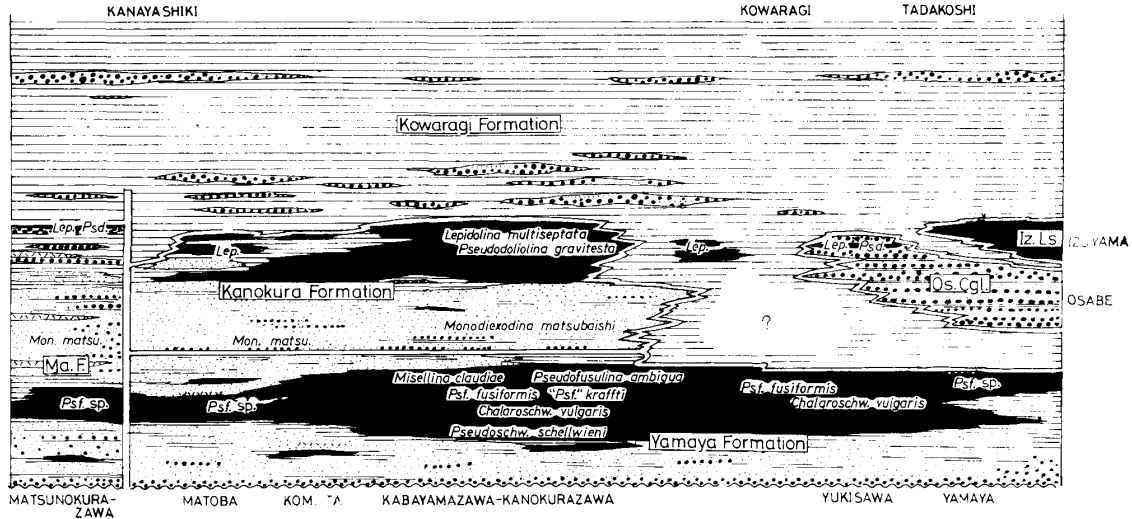
### 第3節 三疊系

本地域の三疊系およびジュラ系の詳細についてはすでに公表したので(永広, 1974), ここではその概要についてのみ述べる。

#### I. 稲井層群 (Inai Group)

##### A. 笹長根山層 (Sasanaganeyama Formation)

永広 (1974) の命名による。岩手県陸前高田市気仙町と宮城県本吉郡唐桑町との境界の笹長根山付近を模式地とし、模式地のほか唐桑町青野沢, 同支流ツナギ沢下流部および矢作町金屋敷南方より気仙沼市上鹿折高判形山に至る尾根に分布する。層厚80~500 m, 東南部で薄くなる。淡緑色凝灰質砂岩を主体とし, 灰色石灰質砂岩および縞状頁岩を挟在する。基底部および下部には, 一部で礫岩を伴い, また, 金屋敷南方では基底部に石英安山岩質凝灰岩を伴う。下位の小原木層を不整合におおう。



**B. 青野沢層 (Aonosawa Formation)**

草野 (1971MS) の命名によるが、永広 (1974) の再定義にもとづいて使用する。宮城県本吉郡唐桑町青野沢流域を模式地とし、模式地のほか唐桑町一帯および日詰—気仙沼断層以東の気仙沼市鹿折地域に分布する。中下部の夜這路沢砂岩部層を含め全層厚約1000m。縞状頁岩およびそれに挟在する灰色石灰質砂岩を主体とし、一部に礫岩を伴う。下位の笹長根山層上部と本層下部とは同時異相の関係にあると考えられる。夜這路峠付近より *Hollandites?* sp. の産出が知られている (志井田, 1940)。

**B-i. 夜這路沢砂岩部層 (Yobaijizawa Sandstone Member)**

永広 (1974) の命名による。青野沢層中下部に顕著に発達する砂岩層をいう。宮城県本吉郡唐桑町大沢南西の夜這路沢中流部を模式地とし、唐桑町地域に分布する。層厚50～100 m、南方ほど厚くなる傾向がある。灰色石灰質砂岩および砂岩・頁岩互層よりなり、しばしば中～大礫岩を伴う。

**第4節 ジュラ系**

**I. 唐桑層群 (Karakuwa Group)**

志井田 (1940) の命名による。

### A. 小鯖層 (Kosaba Formation)

志井田 (1940) の命名による。宮城県本吉郡唐桑町小鯖付近を模式地とし、模式地のほか唐桑町綱木坂～小鯖に分布する。層厚30～200 m, 一般に北方ほど厚い。おもに中～粗粒砂岩よりなり、細礫岩を伴う。下位の青野沢層を不整合におおう。 *Trigonia* などの貝化石を産する。

### B. 綱木坂層 (Tsunagizaka Formation)

小貫 (1956) の命名によるが、志井田 (1940) の黒色頁岩層に相当する。宮城県本吉郡唐桑町と気仙沼市との境界の綱木坂付近を模式地とし、小鯖層と同様の地域および気仙沼市上東側東方に分布する。坂口入沢砂岩部層を含め全層厚200～300m。おもに無層理の黒色砂質頁岩よりなる。下位の小鯖層に整合に重なる。 *Inoceramus* などの貝化石を産する。

#### B-i. 坂口入沢砂岩部層 (Sakaguchiirizawa Sandstone Member)

永広 (1974) の命名による。綱木坂層最上部に発達する砂岩層をいい、志井田 (1940) の黒色砂岩層およびその延長に相当する。宮城県気仙沼市上東側坂口入沢を模式地とする。層厚20～100 m, 模式地で最も厚く南方ほど薄くなる。塊状の暗灰色砂岩あるいは砂岩・頁岩互層よりなる。

## II. 鹿折層群 (Shishiori Group)

志井田 (1940) の命名による。

### A. 石割峠層 (Ishiwaritôge Formation)

小貫 (1956) の命名によるが、志井田 (1940) の花崗礫岩層に相当する。宮城県本吉郡唐桑町舞根より石割峠に至る道路筋を模式地とし、綱木坂層と同様の地域に分布する。層厚40～150m, 北方坂口入沢で最も厚く南方ほど薄くなる。花崗岩礫が5～6割を占める大～巨礫岩を主体とし、灰色砂岩あるいは砂岩・頁岩互層を伴う。下位の綱木坂層とは整合と考える。

### B. 舞根層 (Mône Formation)

志井田 (1940) の命名による。宮城県本吉郡唐桑町舞根海岸を模式地とし、石割峠層と同様の地域に分布する。層厚90～140 m, 暗灰色砂岩・頁岩互層および縞状頁岩よりなる。下位の石割峠層に整合に重なる。 *Sonninia* sp. を産する。

### C. 小々汐層 (Kogoshio Formation)

志井田 (1940) の命名による。宮城県気仙沼市小々汐海岸を模式地とし、気仙沼市鹿折東方に広く分布する。層厚 500 m +。下部は灰白色アルコース砂岩および灰色砂岩・頁岩互層、上部は灰色砂岩・頁岩互層よりなり、上・下部の境界部に一部で石灰質砂岩を伴うことがある。下位の舞根層とは整合。 *Trigonia* sp. などの貝化石および *Pygurus* (*M.*) sp. を産する。

## 第5節 貫入岩類

貫入岩類については今回特に詳しい調査は行なわなかったもので、本論ではその大まかな分布を記述するにとどめる。

花崗岩類（花崗閃緑岩および閃緑岩）は気仙川に沿って分布する気仙川岩体、落合南方の内野岩体およびその他の小岩体よりなる。小岩体は、南方の只越峠、石割峠および只越より唐桑半島にかけての地域に多く、そのほか落合西方青金橋および荷沢東方などに分布する。

超塩基性岩類は調査地域北部に分布し、外山北西の宮守岩体および日詰一気仙沼断層に沿う小



岩体とがある。後者は小友付近および荷沢付近に分布する。

塩基性岩類（斑礫岩および輝緑岩）は北部の長野東方および南部の松ノ倉沢入口付近の2地域に分布する。

玢岩類は、石英閃緑玢岩、閃緑玢岩、長石玢岩、角閃石玢岩などよりなり、調査地域のほぼ全域に分布する。大部分は小規模な脈岩であるが、陸前高田市矢作町雪沢北方天南山および遠野市外山東方には比較的大きな面積を占める岩体が分布する。

## 第 2 章 地 質 構 造

南部北上山地の地質は、NNW-SSE および NNE-SSW の2方向の構造に大きく規制されている。本地域では、NNW-SSE 方向の構造は、本地域を縦断する日詰一気仙沼断層によって代表されるが、この一般走向とやや斜交する NW-SE 方向の断層を伴っている。NNE-SSW 方向の構造は、褶曲軸の方向に一致しているが、日詰一気仙沼断層の東側地域ではやや異なり、ここでの褶曲軸は一般に N-S 方向をとっている。さらに、大局的な地層の分布は NNW-SSE 方向を呈し、日詰一気仙沼断層とほぼ平行となる。

本章では、まず各地域の地質構造の特徴について記述し、次に日詰一気仙沼断層の運動像を論ずる。本地域の地質構造を Fig. 11 に示した。

### 第 1 節 各地域の地質構造の特徴

#### I. 日詰一気仙沼断層の西側地域

##### A. 褶曲構造

本地域の北部には1つの大きな向斜構造が認められるが、中部～南部ではより小波長の褶曲をくりかえしている。しかし、中平北方では西側地域の最下位層である仙婆巖層および二畳系下部の中平層が広く分布し、その東西両側に上位層が分布しているため、1つの大きな背斜構造をなすと考えられる。北部の向斜の北半部を外山向斜、南半部を落合向斜、中平付近の背斜を中平背斜と呼ぶ。日詰一気仙沼断層の西側地域はほとんどが二畳系によって占められており、小波長の褶曲の褶曲波面 (Faltenspiegel) はきわめてゆるやかな傾きを示している。

##### a - i. 外山向斜 (Sodeyama syncline)

小友西方高木より外山をへて南方丸森山付近に延長される N-S 方向の向斜軸を有し、南にゆるくプランジする。二畳系姥石層および落合層によって構成され、姥石層の細粒凝灰岩および落合層の頁岩にはスレート劈開がよく発達している。向斜東翼部では、南下するにしたがって小波長の褶曲が卓越するようになり、啜畑西方千能沢流域では、落合層の頁岩を主体とし薄層砂岩を頻繁にはさむ部分が、波長数10m程度のゆるやかな褶曲をくりかえしている。これらの褶曲軸は N-S ~ N15° E の方向で、南にゆるくプランジしており、褶曲軸面に平行なスレート劈開がよく発達している (Fig. 12)。

##### a - ii. 落合向斜 (Ochiai syncline)

落合西方より雄滝西方まで NNE-SSW 方向に延長される向斜軸を有し、南にプランジする複向斜構造で、外山向斜の南への延長と考えられる。褶曲軸とほぼ平行する数条の断層によって断ち切れ複雑な構造を呈しているが、1つの大きな向斜が変形したものと認められる。二畳系姥石層および落合層により構成され、落合層の頁岩にはスレート劈開が発達している (Fig. 12)。向斜東翼部の内野花崗閃緑岩体の分布する地域では、不規則なドーム・ベースン構造が認められる。これは、内野岩体の貫入によって生じた局地的な構造であると考えられる。

##### b. 大松沢付近の褶曲構造

大松沢付近に分布する落合層の砂岩・礫岩層は波長数10mの一般にゆるやかな褶曲をくりかえ

している。これらの褶曲軸は NNE-SSW 方向で、ほぼ水平あるいはゆるく南にプランジしている。これらの褶曲波面はゆるやかに西方に傾斜している。

大松沢付近の一般的な褶曲構造は上述のような構造で代表されるが、一部には北方にプランジするものもある。また、後述する大松沢断層に沿った部分に見られる小褶曲はやや異なっている。これらの褶曲軸は N-S ~ N20° W の方向を示し、西傾斜の褶曲軸面をもつ転倒褶曲であることが多い。

#### c. 中平背斜 (Nakadaira anticline)

中平およびその北方には二疊系中平層が NNE-SSW 方向に分布し、一部には石炭系仙婆巖層も分布する。中平層はおおむね NNE-SSW の走向で西方に傾斜し、走向断層によりくりかえして分布するが、その両側には上位の黒森層が分布するので、大局的には、中平層を芯部とする背斜構造を考えることができる。これを中平背斜と呼ぶ。

中平背斜西翼部には、広く落合層が分布するが、波長 3 km 程度の 1 向斜・1 背斜が認められる。これらは、NNE-SSW 方向の褶曲軸をもち、ゆるく南方にプランジする。この構造が、中平背斜西翼部の褶曲構造を代表するが、木戸口西方の中平層上部・落合層に発達する波長数 10 m の小褶曲は一般に北にプランジする褶曲軸を有している。

中平背斜東翼部にはおもに落合層が分布するが、1 km 程度の波長の褶曲をくりかえしており、一部には背斜の芯部に中平層が分布している。これらの褶曲は、NE-SW ~ NNE-SSW 方向で南方にプランジする褶曲軸を有している。

#### d. 鹿折地域

この地域には無層理の落合層頁岩が広く分布しており、わずかに知られる落合層の走向・傾斜は NW-SE ~ WNW-ESE, 南傾斜を示している。南方鍋越山周辺には日詰—気仙沼断層の西側地域での最上位層である鍋越山層が分布する。

この地域では、スレート劈開の発達はあまり顕著ではなく、落合地域から南下するにしたがってスレート劈開の発達が弱くなる傾向がある。

### B. 断層構造

本地域には大きく NNW-SSE および NNE-SSW の 2 方向の断層が発達する。前者の代表的なものは赤岩沢断層および大松沢断層で、後者は落合付近および中平付近によく発達している。

#### a. 赤岩沢断層 (Akaiwazawa fault)

遠野市長野南西高津沢支流赤岩沢上流部より住田町青金橋北方大文字沢上流部まで、NNW-SSE 方向に延長される推定断層をいう。北方および南方への延長は不明である。姥石層と落合層との境界および本来ひとつづきのものであったと考えられる外山向斜と落合向斜の向斜軸のずれから推定される。本断層は NNE-SSW ~ N-S 方向の褶曲構造を斜めに切る断層で、上述の向斜軸の移動量から、左水平ずれ成分を主とする断層であると考えられる。見かけの水平ずれ成分は 3 ~ 4 km である。

#### b. 大松沢断層 (Ômatsuzawa fault)

大松沢に沿って NNW-SSE 方向に延長される断層をいうが、落合付近以北への延長は不明である。数条の断層よりなる断層群として表現され、南端部では spray fault 状に西方に広がっている。大松沢流域あるいは大松沢西方のいくつかの地点で断層面が観察される。断層面はいずれも高角をなし、幅数 10 cm ~ 1 m 程度の破碎帯を伴っている。また、断層面上には条線 (striation) が残されていることもあり、これらは水平に近い傾きを示している。大松沢付近に分布する落合層の砂岩・礫岩層は本断層により見かけ上左ずれ方向に転位している。また、本断層に沿った部分には、本地域の一般的な褶曲構造とは異なった褶曲が認められており、これらは本断層の一般

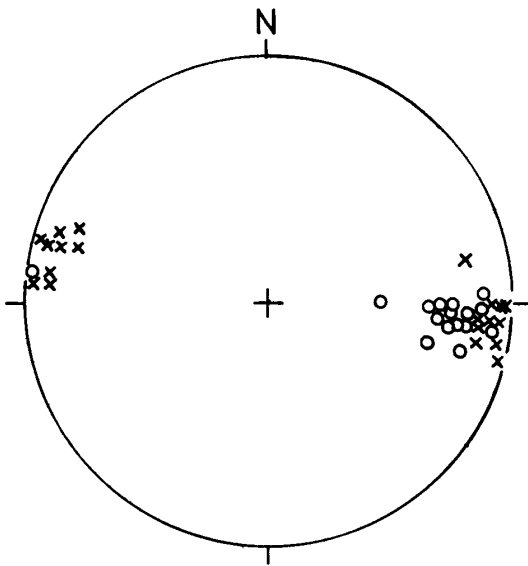


Fig. 12. Equal area projection of the poles of slaty cleavage planes of the Ochiai Formation.  
○--- Sennōzawa, ×--- Ochiai

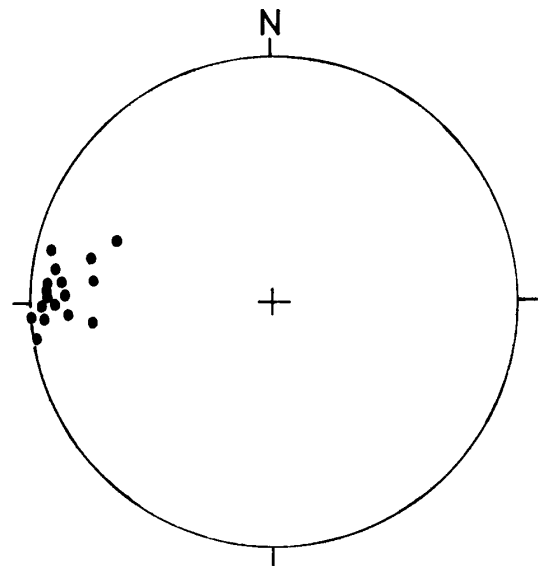


Fig. 13. Equal area projection of the poles of slaty cleavage planes of the Kowaragi Formation in the Kanokura district.

走向と $5^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 斜交し、よりN-Sに近い方向の褶曲軸をもっている。これらは本断層に伴って生じた *en échelon* fold と考えることができ、地層の見かけのずれ、断層面の性質を合せ考えると、本断層は左ずれの水平成分を主とする断層であると考えられる。見かけの水平ずれ成分は約700mである。

#### c. NNE-SSW 方向の断層

落合付近および中平付近によく発達するが、いずれも褶曲軸と調和的な伸びを示している。落合付近では、西方の断層は見かけ上東側落とし、東方のものは見かけ上西側落としであり、落合向斜の向斜構造と合致している。また、中平付近の断層は、最も西方のものが西側落とし、他は見かけ上東側落としである。これらを考え合わせると、NNE-SSW方向の断層は褶曲形成時に褶曲運動に伴って生じたものであるらしい。

### C. 西側地域の地質構造の特徴

日詰一気仙沼断層の西側地域の褶曲構造は、NNE-SSW方向で南方にブランチする褶曲により特徴づけられる。これらを構成する地層には褶曲軸面にほぼ平行するスレート劈開が認められ、剪断褶曲と考えられる。いくつかのオーダーの波長が認められるが、異なった波長の褶曲には、ごく一部のものを除いて、構造的差異は認められず、これらは同一の変形過程をへて生じたと考えられる。波長の違いは岩質の差、あるいは応力場の不均一性などで説明できるであろう。

NNE-SSW方向の褶曲には、褶曲軸に調和的な断層が伴われており、また、これらはNNW-SSE方向の左水平ずれ断層によって断たれている。

## II. 日詰一気仙沼断層の東側地域

### A. 褶曲構造

東側地域の褶曲構造は、大きく、南にひらいた一大向斜とその両側の2背斜によって示される。これらは東から、大平背斜(小原木背斜)、叶倉向斜(綱木坂向斜)および折壁背斜と呼ばれている。

### a - i . 大平背斜 (*Ôhdaira anticline*)

気仙川の西側に沿う背斜構造をいい、石炭系を芯部とする。背斜軸は、小坪沢以北では北方に、以南では南方にプランジし、N-S方向に延長されるが、雪沢以南ではしだいにNNW-SSE方向を呈するようになる。本背斜の西翼をなす二畳系は一般に直立しており、N-S方向の走向断層によって断たれている。

### a - ii . 小原木背斜 (*Kowaragi anticline*)

大平背斜の南方への延長に相当する。NNW-SSE方向の複背斜構造で、背斜軸は山谷より長部まで延長され、上長部断層により断たれ東方に転位し、長部以南では背斜西翼部のみが観察される。小原木地域には、波長数m~数10mの褶曲が数多く発達するが、これらの褶曲軸はN-S方向であり、長部以南の小原木背斜も同方向の背斜軸をもつと考えられる。本背斜は二畳系によって構成され、剪断褶曲と考えられるが、出山石灰岩よりなる部分では、流れ褶曲の要素も認められ(永広, 1974)、石灰岩の封圧下あるいは高温での延性的な性質によると考えられる。

### b - i . 叶倉向斜 (*Kanokura syncline*)

石炭系および二畳系により構成される複向斜構造である。1~2km程度の波長でN-S方向の褶曲軸をもち、南にプランジする褶曲群よりなっている。二畳系の頁岩には褶曲軸面にほぼ平行なスレート劈開がよく発達している (Fig. 13)。

石炭系と二畳系との間には不整合が存在するが、これをもたらしした造構運動によって、二畳系堆積前に柏里付近を通るN-S方向の背斜軸をもつ一大背斜構造が生じたと考えられている(斎藤, 1968a; Saito, 1968b)。この“背斜部”は現在の叶倉向斜の軸部に位置し、二畳系堆積前の構造が、少くとも叶倉向斜形成時には、構造的規制を与えていないと考えられる。

### b - ii . 綱木坂向斜 (*Tsunagizaka syncline*)

叶倉向斜の南方への延長に相当する。二畳系、三畳系およびジュラ系により構成される一大向斜で、南方ではさらに下部白亜系までを含んでいる。N-S方向の向斜軸をもち南にプランジする複向斜構造を呈し、狭義の綱木坂向斜、高判形山背斜および金屋敷向斜に細分することもできる(永広, 1974)。前者と後2者とはN-S方向の鳥沢断層によって境され、後2者は一部で東に傾いた褶曲軸面をもつ転倒褶曲となっている。東中才東方では、本来N-S方向の綱木坂向斜の向斜軸がNW-SE方向の断層によって曲げられ、NW-SE方向を示す部分もある。

本向斜を構成する二畳系および三畳系には褶曲軸にほぼ平行するスレート劈開がよく発達している。また、小波長の褶曲も、とくに西翼部によく発達し、その形態は小波長の褶曲が剪断褶曲であることを示している。一方、ジュラ系鹿折層群は曲げ褶曲を示している。しかし、このような褶曲形態の違いや三畳系基底およびジュラ系基底の不整合の存在にもかかわらず、綱木坂向斜は一連の構造運動によって形成されたと考えられている (Iwamatsu, 1969; 永広, 1974)。

### c . 折壁背斜 (*Orikabe anticline*)

石炭系を芯部とし、両翼部は二畳系により構成される。N-S方向の背斜軸をもち、一般に南にプランジするが、小友付近では逆に北にプランジしている。最も下位の折壁層は東翼部寄りの部分に、その上位の馬越層は軸部から西翼部寄りの部分に分布し、鬼丸層および仙婆巖層はおもに西翼部寄りの部分に分布するとともに軸部および東翼部寄りの部分にも分布する。この分布様式は、住田層群基底の不整合および二畳系基底の不整合の性格をよく表わしている。

折壁から南方二又にかけての地域では、本背斜はNW-SE方向の断層によって断たれ複雑な構造を呈し、見かけ上NNW-SSE方向の背斜構造を呈している。しかしながら、この地域においても、小波長の褶曲の軸はN-SないしNE-SSW方向を示しており、また、NW-SE方向の断層には含まれた地域内での地層分布も折壁背斜のN-S方向の構造に一致している。これらのことから、この地域においても折壁背斜は本来N-S方向の背斜軸を有していたものと考え

ることができる。

## B. 断層構造

本地域には NW—SE 方向および N—S 方向の断層がよく発達しており，南方ではさらに ENE—WSW 方向のものも認められる。

### a. NW—SE 方向の断層

#### 1) 加勞山断層 (Karôyama fault)

小股北方の加勞沢入口より加勞山南方に延長される WNW—ESE 方向の断層をいう。加勞沢入口付近の国道切割および加勞沢下流部においては，WNW—ESE 走向の高角の断層面が観察される。加勞山南方では，本断層をはさんで北側に馬越層が，南側に山谷層が分布しており，見かけ上南側落としとなっている。

#### 2) 小坪沢断層 (Otsubozaawa fault)

大股と平貝とを結ぶ NW—SE 方向の断層で，折壁背斜，叶倉向斜および大平背斜を斜めに切る。鬼丸沢上流部では，本断層を構成する断層帯中に山谷層石灰岩がはさみこまれている。ここで観察される断層面は高角をなしている。平貝沢下流部南斜面では，本断層に平行する数条の断層が観察されるが，ここでは南西に約 60° 傾斜している。本断層によって叶倉向斜および大平背斜の褶曲軸は 700~800m 左ずれ方向に転位している。本断層の垂直変位成分はさほど大きくないと考えられ，本断層は左水平ずり断層と考えられる。

#### 3) 片地家断層 (Katachiya fault)

生出峠南方より片地家をへて長部南方に延長される NW—SE 方向の断層で，長部付近では上長部断層 (Kamiosabe fault) と呼ばれている。折壁背斜，叶倉向斜 (綱木坂向斜) および大平背斜 (小原木背斜) を斜めに切る。

南方長部付近の本断層についてはすでに述べたが (永広, 1974)，約 1 km の左水平ずり成分が認められる。

北方では，本断層によって叶倉向斜と綱木坂向斜とが分けられるが，本来一連の向斜を形成していたと考えられる。両向斜の軸はこの断層によって左ずれ方向に転位している。ここでの水平変位量は 2500~3000m と算定され，長部付近のそれよりはるかに大きい値を示している。長部北方では，大平背斜の背斜軸が本断層に近づくにつれ，北方で N—S 方向であったものが NNW—SSE 方向に曲がってきており，南方小原木付近では再び N—S 方向になると考えられる。したがって，この背斜軸が NNW—SSE 方向を呈するのは局所的な現象であり，これを本断層の左水平ずり運動に伴うひきずりと解釈すれば，上述の変位量の差は説明できる。いずれにせよ本断層は左ずれの水平変位成分の大きい断層と考えられる。

#### 4) 大沢川断層 (Ôsawagawa fault)

本断層についてはすでに述べたが (永広, 1974)，大沢川の西側に沿って延び，只越断層に断たれ，只越南方に再び延長される推定断層をいい，見かけ上西側落としとなっている。

#### 5) 不動山断層 (Fudôsan fault)

本断層についてもすでに述べたが (永広, 1974)，高判形山南方より不動山南方をへて只越北方に延長される推定断層をいう。不動山付近の小鯖層の分布のずれは，本断層が北側落としの垂直変位成分の大きい断層であることを示している。

#### 6) その他の NW—SE 方向の断層

金屋敷南方より上長部に至るもの，上鹿折東方より只越西方まで延長されるもの，東中才東方より石割峠に至るものなどがある。前 2 者は，金屋敷向斜あるいは狭義の綱木坂向斜を斜めに断ち，向斜構造を左ずれ方向に転位させており，左水平ずり断層であると考えられる。後者に沿っ

ては、綱木坂向斜の本来N-S方向であった向斜軸がNW-SE方向に曲げられており、これはこの断層によるひきずり構造と考えられる。したがって、この断層も左ずれの水平変位をかなり伴う断層と考えられる。

#### b. N-S方向の断層

##### 1) 合地沢断層 (Kattisawa fault) および 雪沢断層 (Yukisawa fault)

大平背斜西翼部に沿った2条の推定断層で、東側のものを合地沢断層、西側のものを雪沢断層という。北方ではN-S方向に延長され雪沢付近よりNNW-SSE方向に転じ、山谷南方に延長される。合地沢断層に沿っては、しばしば玢岩の貫入が見られる。両断層とも見かけ上西側落としとなっている。合地沢下流部では、これらの断層と平行する断層が観察され、その面は東に40~50°傾斜している。また、本断層に沿っては、地層はしばしば直立あるいは逆転し本来西傾斜の地層が見かけ上東傾斜を示す部分もある。これらを合わせ考えると、この2条の断層は西側落としの逆断層と考えられる。

大平背斜東翼部には、雪沢入口から山谷東方へ延長される断層があり見かけ上東側落としとなっている。上述の2条の断層とこの断層は大平背斜の構造ときわめて調和的であり、大平背斜の形成と密接に関係するものと考えられる。

##### 2) 鳥沢断層 (Torisawa fault)

本断層についてはすでに述べたが(永広, 1974)、笹長根山付近より鳥沢に沿って東中才付近まで延長される推定断層をいう。綱木坂向斜や高判形山背斜の褶曲軸とほぼ平行することから、これらの褶曲形成に伴って生じたものとも考えられる。

##### 3) 只越断層 (Tadakoshi fault)

本断層についてもすでに述べたが(永広, 1974)、大沢北方より只越をへて唐桑町浦付近まで延長されるものをいう。見かけ上東側の地塊が南方に約2km転位しており、本断層は右水平ずれ変位を主とするか、あるいは西側落としの垂直変位を主とするかのいずれかであろう。

##### 4) その他のN-S方向の断層

小坪沢上流部や小股北方などにも数条のN-S方向の断層が発達している。地層の欠如あるいはくりかえしなどによって推定されるが、褶曲軸とほぼ平行することが特徴的である。

#### c. ENE-WSW方向の断層

長部南方から唐桑半島基底部にかけての地域に発達し、綱木坂向斜を横切る。N45°E~N70°Eの走向をもち、高角から45°Sの傾斜を示している。いずれも見かけ上右ずれ(北側落とし)となっているが、これらは綱木坂向斜の東翼部にのみ発達しているため、右水平ずれ変位を主とするものか、あるいは北側落としの垂直変位を主とするものかは不明である。しかし、この地域に見られる同方向を示す小断層に右水平ずれ変位を主とするものがあるので、右水平ずれ断層である可能性が大きい。

#### d. その他の断層

小股東方から樺山沢、叶倉沢、鬼丸沢を横ぎるNNW-SSE方向の断層は、叶倉向斜を構成するN-S方向の褶曲軸を斜めに切っている。これらは水平変位成分と垂直変位成分とを合わせもっていると考えられるが、詳しくはさらに検討を要する。

### C. 東側地域の地質構造の特徴

東側地域の石炭系からジュラ系にわたる地層は、一連の造構造運動によって形成された、N-S方向の褶曲軸をもつ褶曲構造を構成しており、これには褶曲軸に調和的な断層が伴われている。木地域にはNW-SE方向の断層もよく発達し、その多くは左水平ずれ断層と考えられる。これら数条の左水平ずれ断層によって、N-S方向の褶曲構造は斜めに断たれ転位し、その結果地層

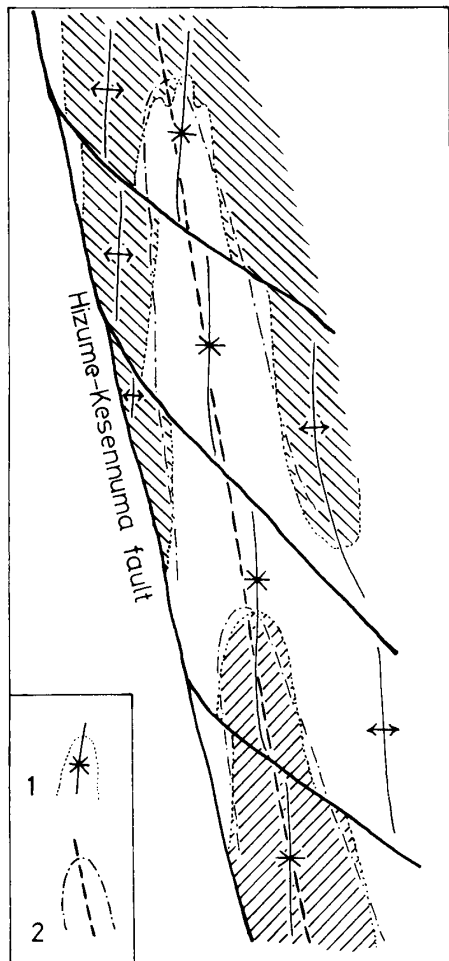


Fig. 14. Schematic figure showing the actual and apparent fold structures.

1. actual fold structure,
2. apparent fold structure.

し、断層谷・断層崖がよく発達している。周辺の地層はいちじるしく破碎され、侵蝕に弱く平坦化し、断層面を観察できる地点はきわめて限られている。しかも、主断層自身を観察できる場合はさらに少ない。次にいくつかの地点での観察を記すが、そのほか以下に列挙する諸地点では、本断層に伴う明瞭な破碎帯が認められる。荷沢峠南方セノ沢下流部、啜畑西方千能沢下流部、清水西方栃沢中流部、大股北方板材沢上流部、折壁西方の沢、折壁林道、的場道路沿い、的場水上沢下流部、矢作町清水東方の沢、西中才一帯、東中才付近などである。

#### a. 荷沢峠南方ガンドノ沢下流部

ガンドノ沢下流部には、いちじるしく破碎された仙婆巖層の石灰岩および凝灰岩が分布するが、その中に  $N10^{\circ}W$  および  $N20^{\circ}W$  の走向で高角をなす 2 条の断層が認められる。これらは数 m の破碎帯を伴い、日誌—気仙沼断層に平行する。

#### b. 生出峠付近

生出峠においては、西方に落合層頁岩、東方に仙婆巖層石灰岩が分布し、両者の間約 10 m が破碎帯となっており、これが主断層を代表すると考えられる。ほぼ直立した面をもち、走向は  $N10^{\circ}W$  前後である。主断層東側の石灰岩は、西側の頁岩に比しより剪断されており、東側は幅約 100 m にわたって破碎のいちじるしい部分がつづく。

生出峠北西約 500 m の林道沿いの露頭（主断層の西方約 150 m）では、走向  $N7^{\circ}\pm W$  の垂直な断

の大局的な分布は  $NNW-SSE$  方向を示すに至っている (Fig. 14)。また、 $N-S$  方向の褶曲軸が  $NW-SE$  方向の左水平ずり断層によって  $NNW-SSE\sim NW-SE$  方向に曲げられている部分もあり、現在  $N-S$  方向を示している褶曲軸もまたこれら左水平ずり断層運動に伴う“ひきずり”や地塊の回転によって現在の方向性を持つに至った可能性がある。西側地域の褶曲軸は一般に  $NNE-SSW$  方向を呈しており、東側地域の東方、世田米東方、地域においても同様であるので、本地域がかつて  $NNE-SSW$  方向の褶曲軸をもつ褶曲構造を呈していたと考えるのはさほど困難なことではなかろう。

かつて広川・吉田 (1954) は、田河津・宮守の超塩基性岩類が *échelon* 状に配列しつつ東方に弧を描くように分布することに注目し、これらの岩体を内側弧状体列と呼んだ。さらに山下 (1957b) は、南部北上山地の地層の一般走向および褶曲軸の走向もまた東に弧を描く構造を示すことを述べ、この曲線的な構造形成後、それを切って直線的な  $NNW-SSE$  方向の断層が形成されたと考えた。しかし、この地域全体の構造配置から、曲線的な構造、すなわち地層の一般走向や褶曲軸の走向の曲がり、は、むしろ左ずれの  $NW-SE$  方向の断層運動や後述する日誌—気仙沼断層などの  $NNW-SSE$  方向の左水平ずり断層運動に伴って生じたものであると考えたい。

### III. 日誌—気仙沼断層とそれに沿った地域

#### A. 断面層の観察

日誌—気仙沼断層に沿った地域は顕著な断層地形を呈

層面が見られ、幅2 mおよび3.5 mの破碎帯を伴った2条の断層が落合層頁岩中に認められる。これらは日詰一気仙沼断層の派生断層と考えられる。

#### c. 二又・信内付近

二又北方の河床では、仙婆巖層中に主断層とほぼ平行するN7°Wの走向をもつ断層が見られ、傾斜はほぼ垂直である。

信内南西の林道に沿っては、破碎された仙婆巖層の石灰岩・凝灰岩が分布する。主断層と推定される部分は約10 m露出を欠き、西側に落合層頁岩、東側に破碎された仙婆巖層石灰岩が分布する。主断層より約100 m東方の地点では、全体に破碎された仙婆巖層中に、幅約5 mの破碎帯を伴うN20~25°W, 70°Wの走向・傾斜を示す断層が認められる。また、この付近には数多くの断層が観察され、断層面はN10°~30°W, 80°Wまたは80°Eの走向・傾斜を示している。

#### d. 飯森峠北方

飯森峠北方の道路切割では、松ノ倉沢層中に幅約10 mの破碎帯を伴い、ほぼ垂直な面を有する断層が観察される。これは後述する東中才断層を代表するものと考えられる。

以上の観察事実から、日詰一気仙沼断層はほぼ垂直に近い面をもつ断層であると結論づけられる。また、断層の東側にはとくにいちじるしい破碎帯を伴うことが特徴となっている。

### B. 日詰一気仙沼断層の形態的特徴

日詰一気仙沼断層は、小友と気仙沼とを結ぶ、きわめて直線的な断層である。詳細に見ると、荷沢峠南方・大股北方・生出峠付近などで、わずかに屈曲している。これらの屈曲は5000分の1のルートマップで本断層の伸びを追跡することによってわかる程度で、加労山断層、小坪沢断層、片地家断層の分岐断層などの日詰一気仙沼断層への会合点にあたっている。東側地域のNW-SE方向の左水平ずり断層は、日詰一気仙沼断層に近づくにつれNNW-SSE方向を呈するようになり、日詰一気仙沼断層と密接に関連するものと考えられる。西側地域のNNW-SSE方向の左水平ずり断層も同様であろう。

日詰一気仙沼断層に沿った地域、とくにその東側には、この断層と平行する断層およびNNW-SSE~NW-SE方向の、日詰一気仙沼断層とわずかに斜交する *en échelon* faultがよく発達している。また、この地域は、他の地域に比し比較的小波長の褶曲構造がよく発達している。これらは、NNE-SSW~N-S方向を示し、転倒褶曲もある。*en échelon* faultは、とくに大股からの場にかけての地域によく発達し、見かけ上左ずれの変位を示すものが多い。東側地域のNW-SE方向の左水平ずり断層とこれらの断層とは互に平行し、前者が分岐して後者を形成していることもあり、密接に関連するもので、前者は *en échelon* faultの中の比較的良好に発達したものなのであろう。

二又付近以南では、日詰一気仙沼断層は2条の断層に分岐し、上鹿折付近ではさらに3条の断層に分岐する。東側のものは東中才断層、西側のものは西中才断層と呼ばれている。この地域では、これら2条あるいは3条の断層からなる断層帯が日詰一気仙沼断層を代表するが、本断層をはさむ両側地域の地層分布を考慮すると、東中才断層と西中才断層の中間に推定される断層(F22, Fig. 1; 永広, 1974)をもって本断層を代表させることもできる。

日詰一気仙沼断層は、大まかにいえば、この断層に沿う複雑な構造をもった断層帯の西縁をしきるものとして表現される。

## 第2節 日詰一気仙沼断層の運動像

### I. 日詰一気仙沼断層の研究史

日詰一気仙沼断層は小貫(1938)によりはじめて注目された。小貫は大股と二又とを結ぶ断層—高屋敷—二又線(小貫, 1938)—の南方への延長は気仙沼に至り、北方への延長は盛岡付近に



まで至る大規模な断層であると考えた。これは、盛岡—気仙沼線(小貫, 1938)と呼ばれたが、その性格についてはふれられていない。

志井田(1940)は、気仙沼付近を調査した際、飯森峠より東中才をへて気仙沼東方に延長される断層を東中才断層と称し、西側に二畳系、東側に三畳系より上位の地層が分布することから、東側落としの断層であると考えた。

広川・吉田(1954)は、本断層に沿う超塩基性岩体の分布の伸びが日誌付近に至ることから、本断層の北方への延長も日誌に至ると考え、日誌—気仙沼構造線と称した。現在では一般にはこの名称が用いられている。

山下(1957a, b)は、本断層をはじめとする NNW—SSE 方向の断層系に注目し、西南日本に特徴的に見られる古生代末に生じた構造線(黒瀬川型)に対し、これらを気仙沼型の構造線と呼んだ。山下は、白亜紀花崗岩類との関係などから、これらの断層は白亜紀に活動したもので、白亜紀地殻変動の一面を代表するものであるとした。また、これらの特徴として、きわめて直線的であり、層相あるいは褶曲構造に対し非調和的であることなどをあげ、これらの生成に関して垂直方向の地塊運動を重視している。

最近では、達曾部—鱒沢間の本断層が研究されたが(岩井・石崎, 1966MS)、同地域では、西側落としの逆断層が支配的であるという。

また、小貫(1967, 1969)は、本断層を、超塩基性岩の小岩体を伴うもので、宮守超塩基性岩体および母体層群の北限を境するものと定義した。さらに、活動時期にもふれ(小貫, 1969)、主要な活動時期は白亜紀と考えられるが、石炭紀末期の世田米褶曲によってすでに形成されていたとも考えられるとしている。本断層の起源が世田米褶曲の時期までさかのぼる可能性は斎藤(1968a, 1972)によっても指摘されている。

永広(1974)は、本断層南端部を調査し、本断層が10数km以上の左ずれ変位を示しており、これが左水平ずり断層である可能性を指摘した。

## II. 形態的特徴からの考察

日誌—気仙沼断層に沿った地域の地層分布様式はこの断層が単純な垂直方向の運動をとったものではないことを示している。すなわち、この断層の西側には広く二畳系が分布するのに対し、東側では、北方では石炭系および二畳系が、南方では二畳系からジュラ系にわたる地層が分布する。また、気仙沼北方での日誌—気仙沼断層を構成する各断層をはさんでの二畳系松ノ倉沢層や中平層の分布様式はこの断層がかなりの左ずれの水平変位成分をもつことを示している(永広, 1974)。

水平ずり断層に関する研究は数多く行なわれており、野外での観察から、水平ずり断層とそれに伴う地質構造の特徴が明らかにされている(例えば Moody and Hill, 1956; de Sitter, 1964)。その特徴は、①直線的な伸びを示す、②断層面は垂直かそれに近い傾きをもつ、③主断層の伸びの方向とわずかに斜交する(左ずれの場合は右まわり、右ずれの場合は左まわりに)褶曲軸をもつ *en échelon fold* を伴うことなどである。

また、いくつかの実験例も興味深い(Tchalenko, 1967, 1970; Wilcox, Harding and Seery, 1973; 永広・大槻・北村, 1974)。これらの実験結果で共通することは、変形の初期には共役セットをなす2方向の断層が数多く形成され、ついでそれらの一方(あるいは両方)とわずかに斜交し、最大圧縮軸に対しより大きい角度をなす方向の主断層が形成されるという変形過程である。結果として、主断層には主断層の伸びの方向とわずかに斜交し(左ずれの場合は左まわりに、右ずれの場合は右まわりに)雁行状に配列するより変位の小さい同一センスの断層を伴うことになる。

実験結果で認められたような顕著な雁行状配列をなす水平ずり断層を伴う水平ずり断層の野外での例は極めてわずかしら知られていないが、いわゆる shears of the second order (McKinsty, 1953), second order wrench (Moody and Hill, 1956)などはこれに含まれるものと考えられる。

日詰一気仙沼断層の形態的特徴は、野外であるいは実験結果で観察された水平ずり断層の示す特徴とよく合致している。すなわち、本断層は極めて直線的な延びを示しており、垂直な断層面をもち、また、*en échelon fault* を伴っており、*en échelon fault* のうちよく発達したものは明瞭な左水平ずり断層である。*en échelon fold* と断定できる褶曲は認めがたいが、日詰一気仙沼断層に沿った地域には他地域に比しやや多くの小波長の褶曲が発達しており、この中には *en échelon fold* にあたるものがあると考えられる。また、長部以南によく発達している ENE-WSW 方向の断層は見かけ上右ずれを示しており、NW-SE 方向の左水平ずり断層と共役セットをなす右水平ずり断層と見ることできる。

以上のような水平ずり断層との形態的相似性、second order の左水平ずり断層を伴うことおよび地層の変位様式が左ずれを示すことから日詰一気仙沼断層は左水平ずり断層と判断される。

### III. 水平変位量

日詰一気仙沼断層に伴う NW-SE 方向の左水平ずり断層の水平変位量は数100m から数km にわたっている。これらの主断層である日詰一気仙沼断層は、より大きい変位量をもっていると考えられる。事実、南端部での本断層をはさむ両側の地層分布から算定すると、少なくとも10数km の左ずれ変位量をもつと考えられる (永広, 1974)。

本地域だけでは水平変位量を明らかにすることはできないが、南部北上山地の地質を大観すると、本来ひとつづきであったと考えられる地質構造あるいは地層が日詰一気仙沼断層によって転位していることがわかり、これらの separation から本断層のおおよその水平変位量を求めることができる (Fig. 15)。

#### 1) 唐桑地域のジュラ～下部白亜系と牡鹿半島のジュラ～下部白亜系

南部北上山地のジュラ系の分布地域は、西側の志津川帯と東側の唐桑帯とに分けられるが、両帯のジュラ系の岩相および層序の相違から、堆積時にすでに現在見られるような2列の堆積盆に分化していたことがわかっている (Hayami, 1961a, b, c)。唐桑地域の綱木坂向斜を構成するジュラ～下部白亜系と牡鹿半島の牡鹿向斜を構成するジュラ～下部白亜系とは共に唐桑帯に属し、本来一連の向斜構造を構成していたことになる。この構造は、日詰一気仙沼断層の活動がはじまる以前には、NNE-SSW 方向に延びていたと考えられ、この断層によって現在の位置に転位したと考えられる。これらの日詰一気仙沼断層による separation は25km+ と算定される。かつて筆者はこれを約15km と算定したが (永広, 1974)、今回の算定値は、断層運動以前の褶曲軸は NNE-SSW 方向をとっており、現在見られる様な東に弧を描く構造はとっていないという考えと、牡鹿向斜は現在その西翼部のみが認められており、向斜軸は前回推定した位置よりより東方に位置する可能性があるということにもとづいている。一方、この算定値をもってただちに日詰一気仙沼断層の水平変位量とするには問題がある。すなわち、この断層の西側に平行する下八瀬断層や人首一入谷断層による変位量が、おそらくは、加算されていると考えられる。

#### 2) 姥石層

姥石層は凝灰岩類が卓越し、南部北上山地の二畳系の中で特異な岩相を示している。日詰東方の日詰一気仙沼断層の東側地域にも、かなりの量の凝灰岩類を伴う下部二畳系が知られており (今西, 1944MS; 大石, 1976MS; 大内, 1976MS)、これと姥石層との関係が注目されている (小貫, 1969)。この地域の凝灰岩層の上位には、礫岩・砂岩を伴う縞状頁岩を主体とする地層が発達

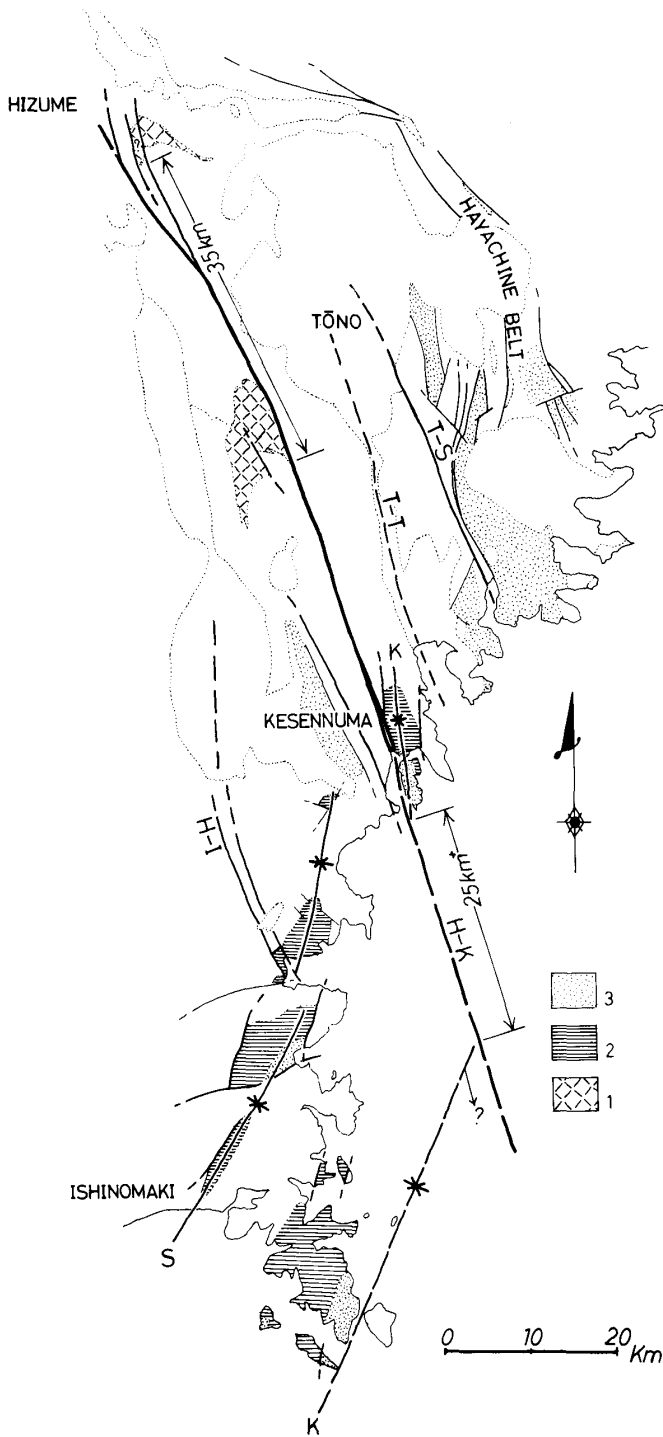


Fig. 15. Map showing the separation along the Hizume-Ke-sennuma fault.

1. Ubaishi Formation, 2. Jurassic, 3. Lower Cretaceous, S. Shizukawa belt, K. Karakuwa belt, H-I. Hitokabe-Iriya fault, H-K. Hizume-Ke-sennuma fault, T-T. Tōno-Takata fault, T-S. Tsuchibuchi-Sakari fault.

しており、これは姥石層の上位に発達する落合層の岩相に酷似している。また、層準的にもほぼ接近しているので、日詰東方の凝灰岩は姥石層の延長と考えてもよからう。これらの separation からは約 35km の左ずれの水平変位量が考えられる。

これらの結果からは、日詰一気仙沼断層は南方より北方で水平変位が大きいことになるが、おおよそその値として、本断層の左ずれ水平変位量は 30km 前後と考える。

#### IV. 垂直変位量

水平ずり断層に伴う垂直変位量を正確に求めることは困難である。なぜなら、水平ずり運動に伴い *en échelon* fold などが生じることによって両側の地塊は別個に変形し、断層運動による変位を元に戻しても、両側の地塊の小規模な地質構造の各々を正確に対応させることはきわめて困難であろうから。

日詰一気仙沼断層の西側に沿った地域にはおもに二畳系が分布し、褶曲をくりかえしている。地表の関係では、下部～中部二畳系にあたる層準が本断層と接している。東側の、水変位を元に戻した場合、この西側地域に対応する地域は、日詰東方から達曾部あるいは鱒沢にかけての地域である。この地域の日詰一気仙沼断層に沿った部分には、時代の明らかな地層も分布するが、おおよそ二畳系下部と石炭系住田層群とがくりかえし分布すると考えられる。この関係と石炭系住田層群および二畳系下部の層厚を考慮すると、日詰一気仙沼断層の垂直変位量は、東側上りで 1000m をこえることはないと考えられる。

#### V. 運動時期

日詰一気仙沼断層の主要な活動時期は白亜紀前期一下部白亜系大島層群堆積後、宮古層群堆積前—であると考えられており(例えば山下, 1957a, b; 小貫, 1969),

筆者も同意見である。日詰—気仙沼断層は大島層群以下の地層から構成される褶曲構造を明瞭に切っており、また、日詰—気仙沼断層をはじめとする NNW—SSE 方向の断裂と白亜紀花崗岩類とは密接な関係を示している。すなわち、これらの花崗岩類は NNW—SSE 方向に配列し、断裂に沿って貫入したと考えられる。この花崗岩類は北上山地全域を通じてほぼ同様の放射年代値を示し（多くは 110—120 M.Y.; 河野・植田 1965）、田老岩体は宮古層群に不整合におおわれている。これらの事実から、日詰—気仙沼断層の運動時期は白亜紀前期と考えられ、大島造山運動 (Kobayashi, 1941) に伴ったものなのであろう。

小貫 (1969) は、日詰—気仙沼断層や他の NNW—SSE 方向の断層は、すでに二畳紀から断続的に活動しており、世田米褶曲によって生じたものであろうと考えている。それは、気仙沼幅 (神戸・島津, 1961) において本断層に平行する下八瀬断層が三畳系を切る場合と切らない場合とがある様に解釈したためであり、また、岩井・石崎 (1966a) によって、日詰—気仙沼断層の位置に薄衣式礫岩の供給源となった隆起帯のひとつが想定されたことに依っている。しかしながら、今回の調査結果から日詰—気仙沼断層の左ずれ変位を戻して考えると、本断層をはさんだ両側の岩相はよく連続し、この位置に沿って大規模な隆起帯や沈降帯が存在したとは考えられず、白亜紀以前には、少なくとも大規模な活動はなかったと考えられる。

### 第 3 節 南部北上山地における白亜紀断層運動

第 2 節までに日詰—気仙沼断層が、白亜紀前期に活動した、およそ 30km の水平変位量を伴う左水平ずり断層であることを述べた。南部北上山地には、この断層と平行する、NNW—SSE 方向の直線的な断層が数多く発達しており、この地域の地質構造を大きく規制している。これらの断層の各々に関する詳細な報告は現在まで得られていないが、各々の地域に分布する下部白亜系以下の最も上位の地層までを切っており、白亜紀花崗岩類との関係からも日詰—気仙沼断層と活動時期を同じくするものとみなしても差支えない。また、これらのいくつかには左水平ずり断層もあることを示唆する事実が認められる。

#### 1) 人首—入谷断層

小貫 (1967) が人首—入谷構造線と呼んだもので、人首と志津川西方入谷を結ぶ数条の断層よりなる断層帯を形成している。北半部では、この断層にそって人首および千厩花崗岩体が貫入したと考えられている。藤沢南東部の地質時代に関しては問題が残されているが、本断層によって三畳系の分布がその東方でより北方に広がっており、見かけ上少なくとも 5 km の左ずれを示している。しかし、ジュラ系の分布を追跡した限りでは、本断層による変位は 10 km をこえることはないと考えられる。

#### 2) 遠野—高田断層

小貫 (1967) により遠野—高田構造線と呼ばれたもので、気仙川に沿って細長く分布する気仙川花崗閃緑岩体はこの断層に沿って貫入したものと考えられている。世田米西方の下部二畳系には砂岩・石灰岩相がよく発達しており (山谷層および叶倉層)、この地域ではこの岩相は東西方向によく連続する。本断層をはさんで東側の世田米東方地域には、叶倉層に相当する砂岩・石灰岩相は発達せず、山谷層に相当する石灰岩も世田米西方に比し薄くなっている。ここでは頁岩相がよく発達しこれに薄衣式礫岩がはさまれているが、この層序は山谷南方のものにより似ており、世田米西方での砂岩・石灰岩相が東西方向によく連続することを考慮すると、世田米東方地域の地塊は山谷南方の地塊とかつて接していたと考えることができる。この関係から、本断層は 10 km あるいはそれ以上の左ずれ水平変位量をもつ可能性がある。

#### 3) 土淵—盛断層

小貫 (1967) の土淵と盛を結びさらに南方に延長される断層を言う。大船渡付近には二畳系を

不整合におおい広く下部白亜系が分布しているが、本断層の西側では大船渡以南の地域に限られている。東側では北方六角牛山周辺にも分布しており、これが仮に本断層によって変位したものとすると、およそ20kmの左ずれ成分をもつことになる。

これらの断層に関してはより詳細な検討が必要であるが、活動時期や方向性から日誌一気仙沼断層と同様の性格をもつ可能性は十分あると考えられる。これらが左ずれ水平変位の卓越した断層であると仮定すると、これらの変位量に日誌一気仙沼断層や下八瀬断層などの変位量を加算して、南部北上山地全体では70~80kmあるいはそれ以上の左ずれ水平変位量が考えられる。

南部北上山地の白亜紀以前の構造発達史を論じる際には、これらの変位を元に戻した位置関係で議論すべきであろう。Fig. 16にこの断層運動前の概念的な地質分布を復元し示した。これは現在の地表での地質分布をもとに描いたもので、白亜紀以降の侵蝕によって失われた部分は復元していないし、古地理についてもふれていない。Fig. 16に示される様に、比較的岩相変化の激しい二畳系も、NNW-SSE方向の左水平ずり断層による変位を元に戻せば、これらの断層をこえて岩相が連続し、岩相変化とこれらの断層とは無関係であることがわかる。したがって、これらの断層によって境された各地域は同一の構造発達史をもった地域であり、これら NNW-SSE方向の断層はそれを切って変位させたものにすぎず、本来の意味の“構造線”，すなわち、異なった地質区を画する線、でないことは明らかである。

阿武隈山地にも、南部北上山地と同様、白亜紀に生じたと考えられる NNW-SSE方向の直線的な断層が発達している。棚倉破碎帯、畑川破碎帯、双葉破碎帯などがこれにあたり、白亜紀以前の地質構造と斜交する。棚倉破碎帯はその初期において大規模な左水平ずり断層運動を行なった可能性があるという（大槻，1975）。阿武隈山地と北上山地とを含む地域の大島時階における運動形態については今後さらに検討する必要がある。

### 第 3 章 地 質 構 造 発 達 史

本地域をはじめとする南部北上山地は、少なくとも石炭紀以降、同一の構造発達史をたどったと考えられる。本地域にはいくつかの造構造運動の証拠が認められるが、現在見られる地質構造の大部分は白亜紀前期の大島造山運動 (Kobayashi, 1941) によって形成された。それ以前の造構造運動は、その地史的意義は別として、地殻の変形量という面から見ると、きわめてわずかな変形を与えたにすぎない。

#### I. 大島層群堆積までの造構造運動

本地域において知られる最も古い造構造運動は、石炭系住田層群基底の不整合の存在によって示される。住田層群は、小股および笹ノ洞付近では折壁層を、他の地域では馬越層を不整合におおっており、この不整合を境として岩相的にも下位の横田層群と上位の住田層群とは対立している。この不整合をもたらしした造構造運動は清水褶曲（湊，1944）と呼ばれ、断層運動も伴ったという。Minato *et al.* (1965; Fig. 9-2) によって示された住田層群と下位層との層序間隙から判断すると、住田層群堆積前には大平山周辺を軸部とする一大向斜構造が形成されたと考えられる。この図に示された各地点の位置を日誌一気仙沼断層などの左水平ずり断層による変位を元に戻して考え、また、大島時階の褶曲やそれに伴う断層による東西方向での地層の短縮をも考慮すると、この住田層群堆積前に形成された向斜構造は、波長・振幅比20:1以上のきわめてゆるやかな褶曲と考えられる。地層の変形はきわめてわずかなものでしかなかったろう。

住田層群堆積後、二畳系基底の不整合の存在によって示される造構造運動が再び起った。この変動によって、南部北上山地と北部北上山地とは著しい岩相上の対立を見る様になり、その後別個の地史を歩むことになった。また、上部石炭系の間隙は大きく、日頃市地域では *Fusulinella*,

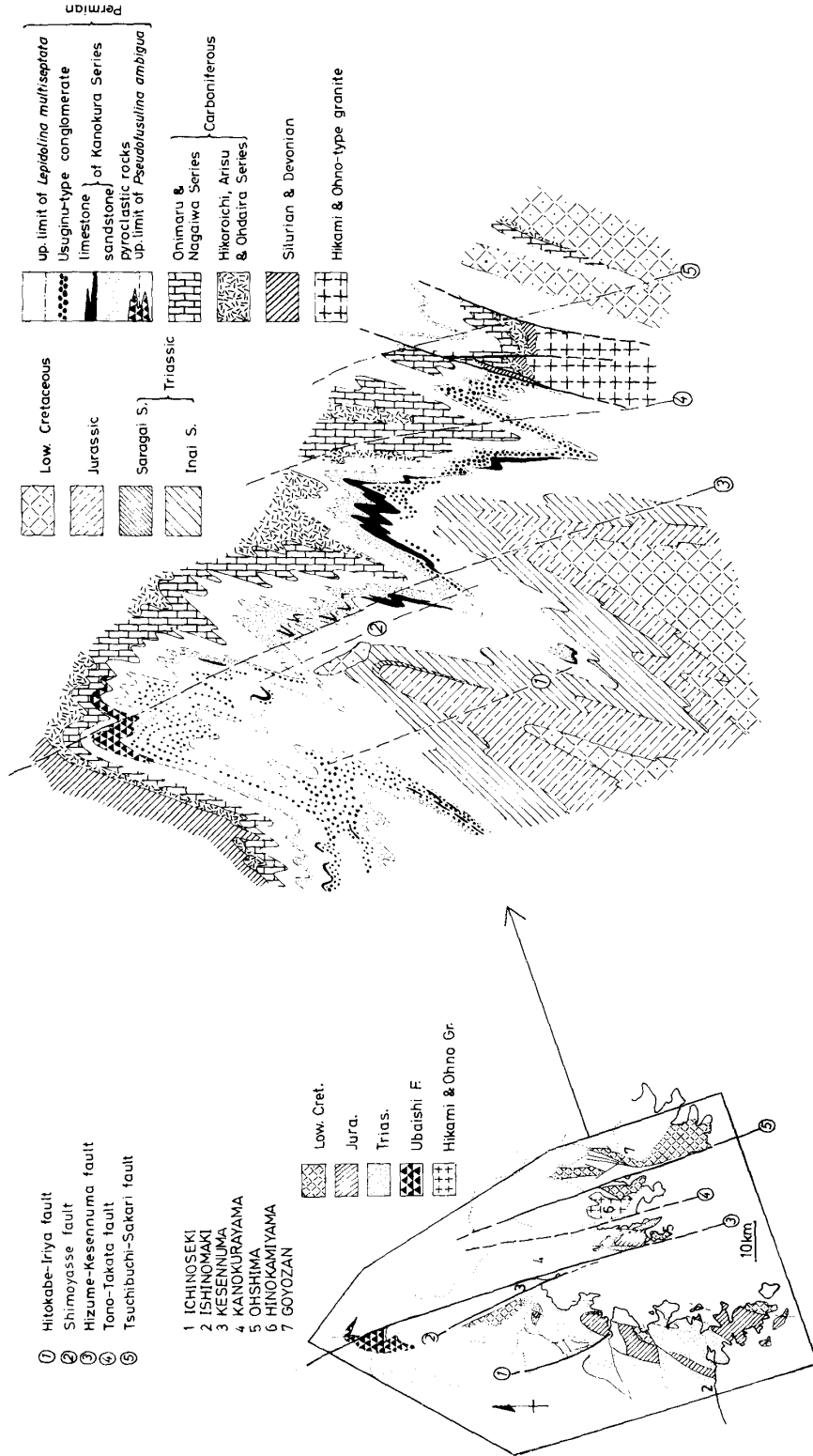


Fig. 16. Schematic paleo-geological map of the Southern Kitakami Massif during the Oshima orogeny (before faulting).

*Fusulina*, *Triticites* 帯が欠如している (小貫・山田, 1955; 山田, 1958). この造構造運動は世田米褶曲 (湊, 1942a) と呼ばれ, 二疊系基底は石炭系の様々な層準と接している. 齋藤 (1968a; Saito, 1968b) は二疊系堆積前の地層分布を復元し, 二疊系堆積前に世田米西方地域を背斜の芯部とする N-S 方向の褶曲軸をもつ背斜構造の存在を考えた. この背斜構造の幅と各地域での侵蝕された地層の厚さの差を考慮すると, その時間間隙の長さにもかかわらず, これをもたらした造構造運動はきわめて平坦な地層の曲隆 (齋藤, 1968a) にすぎなかったと考えられる.

世田米褶曲の後の海進により南部北上山地に広く下部二疊系が堆積した. 二疊系下半部は岩相の水平的変化が激しく, また, いわゆる薄衣式礫岩を数層準にはさむなど, きわめて変動的な性格をもった時期の堆積物で, この時期には本地域の東方から北方および西方には隆起部が存在したにちがいない. また, 北西部では活発な安山岩質の火山活動があり, 姥石層の厚い凝灰岩類を堆積させた. 山谷層堆積後, これらの隆起部の間には厚い黒色頁岩を堆積させた“登米海”が広がっていたが, 叶倉山周辺や松ノ倉沢地域では厚い砂岩層の堆積がつづき, また, 叶倉山周辺や出山およびその南方ではその後厚い石灰岩が堆積した. これらは南部北上山地全体としてはむしろ特異な地域で, 本地域のほか小友北方雲ノ上山周辺, 気仙沼北方上八瀬や南方岩井崎に知られているが, これらはかつて隣接した位置にあったと考えられる (Fig. 16). 叶倉層堆積時には, 本地域をとりまく隆起部は急激に上昇し, 長部周辺や落合地域に花崗岩礫を含む大量の礫岩をもたらした. また, 叶倉層堆積後にも隆起のいちじるしい時期があり, 叶倉向斜東翼部などに大量の礫岩を堆積させた. 叶倉層堆積後, 本地域全域に広く黒色頁岩が堆積した. 山谷層堆積以後の厚い黒色頁岩類の積算層厚は 2000m をこえる.

稲井層群基底に接する“登米層”の層準は地域により異なっているので (Murata, 1975), 本地域は二疊紀末には陸化し, 侵蝕をうけたにちがいない. これをもたらした造構造運動についてはよく知られていないが, 稲井層群が“登米層”以外の地層と接することはないので, さほどいちじるしいものではなかったと考えられる. 稲井層群基底部の凝灰岩 (小貫・坂東, 1958; 永広, 1974) をもたらした火山活動はこれに伴ったものであろう.

南部北上山地の南部には, NNE-SSW 方向に 2 列に配列するジュラ系および下部白亜系よりなる向斜列があり, 西側のものは志津川帯, 東側のものは唐桑帯と呼ばれている. これらは三疊紀後半より波曲運動を行ない, ジュラ紀には現在見られるような 2 列の堆積盆を形成したと考えられている (Hayami, 1961a, b, c; 山下, 1957a). これらによれば, ジュラ系の堆積はまず志津川帯にはじまり, ついで唐桑帯におよんだが, ジュラ系の積算層厚は唐桑帯で厚く, 堆積の中心は西方から東方へと移行していったという. この傾向は白亜紀初頭にもひきつがれ, 大船渡付近にも直接二疊系を不整合におおって下部白亜系が堆積した. 皿貝層群基底やジュラ系基底の不整合はこの波曲運動に伴うものであろう. 下部白亜系と見なされる地層は気仙沼北方にも分布している. これは新月層と呼ばれ, 安山岩および凝灰岩類よりなるが, NNW-SSE 方向に延びた分布を示している. ここでは三疊系に不整合で重なっており, 分布の延びの方向からすでに NNW-SSE 方向の構造的規制を受けたものと考えられることができる.

## II. 大島造山運動

大島層群堆積後に起った大島造山運動はかつてない激しいもので, 南部北上山地は強烈な ESE-WNW 方向の水平圧縮の場におかれ, 地層は強く褶曲し, ジュラ~下部白亜系を堆積させた 2 列の堆積盆はさらに急傾斜する翼部をもつ向斜構造を形成し, 両帯を分ける隆起部は背斜を形成した. また, より波長の小さい数多くの褶曲が形成され, ジュラ系唐桑層群以下の地層にはスレート劈開も生じた. いちじるしく褶曲した部分では縦走断層が生じて衝上し, また, 転倒褶曲も形成されたにちがいない.

褶曲運動は水平ずり断層運動にひきつがれたと考えられる。まず、共役セットをなすNW-SE方向の左水平ずり断層とENE-WSW方向の右水平ずり断層が生じ褶曲構造を切ったが、本地域ではNW-SE方向のものが卓越していたと考えられる。NW-SE方向の断層はNNW-SSE方向の断層帯を形成し、これに沿って大規模な左水平ずり断層が生じた。これが日詰-気仙沼断層で、この断層運動によって、断層の東側の地塊は相対的に北方におよそ30km移動したと考えられる。この左水平ずり断層運動は、南部北上山地のほかの地域でも活発で、日詰-気仙沼断層と平行する、人首-入谷断層、下八瀬断層、遠野-高田断層、土淵-盛断層などもこの時期に形成され、左水平ずり断層として活動したにちがいない。

大島造山運動の、おそらくは、末期には、北上山地全域にわたる大規模な花崗岩類の貫入があり、これに伴って無数の脈岩も生じたであろう。これらは、すでに生じていたNNW-SSE方向の断層に代表される構造に規制され、配列するに至ったと考えられる。

## 引 用 文 献

- Choi, D. R., 1973, Permian fusulinids from the Setamai-Yahagi district, Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4*, v. 16, no. 1, p. 1-132, 12 figs., 3 tables, 20 pls.
- 永広昌之, 1971MS, 岩手県陸前高田市矢作町二又北部の地質及び構造. 東北大地質古生物卒論.
- , 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. 地質学雑誌, v. 80, p. 457-474, 4 図, 1 表.
- ・大槻憲四郎・北村 信, 1974, 高封圧下における岩石の割れ目の形態とその発達過程. 同上, v. 80, p. 555-558, 8 図, 1 図版.
- Hayami, I., 1961a, Successions of the Kitakami Jurassic. Jurassic stratigraphy of south Kitakami, Japan, I. *Japanese Jour. Geol. Geogra.*, v. 32, p. 159-177, 6 figs., 5 tables.
- , 1961b, Sediments and correlation of the Kitakami Jurassic. *ibid.*, II. *ibid.*, p. 179-190, 2 figs., 1 table.
- , 1961c, Geologic History recorded in the Kitakami Jurassic. *ibid.*, III. *ibid.*, p. 191-204, 1 fig.
- 広川 治・吉田 尚, 1954, 5 万分の 1 地質図, 人首図幅および同説明書. 33p., 4 図, 4 表, 地質調査所.
- 井出俊夫, 1971MS, 岩手県陸前高田市矢作・横田地域の地質について. 東北大地質古生物卒論.
- 今西 茂, 1944MS, 北上山地西部日詰東方地区の地形地質に就て. 同上.
- 岩井淳一・石崎国熙, 1966a, 北上山地薄衣式礫岩の研究—とくにその古地理学的・構造地質学的意義. 東北大地質古生物研報, no. 62, p. 35-53, 9 図, 1 表.
- ・———, 1966bMS, 日詰-気仙沼構造線について. UMP 地質構造部門A zone 連絡誌, no. 7, p. 3-10, 8 図, 1 表.
- Iwamatsu, A., 1969, Structural analysis of the Tsunakizaka syncline, in Southern Kitakami Mountainous Land, Northeast Japan. *Earth Sci.(Chikyu Kagaku)*, no. 105, p. 227-235, 8 figs, 1 pl.
- 神戸信和・鳥津光夫, 1961, 5 万分の 1 地質図, 気仙沼図幅および同説明書. 73p., 5 図, 8 表, 19 図版, 地質調査所.
- Kanmera, K. and Mikami, T., 1965, Succession and sedimentary feature of the Lower Permian Sakamotozawa Formation. *Kyushu Univ., Fac. Sci., Mem., Ser. D, Geol.*, v. 16, p. 265-274, 2 figs.
- 加納 博, 1955, 北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係(II). 地質学雑誌, v. 61, p. 124-139, 20 図, 2 表.
- 川上 享, 1971MS, 岩手県陸前高田市矢作町二又南部の地質及び構造. 東北大地質古生物卒論.
- , 1973MS, 南部北上山地陸前高田市北西部の層位学的研究. 同上修士論文.
- 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. 岩鉱物鉱床会誌, v. 53, p. 143-154, 5 図, 1 表.
- 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970MS, 昭和44年度広域調査報告書(遠野地域). 通産省.



- Kobayashi, T., 1941, The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, v. 5, p. 219-578, 55 figs., 10 maps, 4 pls.
- 草野一郎, 1971MS, 気仙沼北東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 米谷盛寿郎, 1964MS, 岩手県遠野市小友周辺および気仙郡住田町北部の地質. 同上.
- McKinstry, H. E., 1953, Shears of the second order. *Amer. Jour. Sci.*, v. 251, p. 401-414, 6 figs.
- 湊 正雄, 1941, 岩手県気仙郡世田米地方の下部石炭系に就いて. 地質学雑誌, v. 48, p. 469-490, 11図.
- , 1942a, 北上山地における先坂本沢階(Pre-Sakmarian)不整合と其の意義. 同上, v. 49, p. 47-72, 8図.
- , 1942b, 比較構造論より観たる北上山地古生代構造史(演旨). 同上, v. 49, p. 251-252.
- Minato, M., 1944, Phasenanalyse der Gebirgs-bildungen der Palaeozoischen Aera im Kitakami-Gebirge (Nordöstliches Honsyu, Japan). *Japanese Jour. Geol. Geogr.*, v. 19, p. 151-180, 4 figs., 4 tables, pls.
- 湊 正雄, 1966, 南部北上山地の古生界と安倍族造山運動. 松下 進教授記念論集, p. 143-159, 1図, 1表.
- Minato, M., Gorai, M. and Hunahashi, M. (Edts.), 1965, The geologic development of the Japanese Islands. 442 p., *Tsukiji Shokan*, Tokyo.
- 湊 正雄・橋本誠二・陶山国男・武田裕幸・鈴木淑夫・木村昭二・山田一雄・垣見俊弘・市川輝雄・末富 宏, 1953, 世田米地方の石炭紀層の層序と化石帯. 地質学雑誌, v. 59, p. 385-399, 4図, 3表.
- , 1954, 世田米地方の二疊紀層の層序と化石帯. 同上, v. 60, p. 378-387, 2図.
- Moody, J. D. and Hill, M. J., 1956, Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 67, p. 1207-1246, 25 figs.
- Murata, M., 1969, Molluscan fauna of the Toyoma Formation (Late Permian). *Saito Ho-on Kai Mus. Bull.*, no. 38, p. 1-22, 2 figs., 7 tables, 4 figs.
- , 1971, Fusulinid biostratigraphy and Molluscan fauna from the uppermost part of the Sakamotozawa Formation, and the Pre-Kanokura unconformity, in the southern part of the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N. S.*, no. 80, p. 93-116, 2 figs., 6 tables, pls. 13-14.
- , 1975, Discovery of Late Permian *Araxoceras* from the Toyoma Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *ibid.*, no. 97, p. 22-31, 6 figs.
- 村田正文・米谷盛寿郎, 1964, 姥石層の地質時代について(演旨). 地質学雑誌, v. 70, p. 382.
- 大石雅之, 1976MS, 岩手県紫波郡紫波町東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 小貫義男, 1937, 北上山地坂本沢附近の古生層“鬼丸統・雪沢統(新称)”に就いて. 地質学雑誌, v. 44, p. 168-186, 8図.
- , 1938, 北上山地岩手県気仙郡地方の秩父系に就いて. 同上, v. 45, p. 48-78, 4図, 1地質図.
- , 1956, 北上山地の地質. 岩手県地質説明書, II, 189 p., 36図, 39表, 岩手県.
- , 1967, 北上および奥羽山脈における先第三系の地質構造概説. 早坂一郎先生喜寿記念文集, p. 297-305, 1図.
- , 1969, 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no. 69, p. 1-239, 55図, 32表, 4図版.
- ・坂東祐司, 1958, 北上山地三疊系基底部に於ける凝灰岩について. 地質学雑誌, v. 64, p. 265-266.
- ・山田弥太郎, 1955, 北上山地の長岩層(演旨). 同上, v. 61, p. 305.
- 大槻憲四郎, 1975, 棚倉破碎帯の地質構造. 東北大地質古生物研邦報, no. 76, p. 1-71, 35図, 10表.
- 大内辰夫, 1976MS, 岩手県稗貫郡大迫町北東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 斎藤靖二, 1966, 南部北上山地, 世田米地域の古生層について. 東北大地質古生物研邦報, no. 62, p. 56-67, 3図, 1表.
- , 1968a, 世田米褶曲. 国立科博専報, no. 1, p. 13-19, 2図, 2表.
- Saito, Y., 1968b, Geology of the Younger Palaeozoic System of the Southern Kitakami massif, Iwate Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, v. 40, p. 79-139, 24 figs., 4 tables, pls. 18, 19.
- 斎藤靖二, 1972, 南部北上山地におけるペルム系の泥質岩相. 岩井淳一教授記念論集, p. 441-447, 3図.
- 志井田 巧, 1940, 宮城県気仙沼近傍の地質について. 東北大地質古生物研邦報, no. 33, p. 1-72, 9図, 3図版.
- 志子田典生, 1958MS, 気仙沼市北東部の地質. 東北大地質古生物卒論.
- de Sitter, L. U., 1964, Structural geology (2nd ed.). 551 p., *McGraw-Hill, Inc.*, New York.
- Tazawa, J., 1975, Uppermost Permian fossils from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan.

*Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 81, no. 10, p. 629-640, 3 figs., 3 pls.

Tchalenko, J. S., 1967, The evolution of kink-band and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, v. 6, no. 2, p. 159-174, 10 figs.

—————, 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 81, p. 1625-1640, 12 figs.

渡辺萬次郎・黄 春江, 1942, 岩手県江刺郡伊手附近の地質及び鉱床. 岩鉱物鉱床会誌, v. 28, p. 117-133, 4 図, 1 表.

Willcox, R. E., Harding, T. P. and Seery, D. R., 1973, Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 57, p. 74-96, 16 figs., 1 tables.

山田弥太郎, 1958, 長岩層について. 藤本治義教授還暦記念論集, p. 74-80, 3 図.

山下 昇, 1957a, 中生代 (上), (下). 地団研地学双書, 10, 94 p.; 11, 116 p. 地団研.

—————, 1957b, 黒瀬川型の構造線と気仙沼型の構造線 (日本列島の地質構造発達史の諸問題—1). 地球科学, no. 31, p. 1-15, 7 図.

## The Hizume-Kesenuma Fault

—With Special Reference to its Character and Significance  
on the Geologic Development—

Masayuki Ehira

### Abstract

The present study is undertaken to elucidate the movement of the Hizume-Kesenuma fault extending from Hizume on the north to Kesenuma on the south which is one of the major faults traversing the Southern Kitakami Massif in a NNW-SSE trend (Fig. 1).

Along the southern half of the Hizume-Kesenuma fault, highly deformed sedimentary rocks ranging their age from Carboniferous to Jurassic are distributed (Fig. 2). The stratigraphic succession of these formations is shown in Fig. 3 and the geologic structure in Fig. 11. The characteristics of the geologic structures in this area are as follows:

On the western side of the Hizume-Kesenuma fault the Permian is folded with NNE-SSW trending axis which plunge southward. The folds are associated with longitudinal faults and traversed by left lateral strike-slip faults of a NNW-SSE trend. On the eastern side a thick sequence of the Carboniferous to Jurassic rocks forms a N-S trending large synclinorium with an axis plunging southward. The folds which constitute the synclinorium are associated with longitudinal faults and traversed by left lateral strike-slip faults of a NW-SE to NNW-SSE trend like on the western side. Furthermore, the folds are traversed by ENE-WSW trending faults in the southern area. Most of the folds in the studied area were formed during the Oshima orogeny (in Early Cretaceous) and the faults associated with these folds are formed during or shortly after the folding. The Hizume-Kesenuma fault, originated in Early Cretaceous Period, had been developed during the Oshima orogeny as well.

The Hizume-Kesenuma fault is characterized by a steeply dipping fault plane, straight trace, many smaller associated faults trending in NW-SE to NNW-SSE direction in *échelon* arrangement and other parallel faults. *En échelon* faults have the left lateral strike-slip component like the faults of a NW-SE to NNW-SSE trend which developed on the both sides of the Hizume-Kesenuma fault. The latter are thought to be the second order faults associated with the main fault.

The strain picture of the Hizume-Kesenuma faults is quite similar to those reported on a few precedents of strike-slip faults and model experiments. Considering this similarity, as well as the nature of second order faults associated with the Hizume-Kesenuma fault and the distribution pattern of the formations along the fault, it may be concluded that the Hizume-Kesenuma fault is a left lateral strike-slip fault. The strike-slip displacement of the fault is estimated at about 30 km from the following evidences: (1) strike separation indicated by the synclinal structure composed of Jurassic and Lower Cretaceous formations (Karakuwa belt) and (2) strike separation of the Permian Ubaishi Formation and its equivalent mainly consisting of tuff (Fig. 15). The dip-slip displacement is very little as compared with the strikeslip one and is estimated to be less than 1 km.