

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

Title	関東山地三波川帯・秩父帯の地質構造の研究
Author(s)	徳田, 満
Citation	広島大学地学研究报告, 26 : 195 - 260
Issue Date	1986-03-31
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52892">10.15027/52892</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052892">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052892</a>
Right	
Relation	



# 関東山地三波川帯・秩父帯の地質構造の研究\*

徳 田 満

## Study on the Geological Structure of the Sambagawa-Chichibu Belts in the Kanto Mountains.

By

Mitsuru TOKUDA

ABSTRACT : The geological and rock structures of the Sambagawa-Chichibu belt have been studied in three districts of the Kanto Mountains, Kanra-cho district (Gunma Prefecture), Kama-buse-Nagatoro district and Tokigawa district (Saitama prefecture), central Japan. The study has resulted in the clarification of fundamental characteristics of geological structure, history of structural development, relationship between geological structure and thermal structure which was produced during the highest temperature stage of the Sambagawa metamorphism, and time-relationship between tectonism and metamorphism in the Sambagawa-Chichibu belt of the Kanto Mountains.

The Sambagawa-Chichibu belt of the Kanto Mountains is divided into three metamorphic zones, chlorite zone, garnet zone and biotite zone, with reference to appearance of garnet and biotite in the pelitic schists as metamorphic minerals which were produced by the Sambagawa metamorphism of the highest temperature stage. Albite appears as porphyroblast in biotite zone but not in garnet zone. The zone boundaries are generally parallel or subparallel to the lithologic layering.

From analysis of rock structures it has been clarified that the tectonic processes in the Sambagawa belt occurred at least in 5 stages, 1st stage for formation of  $S_0$  ( $S_0'$ )-schistosity, 2nd stage for formation of  $S_1$  ( $S_1'$ )-schistosity, 3rd stage for formation of  $S_2$  ( $S_2'$ )-cleavage, 4th stage for formation of  $S_3$  ( $S_3'$ )-cleavage and 5th stage for formation of  $F_4$  ( $F_4'$ )-folds.

Generally, the Sambagawa schists of the Kanto Mountains have distinct schistosity of single set. The schistosity corresponds to  $S_1$  ( $S_1'$ )-schistosity. The major structure of the Sambagawa schists in the western half of Sambagawa belt of the Kanto Mountains is a northward vergence recumbent fold (Kanra recumbent fold) with nappes. The  $S_1$  ( $S_1'$ )-schistosity corresponds to the axial plane schistosity (= differentiated crenulation cleavage) of the Kanra recumbent fold. The core of Kanra recumbent fold consists of Sambagawa schists of higher grade than its mantle does. Therefore, it has been concluded that the major geological structure and rock structure [ $S_1$  ( $S_1'$ )-schistosity] of the Sambagawa belt in the Kanto Mountains were produced by the tectonism to collapse of the Sambagawa metamorphic field and to be related to uplifting of the Sambagawa schists, and, judging from northward vergence of the Kanra recumbent fold, that the uplifting occurred with northward movement sense as nappe. The  $S_0$  ( $S_0'$ )-schistosity is commonly found as form surfaces of rootless intrafolial folds in the  $S_1$  ( $S_1'$ )-schistosity, and it appears to have been produced by the tectonism during the highest temperature stage of the Sambagawa metamorphism.

The  $S_2$  ( $S_2'$ )-cleavage is referred to the type of crenulation cleavage-differentiated crenulation cleavage. The cleavage develops as axial plane cleavage of folds with southward vergence.

\* Doctoral thesis (Science) submitted to Hiroshima University in 1985.

indicating that the uprifting of the Sambagawa schists occurred with southward movement sense during the 3rd stage of tectonism. The folds in the eastern half of the Sambagawa belt of the Kanto Mountains develop as recumbent folds of large-scale associating shear zone, while they in the western half develop only in micro-minor scales.

The  $S_3$  ( $S_3'$ )-cleavage is referred to the type of crenulation cleavage. The cleavage develops as axial plane cleavage of upright gentle-folds of large-scale with axes of E-W trend. The upright folding occurred during the last stage of the Sambagawa metamorphism. The  $F_4$  ( $F_4'$ )-folds are referred to the type of conjugate kink fold. They appear to be associated with the formation of upright gentle-folds of large-scale with axes of N-S trend (e.g. Yasudo syncline) which were produced during Tertiary age.

In the Kanto Mountains, generally, the Mikabu greenstones and associated schists overlie as nappe the Sambagawa schists (Sambagawa schist proper). They are not involved in the Kanra recumbent fold. The pelitic schists of the Chichibu belt in the western half of the Kanto Mountains which just overlie the Mikabu greenstones are commonly of Jurassic age. While, in the pelitic schists of the Chichibu belt of the Tokigawa district which just overlie the Mikabu greenstones, have been found radiolarian fossils of Permian age. The Permian pelitic schists appear to be correlated with the member of the Kurosegawa zone. In the Kanto Mountains it could be said that the Kurosegawa zone overlies as nappe the Sambagawa belt.

## 目 次

I. 緒 言 .....	197
II. 地質概要 .....	198
III. 地質および地質構造 .....	207
A. みかぶ緑色岩類とそれに付随する三波川結晶片岩類 .....	207
B. 長瀬地域の地質構造 .....	209
C. 都幾川地域の地質構造 .....	211
D. 甘楽町地域の地質構造 .....	216
IV. 変成作用 .....	219
A. 長瀬—釜伏地域の変成分帯 .....	219
B. 都幾川地域の變成分帯 .....	225
C. 甘楽町地域の變成分帯 .....	228
D. 関東山地三波川帯・秩父帯の変成作用のまとめ .....	233
V. 岩石構造 .....	234
A. 長瀬—釜伏地域の構造解析 .....	235
B. 甘楽町地域の構造解析 .....	245
C. 関東山地三波川帯の岩石構造のまとめ .....	248
VI. 関東山地三波川帯・秩父帯の造構作用 — 結語 — .....	249
参考文献 .....	252

## I. 緒 言

三波川帯は西は九州佐賀ノ関から四国、紀伊半島、中部地方を経て関東山地まで連続している。ボーリング資料(石井, 1961; 福田ら, 1974)はさらに東方銚子付近にまで達していることを示している。三波川帯の研究はKoto (1889)が関東山地において先鞭をつけ藤本(1935), Fujimoto (1937)によって地質構造の研究が進められてきたが、戦後研究の中心は四国に移り、関東山地三波川帯の研究は乏しく今日この地域の地質構造と造構作用に関する知識は四国三波川帯のそれと比較すべくもなく貧弱なものとなっている。

Seki (1958)は関東山地三波川帯の詳細な変成分帯を行うかたわらこの地域の地質構造をも研究し、三波川変成岩類と秩父帯の岩類がほぼ水平に整合的に重なるものであり地層と変成分帯の帯境界は平行であると説明した。その後関東山地三波川帯東部において田中・福田(1974), 田中(1977)は地質構造は地層のほぼ水平な累重によって示されるものであるが変成分帯によって明らかにされた温度構造はこれに大きく斜交していると主張した。しかし、後に同じ地域を調査した酒井(1980)は地質構造と温度構造は調和的であると説明している。関東山地三波川帯西部においては鈴木(1966, 1977), Toriumi (1975)の研究がある。鳥海は神流川流域において秩父帯から三波川帯にかけて累進的に変成温度が上昇していること、変成分帯の境界面は地層に平行であることを明らかにした。鈴木はみかけ上、中位の層準に変成度の高い点紋片岩が分布することを明らかにした。これらの研究を通して明らかにされてきたことは、地質構造は全体として比較的ゆるやかであるらしいこと、変成分帯の境界面は地層に平行であるらしいということであり、関東山地三波川帯の地質構造の実体とそれを形成せしめた造構作用は理解されなかった。

筆者は関東山地三波川帯—秩父帯の地質構造と造構史を解明することを主な目的として研究を行ってきた。徳田(1976)は関東山地三波川帯西部の群馬県甘楽町地域において三波川結晶片岩中に横臥褶曲を発見し三波川帯は従来いわれてきたような単純な水平的な地層の重なりとして説明できるような構造ではないことを指摘した。さらに原ら(1977)の中でこの地域は北フェルゲンツの横臥褶曲を含むパイルナップ構造で特徴づけられ、みかぶ緑色岩類が最上位のナップを形成し、三波川結晶片岩類の上に南から衝上していることを示した。

次に三波川帯東部の都幾川地域においてみかぶ緑色岩類と秩父帯との関係を明らかにすることを中心として地質構造の解析を行った。この地域でもみかぶ緑色岩類はその下底にごく近い位置に発達する衝上断層で三波川結晶片岩類と接し、秩父帯の岩層はゆるやかな構造を形成しながらみかぶ緑色岩類の上位に重なり、Fujimoto (1937)の大霧山—一堂平ナップ説が成り立たないことを明らかにした。このことは原ら(1977), 武田ら(1977)にまとめられている。

先に述べた両地域ではみかぶ緑色岩類の下底にごく近い位置に衝上断層が発達するためみかぶ緑色岩類直下の結晶片岩類の性格を理解するための資料が得られないことから、関東山地三波川帯中東部の長瀬南方の釜伏地域で調査研究を行った。その成果は徳田・原(1979)によって報告されたが、それによってみかぶ緑色岩類下底は1つのメランジュ帯であることを示した。その後関東山地三波川帯の地質構造の全体像を把握することを目的として長瀬地域の調査研究を行ってきた。初期の成果は徳田・原(1980), 徳田(1982)によって報告されているが、田中・



福田 (1974), 田中 (1977), 酒井 (1980), Seki (1958) らの示したような単純な水平的な地質構造ではなく横臥褶曲と衝上断層を含むきわめて複雑なものであることが明らかにされてきた。

本稿では今日まで著者によって行なわれてきた甘楽町地域, 都幾川地域, 釜伏地域, 長瀬地域での地質構造, 岩石構造, 変成作用についての研究の成果に基づき, 関東山地三波川帯—秩父帯の造構作用について1つの総括を試みたい。

謝辞: 本論文を草するにあたり研究全般にわたって御指導と御助言を頂くとともに本原稿を読んで頂いた広島大学理学部地質学鉱物学教室の吉田博直教授に深く感謝の意を表す。野外および室内において終始懇切なる御指導と御助言を賜わり粗稿を詳細に校閲して下さいった広島大学理学部地質学鉱物学教室の原郁夫教授に心から御礼を申し上げる。小島丈兒広島大学名誉教授には心からの御指導と激励を賜った。御礼申し上げる。広島大学理学部地質学鉱物学教室の長谷見教授, 柿谷悟教授, 添田晶教授には種々の御教示を賜った。広島大学総合科学部秀敬教授, 広島大学理学部地質学鉱物学教室の鈴木盛久博士, 嶋本利彦博士には有益なる御助言, 御討論を賜った。放散虫化石の鑑定は山口大学理学部地質学鉱物科学教室の磯崎行雄氏にお世話になった。心から御礼を申し上げる。南朝生技官には分析に関して御尽力を賜わり, 高橋秀夫技官, 曲井明登技官には多数の薄片を作製して頂いた。瀬尾孝文博士, 池田泰宏氏, 早坂康隆氏, 前田勝氏には化学分析, 放散虫の処理で大変お世話になった。その他岩石学講座の諸先輩, 同僚の方々から絶えず有益な助言および激励を賜った。心から感謝の意を表す。

## II. 地質概要

関東山地三波川帯は鬼石—出牛—黒谷を通る NNW—SSE 方向の断層によって2分される (Fig. 1)。西部地域では南から秩父中・古生層, みかぶ緑色岩類, 三波川結晶片岩類とほぼ東西方向の帯状配列をなしているが, 東部地域では三波川結晶片岩類が南へ張り出したり秩父中・古生層が三波川帯の北端近くまでのびて分布するというようなやや複雑な分布状態を示している (Fig. 1)。このような事実が Fujimoto (1937) の大霧山ナップ説を提唱する動機になったらしい。筆者が調査研究した地域は東部地域に含まれる長瀬—釜伏地域, 都幾川地域と西部地域に含まれる甘楽町地域である (Fig. 1, 2)。

長瀬—釜伏地域は埼玉県長瀬町を中心に北は児玉町・寄居町, 南は皆野町・秩父市にわたる南北に細長い地域である (Fig. 1, 2)。この地域にはみかぶ緑色岩類, 三波川結晶片岩類が広く分布する。結晶片岩類は斜長石斑状変晶を含む点紋片岩とそれを含まない無点紋片岩に大別される。それぞれの分布域を点紋帯, 無点紋帯とよぶ。中央部に発達する低角度で南斜する断層 (徳田・原, 1980の釜伏衝上断層) により2分される。上位の地質体を釜伏ナップとよぶことにする。釜伏ナップの下位の地質体はゆるく南東に傾斜する長瀬剪断帯によってさらに2つのナップに区分される。上位の長瀬ナップと下位の不動山ナップである。即ちこの地域は下位より不動山ナップ, 長瀬ナップ, 釜伏ナップと重なったパイルナップ構造を形成している (Fig. 2, 4, 5)。

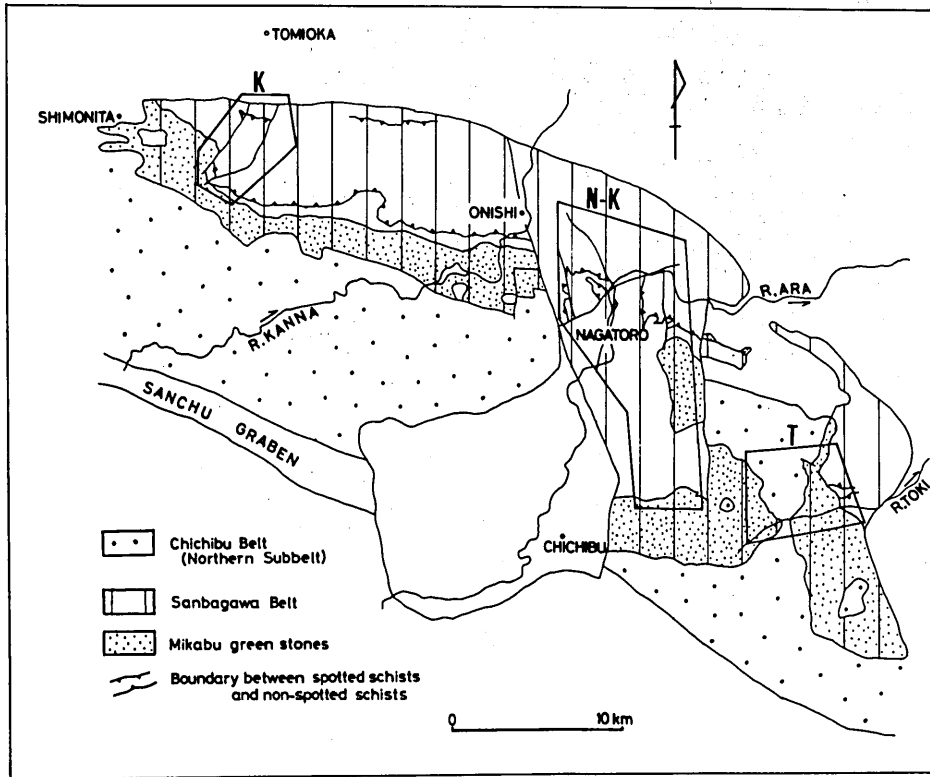


Fig. 1. Geological sketch map of the Sambagawa-Chichibu Belt in the Kanto Mountains. Studied area; K: Kanro-cho district, N-K: Nagatoro-Kamabuse district, T: Tokigawa district.

釜伏ナップはみかぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類からなるが層序、構造については徳田・原(1979)に述べられている。長瀬ナップ、不動山ナップは三波川結晶片岩類からなり、その地質構造は極めて複雑で南フェルゲンツを示す横臥褶曲群の発達で特徴づけられる(Fig. 2, 3, 4)。都幾川地域は埼玉県比企郡都幾川村を中心とする地域である。この地域には三波川結晶片岩類、みかぶ緑色岩類と秩父中・古生層が分布する。藤本(1935), Fujimoto(1937)はこの地域の南北にのびて分布する秩父中・古生層をみかぶ緑色岩類の下位に窓状にのぞいている地質体(“安戸窓”)であるとしたが, Seki(1958), 原ら(1977), 武田ら(1977)などによって藤本のいうナップ構造は否定され, 秩父中・古生層はみかぶ緑色岩類の上位に重なるものであることが明らかにされた。Inoue(1974)はこのような秩父中・古生層の分布は南北方向の軸をもったゆるやかな向斜構造(安戸向斜とよぶ)が発達することによるものであることを示した。三波川結晶片岩類は地域東部においてみかぶ緑色岩類の下位に分布(日影ナップ)するが, みかぶ緑色岩類の下底には西傾斜の衝上断層(日影衝上断層)が発達し, 両者は構造的に不連続である。みかぶ緑色岩類の上位の秩父中・古生層は3つの層準に区分される(下位から便宜的にA層, B層, C層とする)。A層はみかぶ緑色岩類と整合的に重なるチャートの卓越する地層である。このA層とみかぶ緑色岩類の示す構造に斜交して泥質岩の優勢なB層が重なっている。

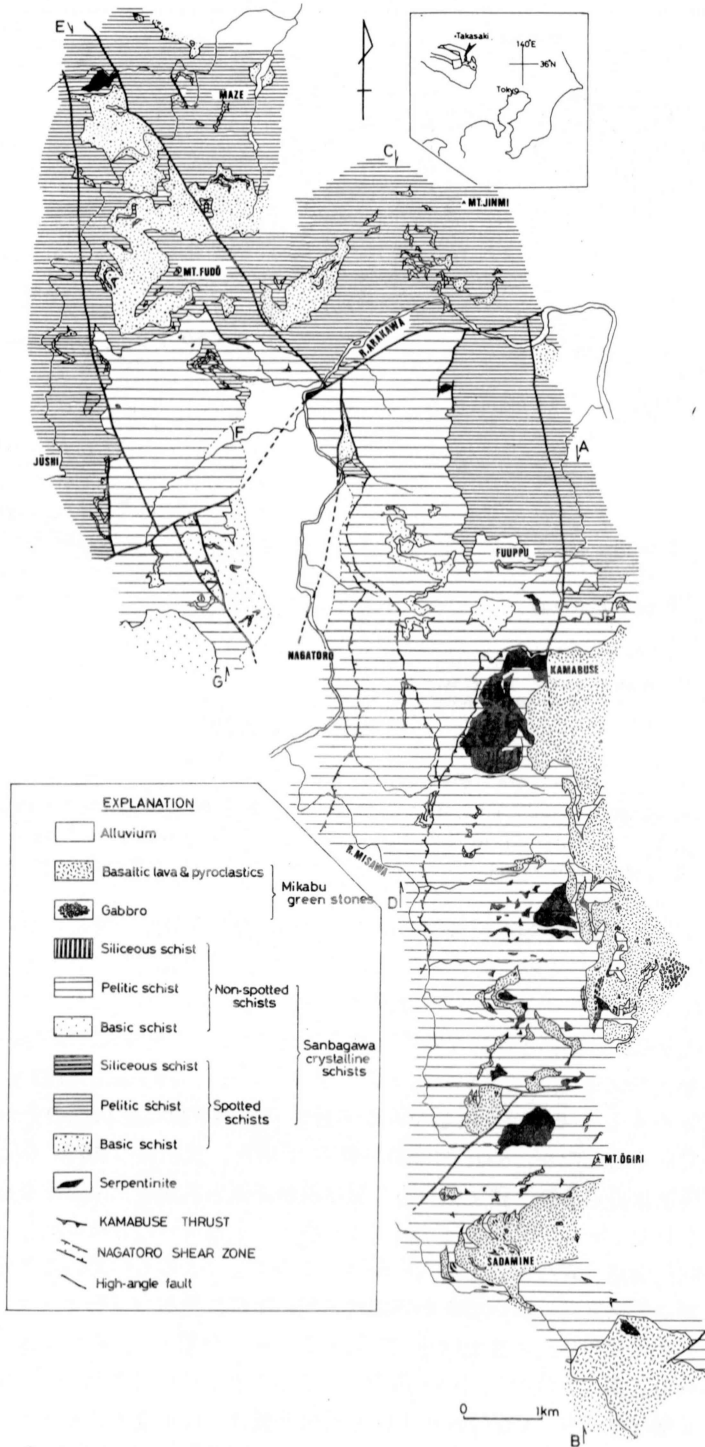


Fig. 2. Geological map of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

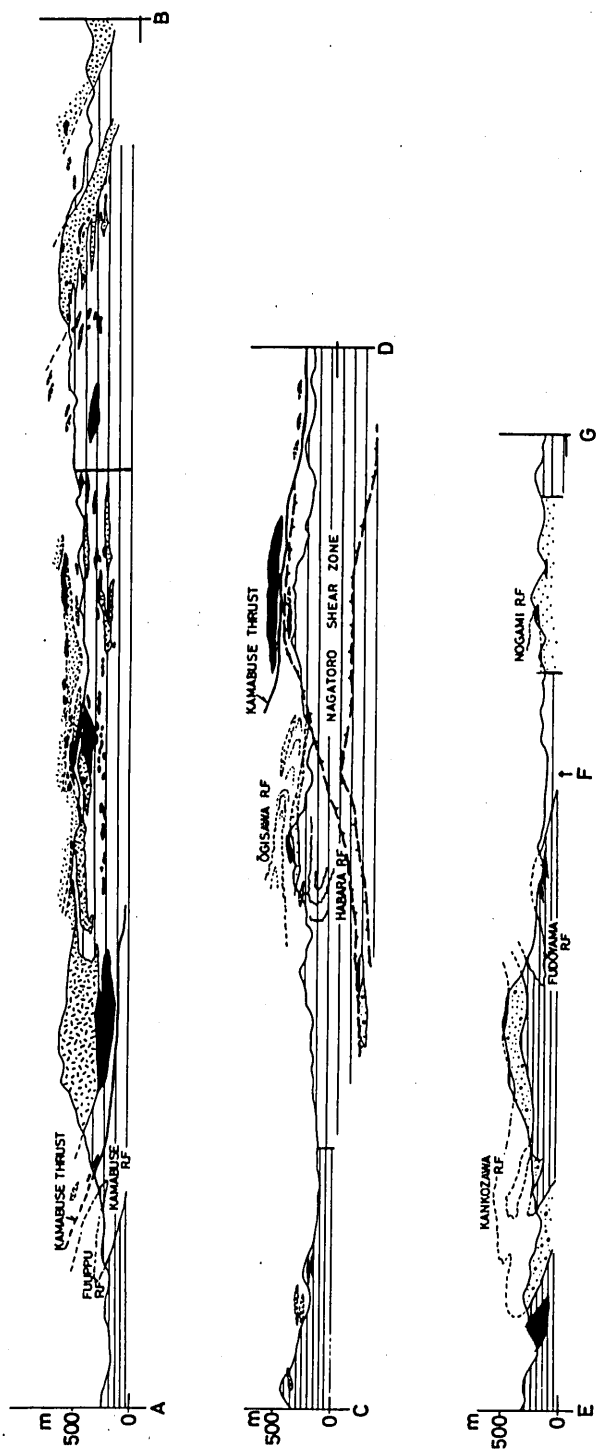


Fig. 3. profiles of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district. The profile lines and legend are shown in Fig. 2.

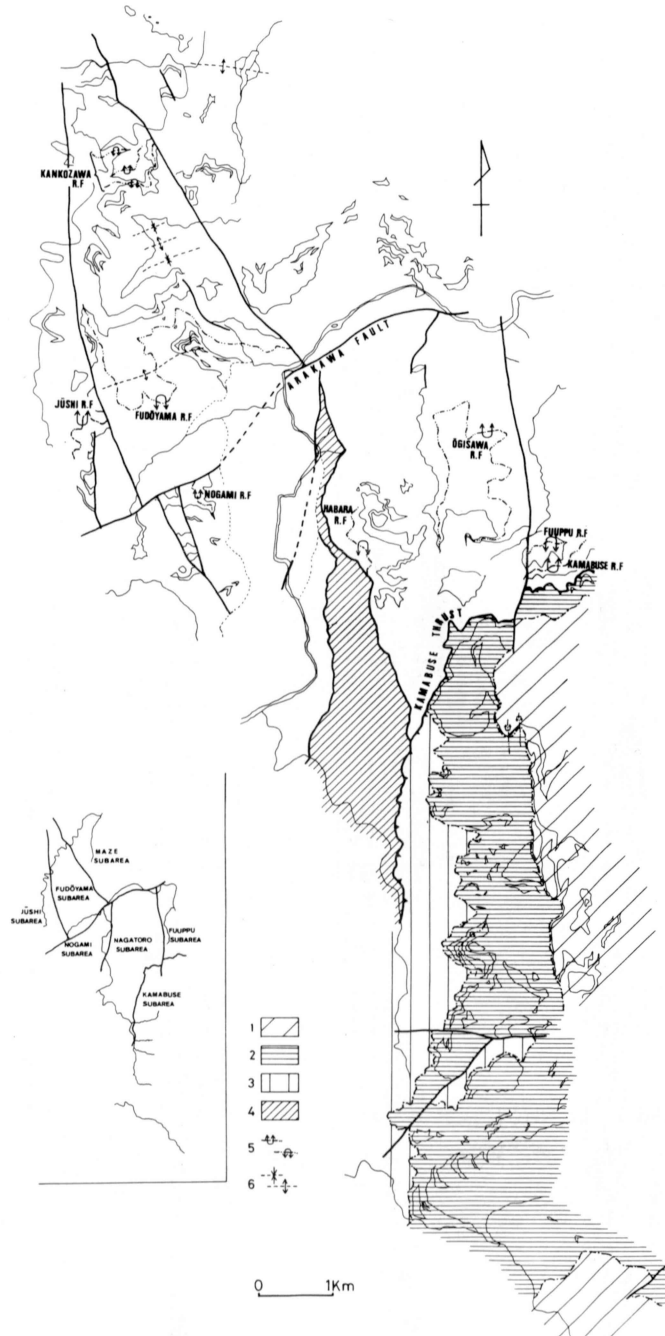


Fig. 4. Structural map of the Sambagawa belt of the Nagatoro-Kamabuse district. 1 - 3: Kamabuse nappe [ 1: C-formation, 2: B-formation (melange zone), 3: A-formation], 4: Nagatoro shear zone, 5: Axial traces of recumbent folds, 6: Axial traces of upright folds.

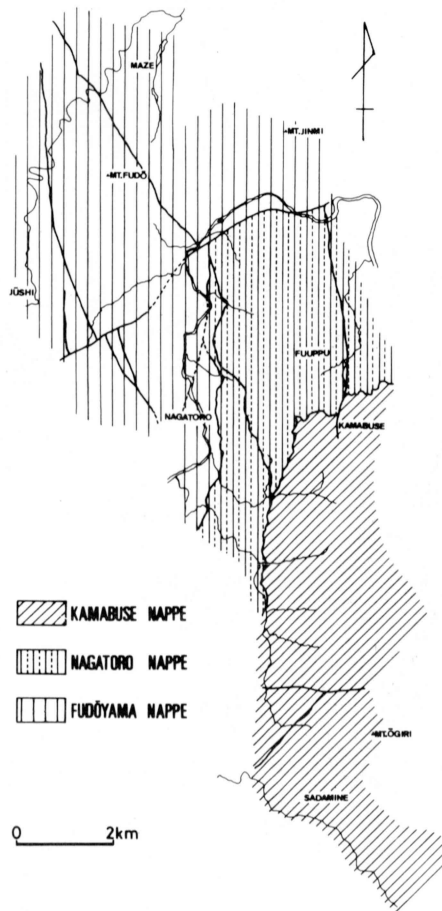


Fig. 5. Diagram showing tectonic units of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

B層の泥質岩よりこのたび二畳紀を示す放散虫を発見した。豊原・小坂（1981）は荻平においてA層の連続と思われる地層より三畳紀のコノドント化石を発見している。A層とB層は構造的な不連続の関係にある。この不連続面（西平衝上断層）の上のB層と塩基性岩と泥質岩を主体とするC層は整合的である。このB層とC層で構成されるナップを都幾山ナップ、A層とみかぶ緑色岩類からなる日影衝上断層の上位のナップを西平ナップとよぶ。都幾川地域の地質構造は日影ナップ、西平ナップ、都幾山ナップと重なるパイルナップ構造である（Fig. 6, 7, 8）。

甘楽町地域は群馬県富岡市と甘楽町にわたる地域である（Fig. 1）。三波川帯西部地域の西端近くに位置している。地域南東から西側にかけてみかぶ緑色岩類が分布し、北側に三波川結晶片岩類が広がっている。その北限は東西方向に延びる断層によって第三系と接している（Fig. 9）。この地域の地質構造の概略は徳田（1976）、原ら（1977）によって報告されてきたが、その後調査結果によりより明確なものとなってきている。上記の他の地域と同様、この地域のみ

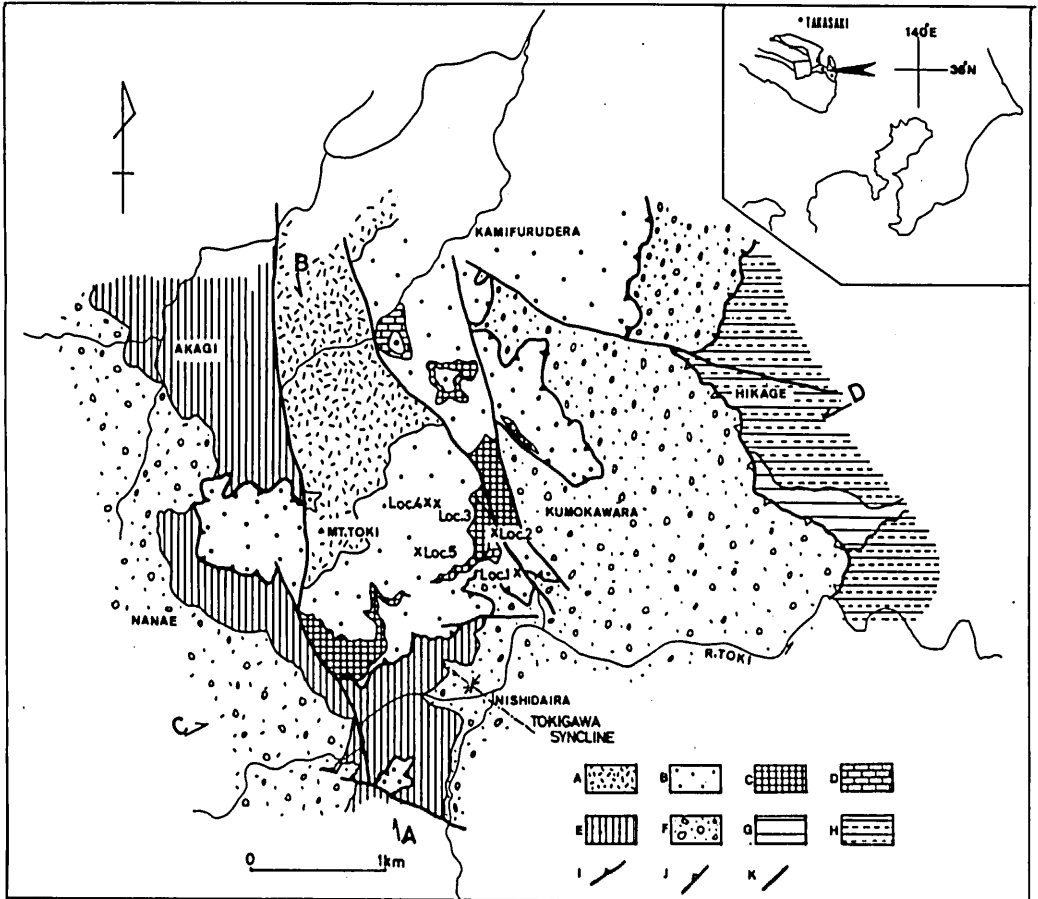


Fig. 6. Geological map of the Sambagawa-Chichibu belt of the Tokigawa district. A: C-formation (Basic and pelitic rocks with calcareous, siliceous and psammitic rocks), B, C and D: B-formation (B: Pelitic rock with psammitic, siliceous, calcareous and basic rocks, C: Chert, D: Limestone) E: A-formation (Siliceous rock with pelitic rock), F: Mikabu greenstones, G: Pelitic schist without albite porphyroblast, H: Pelitic schist with albite porphyroblast, I: Nishidaira thrust, J: Hikage thrust, K: High angle fault. Loc. 1 ~ 5: Fossil locality.

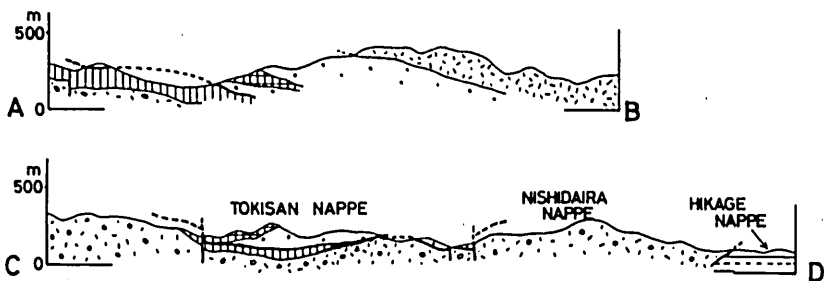


Fig. 7. Geological profiles of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district. The profile lines and legend are shown in Fig. 6.

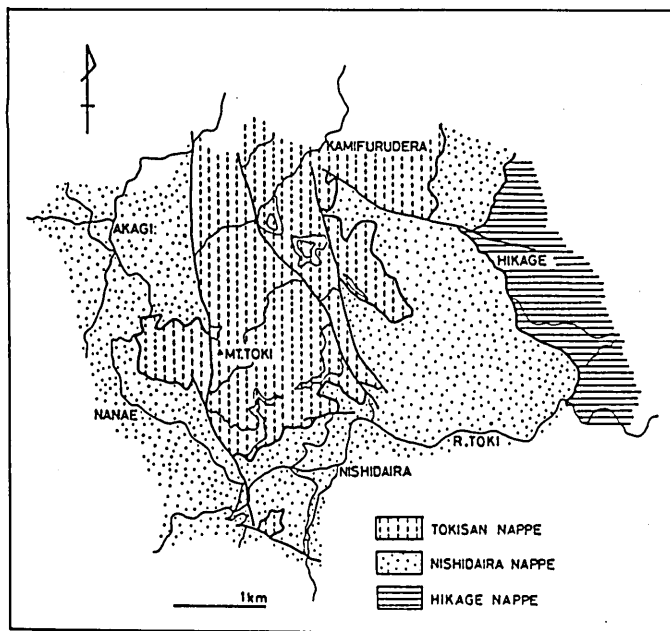


Fig. 8. Diagram showing tectonic units of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

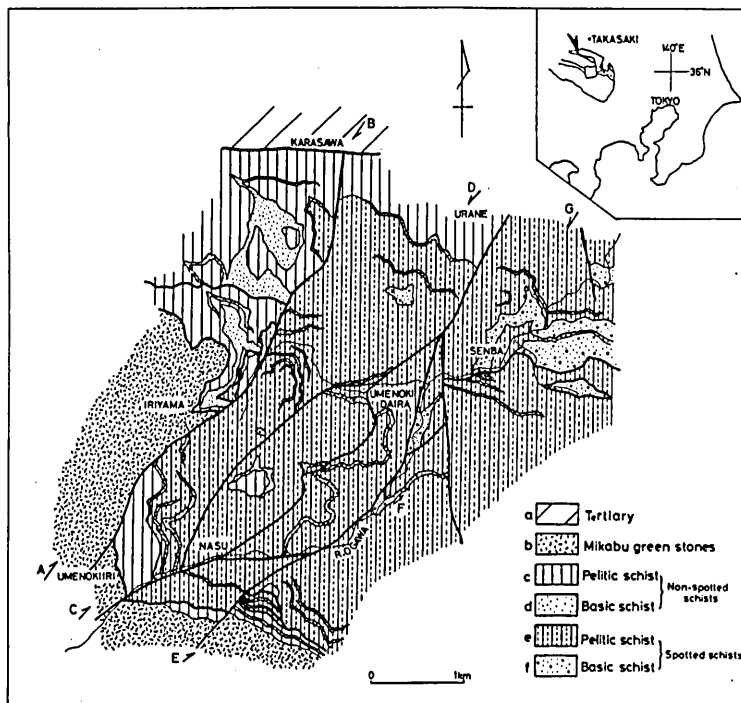


Fig. 9. Geological map of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.



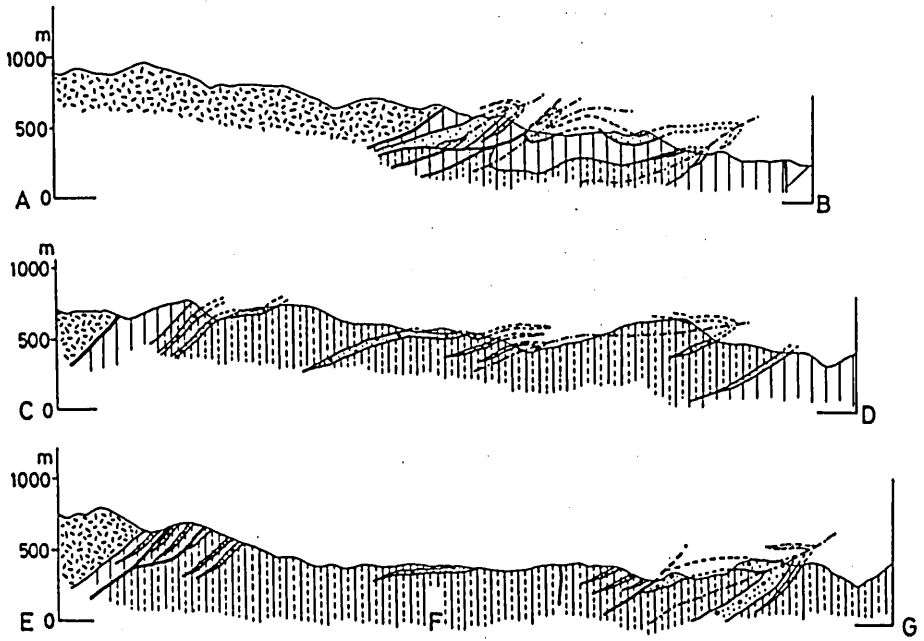


Fig. 10. Geological profiles of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district. The profile lines and legend are shown in Fig. 9.

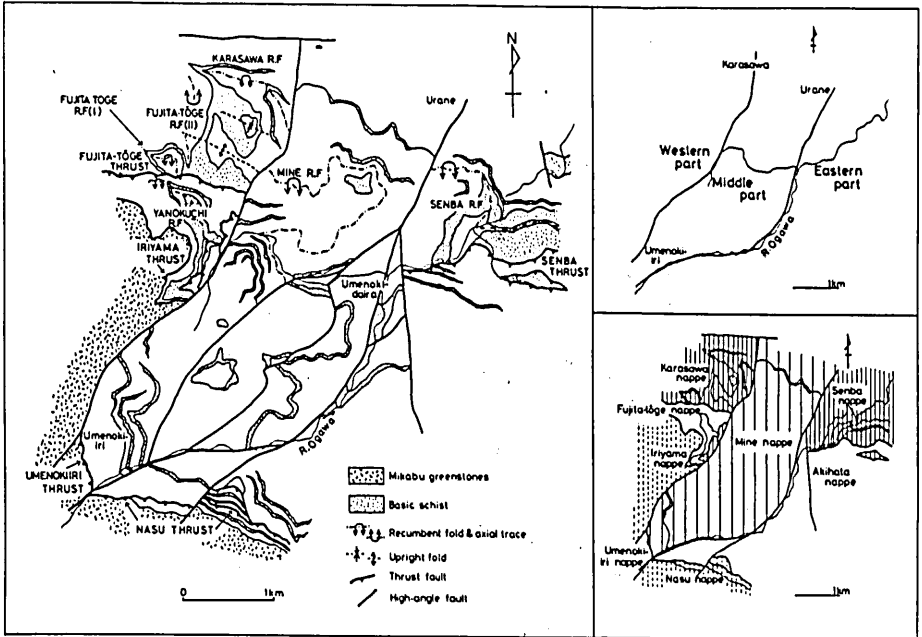


Fig. 11. Diagrams showing structural map (left hand), structural division (top right) and tectonic units (bottom right) of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

かぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類もゆるやかな衝上断層によって切断されたパイルナップ構造を形成している。みかぶ緑色岩類は最上位のナップを構成し、三波川結晶片岩類で構成される下位の地質体も衝上断層で切断され少くとも2つのナップを形成している。しかし三波川結晶片岩類の示す最も基本的な大構造は中位の層準に発達する点紋帯を核とする北フェルゲンツの巨大な横臥褶曲である (Fig. 9, 10, 11)。

### Ⅲ. 地質および地質構造

#### A. みかぶ緑色岩類とそれに付随する三波川結晶片岩類

関東山地三波川帯においては、みかぶ緑色岩類は秩父中・古生層とともに三波川結晶片岩類をおおうように分布している。しかしみかぶ緑色岩類直下にはしばしば後生的な構造不連続面が発達しており、みかぶ緑色岩類に密接な関係をもって発達する三波川結晶片岩類の岩相特性と構造特性は釜伏地域において研究され得るにすぎない。

調査地域のみかぶ緑色岩類は原岩に基づき次のように区別される。玄武岩質溶岩、玄武岩質凝灰岩、玄武岩質角礫凝灰岩、輝緑岩、はんれい岩、超塩基性岩である。これらの緑色岩類中にチャート、泥質岩、石灰岩がレンズ状または層状岩体として伴われている。緑色岩類の記載は都幾川地域のものを中心に行った。この地域の緑色岩類には比較的よく原岩の組織が残されているからである。地質図には釜伏地域においてのみはんれい岩を他の岩石と区別したが他の地域では一括して緑色岩類として表わした。

玄武岩質溶岩はほとんど片理が発達しない塊状で細粒の緑色岩である。鏡下では0.5~1.0mm程度のかんらん石 (仮像)、単斜輝石の班晶およびマイクロ結晶質~インターグラニューラー組織を示す石基が認められる。角閃石 (ほとんどは淡緑色のアクチノ閃石に置換されている) が斑晶として含まれることがあるが斜長石は認められない。気孔跡は緑泥石、パンペリー石などの2次鉱物で充てんされている。

玄武岩質凝灰岩は細粒~中粒、弱い片理が発達する緑色岩で肉眼で単斜輝石の粗粒結晶が認められる。鏡下で単斜輝石は0.5~2.0mm程度の他形で、破碎され小片化した数個の結晶が集合体を形成している。基質では細粒の変成鉱物の定向配列による片理が顕著である。単斜輝石の粒径、量はかなり変化し、多くなるとはんれい岩に似てくる。この岩石は岩崎 (1977) の volcanic sandstone に比較される。

玄武岩質角礫凝灰岩は1~10cmの角礫とそれを取りまく基質からなる (Plate I-2)。基質および礫はともに玄武岩質である。礫はだ円状に伸長している場合もある。いわゆるピロープレッチャーである。

はんれい岩は中粒~粗粒塊状の緑色岩である。優白質部と暗緑色部が等粒状組織を示し、片理はほとんど発達しない。優白質部は初生的には斜長石であったとみられるのであるが、斜長石が残っていることは極めてまれでソシュライト化が進み、パンペリー石、アクチノ閃石、絹

雲母、クリノゾイサイトなどの細粒鉱物の集合体となっている。暗緑色部は角閃石、単斜輝石からなる。角閃石は中心部が褐色～緑色を示すが周囲はアクチノ閃石に置換されている。

超塩基性岩は、自形カンラン石（すべて蛇紋石にかわっている）、単斜輝石、褐色角閃石からなり原岩がウェールライトと考えられるものと、ほとんど褐色角閃石で少量の単斜輝石を含む角閃石岩である。釜伏地域にレンズ状岩体として多量に存在する蛇紋岩に初生鉱物は残っていない。

都幾川地域のみかぶ緑色岩類の柱状図を Fig. 12 に示す。後で述べるようにみかぶ緑色岩類の内部構造は1つの向斜であり、向斜軸は西平付近に位置し WNW-ESE 方向である。Fig. 12 はこの向斜の北翼つまり西平より都幾川流域での層序である。層厚は約1500mである。みかぶ緑色岩類は構造岩種より上部層と下部層に分けられる。上部層には玄武岩質溶岩・玄武岩質凝灰岩の他にチャート、泥質岩、はんれい岩、玄武岩質角礫凝灰岩が含まれ、下部層には超塩基性岩、はんれい岩、石灰岩、玄武岩質角礫凝灰岩が含まれる。都幾川地域においてこの柱状図に表わされた層準よりさらに下位の層準は、緑色岩類の地質構造から考えると雲河原北方、日影西方にあらわれる。ここでははんれい岩、超塩基性岩がよく認められる。長瀬—釜伏地域の釜伏ナップ (Fig. 2) において徳田・原 (1979) はみかぶ緑色岩類下底部付近に石灰岩と多量の超塩基性岩のレンズが存在することを記載している。即ち関東山地東部のみかぶ緑色岩類の上部層にはチャート、下部層には超塩基性岩が特徴的に含まれているということが出来る。しかしはんれい岩、超塩基性岩の産状から判断すればみかぶ緑色岩類が初生的な火成層序を示していないことは明らかである。Coleman (1977) のいう典型的なオフィオライト層序を示していないが、みかぶ緑色岩類の構成岩種はオフィオライト層序の上部層のそれと一致しているということができよう。みかぶ緑色岩類は dismembered オフィオライトであろう。

次にみかぶ緑色岩類に密接して発達する三波川結晶片岩類について述べよう。このような結晶片岩類は長瀬—釜伏地域の最上位の釜伏ナップにおいてよく発達している (Fig. 2, 5)。

釜伏ナップの層序、構造については徳田・原 (1979) に詳しく述べられているので簡単に説明する。構成岩種からこのナップは3層 (A層, B層, C層) に区分される (Fig. 4)。A層は最下位層準でほとんど泥質片岩からなり、うすい珪質片岩、塩基性片岩を挟んでいる。B層はA層の上に重なり、泥質片岩中にみかぶ緑色岩類、超塩基性岩がさまざまな大きさのレンズ状岩体として含まれる地層である。B層中にはみかぶ緑色岩類のすべての構成岩種がレンズ状

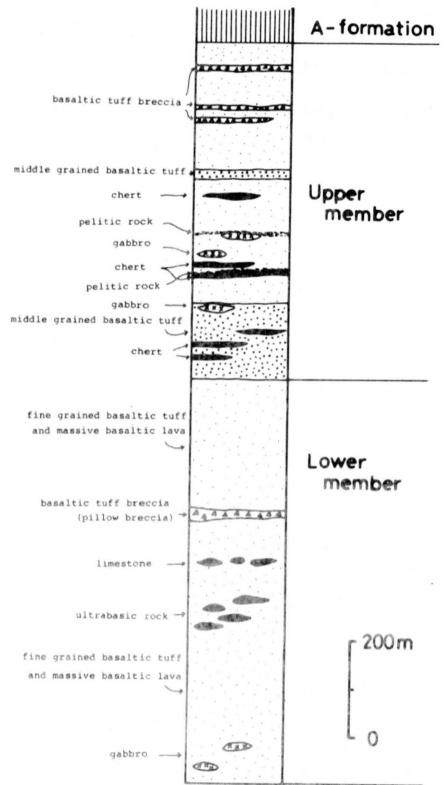


Fig. 12. Columnar section of the Mikabu greenstones in the Tokigawa district.

岩体として認められる。レンズ状岩体の周囲の岩石にはレンズ状岩体を取りまく様に片理が発達している。C層はみかぶ緑色岩類で構成される。大露山西方をNE-SW～E-Wに走る断層より北側の地域では岩層は東にゆるく傾斜するため三沢川沿いに最下位のA層が、釜伏から南へ向かう尾根部に最上位のC層が分布する。南側の地域は走向がENE-WSWであるため南にいくにつれて上位の層準が発達している。

B層にみられるような多様なみかぶ緑色岩類と泥質岩の混在化はみかぶ緑色岩類が三波川結晶片岩類へ衝上した時その下底に形成された構造的メランジュとして説明され、このメランジュ帯の形成は層面片理の形成時あるいはそれ以前であると考えられる(徳田・原 1979)。B層のような岩相はこれ以外の三波川結晶片岩類には認められない。

## B. 長瀬地域の地質構造

### 1. 長瀬ナップ

釜伏ナップより下位で北側の地域は荒川に沿ってWSW-ENE方向に走る断層(荒川断層)によって南北2つの領域に区分される(Fig. 4)。南側の領域は長瀬剪断帯によって上位の長瀬ナップと下位の不動山ナップに区分される。荒川断層によって相対的に北側の領域が上昇しているため北側の領域には不動山ナップのみが分布している(Fig. 4, 5)。

長瀬ナップ下底の長瀬剪断帯は1つには小褶曲群 $F_2$ の軸( $B_2$ )方位の異常配列によって規定される。Plate II-2に示されるように $B_2$ 軸は一定の方位を示さず、面上でさまざまな方向を向いている。(Fig. 34, b)にみられるように剪断帯では $B_2$ 軸の集中域はE-WからN-S方向までばらつき、maximumはNEへブランチしている。小褶曲群 $F_2$ はこの剪断帯とされた部分の両側の結晶片岩類にもみられるのであるが、ここでは1定方位をもって配列している(Fig. 34, a)。このような $B_2$ 軸の異常配列で示される剪断帯は1つの層準となって出現し、その連続を追跡し表現することができる(Fig. 2, 4)。剪断帯における $B_2$ 軸の配列のばらつきは剪断運動による初生的配列の回転再配列によるものである。剪断帯の厚さは三沢川で約500mで北にいくにつれて薄くなる。南側で無点紋片岩帯に発達するが北縁部では点紋片岩帯をまきこんでいる。釜伏南東約2kmの地点で釜伏衝上断層と接する。

長瀬ナップは長瀬剪断帯を下底面にもち荒川断層と釜伏衝上断層によって囲まれた地質体である(Fig. 4, 5)。このナップは釜伏付近を通るN-S方向の断層で2つのsubareaに区分される。東側を風布subarea、西側を長瀬subareaとよぶことにする(Fig. 4)。

長瀬subarea: 風布付近において岩層は水平ないしゆるく南傾斜であるが点紋片岩は無点紋片岩中にくさび状の形態をとってせん滅している(Fig. 2)。点紋片岩と無点紋片岩の境界面は地層面に平行であるのでこのような分布様式は点紋片岩を核とし、ヒンジを南に向けた横臥褶曲(扇沢横臥褶曲)の発達によるものである。(Fig. 3, 4)。この横臥褶曲の軸面より下に分布する塩基性片岩(Fig. 2)は軸面へき開を伴う著しい褶曲を示しながらレンズ状となって発達している。これはここに扇沢横臥褶曲と対をなして、ヒンジを北に向けた横臥褶曲(葉原横臥褶曲)が発達していることによるものである(Fig. 3, 4)。これらの横臥褶曲の軸はゆるく東へブランチし、軸面はゆるく南斜している。

風布subarea: 岩層は一様にゆるく南に傾斜しているが、風布東方で無点紋片岩はくさび状

形態で点紋片岩にくいこんでいる (Fig. 2, 3)。このような分布は風布付近の点紋片岩のそれに比較され、ここに無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲 (風布横臥褶曲) が発達していることによっている (Fig. 3, 4)。風布横臥褶曲の上翼の点紋片岩はその上位の無点紋片岩と風布横臥褶曲の核を形成する無点紋片岩に挟まれてくさび状の形態を示す (Fig. 2, 3)。ここに点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲 (釜伏横臥褶曲) が発達する (Fig. 3, 4)。これらの横臥褶曲の軸は東へブランチし、軸面はゆるく南に傾斜している。

長瀬ナップに発達する横臥褶曲は対をなしている (扇沢横臥褶曲と葉原横臥褶曲, 風布横臥褶曲と釜伏横臥褶曲)。Fig. 3 から明らかなようにこれらの横臥褶曲は南フェルゲンツを示している。

## 2. 不動山ナップ

不動山ナップの分布は Fig. 5 に示されている。荒川断層より北側の領域はこのナップに含まれ NNW-SSE 方向の断層で 3 つの subarea に区分される (Fig. 4)。西から出牛 subarea, 不動山 subarea, 間瀬 subarea である。荒川断層の南側の領域においては長瀬剪断帯の西側の野上 subarea がこのナップに含まれる。

出牛 subarea: この地域は地層及びそれに平行な無点紋片岩と点紋片岩の境界面の分布で地質構造が推定される。出牛付近から小山川に沿って北方に分布する点紋片岩は出牛東方において無点紋片岩に挟まれて中位層準に発達している。この点紋片岩は北にいくにつれて厚さを増している。言い換れば南にいくにつれて無点紋片岩中にくさび状の分布様式を示すということである (Fig. 2)。このような分布状態は無点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲の発達によるものである (Fig. 4)。この横臥褶曲 (出牛横臥褶曲) の軸は西にゆるくブランチし、軸面はゆるく南傾斜である。

不動山 subarea: 不動山の南斜面では下位から点紋片岩, 無点紋片岩, 点紋片岩と重なっている (Fig. 2)。最下位の点紋片岩は地形的に低い所に窓状にのぞいている。中位層準を構成する無点紋片岩は最下位層準の点紋片岩を被って不動山南方地域に広く分布しているが, 不動山南西約 1 km 付近で点紋片岩中にくさび状の分布様式を示している。即ちこの無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲 (不動山横臥褶曲) が発達している (Fig. 3, 4)。この不動山横臥褶曲の上翼を構成する点紋片岩には厚い塩基性片岩が含まれ, 不動山を取り囲むように南斜面から北斜面へと連続している。不動山東方を通る NNW-SSE 方向の断層によって連続は断たれているようにみえるが, Fig. 3 の断面図に示されているような小横臥褶曲群 (神子沢横臥褶曲) を形成し, 小山川河床から稲沢へと連続している (Fig. 2)。この横臥褶曲は不動山横臥褶曲の寄生褶曲とみなされるものでその外側を包むように発達している。これらの横臥褶曲群の軸は ENE へゆるくブランチし, 鉛直の軸面をもつゆるやかな褶曲群で曲げられている (Fig. 3, 4)。

間瀬 subarea: すべて点紋片岩で構成され, 岩層は水平に近い。泥質片岩中に連続の悪い塩基性片岩, 珪質片岩が含まれる。間瀬付近に鉛直褶曲がみられる (Fig. 4)。

野上 subarea: すべて無点紋片岩で構成され, 珪質片岩, 泥質片岩を挟む厚層の塩基性片岩が発達している。岩層はゆるく南へ傾斜しているがこの塩基性片岩は泥質片岩を核とし, ヒンジを南に向けた横臥褶曲を形成している (Fig. 2, 3)。この横臥褶曲 (野上横臥褶曲) の軸

はゆるく東へプランジし、軸面はゆるく南へ傾斜している。

不動山横臥褶曲は無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲である。出牛横臥褶曲は点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲である。不動山ナップにおける横臥褶曲は長瀨ナップのそれと同様南フェルゲンツを示していると考えられる。

### 3. 長瀨—釜伏地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面を Fig. 13 に示す。長瀨ナップ、不動山ナップには対をなす横臥褶曲が発

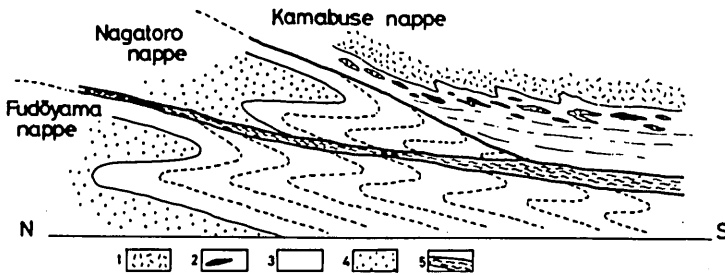


Fig. 13. Schematic profile of the Sambagawa belt of the Nagatoro-Kamabuse district.  
 1: Mikabu greenstones, 2: Serpentinite, 3: Non-spotted schists, 4: Spotted schists, 5: Nagatoro shear zone.

達している。これらの横臥褶曲は南フェルゲンツを示している。釜伏ナップにおいてはみかぶ緑色岩類の下底部およびメランジュ帯に北フェルゲンツを示す小規模な横臥褶曲が発達している (Fig. 4, 13)。後で詳しく述べるが北フェルゲンツの横臥褶曲は南フェルゲンツの横臥褶曲より早期に形成されたものである。釜伏衝上断層は北フェルゲンツの横臥褶曲形成と一連の現象と考えられ、長瀨剪断帯は南フェルゲンツの横臥褶曲と一連の現象と考えられるが釜伏衝上断層は長瀨剪断帯形成時にも再活動した。本地域はこのような2時相にわたる剪断運動によってパイルナップ構造が形成された。

釜伏ナップのメランジュ帯の形成は北フェルゲンツの横臥褶曲以前で、みかぶ緑色岩類が三波川結晶片岩へ衝上することによって形成されたテクトニックメランジュである。この時相は層面片理形成時かそれ以前である。おそらくみかぶ緑色岩類が海洋性地殻からはぎとられ付加体となる過程で形成されたものであろう。

### C. 都幾川地域の地質構造

先に述べたように本地域は日影ナップ、西平ナップ、都幾山ナップの3つのナップから構成されている (Fig. 8)。

#### 1. 日影ナップの地質構造

このナップはすべて三波川結晶片岩からなり、ほとんどが泥質片岩である。鋳層は見あたらないが、点紋片岩と無点紋片岩の境界面は一般に地層と平行であるので、両者の境界面の分布

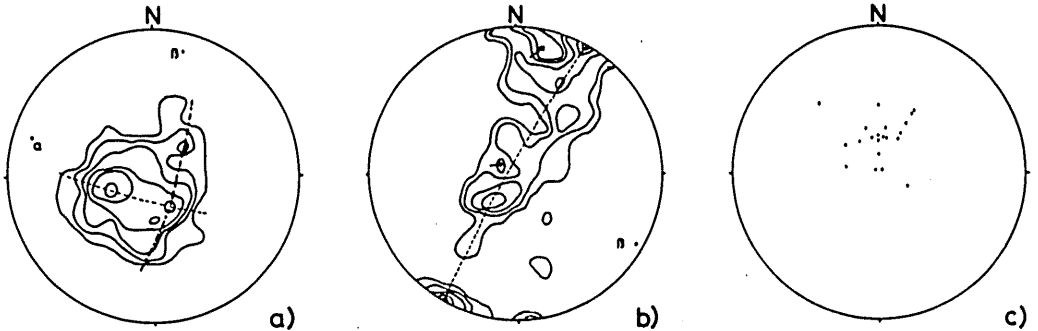


Fig. 14.  $\pi$ -diagrams for the bedding schistosity of rocks of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

- a) Data for the Tokisan nappe. Contours: 10-8-6-4-2-1%, 121 points.  
 b) Data for the Mikabu greenstones in the Nishidaira nappe. Contours: 8-6-4-2-1%, 107 points.  
 c) Data for the Hikage nappe. 21 points.

状態から地質構造を推定することができる。

日影北方を WNW-ESE 方向に走る断層より南側の地域において測定された三波川結晶片岩類の片理面をプロットしたのが Fig. 14, c) である。この図から片理面は E-W から WNW-ESE 走向で S にゆるく傾斜していることがわかる。一見南上位の単斜構造のようにみえるが、無点紋片岩は点紋片岩に挟まれて中位の層準に発達している。無点紋片岩を核とし点紋片岩で囲まれた横臥褶曲構造が推定される。横臥褶曲の核を形成する無点紋片岩は東にいくにつれて薄くなる傾向がある (Fig. 6)。この横臥褶曲は軸面がゆるく南に傾斜し、東にゆるくプランジする軸をもち、ヒンジを北に向けたものであろう。

一方、日影北方を通る断層より北側の地域において、三波川結晶片岩類は NNE-SSW 走向でゆるく W に傾斜する。無点紋片岩は点紋片岩の上位にわずか数 10m の層厚をもって重なり、みかぶ緑色岩類と接している。

日影衝上断層：日影衝上断層は日影ナップと上位の西平ナップの境界に発達している。先に述べたような日影ナップの南部地域の三波川結晶片岩類の地質構造とみかぶ緑色岩類の下底面 (みかぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類の境界面) は明瞭に斜交していることが地質図 (Fig. 6) より明らかである。この構造的な不連続面が日影衝上断層で NW-SE 走向で SE へゆるく傾斜している。

一方日影より北側の地域においては、下位の点紋片岩から上位の無点紋片岩へと変成度が漸移的に変化するようにみえる。長瀨地域ではみかぶ緑色岩類下底に無点紋片岩が広く発達している。みかぶ緑色岩類と点紋片岩が連続する例は知られていない。このような資料に基づいて考えれば、日影衝上断層の北部地域への連続はみかぶ緑色岩類と無点紋片岩との境界に求められる。この地域の日影衝上断層は NNE-SSW 走向でゆるく W へ傾斜している。

## 2. 西平ナップ

### (a) みかぶ緑色岩類の上に重なる地層 (A層)

先に述べたように本地域のみかぶ緑色岩類の上に重なる秩父中・古生層は下位からA層, B層, C層と区分される。西平ナップはみかぶ緑色岩類とA層で構成される。みかぶ緑色岩類は南北方向に軸をもつ安戸向斜の東翼と西翼の両方に発達しているがA層は西平—七重—赤木にかけて西翼のみ分布し, みかぶ緑色岩類の上に構造的整合性をもって重なっている。この両者の関係は西平西北西約1kmの都幾川河床において観察される (Plate I—1)。この露頭ではみかぶ緑色岩類 (片理が弱く発達した玄武岩質凝灰岩) の上に層状チャートが重なっている。境界部に断層の発達は認められない。層状チャートの層理面の走向はN10°Wで18°Eへ傾斜している。この層理面と両者の境界面およびみかぶ緑色岩類に弱く発達する層理面とは調和的である。

西平から七重にかけてA層はほとんど層状チャートからなり他の岩石種を挟まない。赤木付近においては, うすい珪質泥岩, 黒色泥岩, 砂岩を挟んでいる。A層の上限は西平衝上断層で切断されているが層厚は西平付近において薄く赤木付近では厚く450m以上である。

### (b) 地質構造

みかぶ緑色岩類中に発達する層理面は, 西平より東部領域においてWNW—ESE ~ NW—SE方向の走向でSに急傾斜し, 西平より西部領域においては東部領域とほぼ同じ走向でNに低—中角度で傾斜している。即ち本地域のみかぶ緑色岩類の内部構造は北翼が急傾斜で南翼が緩傾斜の非対称な向斜 (都幾川向斜) を形成している。向斜軸は西平付近を通る (Fig. 6)。Fig. 14, b) は, 本地域のみかぶ緑色岩類の層理面の $\pi$ -diagramである。 $\pi$ -circleから求められた都幾川向斜の褶曲軸の方位はS60°, Eへ4°プランジしている。Fig. 14, b)における層理面の極の集中域の広がり状態は北翼が急傾斜, 南翼が緩傾斜の向斜構造をよく表わしている。みかぶ緑色岩類の上位に重なるA層も, もちろんみかぶ緑色岩類と共に都幾川向斜に参加している。

安戸研究グループ (1982) は本地域西方, 堂平山周辺においてWNW—ESE方向の軸をもつ開いた褶曲構造を記載している。これらの褶曲構造は都幾川向斜と同時期に形成されたと考えられる鉛直褶曲群である。安戸向斜は後で述べるように都幾川向斜より後期に形成されたものである。

西平衝上断層: 安戸向斜の東翼を形成するみかぶ緑色岩類は同時に都幾川向斜の北翼を形成している (Fig. 6)。都幾川向斜の北翼は南に急傾斜している。雲河原周辺において都幾川向斜の北翼を形成するみかぶ緑色岩類の上にB層が重なっている。この地域においてB層とみかぶ緑色岩類との境界面は地質図から明らかなようにゆるく西に傾斜している。この境界面はみかぶ緑色岩類の内部構造と大きく斜交している (Fig. 7, 15)。即ちみかぶ緑色岩類とB層との境界面は構造的不連続面 (西平衝上断層) である。

先に述べたように安戸向斜の西翼を構成するみかぶ緑色岩類の上位には整合でA層が重なっている。このためここではB層はA層の上に重なっている。一部の地域 (七重北方) においてB層が直接みかぶ緑色岩類の上に重なっている。“安戸窓”の南西萩平付近において豊原・小坂 (1981) はみかぶ緑色岩類と近接するチャート (A層に相当) から三疊紀を示すコノドント化石を報告している。後で詳しく述べるが筆者はB層の泥質岩より二疊紀を示す放射虫化石を



発見した。B層はA層の上位に重なっている。つまり古い時代を示す堆積物が若い時代を示す堆積物の上位に重なっていることになる。横臥褶曲による地層の逆転は考えられないのでこのような関係はA層とB層との境界面が構造的に不連続面（西平衝上断層）であることを示している。この断層（西平衝上断層）は西平より西部領域においてA層とB層との境界に発達し、東部領域においては先に述べたようにみかぶ緑色岩類との境界に発達していることになる。西平衝上断層は安戸向斜によって明らかに曲げられている。

### 3. 都幾山ナップ

都幾山ナップの広がりには Fig. 8 に示されている。このナップはB層とC層からなる。本地域最上位のナップである。

#### (a) B 層

B層は七重北西—都幾山南—南東においてA層と、雲河原西方—上古寺にかけてみかぶ緑色岩類と西平衝上断層で境されている。黒色泥岩、珪質泥岩、含礫泥岩を主体とし、チャート、石灰岩、塩基性岩、砂岩が層状・レンズ状岩体あるいはブロックとして含まれている。泥質岩には片理がよく発達している。鏡下では小さな針状の白雲母、緑泥石が片理に沿って配列している。チャートは白色、灰色、赤色などさまざまな色調を示し再結晶が進んでいる。層状チャートが大部分を占める。塩基性岩は片理の発達した細粒の玄武岩質凝灰岩である。鏡下観察では初生鉱物として、単斜輝石（まわりが一部アルカリ角閃石に変わっていることがある）、斜長石（ソシュライト化し、バンペリー石などの細粒の変成鉱物の集合体になっている）の粗粒結晶が認められる。石基は細粒のバンペリー石、緑れん石、アクチノ閃石などの細粒鉱物が片理を形成している。石灰岩は完全に再結晶し、砂岩はチャートの岩片を多量に含み、白雲母、緑泥石などの変成鉱物が生じている。このように基質としての泥質岩もオリストリスとして含有される岩塊も同様に変成作用を受け両者に変成度の差は認められない。

B層中の泥質岩およびチャート岩塊より放散虫化石を発見することができた。Table 1 に産出した放散虫化石のリストを、Fig. 6 に locality を示す。これらの放散虫はいずれも保存は極めて悪い。*Follicuculus* cf. *scholasticus* だけでは正確な時代は決定できないが、北米上部ペルム系 Guadalupian 上部から報告されている。これらの化石よりB層の泥質岩はほぼ上部二疊系

Table 1. A list of characteristic species of radiolarians from the Chichibu belt in the Tokigawa district.

Loc. 1 (siliceous shale) :	<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i>
Loc. 2 (black shale) :	<i>F.</i> (?) sp.
Loc. 3 (black shale) :	<i>F.</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i> .
	<i>F.</i> (?) sp.
	<i>Pseudoalbaillella</i> (?) sp.
Loc. 4 (pebbly shale) :	<i>F.</i> (?) sp.
Loc. 5 (chert) :	<i>F.</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i> .

と考えられる。チャートも同時代を示している。

(b) C 層

この層は珪質泥岩、含礫泥岩、黒色泥岩を基質とし、塩基性岩類、石灰岩、チャート、砂岩のレンズ状岩体をブロックとして含むものである。特に塩基性岩類の岩塊が多量に含まれることでB層と区別される。石灰岩もB層に比べて多く含まれている。

C層はB層を構造的整合性をもっておおい、本地域中央部において都幾山周辺から北方へ広がり、東部においてはNNW-SSE方向の断層で北へずれ上古寺西方に分布する。

泥質岩も含有される岩塊も一連の変成作用を被っているが再結晶はB層に比較するとそれほど進んでいない。原岩の組織はかなりよく残っている。塩基性岩類は玄武岩質溶岩、玄武岩質凝灰岩、火山礫凝灰岩からなる。玄武岩質溶岩は1.0~2.0mmの半自形-自形の単斜輝石、斜長石の斑晶とインターサタル-インターグラニューラー組織を示す石基からなる。気孔跡はパンベリー石、方解石などの2次鉱物で充たされている。玄武岩質凝灰岩も初生鉱物として単斜輝石、斜長石が認められる。火山礫凝灰岩は玄武岩質な基質と数mm~数cmの角礫からなっている。

(c) 地質構造

このナップにおける層理面の $\pi$ -diagramがFig. 14, a) に示されている。層理面のほとんどが緩傾斜を示しているが、その集中域はわずかに2つの大円方向への分散が認められる。Fig. 14, a) の破線で示される大円の極 $\beta$ はN14° E $\rightarrow$ 14° プランジしている。一点鎖線で示される大円の極 $\alpha$ はN75° W $\rightarrow$ 12° プランジしている。このナップに2方向の軸をもつゆるやかな褶曲が重複して発達しているように見える。 $\beta$ は安戸向斜の軸と一致している。 $\alpha$ を軸とするような褶曲は地質図 (Fig. 6) にはあらわれていないが、軸の方向からすれば都幾川向斜に比較されるものであるといえよう。

4. 都幾川地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面図を Fig. 15 に示す。3つのナップが重なり、形成時相の違う2つの向斜で特徴づけられる。西平衝上断層および日影衝上断層は安戸向斜によって曲げられていることから安戸向斜はこれらの衝上断層形成後の構造であることは明らかである。都幾川向斜は長瀬地域で述べた横臥褶曲の後に形成された鉛直褶曲群に対応する。後で述べるように日影衝上断層、西平衝上断層は釜伏衝上断層と同時相の構造である。したがって西平衝上断層も鉛直褶曲で曲げられていると考えられる。Fig. 15において西平衝上断層が都幾川向斜によって一見曲げられていないように見えるのは、初生的に衝上断層面とみかぶ緑色岩類の層理面が斜交していたことに起因するのであろう。かくしてこの地域の構造は次の順序で形成されたものでまとめられよう。

- 1) パイルナップ構造の形成 (この地域に発達する衝上断層は釜伏衝上断層に比較されることから、北へ向かう衝上運動によってパイルナップ構造は形成された)、
- 2) 都幾川向斜の形成、
- 3) 安戸向斜の形成。

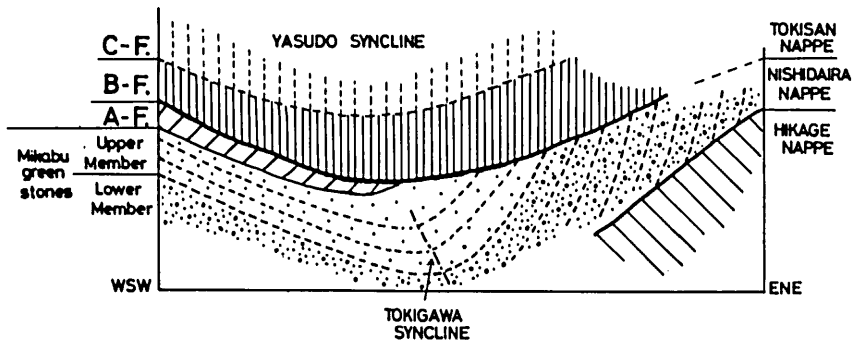


Fig. 15. Schematic profile of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

#### D. 甘楽町地域の地質構造

本地域は便宜上2つの断層（涸沢—入山—梅ノ木入と通る断層、裏根—梅ノ木平—那須南方を通る断層）によって3つの領域に区分される（西部領域，中央部領域，東部領域）（Fig. 11）。本地域の地質図を Fig. 9 に断面図を Fig. 10 に示す。

##### 1. 西部領域

この領域は2つの南傾斜の低角度断層（入山衝上断層，藤田峠衝断層）によって区分される3つのナップ（涸沢ナップ，藤田峠ナップ，入山ナップ）から構成されている（Fig. 11）。涸沢ナップは構造上最下位のナップである。内部構造は2層準に発達する塩基性片岩の追跡により解析され，3つの横臥褶曲を含む極めて複雑なものであることが明らかにされた。これらの横臥褶曲の位置および名称は Fig. 11 に示されている。Fig. 16 より明らかなようにこれらの横臥褶曲は1つのより大きな横臥褶曲（甘楽横臥褶曲）の寄生褶曲とみなされる。この横臥褶曲は北フェルゲンツである。藤田峠横臥褶曲（Ⅰ）および涸沢横臥褶曲はヒンジを北に向け，藤田峠横臥褶曲（Ⅱ）はヒンジを南に向けている。涸沢横臥褶曲は核が点紋片岩で構成され，まわりを無点紋片岩で囲まれており，点紋片岩は無点紋片岩中においてくさび状の分布様式を示している。これらの横臥褶曲の軸はNW～WNWへゆるくブランチし，軸面は鉛直褶曲によって曲げられている。横臥褶曲は後で述べるように関東山地三波川帯の最も基本的な構造であり，この褶曲によって点紋片岩と無点紋片岩の分布が決定されている。

涸沢ナップの上の藤田峠ナップの下限を画する藤田峠衝上断層は藤田峠の北斜面に発達しているが，低角度であるため，藤田峠南斜面および入山東方の沢においてあらわれている。ここでは藤田峠衝上断層は断層群として発達し，点紋片岩，無点紋片岩がスライス状岩体として重なり合っている。

藤田峠ナップの主体は無点紋片岩で構成されている。塩基性片岩の連続により，ヒンジを北に向けた横臥褶曲（谷ノ口横臥褶曲）の存在を示すことができる（Fig. 9, 11）。この横臥褶曲の軸はWNWへゆるくブランチし，軸面は南傾斜である。

入山ナップは藤田峠ナップの上に重なっている。すべてみかぶ緑色岩類からなっている。

## 2. 中央部領域

この領域は先に述べたように、涸沢—入山—梅ノ木入を通る断層と裏根—梅ノ木平—那須南方を通る断層に囲まれた地域である (Fig. 11)。梅ノ木入付近を通る南傾斜の衝上断層 (梅ノ木入衝上断層) によって形成された2つのナップ (梅ノ木入ナップ, 峰ナップ) から構成されている (Fig. 11)。

梅ノ木入ナップは峰ナップの上位に重なり、みかぶ緑色岩類からなっている。これは入山ナップの連続体である。

峰ナップにおいて岩層はゆるく南に傾斜し南上位の単斜構造のように見える。しかしこのナップの最下位層準は裏根付近に分布する無点紋片岩で構成され、最上位層準は梅ノ木入の東に分布する無点紋片岩である。点紋片岩はこれら無点紋片岩に挟まれて中位層準を占めて広く分布している。このような点紋片岩の分布様式は西部領域の涸沢ナップにおける点紋片岩の分布様式と比較することによって次のように説明することができる。峰ナップの地質構造は中位層準を占める点紋片岩を核としまわりを無点紋片岩で囲まれた1つの大規模な横臥褶曲の存在によるものであり、この横臥褶曲 (峰横臥褶曲) は西部領域の涸沢横臥褶曲に相当する。峰ナップはみかぶ緑色岩類の下底から、北は三波川帯の北縁まで広がる巨大なナップである。この地域以東の三波川帯の地質構造の基本はこの構造によって支配されているとみなしてよいだろう。

## 3. 東部領域

この領域は戦場衝上断層と那須衝上断層によって3つのナップ (戦場ナップ, 秋畑ナップ, 那須ナップ) に区分される (Fig. 11)。

戦場ナップは最下位のナップですべて点紋片岩から構成されている。戦場付近に発達する塩基性片岩を追跡することによって、ヒンジを北に向けた横臥褶曲の存在が明らかにされた (徳田, 1976)。この横臥褶曲 (戦場横臥褶曲) の軸面はゆるく南に傾斜し、軸はWNWへゆるくプランジしている。戦場横臥褶曲の上翼を構成する塩基性片岩は戦場南方において、戦場ナップの上限を画する戦場衝上断層によって切断されている。この衝上断層は緩傾斜のため戦場南東の雄川の支沢にあらわれ、戦場横臥褶曲の上翼を形成する塩基性片岩が窓状にのぞいている。

秋畑ナップは戦場ナップの上位に位置し、ほとんど点紋片岩より構成される。岩層は水平ないしゆるく南傾斜であるが適当な鍵層がないため地質構造の詳細は不明な点が多い。戦場衝上断層直上の岩石には強い differentiated crenulation cleavage が発達している。これはまた戦場横臥褶曲の核部によくみられる変形構造である。秋畑ナップの形成は戦場横臥褶曲の形成と対応する構造であるように見える。

那須ナップは秋畑ナップの上位に位置し、みかぶ緑色岩類と無点紋片岩で構成される。那須衝上断層はみかぶ緑色岩類の下底に沿って発達し、梅ノ木入南東においてみかぶ緑色岩類は直接秋畑ナップに属する点紋片岩と接している。さらに東方ではこの衝上断層はみかぶ緑色岩類直下のうすい無点紋片岩の下底に沿って発達している。那須南東において那須衝上断層は分岐し、点紋片岩をスライス状岩体として挟んでいる。しかしこの点紋片岩は秋畑ナップに含まれるものであろう。那須ナップは、西側の梅ノ木入ナップの連続体である。

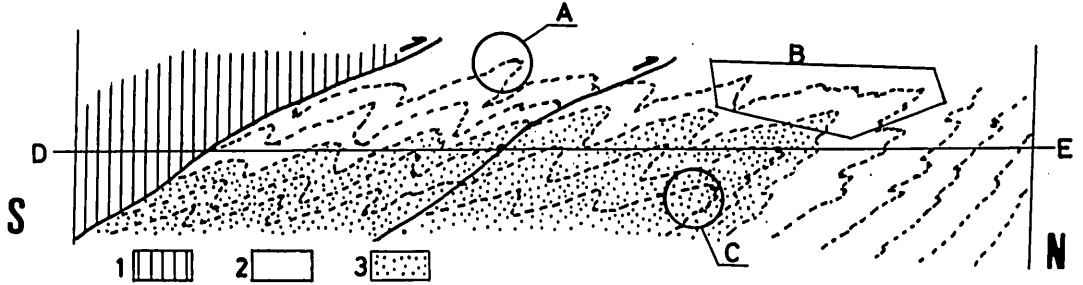


Fig. 16. Schematic structural cross section of the Kanra-cho district. 1: Mikabu greenstones, 2: Non-spotted schists, 3: Spotted schists. A: Yanokuchi recumbent fold, B: Karasawa nappe, C: Senba recumbent fold (see Fig. 11). D-E: Erosion level of the middle part.

#### 4. 甘楽町地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面図が Fig. 16 に示されている。基本的な地質構造は中位層準に発達する点紋片岩を核とし、まわりを無点紋片岩で囲まれ、ヒンジを北に向けた北フェルゲンツを示す 1 つの巨大な横臥褶曲構造（甘楽横臥褶曲）である。しかし現在、この初生的な地質構造は横臥褶曲の形成と密接に関係して生じたと考えられる南から北へ向かう衝上断層によって切断されたパイルナップ構造を形成している。

西部、東部両領域において発達する 2 つの衝上断層（藤田峠衝上断層、戦場衝上断層）は連続して峰ナップにも発達しているのであろう。泥質片岩中に発達する場合には確認が困難であろう。最上位のナップは大部分みかぶ緑色岩類で占められており一部無点紋片岩を含むが点紋片岩を含まない。このナップの衝上は甘楽横臥褶曲の形成と同時期であろう。

Fig. 16 の D-E 線は中央部領域における現在のさくはくレベルを表わしている。峰ナップにおける点紋帯はすべて点紋片岩より構成されるのではなく、点紋片岩と無点紋片岩が入り乱れて出現する傾向が認められる。特に峰横臥褶曲の上翼側にその傾向が強い。このような現象は D-E 線の D 側部分でみられるように、点紋片岩と無点紋片岩の境界部付近を巨大な横臥褶曲の包らく面と D-E 線が低角度で交わり、上翼側に寄生褶曲が発達することで説明される。また峰ナップの点紋片岩の厚さは、このような寄生褶曲による地層のくり返しのためみかけより実際は薄いと考えられる。

西部領域には中央部領域よりも甘楽横臥褶曲の相対的に上部を構成する地質体が分布している。Fig. 16 A の位置に発達するような横臥褶曲が谷ノ口横臥褶曲に相当している。つまり谷ノ口横臥褶曲は巨大な横臥褶曲の上翼に発達する寄生褶曲の 1 つとみなすことができる。Fig. 16 B の範囲に発達している横臥褶曲群が涸沢ナップの藤田峠横臥褶曲 (I), (II)、涸沢横臥褶曲に相当している。これらの横臥褶曲は巨大な横臥褶曲のヒンジ付近から上翼側にかけて発達する寄生褶曲とみなすことができる。

東部領域の結晶片岩類はほとんどが点紋片岩で構成され、後で述べるように変成度も本地域で最も高い。これらのことから東部領域は中央部領域よりより下位の地質体が露出していると考えられる。つまり、Fig. 16 C の位置に発達するような横臥褶曲が戦場横臥褶曲に相当するといえよう。

IV. 変成作用

三波川帯の変成分帯はこれまで数多くの研究者によってなされている。関東山地三波川帯においては Seki (1958), 田中ら (1969), 田中・福田 (1974), Toriumi (1975), 田中 (1977), 鈴木 (1977), 酒井 (1980) などによって変成分帯がなされている。田中・福田 (1974) は泥質片岩に黒雲母を見出し関東山地にも黒雲母帯が存在すること, 鈴木 (1977) は塩基性片岩より角閃石を見出し, 最高変成度が緑れん石一角閃岩相に達していることを示した。筆者は3つの調査地域において変成鉱物の組合せの変化に基づいて変成分帯を行った。

A. 長瀬一釜伏地域の変成分帯

Fig. 17は変成鉱物の出現と消滅を表わしている。本地域はIa, Ib, II, III帯の4帯に分帯できる。変成鉱物の組合せを地図上にプロットしたのがFig. 18, Fig. 19である。これらに基づいて作られた変成分帯図をFig. 20に示す。

Ia帯：塩基性岩においてローソン石の出現で特徴づけられる。この帯は釜伏ナップのC層の一部を占めている。塩基性岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+ローソン石

NAGATORO-KAMABUSE district										
Zone	Ia	Ib	II	III		Ia	Ib	II	III	
Hornblende				—		Biotite				—
Subcalcic hornblende				—		Garnet			—	—
Actinolite	—	—	—	—		Chlorite	—	—	—	—
Alkali-amphibole	—	—	—	—		Muscovite	—	—	—	—
Pumpellyite	—	—	—	—		Epidote	—	—	—	—
Epidote	—	—	—	—		Graphite	—	—	—	—
Biotite				—		Tourmaline	—	—	—	—
Chlorite	—	—	—	—		Stilpnomelane	—	—	—	—
Lawsonite	—	—	—	—		Albite	—	—	—	—
Muscovite	—	—	—	—		Quartz	—	—	—	—
Albite	—	—	—	—		Apatite	—	—	—	—
Quartz	—	—	—	—		Calcite	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—						
Sphene	—	—	—	—						
	Basic rocks					Pelitic rocks				

Fig. 17. Mineral variations of pelitic and basic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.

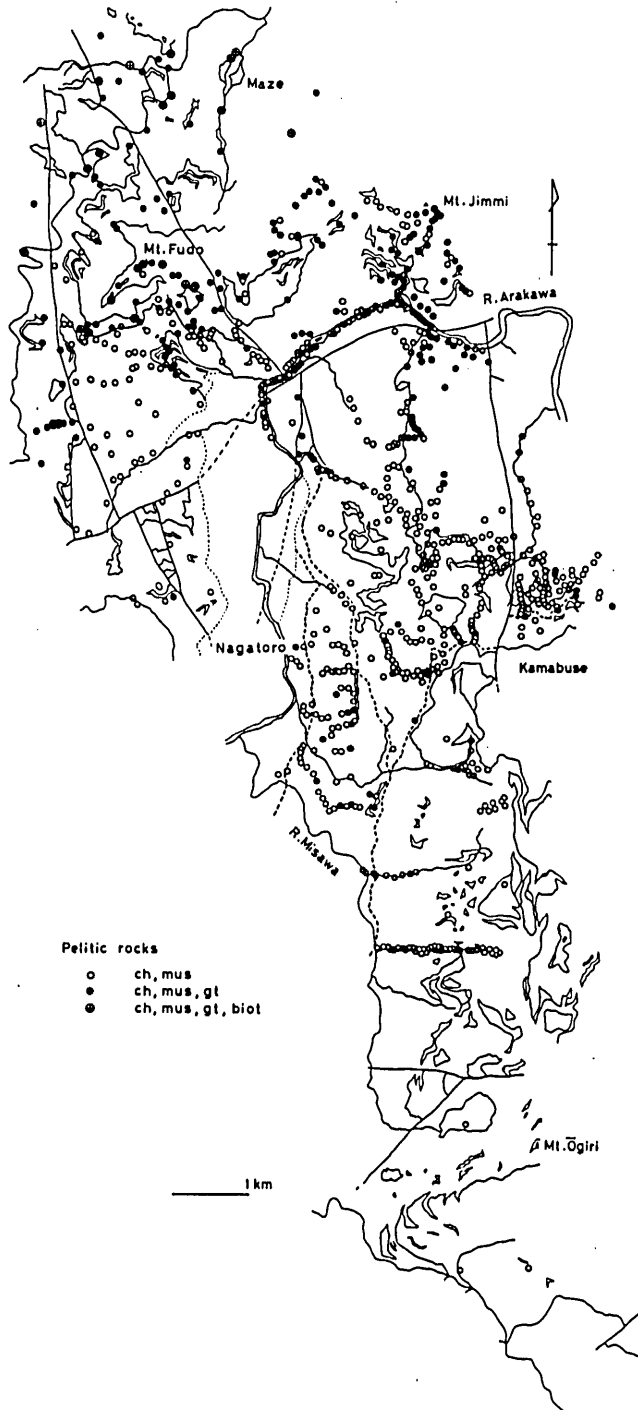


Fig. 18. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in pelitic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.

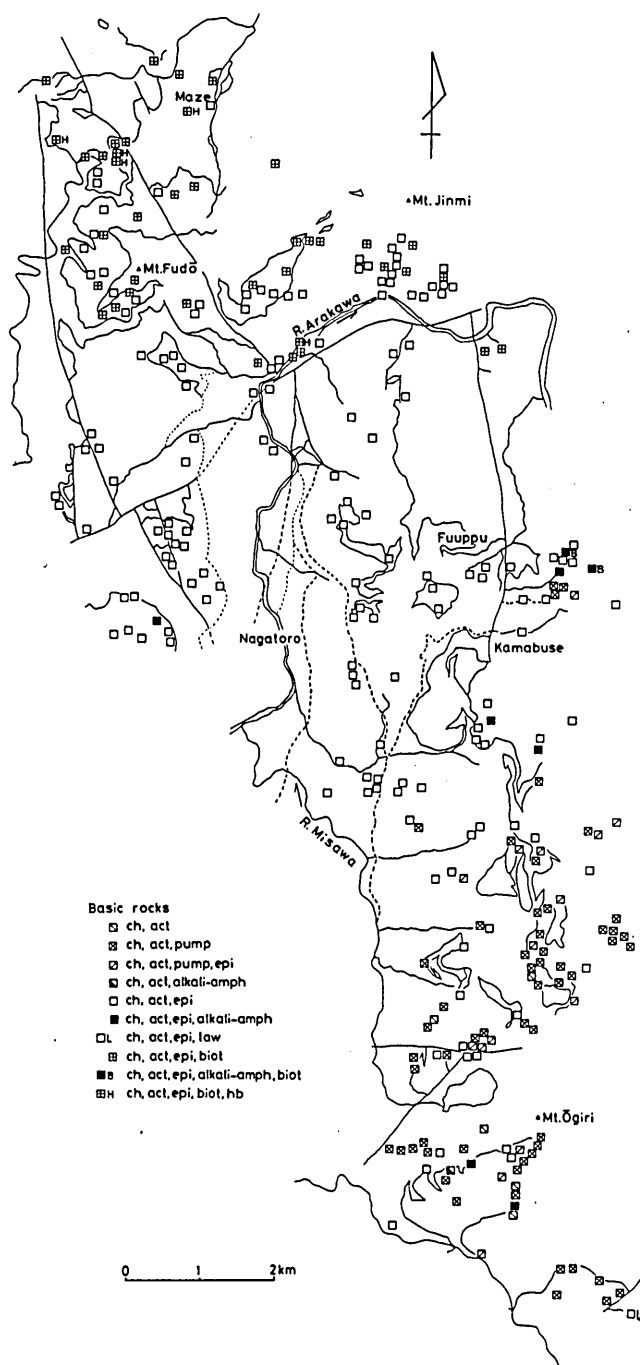


Fig. 19. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in basic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.



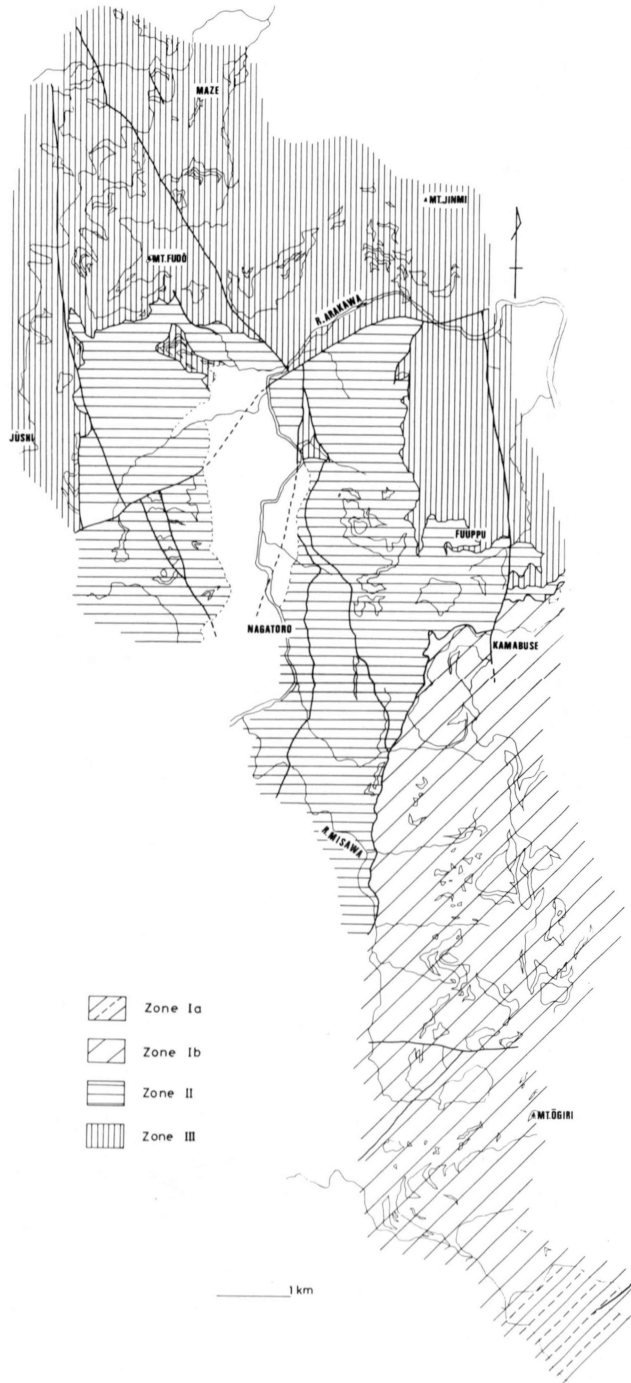


Fig. 20. Metamorphic zoning of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

I b 帯：塩基性岩においてローソン石が消滅し、パンペリー石の存在で特徴づけられる。この帯の分布は釜伏ナップのA層、B層、とC層の一部を含んでいる。塩基性岩の代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+パンペリー石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石
- (4)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石

泥質片岩には白雲母+緑泥石がみられる。これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

II 帯：泥質片岩におけるざくろ石の出現、塩基性片岩におけるパンペリー石の消滅で特徴づけられる。この帯の分布は長瀬ナップ、不動山ナップの無点紋帯に一致する。

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+アルカリ角閃石

泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+ざくろ石
- (2)白雲母+緑泥石

これらに曹長石、石英、方解石などが伴なわれる。アルカリ角閃石の産出はまれである。ざくろ石の出現も普遍的でなく散在的である。

III 帯：泥質片岩と塩基性片岩において黒雲母の出現および塩基性片岩において普通角閃石、サブカルシック角閃石の出現で特徴づけられる。この帯の分布は点紋帯と一致しているが、長瀬ナップの点紋帯では泥質片岩に黒雲母を見い出していない。新鮮な試料が少ないため黒雲母と同定できないものがほとんどだった。EPMA で定性的にKの量を求め黒雲母と同定した。不動山周辺では黒雲母アイソグラッドは点紋帯と無点紋帯の境界に一致している。泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+ざくろ石+黒雲母
- (2)白雲母+緑泥石+ざくろ石

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+黒雲母+緑泥石
- (3)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+黒雲母+アルカリ角閃石
- (4)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+黒雲母+普通角閃石+サブカルシック角閃石

これらに曹長石、石英などが伴なわれている。緑色黒雲母と褐色黒雲母の2種類が認められる。Sakai (1981) は褐色黒雲母がより高変成度を示すことを述べているがその分布に規則性は認められない。(3)の組合せは釜伏北方長瀬ナップの点紋帯と無点紋帯の境界付近においてあらわれる。この帯(4)に出現する角閃石類はアクチノ閃石、普通角閃石、サブカルシック角閃石の3種類である。普通角閃石、サブカルシック角閃石はまれに出現し (Fig. 19)、共に青緑色を呈している。鏡下では区別できずEPMA 分析によって同定することができる。これらは斜

Table 2. Microprobe analyses of amphiboles in the Nagatoro-Kamabuse district.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sp. No.	12243	12243	11197	11197	11197	11197	11197	11197	12243	563305	563305	563305	11197	11197	11197
SiO <sub>2</sub>	54.96	56.20	48.06	50.82	50.85	49.47	51.82	48.20	54.38	54.23	54.19	54.76	51.46	49.23	47.31
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.17	0.12	0.14	0.21	0.13	0.40	0.04	0.04	0.06	0.02	0.10	0.14	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.90	6.73	5.89	4.46	8.48	3.68	9.31	2.16	2.43	2.11	1.82	3.96	4.05	7.38
FeO*	13.08	11.72	16.40	15.81	14.78	16.44	14.04	17.96	12.92	13.71	13.40	12.95	14.49	15.23	17.00
MnO	0.33	0.38	0.60	0.73	0.61	0.54	0.49	0.61	0.37	0.28	0.52	0.44	0.38	0.53	0.66
MgO	16.11	16.32	12.83	13.19	15.60	11.39	15.95	10.71	14.90	14.32	15.66	15.80	14.95	16.18	12.28
CaO	11.60	11.10	9.59	9.17	10.62	8.33	10.72	7.24	11.13	10.95	11.63	11.33	10.26	11.08	9.66
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.85	2.08	2.23	1.58	2.83	1.16	3.59	1.20	0.82	0.87	0.73	1.65	1.74	2.41
K <sub>2</sub> O	—	—	0.26	0.19	0.23	0.30	0.19	0.40	—	0.05	0.06	0.02	0.17	0.26	0.36
Total	97.49	97.50	96.71	98.16	98.86	97.98	98.17	98.39	97.12	96.85	98.51	97.88	97.07	98.43	97.25
Numbers of ions on the basis of 23 oxygens															
Si	7.919	8.019	7.174	7.405	7.357	7.234	7.496	7.087	7.864	7.873	7.763	7.852	7.541	7.219	7.069
Ti	0.003	0.003	0.019	0.014	0.015	0.023	0.014	0.045	0.004	0.004	0.006	0.002	0.011	0.016	0.021
Al	0.142	0.152	1.185	1.012	0.761	1.462	0.628	1.613	0.368	0.416	0.357	0.308	0.684	0.700	1.299
Fe	1.576	1.398	2.047	1.926	1.788	2.010	1.699	2.208	1.562	1.664	1.606	1.554	1.776	1.867	2.124
Mn	0.040	0.046	0.076	0.090	0.075	0.067	0.059	0.076	0.045	0.035	0.064	0.054	0.047	0.066	0.084
Mg	3.460	3.470	2.854	2.864	3.364	2.482	3.438	2.347	3.211	3.098	3.343	3.377	3.186	3.536	2.735
Ca	1.791	1.698	1.534	1.431	1.646	1.305	1.662	1.141	1.725	1.704	1.785	1.742	1.611	1.740	1.547
Na	0.154	0.235	0.602	0.631	0.443	0.802	0.324	1.016	0.336	0.230	0.242	0.204	0.470	0.494	0.698
K	—	—	0.050	0.035	0.043	0.056	0.035	0.075	—	0.010	0.011	0.004	0.032	0.049	0.069

\* Total Fe as FeO.

1—8 : inclusion amphiboles. 9—15 : Matrix amphiboles.



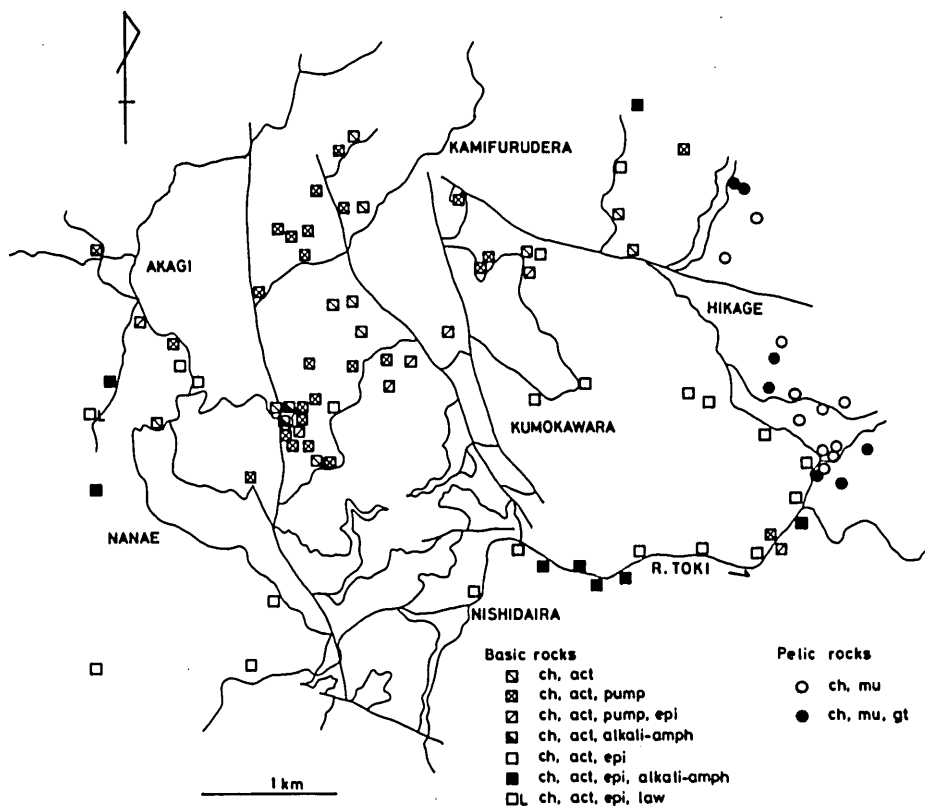


Fig. 22. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in pelitic and basic rocks in the Tokigawa district.

### 1. 都幾山ナップの変成分帯

都幾山ナップは秩父帯B層とC層で構成され、I帯、IIa帯に分帯される。I帯はC層、IIa帯はB層の分布とほぼ一致している。

I帯：この帯は、塩基性岩においてアルカリ角閃石、緑れん石が出現しないこと、アクチノ閃石、パンペリー石、緑泥石が普遍的に出現することで特徴づけられる。

塩基性岩における主な鉱物組合せは次の通りである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石

これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

IIa帯：この帯は塩基性岩においてアルカリ角閃石、緑れん石の出現で特徴づけられる。アクチノ閃石、パンペリー石、緑泥石は普遍的に出現する。塩基性岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+パンペリー石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+アルカリ角閃石

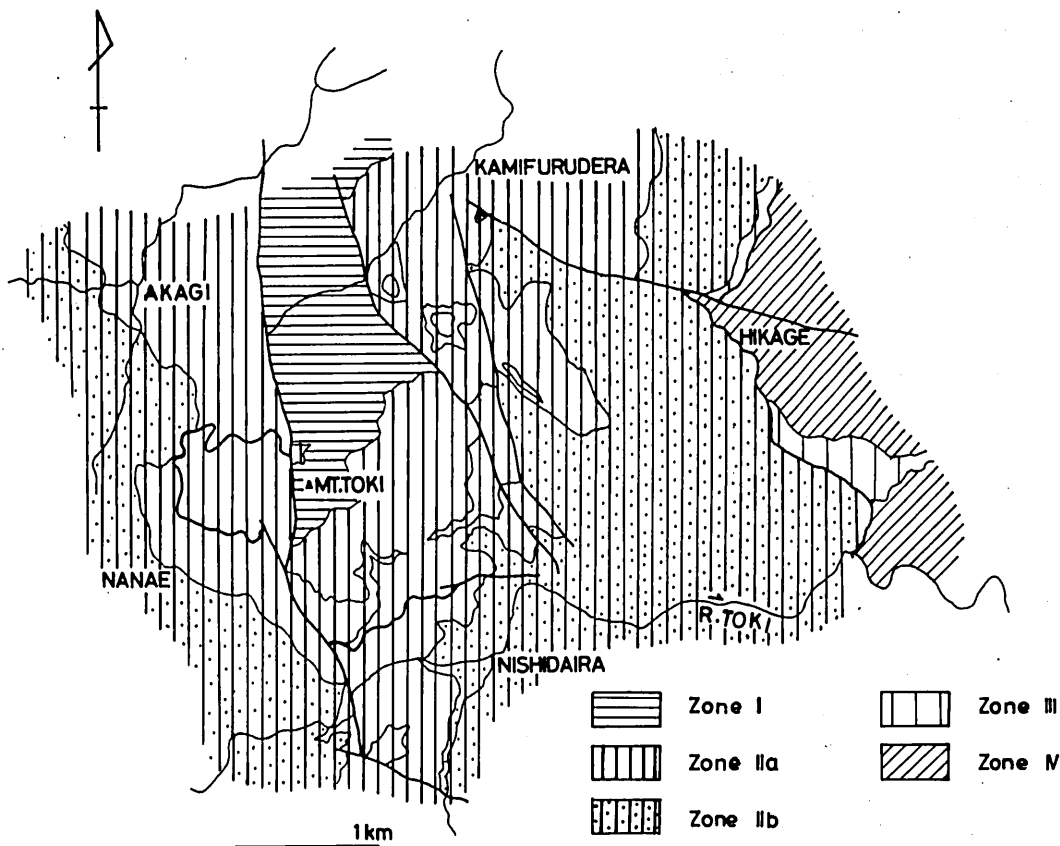


Fig. 23. Metamorphic zoning of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

泥質岩、砂質岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1) 緑泥石 + 白雲母

これらに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

## 2. 西平ナップの変成分帯

西平ナップはIIb帯に属している。この帯は塩基性岩においてローソン石が出現することで特徴づけられる。筆者はまれにしかローソン石を見つけることができなかったが、関(1957)は本地域のみかぶ緑色岩からローソン石を見出ししている。塩基性岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + ローソン石

(2) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石

(3) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + アルカリ角閃石

(4) アクチノ閃石 + 緑泥石 + パンペリー石

(5) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + パンペリー石

(6)アクチノ閃石+緑泥石

これらに曹長石, 石英などが伴なわれている。

3. 日影ナップの変成分帯

このナップは無点紋帯と点紋帯よりなる。前者はⅢ帯, 後者はⅣ帯に属する (Fig. 23)。

Ⅲ帯: この帯は泥質片岩においてざくろ石が出現しないことで特徴づけられる。泥質片岩の主な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+曹長石+石英

Ⅳ帯: この帯は泥質片岩においてざくろ石の出現で特徴づけられる。泥質片岩の主な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+ざくろ石
- (2)白雲母+緑泥石

これに曹長石, 石英などが伴なわれている。このナップの三波川結晶片岩は風化が著しく, 新鮮な試料を得られなかった。点紋帯ではあるが黒雲母は同定できなかった。

C. 甘楽町地域の変成分帯

本地域においても塩基性片岩および泥質片岩と砂質片岩に含まれる変成鉱物の組合せの変化に基づいて分帯を行った。Fig. 24は塩基性片岩および泥質片岩, 砂質片岩に含まれる変成鉱物の出現と消滅を表わしている。この図から本地域はⅠ, Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ帯に分帯できる。変成鉱物の組合せを地図上に示したのが Fig. 25である。これに基づいた変成分帯図を Fig. 26に示す。

Kanra-chō district									
Zone	I	II	III	IV		I	II	III	IV
Subcalcic hornblende				—	Biotite				—
Actinolite	—	—	—	—	Garnet			—	—
Alkali-amphibole	—	—	—	—	Chlorite	—	—	—	—
Pumpellyite	—	—	—	—	Muscovite	—	—	—	—
Epidote	—	—	—	—	Epidote	—	—	—	—
Biotite			—	—	Graphite	—	—	—	—
Garnet				—	Tourmaline	—	—	—	—
Muscovite	—	—	—	—	Stilpnomelane	—	—	—	—
Chlorite	—	—	—	—	Albite	—	—	—	—
Albite	—	—	—	—	Quartz	—	—	—	—
Quartz	—	—	—	—	Apatite	—	—	—	—
Sphene	—	—	—	—	Calcite	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—					
Basic rocks					Pelitic rocks				

Fig. 24. Mineral variations of pelitic and basic rocks in the Kanra-cho district.

## I. 緒 言

三波川帯は西は九州佐賀ノ関から四国、紀伊半島、中部地方を経て関東山地まで連続している。ボーリング資料(石井, 1961; 福田ら, 1974)はさらに東方銚子付近にまで達していることを示している。三波川帯の研究は Koto (1889) が関東山地において先鞭をつけ藤本 (1935), Fujimoto (1937) によって地質構造の研究が進められてきたが、戦後研究の中心は四国に移り、関東山地三波川帯の研究は乏しく今日この地域の地質構造と造構作用に関する知識は四国三波川帯のそれと比較すべくもなく貧弱なものとなっている。

Seki (1958) は関東山地三波川帯の詳細な変成分帯を行うかたわらこの地域の地質構造をも研究し、三波川変成岩類と秩父帯の岩類がほぼ水平に整合的に重なるものであり地層と変成分帯の帯境界は平行であると説明した。その後関東山地三波川帯東部において田中・福田 (1974), 田中 (1977) は地質構造は地層のほぼ水平な累重によって示されるものであるが変成分帯によって明らかにされた温度構造はこれに大きく斜交していると主張した。しかし、後に同じ地域を調査した酒井 (1980) は地質構造と温度構造は調和的であると説明している。関東山地三波川帯西部においては鈴木 (1966, 1977), Toriumi (1975) の研究がある。鳥海は神流川流域において秩父帯から三波川帯にかけて累進的に変成温度が上昇していること、変成分帯の境界面は地層に平行であることを明らかにした。鈴木はみかけ上、中位の層準に変成度の高い点紋片岩が分布することを明らかにした。これらの研究を通して明らかにされてきたことは、地質構造は全体として比較的ゆるやかであるらしいこと、変成分帯の境界面は地層に平行であるらしいということであり、関東山地三波川帯の地質構造の実体とそれを形成せしめた造構作用は理解されなかった。

筆者は関東山地三波川帯—秩父帯の地質構造と造構史を解明することを主な目的として研究を行ってきた。徳田 (1976) は関東山地三波川帯西部の群馬県甘楽町地域において三波川結晶片岩中に横臥褶曲を発見し三波川帯は従来いわれてきたような単純な水平的な地層の重なりとして説明できるような構造ではないことを指摘した。さらに原ら (1977) の中でこの地域は北フェルゲンツの横臥褶曲を含むパイルナップ構造で特徴づけられ、みかぶ緑色岩類が最上位のナップを形成し、三波川結晶片岩類の上に南から衝上していることを示した。

次に三波川帯東部の都幾川地域においてみかぶ緑色岩類と秩父帯との関係を明らかにすることを中心として地質構造の解析を行った。この地域でもみかぶ緑色岩類はその下底にごく近い位置に発達する衝上断層で三波川結晶片岩類と接し、秩父帯の岩層はゆるやかな構造を形成しながらみかぶ緑色岩類の上位に重なり、Fujimoto (1937) の大霧山—一堂平ナップ説が成り立たないことを明らかにした。このことは原ら (1977), 武田ら (1977) にまとめられている。

先に述べた両地域ではみかぶ緑色岩類の下底にごく近い位置に衝上断層が発達するためみかぶ緑色岩類直下の結晶片岩類の性格を理解するための資料が得られないことから、関東山地三波川帯中東部の長瀬南方の釜伏地域で調査研究を行った。その成果は徳田・原 (1979) によって報告されたが、それによってみかぶ緑色岩類下底は1つのメランジュ帯であることを示した。その後関東山地三波川帯の地質構造の全体像を把握することを目的として長瀬地域の調査研究を行ってきた。初期の成果は徳田・原 (1980), 徳田 (1982) によって報告されているが、田中・



福田 (1974), 田中 (1977), 酒井 (1980), Seki (1958) らの示したような単純な水平的な地質構造ではなく横臥褶曲と衝上断層を含むきわめて複雑なものであることが明らかにされてきた。

本稿では今日まで著者によって行なわれてきた甘楽町地域, 都幾川地域, 釜伏地域, 長瀨地域での地質構造, 岩石構造, 変成作用についての研究の成果に基づき, 関東山地三波川帯一秩父帯の造構作用について1つの総括を試みたい。

謝辞: 本論文を草するにあたり研究全般にわたって御指導と御助言を頂くとともに本原稿を読んで頂いた広島大学理学部地質学鉱物学教室の吉田博直教授に深く感謝の意を表す。野外および室内において終始懇切なる御指導と御助言を賜わり粗稿を詳細に校閲して下さいた広島大学理学部地質学鉱物学教室の原郁夫教授に心から御礼を申し上げる。小島丈兒広島大学名誉教授には心からの御指導と激励を賜った。御礼申し上げる。広島大学理学部地質学鉱物学教室の長谷見教授, 柿谷悟教授, 添田品教授には種々の御教示を賜った。広島大学総合科学部秀敬教授, 広島大学理学部地質学鉱物学教室の鈴木盛久博士, 嶋本利彦博士には有益なる御助言, 御討論を賜った。放散虫化石の鑑定は山口大学理学部地質学鉱物学教室の磯崎行雄氏にお世話になった。心から御礼を申し上げる。南朝生技官には分析に関して御尽力を賜わり, 高橋秀夫技官, 曲井明登技官には多数の薄片を作製して頂いた。瀬尾孝文博士, 池田泰宏氏, 早坂康隆氏, 前田勝氏には化学分析, 放散虫の処理で大変お世話になった。その他岩石学講座の諸先輩, 同僚の方々から絶えず有益な助言および激励を賜った。心から感謝の意を表す。

## II. 地質概要

関東山地三波川帯は鬼石—出牛—黒谷を通る NNW—SSE 方向の断層によって2分される (Fig. 1)。西部地域では南から秩父中・古生層, みかぶ緑色岩類, 三波川結晶片岩類とほぼ東西方向の帯状配列をなしているが, 東部地域では三波川結晶片岩類が南へ張り出したり秩父中・古生層が三波川帯の北端近くまでのびて分布するというようなやや複雑な分布状態を示している (Fig. 1)。このような事実が Fujimoto (1937) の大霧山ナップ説を提唱する動機になったらしい。筆者が調査研究した地域は東部地域に含まれる長瀨—釜伏地域, 都幾川地域と西部地域に含まれる甘楽町地域である (Fig. 1, 2)。

長瀨—釜伏地域は埼玉県長瀨町を中心に北は児玉町・寄居町, 南は皆野町・秩父市にわたる南北に細長い地域である (Fig. 1, 2)。この地域にはみかぶ緑色岩類, 三波川結晶片岩類が広く分布する。結晶片岩類は斜長石斑状変品を含む点紋片岩とそれを含まない無点紋片岩に大別される。それぞれの分布域を点紋帯, 無点紋帯とよぶ。中央部に発達する低角度で南斜する断層 (徳田・原, 1980の釜伏衝上断層) により2分される。上位の地質体を釜伏ナップとよぶことにする。釜伏ナップの下位の地質体はゆるく南東に傾斜する長瀨剪断帯によってさらに2つのナップに区分される。上位の長瀨ナップと下位の不動山ナップである。即ちこの地域は下位より不動山ナップ, 長瀨ナップ, 釜伏ナップと重なったパイルナップ構造を形成している (Fig. 2, 4, 5)。

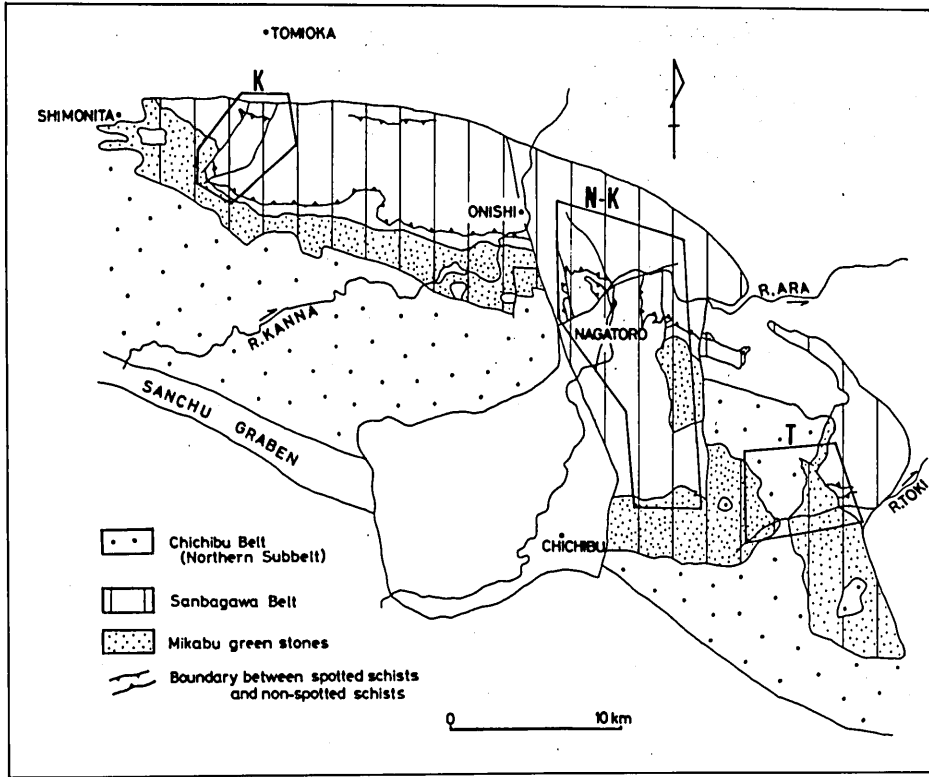


Fig. 1. Geological sketch map of the Sambagawa-Chichibu Belt in the Kanto Mountains. Studied area; K: Kanro-cho district, N-K: Nagatoro-Kamabuse district, T: Tokigawa district.

釜伏ナップはみかぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類からなるが層序、構造については徳田・原(1979)に述べられている。長瀨ナップ、不動山ナップは三波川結晶片岩類からなり、その地質構造は極めて複雑で南フェルゲンツを示す横臥褶曲群の発達で特徴づけられる(Fig. 2, 3, 4)。都幾川地域は埼玉県比企郡都幾川村を中心とする地域である。この地域には三波川結晶片岩類、みかぶ緑色岩類と秩父中・古生層が分布する。藤本(1935), Fujimoto(1937)はこの地域の南北にのびて分布する秩父中・古生層をみかぶ緑色岩類の下位に窓状にのぞいている地質体(“安戸窓”)であるとしたが, Seki(1958), 原ら(1977), 武田ら(1977)などによって藤本のいうナップ構造は否定され, 秩父中・古生層はみかぶ緑色岩類の上位に重なるものであることが明らかにされた。Inoue(1974)はこのような秩父中・古生層の分布は南北方向の軸をもったゆるやかな向斜構造(安戸向斜とよぶ)が発達することによるものであることを示した。三波川結晶片岩類は地域東部においてみかぶ緑色岩類の下位に分布(日影ナップ)するが, みかぶ緑色岩類の下底には西傾斜の衝上断層(日影衝上断層)が発達し, 両者は構造的に不連続である。みかぶ緑色岩類の上位の秩父中・古生層は3つの層準に区分される(下位から便宜的にA層, B層, C層とする)。A層はみかぶ緑色岩類と整合的に重なるチャートの卓越する地層である。このA層とみかぶ緑色岩類の示す構造に斜交して泥質岩の優勢なB層が重なっている。

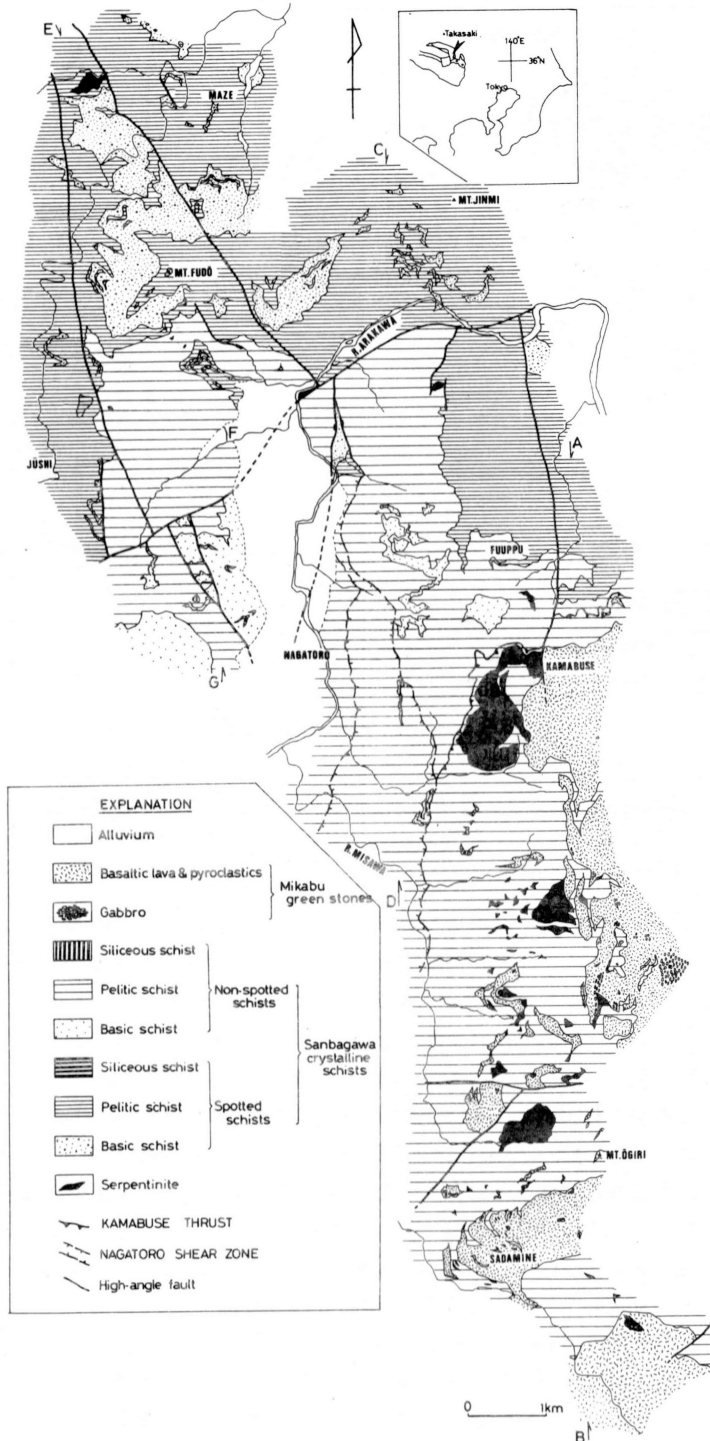


Fig. 2. Geological map of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

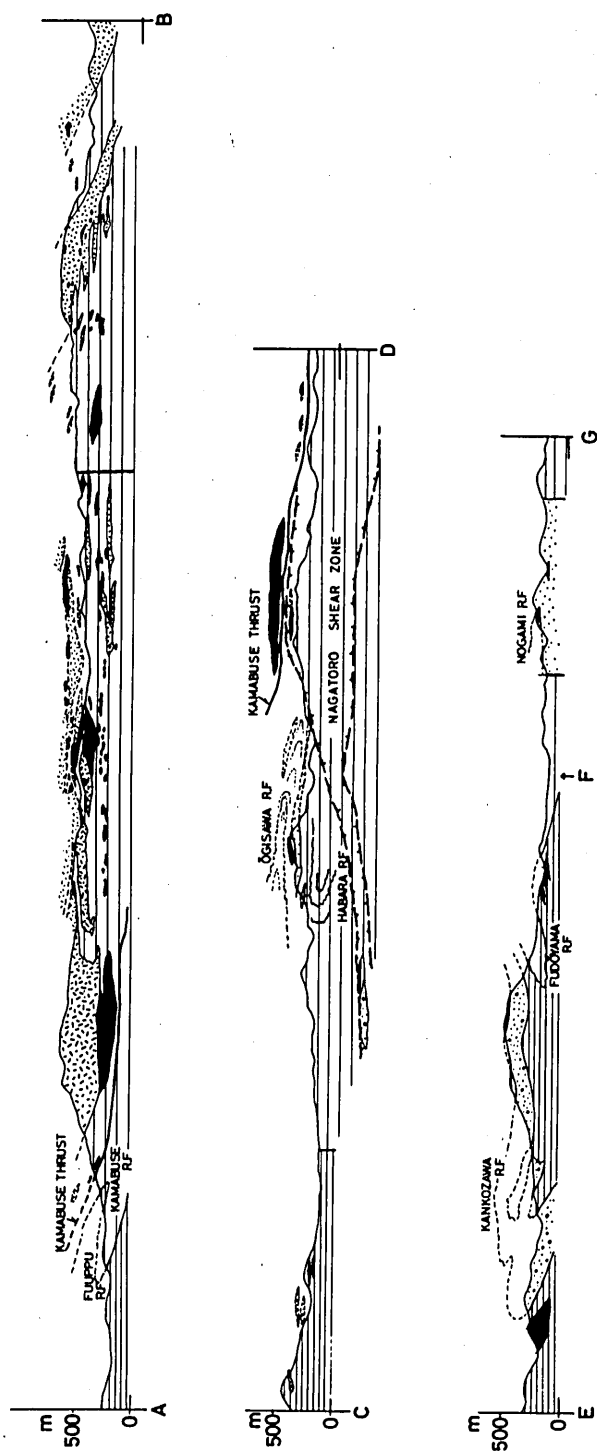


Fig. 3. profiles of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district. The profile lines and legend are shown in Fig. 2.

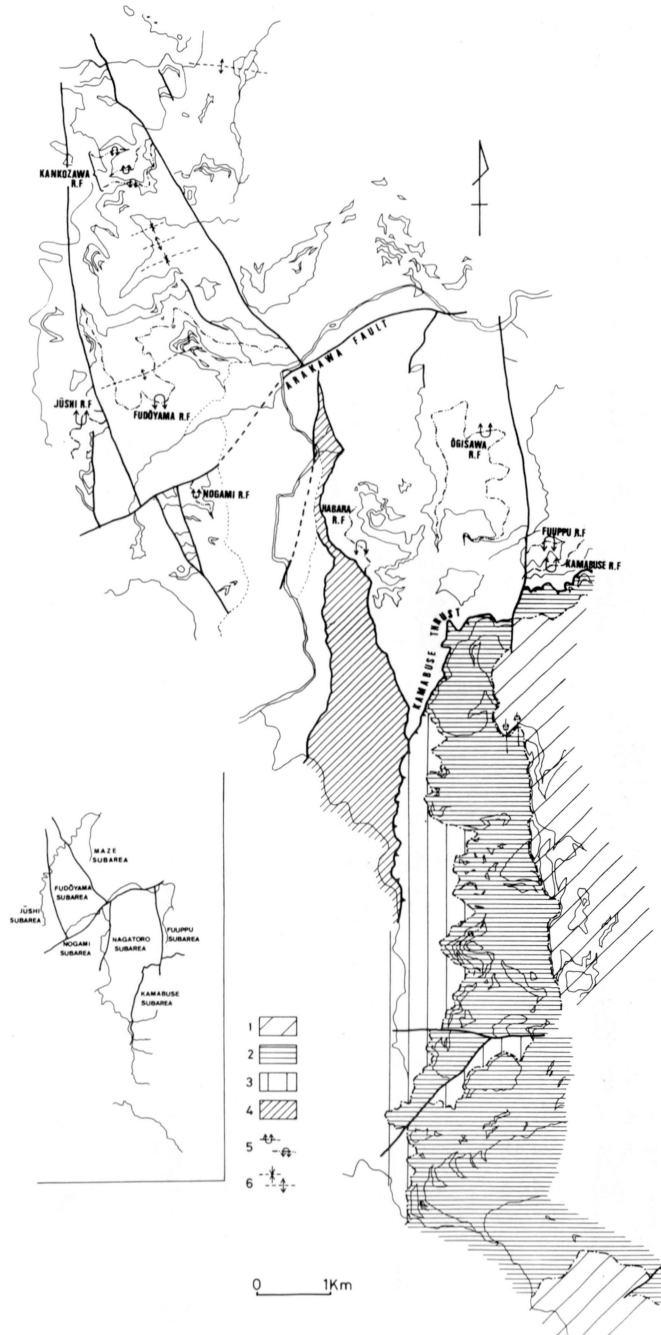


Fig. 4. Structural map of the Sambagawa belt of the Nagatoro-Kamabuse district. 1 - 3: Kamabuse nappe [ 1: C-formation, 2: B-formation (melange zone), 3: A-formation], 4: Nagatoro shear zone, 5: Axial traces of recumbent folds, 6: Axial traces of upright folds.



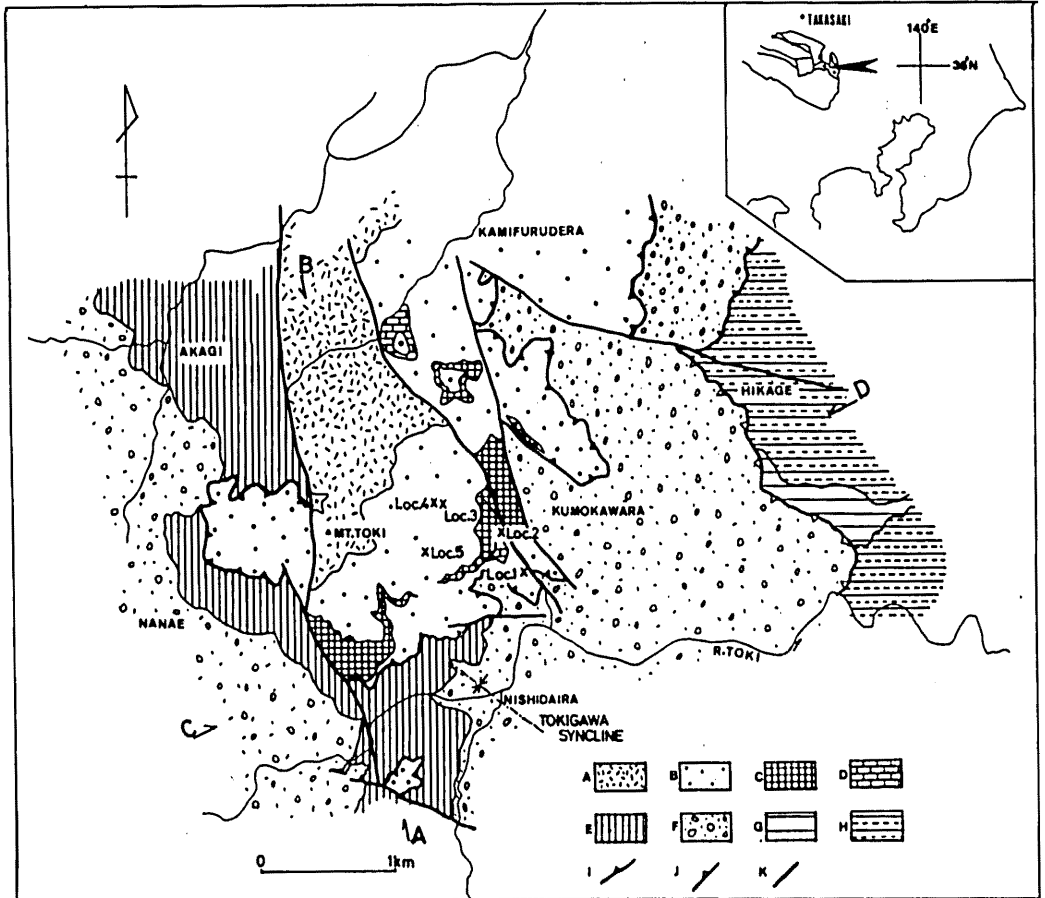


Fig. 6. Geological map of the Sambagawa-Chichibu belt of the Tokigawa district. A: C-formation (Basic and pelitic rocks with calcareous, siliceous and psammitic rocks), B, C and D: B-formation (B: Pelitic rock with psammitic, siliceous, calcareous and basic rocks, C: Chert, D: Limestone) E: A-formation (Siliceous rock with pelitic rock), F: Mikabu greenstones, G: Pelitic schist without albite porphyroblast, H: Pelitic schist with albite porphyroblast, I: Nishidaira thrust, J: Hikage thrust, K: High angle fault. Loc. 1 ~ 5: Fossil locality.

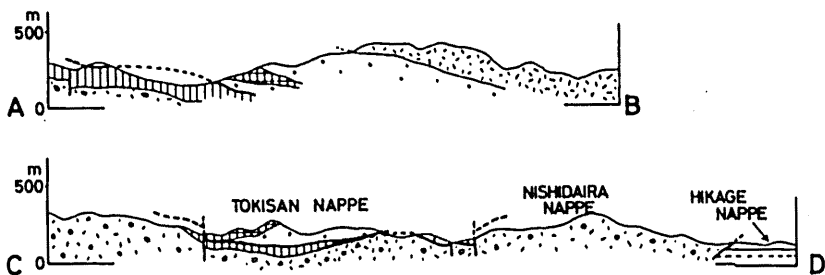


Fig. 7. Geological profiles of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district. The profile lines and legend are shown in Fig. 6.

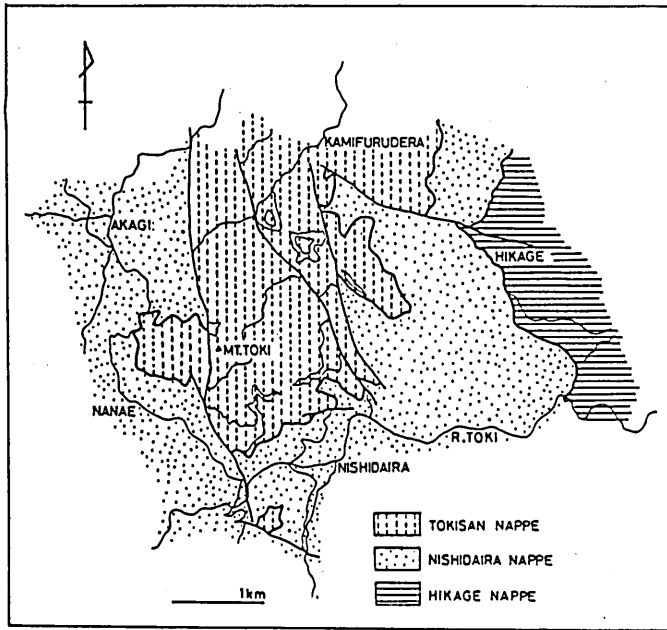


Fig. 8. Diagram showing tectonic units of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

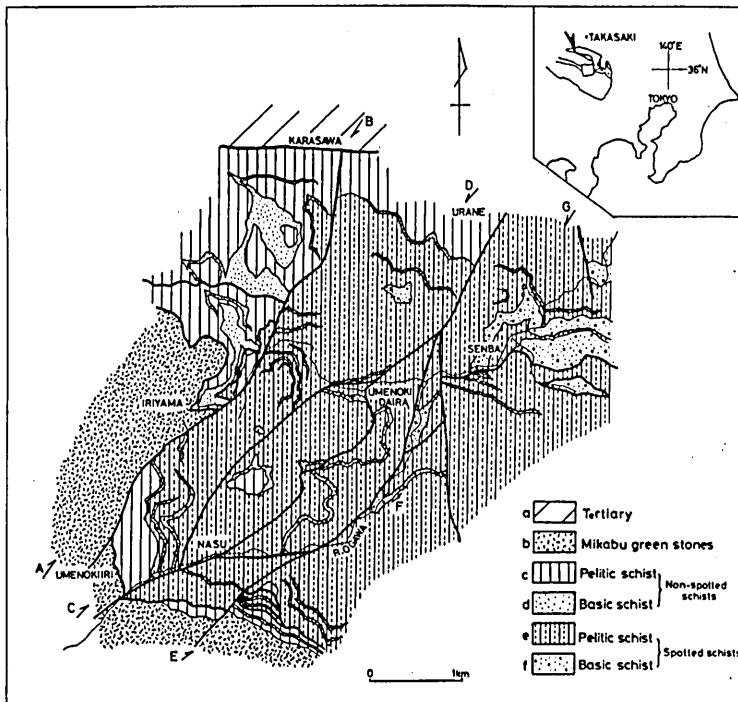


Fig. 9. Geological map of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.



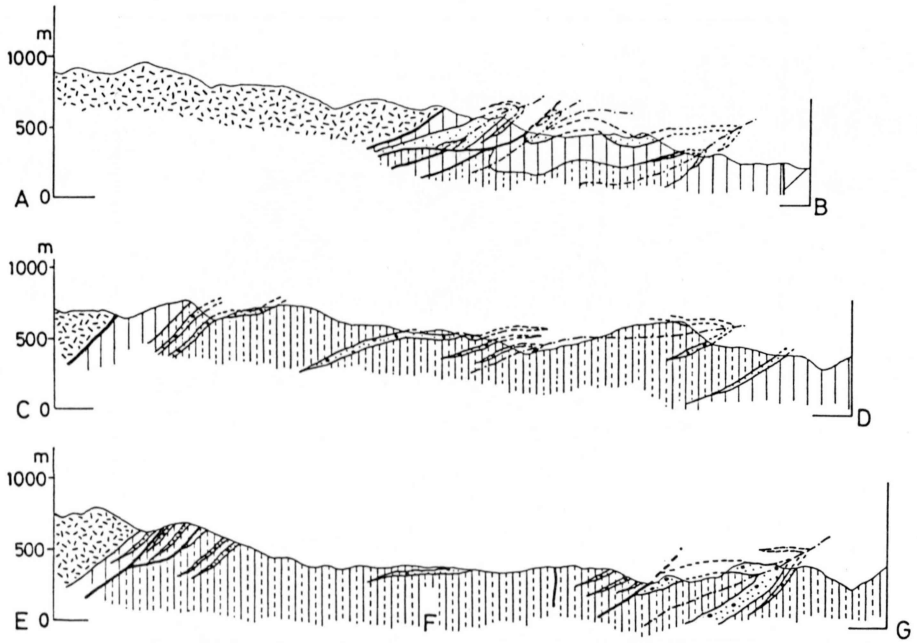


Fig. 10. Geological profiles of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district. The profile lines and legend are shown in Fig. 9.

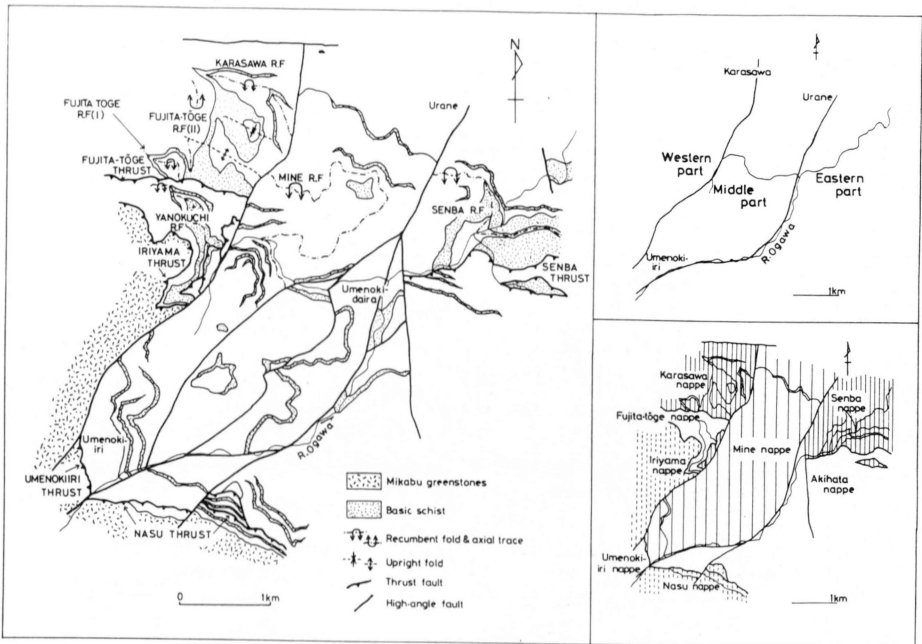


Fig. 11. Diagrams showing structural map (left hand), structural division (top right) and tectonic units (bottom right) of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

かぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類もゆるやかな衝上断層によって切断されたパイルナップ構造を形成している。みかぶ緑色岩類は最上位のナップを構成し、三波川結晶片岩類で構成される下位の地質体も衝上断層で切断され少くとも2つのナップを形成している。しかし三波川結晶片岩類の示す最も基本的な大構造は中位の層準に発達する点紋帯を核とする北フェルゲンツの巨大な横臥褶曲である (Fig. 9, 10, 11)。

### Ⅲ. 地質および地質構造

#### A. みかぶ緑色岩類とそれに付随する三波川結晶片岩類

関東山地三波川帯においては、みかぶ緑色岩類は秩父中・古生層とともに三波川結晶片岩類をおおうように分布している。しかしみかぶ緑色岩類直下にはしばしば後生的な構造不連続面が発達しており、みかぶ緑色岩類に密接な関係をもって発達する三波川結晶片岩類の岩相特性と構造特性は釜伏地域において研究され得るにすぎない。

調査地域のみかぶ緑色岩類は原岩に基づき次のように区別される。玄武岩質溶岩、玄武岩質凝灰岩、玄武岩質角礫凝灰岩、輝緑岩、はんれい岩、超塩基性岩である。これらの緑色岩類中にチャート、泥質岩、石灰岩がレンズ状または層状岩体として伴なわれている。緑色岩類の記載は都幾川地域のものを中心に行った。この地域の緑色岩類には比較的よく原岩の組織が残されているからである。地質図には釜伏地域においてのみはんれい岩を他の岩石と区別したが他の地域では一括して緑色岩類として表わした。

玄武岩質溶岩はほとんど片理が発達しない塊状で細粒の緑色岩である。鏡下では0.5~1.0mm程度のかんらん石 (仮像)、単斜輝石の班晶およびマイクロ結晶質~インターグラニューラー組織を示す石基が認められる。角閃石 (ほとんどは淡緑色のアクチノ閃石に置換されている) が斑晶として含まれることがあるが斜長石は認められない。気孔跡は緑泥石、パンペリー石などの2次鉱物で充てんされている。

玄武岩質凝灰岩は細粒~中粒、弱い片理が発達する緑色岩で肉眼で単斜輝石の粗粒結晶が認められる。鏡下で単斜輝石は0.5~2.0mm程度の他形で、破碎され小片化した数個の結晶が集合体を形成している。基質では細粒の変成鉱物の定向配列による片理が顕著である。単斜輝石の粒径、量はかなり変化し、多くなるとはんれい岩に似てくる。この岩石は岩崎 (1977) の volcanic sandstone に比較される。

玄武岩質角礫凝灰岩は1~10cmの角礫とそれをとりまく基質からなる (Plate I-2)。基質および礫はともに玄武岩質である。礫はだ円状に伸長している場合もある。いわゆるピロープレッチャーである。

はんれい岩は中粒~粗粒塊状の緑色岩である。優白質部と暗緑色部が等粒状組織を示し、片理はほとんど発達しない。優白質部は初生的には斜長石であったとみられるのであるが、斜長石が残っていることは極めてまれでソシュライト化が進み、パンペリー石、アクチノ閃石、絹

雲母，クリノゾイサイトなどの細粒鉱物の集合体となっている。暗緑色部は角閃石，単斜輝石からなる。角閃石は中心部が褐色～緑色を示すが周囲はアクチノ閃石に置換されている。

超塩基性岩は，自形カンラン石（すべて蛇紋石にかわっている），単斜輝石，褐色角閃石からなり原岩がウェールライトと考えられるものと，ほとんど褐色角閃石で少量の単斜輝石を含む角閃石岩である。釜伏地域にレンズ状岩体として多量に存在する蛇紋岩に初生鉱物は残っていない。

都幾川地域のみかぶ緑色岩類の柱状図を Fig. 12 に示す。後で述べるようにみかぶ緑色岩類の内部構造は1つの向斜であり，向斜軸は西平付近に位置し WNW-ESE 方向である。Fig. 12 はこの向斜の北翼つまり西平より都幾川流域での層序である。層厚は約1500mである。みかぶ緑色岩類は構造岩種より上部層と下部層に分けられる。上部層には玄武岩質溶岩・玄武岩質凝灰岩の他にチャート，泥質岩，はんれい岩，玄武岩質角礫凝灰岩が含まれ，下部層には超塩基性岩，はんれい岩，石灰岩，玄武岩質角礫凝灰岩が含まれる。都幾川地域においてこの柱状図に表わされた層準よりさらに下位の層準は，緑色岩類の地質構造から考えると雲河原北方，日影西方にあらわれる。ここでははんれい岩，超塩基性岩がよく認められる。長瀬—釜伏地域の釜伏ナップ (Fig. 2) において徳田・原 (1979) はみかぶ緑色岩類下底部付近に石灰岩と多量の超塩基性岩のレンズが存在することを記載している。即ち関東山地東部のみかぶ緑色岩類の上部層にはチャート，下部層には超塩基性岩が特徴的に含まれているといえる。しかしはんれい岩，超塩基性岩の産状から判断すればみかぶ緑色岩類が初生的な火成層序を示していないことは明らかである。Coleman (1977) のいう典型的なオフィオライト層序を示していないが，みかぶ緑色岩類の構成岩種はオフィオライト層序の上部層のそれと一致しているといえる。みかぶ緑色岩類は dismembered オフィオライトであろう。

次にみかぶ緑色岩類に密接して発達する三波川結晶片岩類について述べよう。このような結晶片岩類は長瀬—釜伏地域の最上位の釜伏ナップにおいてよく発達している (Fig. 2, 5)。

釜伏ナップの層序，構造については徳田・原 (1979) に詳しく述べられているので簡単に説明する。構成岩種からこのナップは3層 (A層，B層，C層) に区分される (Fig. 4)。A層は最下位層準でほとんど泥質片岩からなり，うすい珪質片岩，塩基性片岩を挟んでいる。B層はA層の上に重なり，泥質片岩中にみかぶ緑色岩類，超塩基性岩がさまざまな大きさのレンズ状岩体として含まれる地層である。B層中にはみかぶ緑色岩類のすべての構成岩種がレンズ状

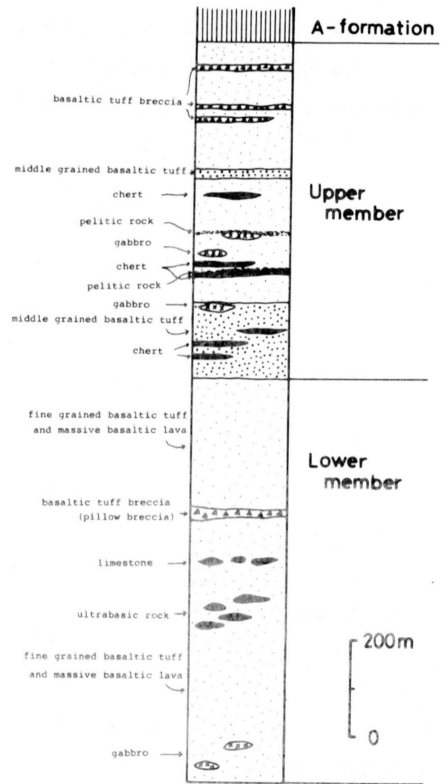


Fig. 12. Columnar section of the Mikabu greenstones in the Tokigawa district.

岩体として認められる。レンズ状岩体の周囲の岩石にはレンズ状岩体をとりまく様に片理が発達している。C層はみかぶ緑色岩類で構成される。大露山西方をNE-SW～E-Wに走る断層より北側の地域では岩層は東にゆるく傾斜するため三沢川沿いに最下位のA層が、釜伏から南へ向かう尾根部に最上位のC層が分布する。南側の地域は走向がENE-WSWであるため南にいくにつれて上位の層準が発達している。

B層にみられるような多様なみかぶ緑色岩類と泥質岩の混在化はみかぶ緑色岩類が三波川結晶片岩類へ衝上した時その下底に形成された構造的メランジュとして説明され、このメランジュ帯の形成は層面片理の形成時あるいはそれ以前であると考えられる(徳田・原 1979)。B層のような岩相はこれ以外の三波川結晶片岩類には認められない。

## B. 長瀬地域の地質構造

### 1. 長瀬ナップ

釜伏ナップより下位で北側の地域は荒川に沿ってWSW-ENE方向に走る断層(荒川断層)によって南北2つの領域に区分される(Fig. 4)。南側の領域は長瀬剪断帯によって上位の長瀬ナップと下位の不動山ナップに区分される。荒川断層によって相対的に北側の領域が上昇しているため北側の領域には不動山ナップのみが分布している(Fig. 4, 5)。

長瀬ナップ下底の長瀬剪断帯は1つには小褶曲群 $F_2$ の軸( $B_2$ )方位の異常配列によって規定される。Plate II-2に示されるように $B_2$ 軸は一定の方位を示さず、面上でさまざまな方向を向いている。(Fig. 34, b)にみられるように剪断帯では $B_2$ 軸の集中域はE-WからN-S方向までばらつき、maximumはNEへブレンジしている。小褶曲群 $F_2$ はこの剪断帯とされた部分の両側の結晶片岩類にもみられるのであるが、ここでは1定方位をもって配列している(Fig. 34, a)。このような $B_2$ 軸の異常配列で示される剪断帯は1つの層準となって出現し、その連続を追跡し表現することができる(Fig. 2, 4)。剪断帯における $B_2$ 軸の配列のばらつきは剪断運動による初生的配列の回転再配列によるものである。剪断帯の厚さは三沢川で約500mで北にいくにつれて薄くなる。南側で無点紋片岩帯に発達するが北縁部では点紋片岩帯をまきこんでいる。釜伏南東約2kmの地点で釜伏衝上断層と接する。

長瀬ナップは長瀬剪断帯を下底面にもち荒川断層と釜伏衝上断層によって囲まれた地質体である(Fig. 4, 5)。このナップは釜伏付近を通るN-S方向の断層で2つのsubareaに区分される。東側を風布subarea、西側を長瀬subareaとよぶことにする(Fig. 4)。

長瀬subarea: 風布付近において岩層は水平ないしゆるく南傾斜であるが点紋片岩は無点紋片岩中にくさび状の形態をとってせん滅している(Fig. 2)。点紋片岩と無点紋片岩の境界面は地層面に平行であるのでこのような分布様式は点紋片岩を核とし、ヒンジを南に向けた横臥褶曲(扇沢横臥褶曲)の発達によるものである。(Fig. 3, 4)。この横臥褶曲の軸面より下位に分布する塩基性片岩(Fig. 2)は軸面へき開を伴う著しい褶曲を示しながらレンズ状となって発達している。これはここに扇沢横臥褶曲と対をなして、ヒンジを北に向けた横臥褶曲(葉原横臥褶曲)が発達していることによるものである(Fig. 3, 4)。これらの横臥褶曲の軸はゆるく東へブレンジし、軸面はゆるく南斜している。

風布subarea: 岩層は一様にゆるく南に傾斜しているが、風布東方で無点紋片岩はくさび状

形態で点紋片岩にくいこんでいる (Fig. 2, 3)。このような分布は風布付近の点紋片岩のそれに比較され、ここに無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲 (風布横臥褶曲) が発達していることによって (Fig. 3, 4)。風布横臥褶曲の上翼の点紋片岩はその上位の無点紋片岩と風布横臥褶曲の核を形成する無点紋片岩に挟まれてくさび状の形態を示す (Fig. 2, 3)。ここに点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲 (釜伏横臥褶曲) が発達する (Fig. 3, 4)。これらの横臥褶曲の軸は東へブランチし、軸面はゆるく南に傾斜している。

長瀬ナップに発達する横臥褶曲は対をなしている (扇沢横臥褶曲と葉原横臥褶曲, 風布横臥褶曲と釜伏横臥褶曲)。Fig. 3 から明らかなようにこれらの横臥褶曲は南フェルゲンツを示している。

## 2. 不動山ナップ

不動山ナップの分布は Fig. 5 に示されている。荒川断層より北側の領域はこのナップに含まれ NNW-SSE 方向の断層で 3 つの subarea に区分される (Fig. 4)。西から出牛 subarea, 不動山 subarea, 間瀬 subarea である。荒川断層の南側の領域においては長瀬剪断帯の西側の野上 subarea がこのナップに含まれる。

出牛 subarea: この地域は地層及びそれに平行な無点紋片岩と点紋片岩の境界面の分布で地質構造が推定される。出牛付近から小山川に沿って北方に分布する点紋片岩は出牛東方において無点紋片岩に挟まれて中位層準に発達している。この点紋片岩は北にいくにつれて厚さを増している。言い換えれば南にいくにつれて無点紋片岩中にくさび状の分布様式を示すということである (Fig. 2)。このような分布状態は無点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲の発達によるものである (Fig. 4)。この横臥褶曲 (出牛横臥褶曲) の軸は西にゆるくブランチし、軸面はゆるく南傾斜である。

不動山 subarea: 不動山の南斜面では下位から点紋片岩, 無点紋片岩, 点紋片岩と重なっている (Fig. 2)。最下位の点紋片岩は地形的に低い所に窓状にのぞいている。中位層準を構成する無点紋片岩は最下位層準の点紋片岩を被って不動山南方地域に広く分布しているが, 不動山南西約 1 km 付近で点紋片岩中にくさび状の分布様式を示している。即ちこの無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲 (不動山横臥褶曲) が発達している (Fig. 3, 4)。この不動山横臥褶曲の上翼を構成する点紋片岩には厚い塩基性片岩が含まれ, 不動山を取り囲むように南斜面から北斜面へと連続している。不動山東方を通る NNW-SSE 方向の断層によって連続は断たれているようにみえるが, Fig. 3 の断面図に示されているような小横臥褶曲群 (神子沢横臥褶曲) を形成し, 小山川河床から稲沢へと連続している (Fig. 2)。この横臥褶曲は不動山横臥褶曲の寄生褶曲とみなされるものでその外側を包むように発達している。これらの横臥褶曲群の軸は ENE へゆるくブランチし, 鉛直の軸面をもつゆるやかな褶曲群で曲げられている (Fig. 3, 4)。

間瀬 subarea: すべて点紋片岩で構成され, 岩層は水平に近い。泥質片岩中に連続の悪い塩基性片岩, 珪質片岩が含まれる。間瀬付近に鉛直褶曲がみられる (Fig. 4)。

野上 subarea: すべて無点紋片岩で構成され, 珪質片岩, 泥質片岩を挟む厚層の塩基性片岩が発達している。岩層はゆるく南へ傾斜しているがこの塩基性片岩は泥質片岩を核とし, ヒンジを南に向けた横臥褶曲を形成している (Fig. 2, 3)。この横臥褶曲 (野上横臥褶曲) の軸

はゆるく東へプレンジし、軸面はゆるく南へ傾斜している。

不動山横臥褶曲は無点紋片岩を核としヒンジを北に向けた横臥褶曲である。出牛横臥褶曲は点紋片岩を核としヒンジを南に向けた横臥褶曲である。不動山ナップにおける横臥褶曲は長瀨ナップのそれと同様南フェルゲンツを示していると考えられる。

### 3. 長瀨—釜伏地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面を Fig. 13 に示す。長瀨ナップ、不動山ナップには対をなす横臥褶曲が発

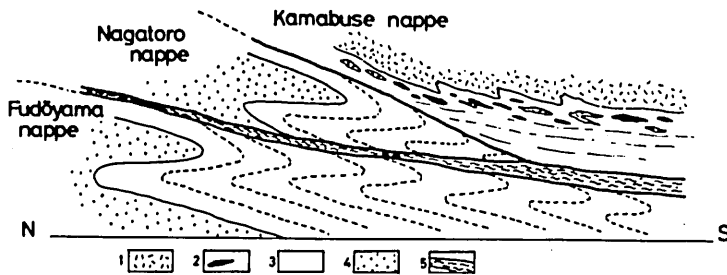


Fig. 13. Schematic profile of the Sambagawa belt of the Nagatoro-Kamabuse district.  
 1: Mikabu greenstones, 2: Serpentinite, 3: Non-spotted schists, 4: Spotted schists, 5: Nagatoro shear zone.

達している。これらの横臥褶曲は南フェルゲンツを示している。釜伏ナップにおいてはみかぶ緑色岩類の下底部およびメランジュ帯に北フェルゲンツを示す小規模な横臥褶曲が発達している (Fig. 4, 13)。後で詳しく述べるが北フェルゲンツの横臥褶曲は南フェルゲンツの横臥褶曲より早期に形成されたものである。釜伏衝上断層は北フェルゲンツの横臥褶曲形成と一連の現象と考えられ、長瀨剪断帯は南フェルゲンツの横臥褶曲と一連の現象と考えられるが釜伏衝上断層は長瀨剪断帯形成時にも再活動した。本地域はこのような2時相にわたる剪断運動によってパイルナップ構造が形成された。

釜伏ナップのメランジュ帯の形成は北フェルゲンツの横臥褶曲以前で、みかぶ緑色岩類が三波川結晶片岩へ衝上することによって形成されたテクトニックメランジュである。この時相は層面片理形成時かそれ以前である。おそらくみかぶ緑色岩類が海洋性地殻からはぎとられ付加体となる過程で形成されたものであろう。

### C. 都幾川地域の地質構造

先に述べたように本地域は日影ナップ、西平ナップ、都幾山ナップの3つのナップから構成されている (Fig. 8)。

#### 1. 日影ナップの地質構造

このナップはすべて三波川結晶片岩からなり、ほとんどが泥質片岩である。錠層は見あたらないが、点紋片岩と無点紋片岩の境界面は一般に地層と平行であるので、両者の境界面の分布

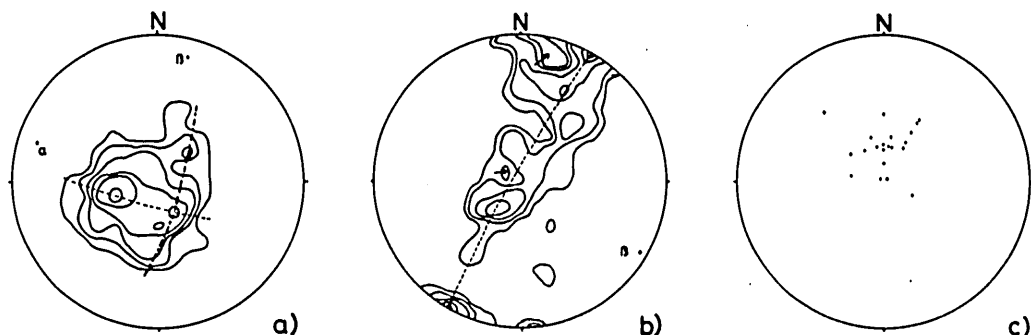


Fig. 14.  $\pi$ -diagrams for the bedding schistosity of rocks of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

a) Data for the Tokisan nappe. Contours: 10-8-6-4-2-1%, 121 points.

b) Data for the Mikabu greenstones in the Nishidaira nappe. Contours: 8-6-4-2-1%, 107 points.

c) Date for the Hikage nappe. 21 points.

状態から地質構造を推定することができる。

日影北方をWNW-ESE方向に走る断層より南側の地域において測定された三波川結晶片岩類の片理面をプロットしたのがFig. 14, c)である。この図から片理面はE-WからWNW-ESE走向でSにゆるく傾斜していることがわかる。一見南上位の単斜構造のようにみえるが、無点紋片岩は点紋片岩に挟まれて中位の層準に発達している。無点紋片岩を核とし点紋片岩で囲まれた横臥褶曲構造が推定される。横臥褶曲の核を形成する無点紋片岩は東にいくにつれて薄くなる傾向がある (Fig. 6)。この横臥褶曲は軸面がゆるく南に傾斜し、東にゆるくプランジする軸をもち、ヒンジを北に向けたものであろう。

一方、日影北方を通る断層より北側の地域において、三波川結晶片岩類はNNE-SSW走向でゆるくWに傾斜する。無点紋片岩は点紋片岩の上位にわずか数10mの層厚をもって重なり、みかぶ緑色岩類と接している。

日影衝上断層：日影衝上断層は日影ナップと上位の西平ナップの境界に発達している。先に述べたような日影ナップの南部地域の三波川結晶片岩類の地質構造とみかぶ緑色岩類の下底面 (みかぶ緑色岩類と三波川結晶片岩類の境界面) は明瞭に斜交していることが地質図 (Fig. 6) より明らかである。この構造的な不連続面が日影衝上断層でNW-SE走向でSEへゆるく傾斜している。

一方日影より北側の地域においては、下位の点紋片岩から上位の無点紋片岩へと変成度が漸移的に変化するようにみえる。長瀬地域ではみかぶ緑色岩類下底に無点紋片岩が広く発達している。みかぶ緑色岩類と点紋片岩が連続する例は知られていない。このような資料に基づいて考えれば、日影衝上断層の北部地域への連続はみかぶ緑色岩類と無点紋片岩との境界に求められる。この地域の日影衝上断層はNNE-SSW走向でゆるくWへ傾斜している。

## 2. 西平ナップ

### (a) みかぶ緑色岩類の上に重なる地層 (A層)

先に述べたように本地域のみかぶ緑色岩類の上に重なる秩父中・古生層は下位からA層、B層、C層と区分される。西平ナップはみかぶ緑色岩類とA層で構成される。みかぶ緑色岩類は南北方向に軸をもつ安戸向斜の東翼と西翼の両方に発達しているがA層は西平—七重—赤木にかけて西翼のみ分布し、みかぶ緑色岩類の上に構造的整合性をもって重なっている。この両者の関係は西平西北西約1kmの都幾川河床において観察される (Plate I—1)。この露頭ではみかぶ緑色岩類 (片理が弱く発達した玄武岩質凝灰岩) の上に層状チャートが重なっている。境界部に断層の発達は認められない。層状チャートの層理面の走向はN10°Wで18°Eへ傾斜している。この層理面と両者の境界面およびみかぶ緑色岩類に弱く発達する層理面とは調和的である。

西平から七重にかけてA層はほとんど層状チャートからなり他の岩石種を挟まない。赤木付近においては、うすい珪質泥岩、黒色泥岩、砂岩を挟んでいる。A層の上限は西平衝上断層で切断されているが層厚は西平付近において薄く赤木付近では厚く450m以上である。

### (b) 地質構造

みかぶ緑色岩類中に発達する層理面は、西平より東部領域においてWNW—ESE～NW—SE方向の走向でSに急傾斜し、西平より西部領域においては東部領域とはほぼ同じ走向でNに低—中角度で傾斜している。即ち本地域のみかぶ緑色岩類の内部構造は北翼が急傾斜で南翼が緩傾斜の非対称な向斜 (都幾川向斜) を形成している。向斜軸は西平付近を通る (Fig. 6)。Fig. 14, b) は、本地域のみかぶ緑色岩類の層理面の $\pi$ -diagramである。 $\pi$ -circleから求められた都幾川向斜の褶曲軸の方位はS60°, Eへ4°プランジしている。Fig. 14, b) における層理面の極の集中域の広がり状態は北翼が急傾斜、南翼が緩傾斜の向斜構造をよく表わしている。みかぶ緑色岩類の上位に重なるA層も、もちろんみかぶ緑色岩類と共に都幾川向斜に参加している。

安戸研究グループ (1982) は本地域西方、堂平山周辺においてWNW—ESE方向の軸をもつ開いた褶曲構造を記載している。これらの褶曲構造は都幾川向斜と同時期に形成されたと考えられる鉛直褶曲群である。安戸向斜は後述べるように都幾川向斜より後期に形成されたものである。

西平衝上断層：安戸向斜の東翼を形成するみかぶ緑色岩類は同時に都幾川向斜の北翼を形成している (Fig. 6)。都幾川向斜の北翼は南に急傾斜している。雲河原周辺において都幾川向斜の北翼を形成するみかぶ緑色岩類の上にB層が重なっている。この地域においてB層とみかぶ緑色岩類との境界面は地質図から明らかのようにゆるく西に傾斜している。この境界面はみかぶ緑色岩類の内部構造と大きく斜交している (Fig. 7, 15)。即ちみかぶ緑色岩類とB層との境界面は構造的に不連続面 (西平衝上断層) である。

先に述べたように安戸向斜の西翼を構成するみかぶ緑色岩類の上位には整合でA層が重なっている。このためここではB層はA層の上に重なっている。一部の地域 (七重北方) においてB層が直接みかぶ緑色岩類の上に重なっている。“安戸窓”の南西萩平付近において豊原・小坂 (1981) はみかぶ緑色岩類と近接するチャート (A層に相当) から三疊紀を示すコノドント化石を報告している。後で詳しく述べるが筆者はB層の泥質岩より二疊紀を示す放射虫化石を



発見した。B層はA層の上位に重なっている。つまり古い時代を示す堆積物が若い時代を示す堆積物の上位に重なっていることになる。横臥褶曲による地層の逆転は考えられないのでこのような関係はA層とB層との境界面が構造的な不連続面（西平衝上断層）であることを示している。この断層（西平衝上断層）は西平より西部領域においてA層とB層との境界に発達し、東部領域においては先に述べたようにみかぶ緑色岩類との境界に発達していることになる。西平衝上断層は安戸向斜によって明らかに曲げられている。

### 3. 都幾山ナップ

都幾山ナップの広がりには Fig. 8 に示されている。このナップはB層とC層からなる。本地域最上位のナップである。

#### (a) B 層

B層は七重北西—都幾山南—南東においてA層と、雲河原西方—上古寺にかけてみかぶ緑色岩類と西平衝上断層で境されている。黒色泥岩、珪質泥岩、含礫泥岩を主体とし、チャート、石灰岩、塩基性岩、砂岩が層状・レンズ状岩体あるいはブロックとして含まれている。泥質岩には片理がよく発達している。鏡下では小さな針状の白雲母、緑泥石が片理に沿って配列している。チャートは白色、灰色、赤色などさまざまな色調を示し再結晶が進んでいる。層状チャートが大部分を占める。塩基性岩は片理の発達した細粒の玄武岩質凝灰岩である。鏡下観察では初生鉱物として、単斜輝石（まわりが一部アルカリ角閃石に変わっていることがある）、斜長石（ソシュライト化し、パンペリー石などの細粒の変成鉱物の集合体になっている）の粗粒結晶が認められる。石基は細粒のパンペリー石、緑れん石、アクチノ閃石などの細粒鉱物が片理を形成している。石灰岩は完全に再結晶し、砂岩はチャートの岩片を多量に含み、白雲母、緑泥石などの変成鉱物が生じている。このように基質としての泥質岩もオリストリスとして含有される岩塊も同様に変成作用を受け両者に変成度の差は認められない。

B層中の泥質岩およびチャート岩塊より放散虫化石を発見することができた。Table 1 に産出した放散虫化石のリストを、Fig. 6 に locality を示す。これらの放散虫はいずれも保存は極めて悪い。*Follicuculus* cf. *scholasticus* だけでは正確な時代は決定できないが、北米上部ベルム系 Guadalupian 上部から報告されている。これらの化石よりB層の泥質岩はほぼ上部二疊系

Table 1. A list of characteristic species of radiolarians from the Chichibu belt in the Tokigawa district.

Loc. 1 (siliceous shale) :	<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i>
Loc. 2 (black shale) :	<i>F.</i> (?) sp.
Loc. 3 (black shale) :	<i>F.</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i> .
	<i>F.</i> (?) sp.
	<i>Pseudoalbaillella</i> (?) sp.
Loc. 4 (pebbly shale) :	<i>F.</i> (?) sp.
Loc. 5 (chert) :	<i>F.</i> sp. cf. <i>F. scholasticus</i> .

と考えられる。チャートも同時代を示している。

#### (b) C 層

この層は珪質泥岩、含礫泥岩、黒色泥岩を基質とし、塩基性岩類、石灰岩、チャート、砂岩のレンズ状岩体をブロックとして含むものである。特に塩基性岩類の岩塊が多量に含まれることでB層と区別される。石灰岩もB層に比べて多く含まれている。

C層はB層を構造的整合性をもっておおい、本地域中央部において都幾山周辺から北方へ広がり、東部においてはNNW-SSE方向の断層で北へずれ上古寺西方に分布する。

泥質岩も含有される岩塊も一連の変成作用を被っているが再結晶はB層に比較するとそれほど進んでいない。原岩の組織はかなりよく残っている。塩基性岩類は玄武岩質溶岩、玄武岩質凝灰岩、火山礫凝灰岩からなる。玄武岩質溶岩は1.0-2.0mmの半自形-自形の単斜輝石、斜長石の斑晶とインターサタル-インターグラニューラー組織を示す石基からなる。気孔跡はパンペリー石、方解石などの2次鉱物で充たされている。玄武岩質凝灰岩も初生鉱物として単斜輝石、斜長石が認められる。火山礫凝灰岩は玄武岩質な基質と数mm-数cmの角礫からなっている。

#### (c) 地質構造

このナップにおける層理面の $\pi$ -diagramがFig. 14, a) に示されている。層理面のほとんどが緩傾斜を示しているが、その集中域はわずかに2つの大円方向への分散が認められる。Fig. 14, a) の破線で示される大円の極 $\beta$ はN14° Eへ14° プランジしている。一点鎖線で示される大円の極 $\alpha$ はN75° Wへ12° プランジしている。このナップに2方向の軸をもつゆるやかな褶曲が重複して発達しているように見える。 $\beta$ は安戸向斜の軸と一致している。 $\alpha$ を軸とするような褶曲は地質図 (Fig. 6) にはあらわれていないが、軸の方向からすれば都幾川向斜に比較されるものであるといえよう。

#### 4. 都幾川地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面図を Fig. 15に示す。3つのナップが重なり、形成時相の違う2つの向斜で特徴づけられる。西平衝上断層および日影衝上断層は安戸向斜によって曲げられていることから安戸向斜はこれらの衝上断層形成後の構造であることは明らかである。都幾川向斜は長瀬地域で述べた横臥褶曲の後に形成された鉛直褶曲群に対応する。後で述べるように日影衝上断層、西平衝上断層は釜伏衝上断層と同時相の構造である。したがって西平衝上断層も鉛直褶曲で曲げられていると考えられる。Fig. 15において西平衝上断層が都幾川向斜によって一見曲げられていないように見えるのは、初生的に衝上断層面とみかぶ緑色岩類の層理面が斜交していたことに起因するのであろう。かくしてこの地域の構造は次の順序で形成されたものでまとめられよう。

- 1) パイルナップ構造の形成 (この地域に発達する衝上断層は釜伏衝上断層に比較されることから、北へ向かう衝上運動によってパイルナップ構造は形成された)、
- 2) 都幾川向斜の形成、
- 3) 安戸向斜の形成。

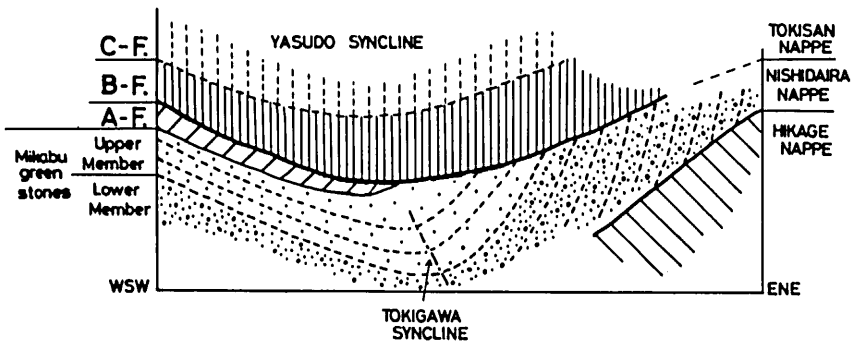


Fig. 15. Schematic profile of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

#### D. 甘楽町地域の地質構造

本地域は便宜上2つの断層（涸沢—入山—梅ノ木入と通る断層、裏根—梅ノ木平—那須南方を通る断層）によって3つの領域に区分される（西部領域，中央部領域，東部領域）（Fig. 11）。本地域の地質図を Fig. 9 に断面図を Fig. 10 に示す。

##### 1. 西部領域

この領域は2つの南傾斜の低角度断層（入山衝上断層，藤田峠衝断層）によって区分される3つのナップ（涸沢ナップ，藤田峠ナップ，入山ナップ）から構成されている（Fig. 11）。涸沢ナップは構造上最下位のナップである。内部構造は2層準に発達する塩基性片岩の追跡により解析され，3つの横臥褶曲を含む極めて複雑なものであることが明らかにされた。これらの横臥褶曲の位置および名称は Fig. 11 に示されている。Fig. 16 より明らかなようにこれらの横臥褶曲は1つのより大きな横臥褶曲（甘楽横臥褶曲）の寄生褶曲とみなされる。この横臥褶曲は北フェルゲンツである。藤田峠横臥褶曲（Ⅰ）および涸沢横臥褶曲はヒンジを北に向け，藤田峠横臥褶曲（Ⅱ）はヒンジを南に向けている。涸沢横臥褶曲は核が点紋片岩で構成され，まわりを無点紋片岩で囲まれており，点紋片岩は無点紋片岩中においてくさび状の分布様式を示している。これらの横臥褶曲の軸はNW～WNWへゆるくブランチし，軸面は鉛直褶曲によって曲げられている。横臥褶曲は後で述べるように関東山地三波川帯の最も基本的な構造であり，この褶曲によって点紋片岩と無点紋片岩の分布が決定されている。

涸沢ナップの上の藤田峠ナップの下限を画する藤田峠衝上断層は藤田峠の北斜面上に発達しているが，低角度であるため，藤田峠南斜面および入山東方の沢においてあらわれている。ここでは藤田峠衝上断層は断層群として発達し，点紋片岩，無点紋片岩がスライス状岩体として重なり合っている。

藤田峠ナップの主体は無点紋片岩で構成されている。塩基性片岩の連続により，ヒンジを北に向けた横臥褶曲（谷ノ口横臥褶曲）の存在を示すことができる（Fig. 9, 11）。この横臥褶曲の軸はWNWへゆるくブランチし，軸面は南傾斜である。

入山ナップは藤田峠ナップの上位に重なっている。すべてみかぶ緑色岩類からなっている。

## 2. 中央部領域

この領域は先に述べたように、涸沢—入山—梅ノ木入を通る断層と裏根—梅ノ木平—那須南方を通る断層に囲まれた地域である (Fig. 11)。梅ノ木入付近を通る南傾斜の衝上断層 (梅ノ木入衝上断層) によって形成された2つのナップ (梅ノ木入ナップ, 峰ナップ) から構成されている (Fig. 11)。

梅ノ木入ナップは峰ナップの上位に重なり、みかぶ緑色岩類からなっている。これは入山ナップの連続体である。

峰ナップにおいて岩層はゆるく南に傾斜し南上位の単斜構造のように見える。しかしこのナップの最下位層準は裏根付近に分布する無点紋片岩で構成され、最上位層準は梅ノ木入の東に分布する無点紋片岩である。点紋片岩はこれら無点紋片岩に挟まれて中位層準を占めて広く分布している。このような点紋片岩の分布様式は西部領域の涸沢ナップにおける点紋片岩の分布様式と比較することによって次のように説明することができる。峰ナップの地質構造は中位層準を占める点紋片岩を核としまわりを無点紋片岩で囲まれた1つの大規模な横臥褶曲の存在によるものであり、この横臥褶曲 (峰横臥褶曲) は西部領域の涸沢横臥褶曲に相当する。峰ナップはみかぶ緑色岩類の下底から、北は三波川帯の北縁まで広がる巨大なナップである。この地域以東の三波川帯の地質構造の基本はこの構造によって支配されているとみなしてよいだろう。

## 3. 東部領域

この領域は戦場衝上断層と那須衝上断層によって3つのナップ (戦場ナップ, 秋畑ナップ, 那須ナップ) に区分される (Fig. 11)。

戦場ナップは最下位のナップですべて点紋片岩から構成されている。戦場付近に発達する塩基性片岩を追跡することによって、ヒンジを北に向けた横臥褶曲の存在が明らかにされた (徳田, 1976)。この横臥褶曲 (戦場横臥褶曲) の軸面はゆるく南に傾斜し、軸はWNWへゆるくブランチしている。戦場横臥褶曲の上翼を構成する塩基性片岩は戦場南方において、戦場ナップの上限を画する戦場衝上断層によって切断されている。この衝上断層は緩傾斜のため戦場南東の雄川の支沢にあらわれ、戦場横臥褶曲の上翼を形成する塩基性片岩が窓状にのぞいている。

秋畑ナップは戦場ナップの上位に位置し、ほとんど点紋片岩より構成される。岩層は水平ないしゆるく南傾斜であるが適当な鍵層がないため地質構造の詳細は不明な点が多い。戦場衝上断層直上の岩石には強い differentiated crenulation cleavage が発達している。これはまた戦場横臥褶曲の核部によくみられる変形構造である。秋畑ナップの形成は戦場横臥褶曲の形成と対応する構造であるように見える。

那須ナップは秋畑ナップの上位に位置し、みかぶ緑色岩類と無点紋片岩で構成される。那須衝上断層はみかぶ緑色岩類の下底に沿って発達し、梅ノ木入南東においてみかぶ緑色岩類は直接秋畑ナップに属する点紋片岩と接している。さらに東方ではこの衝上断層はみかぶ緑色岩類直下のうすい無点紋片岩の下底に沿って発達している。那須南東において那須衝上断層は分岐し、点紋片岩をスライス状岩体として挟んでいる。しかしこの点紋片岩は秋畑ナップに含まれるものであろう。那須ナップは、西側の梅ノ木入ナップの連続体である。

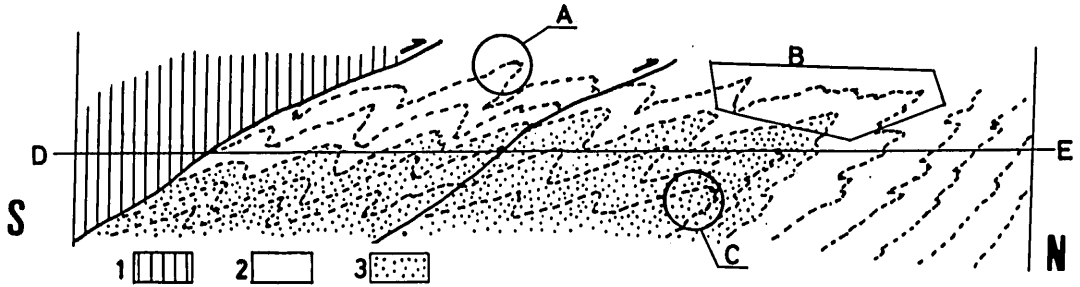


Fig. 16. Schematic structural cross section of the Kanra-cho district. 1: Mikabu greenstones, 2: Non-spotted schists, 3: Spotted schists. A: Yanokuchi recumbent fold, B: Karasawa nappe, C: Senba recumbent fold (see Fig. 11). D-E: Erosion level of the middle part.

#### 4. 甘楽町地域の地質構造のまとめ

本地域の模式断面図が Fig. 16 に示されている。基本的な地質構造は中位層準に発達する点紋片岩を核とし、まわりを無点紋片岩で囲まれ、ヒンジを北に向けた北フェルゲンツを示す1つの巨大な横臥褶曲構造（甘楽横臥褶曲）である。しかし現在、この初生的な地質構造は横臥褶曲の形成と密接に関係して生じたと考えられる南から北へ向かう衝上断層によって切断されたパイルナップ構造を形成している。

西部、東部両領域において発達する2つの衝上断層（藤田峠衝上断層、戦場衝上断層）は連続して峰ナップにも発達しているのであろう。泥質片岩中に発達する場合には確認が困難であろう。最上位のナップは大部分みかぶ緑色岩類で占められており一部無点紋片岩を含むが点紋片岩を含まない。このナップの衝上は甘楽横臥褶曲の形成と同時期であろう。

Fig. 16 の D-E 線は中央部領域における現在のさくはくレベルを表わしている。峰ナップにおける点紋帯はすべて点紋片岩より構成されるのではなく、点紋片岩と無点紋片岩が入り乱れて出現する傾向が認められる。特に峰横臥褶曲の上翼側にその傾向が強い。このような現象は D-E 線の D 側部分で見られるように、点紋片岩と無点紋片岩の境界部付近を巨大な横臥褶曲の包らる面と D-E 線が低角度で交わり、上翼側に寄生褶曲が発達することで説明される。また峰ナップの点紋片岩の厚さは、このような寄生褶曲による地層のくり返しのためみかけより実際は薄いと考えられる。

西部領域には中央部領域よりも甘楽横臥褶曲の相対的に上部を構成する地質体が分布している。Fig. 16 A の位置に発達するような横臥褶曲が谷ノ口横臥褶曲に相当している。つまり谷ノ口横臥褶曲は巨大な横臥褶曲の上翼に発達する寄生褶曲の1つとみなすことができる。Fig. 16 B の範囲に発達している横臥褶曲群が涸沢ナップの藤田峠横臥褶曲 (I), (II), 涸沢横臥褶曲に相当している。これらの横臥褶曲は巨大な横臥褶曲のヒンジ付近から上翼側にかけて発達する寄生褶曲とみなすことができる。

東部領域の結晶片岩類はほとんどが点紋片岩で構成され、後で述べるように変成度も本地域で最も高い。これらのことから東部領域は中央部領域よりより下位の地質体が露出していると考えられる。つまり、Fig. 16 C の位置に発達するような横臥褶曲が戦場横臥褶曲に相当するといえよう。

IV. 変成作用

三波川帯の変成分帯はこれまで数多くの研究者によってなされている。関東山地三波川帯においては Seki (1958), 田中ら (1969), 田中・福田 (1974), Toriumi (1975), 田中 (1977), 鈴木 (1977), 酒井 (1980) などによって変成分帯がなされている。田中・福田 (1974) は泥質片岩に黒雲母を見出し関東山地にも黒雲母帯が存在すること, 鈴木 (1977) は塩基性片岩より角閃石を見出し, 最高変成度が緑れん石一角閃岩相に達していることを示した。筆者は3つの調査地域において変成鉱物の組合せの変化に基づいて変成分帯を行った。

A. 長瀬一釜伏地域の変成分帯

Fig. 17は変成鉱物の出現と消滅を表わしている。本地域はI a, I b, II, III帯の4帯に分帯できる。変成鉱物の組合せを地図上にプロットしたのが Fig. 18, Fig. 19である。これらに基づいて作られた変成分帯図を Fig. 20に示す。

I a 帯：塩基性岩においてローソン石の出現で特徴づけられる。この帯は釜伏ナップのC層の一部を占めている。塩基性岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+ローソン石

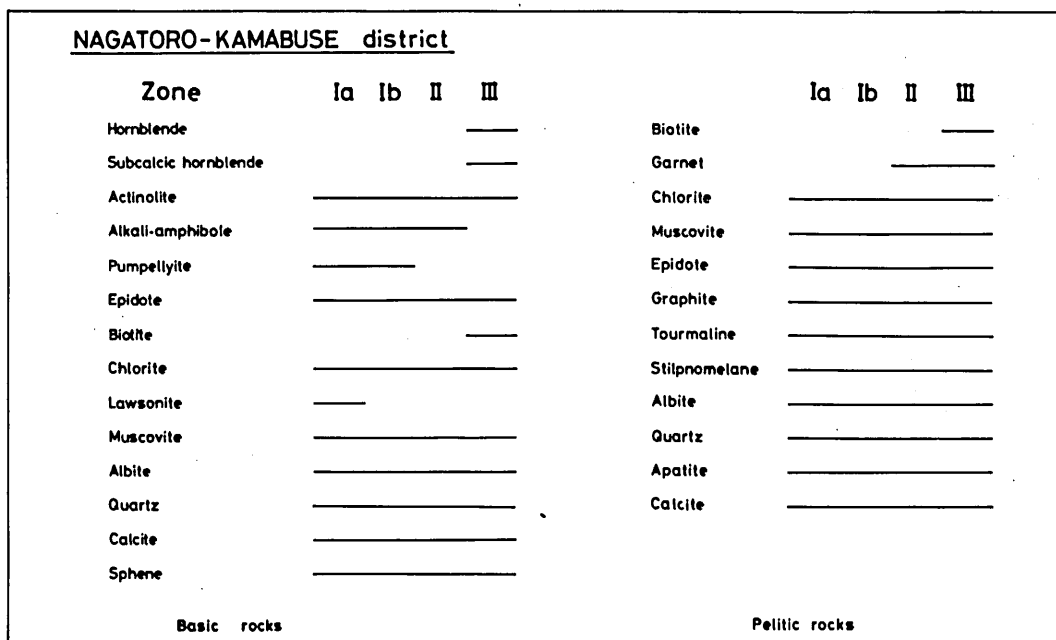


Fig. 17. Mineral variations of pelitic and basic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.

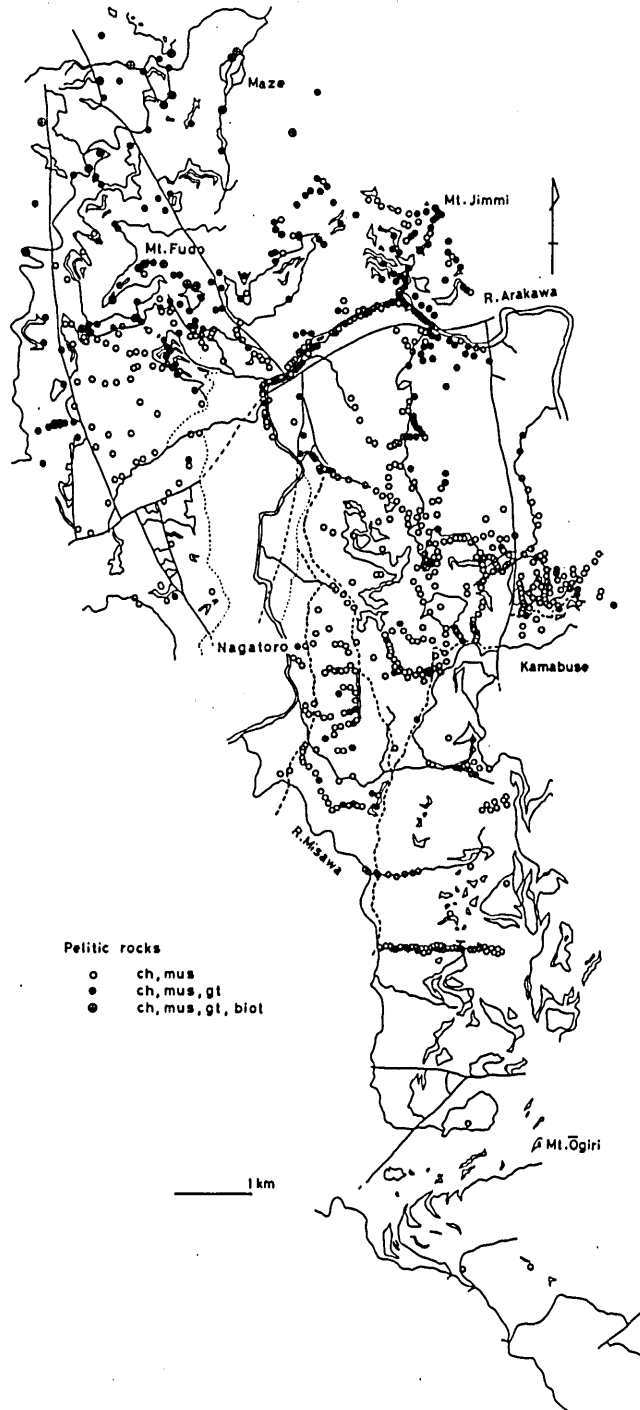


Fig. 18. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in pelitic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.

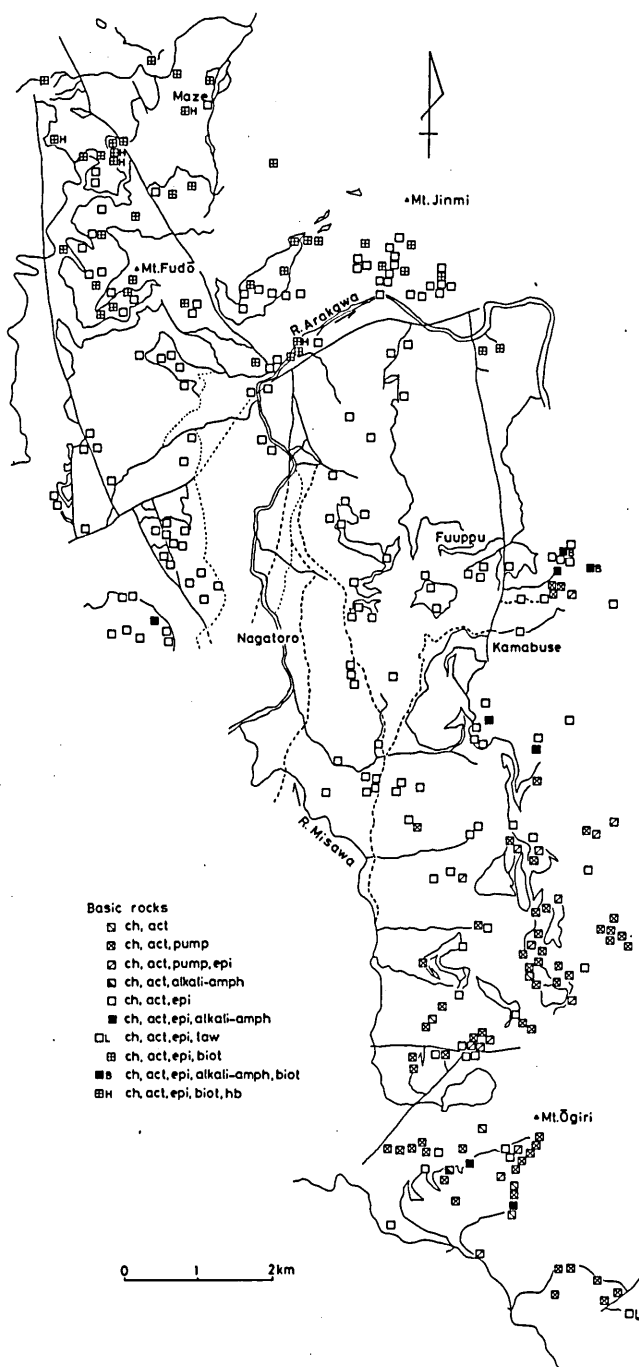


Fig. 19. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in basic rocks in the Nagatoro-Kamabuse district.



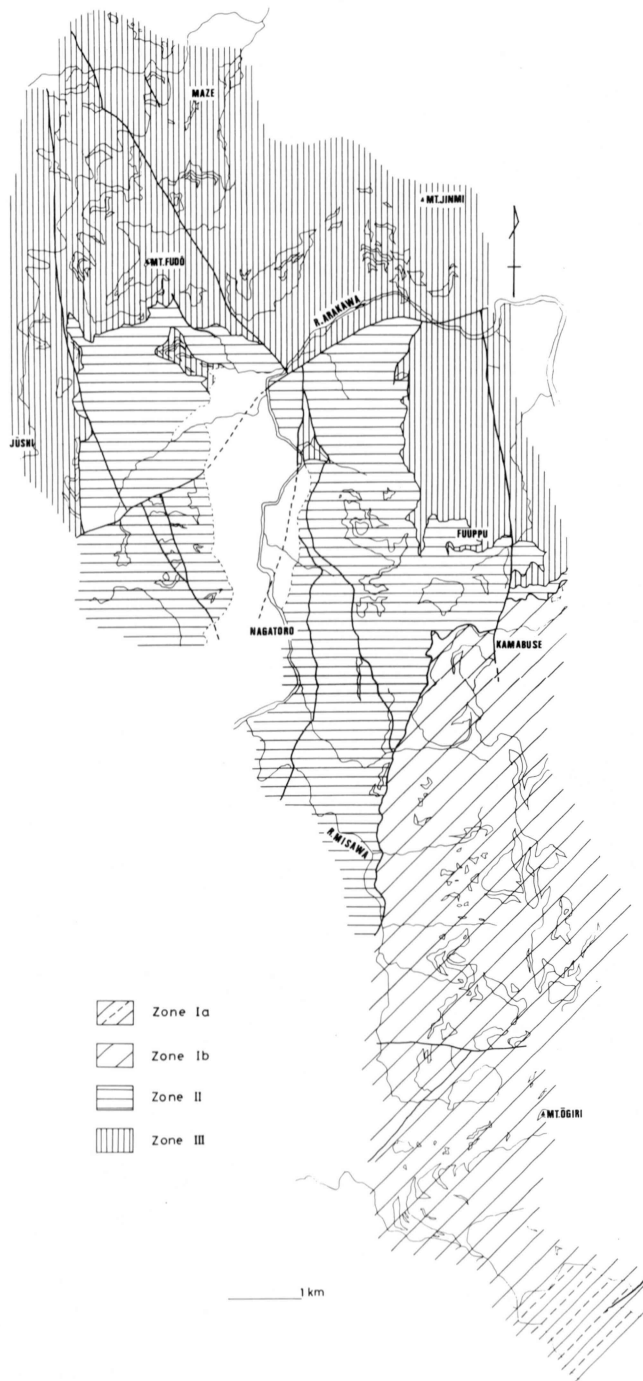


Fig. 20. Metamorphic zoning of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

I b 帯：塩基性岩においてローソン石が消滅し、パンペリー石の存在で特徴づけられる。この帯の分布は釜伏ナップのA層、B層、とC層の一部を含んでいる。塩基性岩の代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+パンペリー石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+パンペリー石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石
- (4)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石

泥質片岩には白雲母+緑泥石がみられる。これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

II 帯：泥質片岩におけるざくろ石の出現、塩基性片岩におけるパンペリー石の消滅で特徴づけられる。この帯の分布は長瀬ナップ、不動山ナップの無点紋帯に一致する。

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+アルカリ角閃石

泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+ざくろ石
- (2)白雲母+緑泥石

これらに曹長石、石英、方解石などが伴なわれる。アルカリ角閃石の産出はまれである。ざくろ石の出現も普遍的でなく散在的である。

III 帯：泥質片岩と塩基性片岩において黒雲母の出現および塩基性片岩において普通角閃石、サブカルシック角閃石の出現で特徴づけられる。この帯の分布は点紋帯と一致しているが、長瀬ナップの点紋帯では泥質片岩に黒雲母を見出ししていない。新鮮な試料が少ないため黒雲母と同定できないものがほとんどだった。EPMA で定性的にKの量を求め黒雲母と同定した。不動山周辺では黒雲母アイソグラッドは点紋帯と無点紋帯の境界に一致している。泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石+ざくろ石+黒雲母
- (2)白雲母+緑泥石+ざくろ石

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑れん石+黒雲母+緑泥石
- (3)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+黒雲母+アルカリ角閃石
- (4)アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石+黒雲母+普通角閃石+サブカルシック角閃石

これらに曹長石、石英などが伴なわれている。緑色黒雲母と褐色黒雲母の2種類が認められる。Sakai (1981) は褐色黒雲母がより高変成度を示すことを述べているがその分布に規則性は認められない。(3)の組合せは釜伏北方長瀬ナップの点紋帯と無点紋帯の境界付近においてあらわれる。この帯(4)に出現する角閃石類はアクチノ閃石、普通角閃石、サブカルシック角閃石の3種類である。普通角閃石、サブカルシック角閃石はまれに出現し (Fig. 19), 共に青緑色を呈している。鏡下では区別できずEPMA 分析によって同定することができる。これらは斜

Table 2. Microprobe analyses of amphiboles in the Nagatoro-Kamabuse district.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sp. No.	12243	12243	11197	11197	11197	11197	11197	11197	12243	583105	583105	583105	11197	11197	11197
SiO <sub>2</sub>	54.96	56.20	48.06	50.82	50.85	49.47	51.82	48.20	54.38	54.23	54.19	54.76	51.46	49.23	47.31
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.17	0.12	0.14	0.21	0.13	0.40	0.04	0.04	0.06	0.02	0.10	0.14	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.90	6.73	5.89	4.46	8.48	3.68	9.31	2.16	2.43	2.11	1.82	3.96	4.05	7.38
FeO*	13.08	11.72	16.40	15.81	14.78	16.44	14.04	17.96	12.92	13.71	13.40	12.95	14.49	15.23	17.00
MnO	0.33	0.38	0.60	0.73	0.61	0.54	0.49	0.61	0.37	0.28	0.52	0.44	0.38	0.53	0.66
MgO	16.11	16.32	12.83	13.19	15.60	11.39	15.95	10.71	14.90	14.32	15.66	15.80	14.95	16.18	12.28
CaO	11.60	11.10	9.59	9.17	10.62	8.33	10.72	7.24	11.13	10.95	11.63	11.33	10.26	11.08	9.66
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.85	2.08	2.23	1.58	2.83	1.16	3.59	1.20	0.82	0.87	0.73	1.65	1.74	2.41
K <sub>2</sub> O	—	—	0.26	0.19	0.23	0.30	0.19	0.40	—	0.05	0.06	0.02	0.17	0.26	0.36
Total	97.49	97.50	96.71	98.16	98.86	97.98	98.17	98.39	97.12	96.85	98.51	97.88	97.07	98.43	97.25
Numbers of ions on the basis of 23 oxygens															
Si	7.919	8.019	7.174	7.405	7.357	7.234	7.496	7.087	7.864	7.873	7.763	7.852	7.541	7.219	7.069
Ti	0.003	0.003	0.019	0.014	0.015	0.023	0.014	0.045	0.004	0.004	0.006	0.002	0.011	0.016	0.021
Al	0.142	0.152	1.185	1.012	0.761	1.462	0.628	1.613	0.368	0.416	0.357	0.308	0.684	0.700	1.299
Fe	1.576	1.398	2.047	1.926	1.788	2.010	1.699	2.208	1.562	1.664	1.606	1.554	1.776	1.867	2.124
Mn	0.040	0.046	0.076	0.090	0.075	0.067	0.059	0.076	0.045	0.035	0.064	0.054	0.047	0.066	0.084
Mg	3.460	3.470	2.854	2.864	3.364	2.482	3.438	2.347	3.211	3.098	3.343	3.377	3.186	3.536	2.735
Ca	1.791	1.698	1.534	1.431	1.646	1.305	1.662	1.141	1.725	1.704	1.785	1.742	1.611	1.740	1.547
Na	0.154	0.235	0.602	0.631	0.443	0.802	0.324	1.016	0.336	0.230	0.242	0.204	0.470	0.494	0.698
K	—	—	0.050	0.035	0.043	0.056	0.035	0.075	—	0.010	0.011	0.004	0.032	0.049	0.069

\* Total Fe as FeO.

1—8 : inclusion amphiboles. 9—15 : Matrix amphiboles.



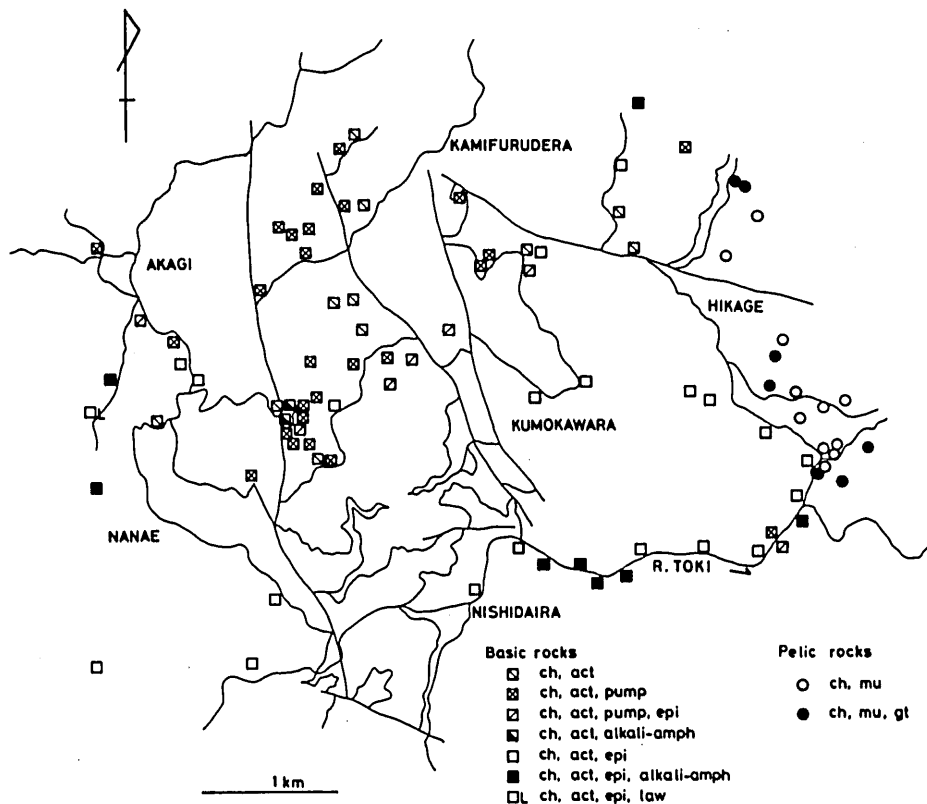


Fig. 22. Diagram showing spatial variation of mineral assemblages in pelitic and basic rocks in the Tokigawa district.

### 1. 都幾山ナップの変成分帯

都幾山ナップは秩父帯B層とC層で構成され、I帯、IIa帯に分帯される。I帯はC層、IIa帯はB層の分布とほぼ一致している。

I帯：この帯は、塩基性岩においてアルカリ角閃石、緑れん石が出現しないこと、アクチノ閃石、パンベリー石、緑泥石が普遍的に出現することで特徴づけられる。

塩基性岩における主な鉱物組合せは次の通りである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+パンベリー石

これに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

IIa帯：この帯は塩基性岩においてアルカリ角閃石、緑れん石の出現で特徴づけられる。アクチノ閃石、パンベリー石、緑泥石は普遍的に出現する。塩基性岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+パンベリー石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+パンベリー石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+アルカリ角閃石

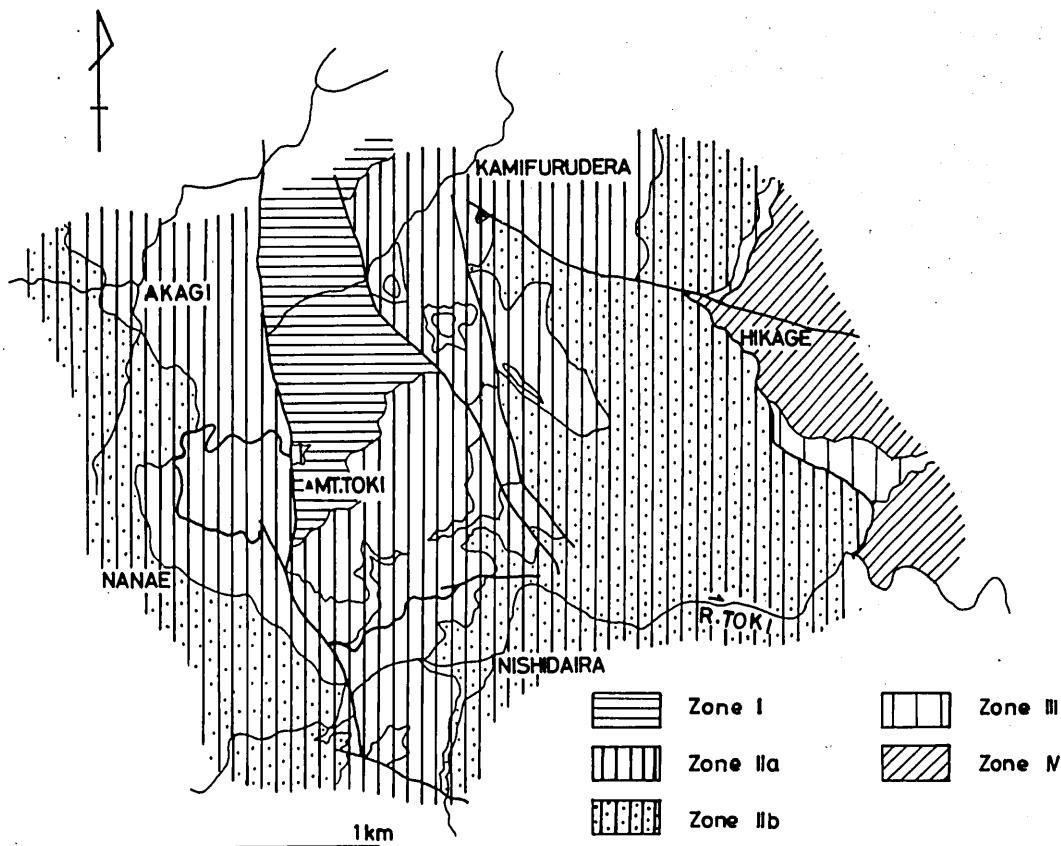


Fig. 23. Metamorphic zoning of the Sambagawa-Chichibu belt in the Tokigawa district.

泥質岩、砂質岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1) 緑泥石 + 白雲母

これらに曹長石、石英、方解石などが伴なわれている。

## 2. 西平ナップの変成分帯

西平ナップはIIb帯に属している。この帯は塩基性岩においてローソン石が出現することで特徴づけられる。筆者はまれにしかローソン石を見つけないことができなかったが、関(1957)は本地域のみかぶ綠色岩からローソン石を見出ししている。塩基性岩における主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + ローソン石

(2) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石

(3) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + アルカリ角閃石

(4) アクチノ閃石 + 緑泥石 + パンペリー石

(5) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + パンペリー石

## (6)アクチノ閃石+緑泥石

これらに曹長石、石英などが伴なわれている。

## 3. 日影ナップの変成分帯

このナップは無点紋帯と点紋帯よりなる。前者はⅢ帯、後者はⅣ帯に属する (Fig. 23)。

Ⅲ帯：この帯は泥質片岩においてざくろ石が出現しないことで特徴づけられる。泥質片岩の主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1)白雲母+緑泥石+曹長石+石英

Ⅳ帯：この帯は泥質片岩においてざくろ石の出現で特徴づけられる。泥質片岩の主な鉱物組合せは次のとおりである。

(1)白雲母+緑泥石+ざくろ石

(2)白雲母+緑泥石

これに曹長石、石英などが伴なわれている。このナップの三波川結晶片岩は風化が著しく、新鮮な試料を得られなかった。点紋帯ではあるが黒雲母は同定できなかった。

## C. 甘楽町地域の変成分帯

本地域においても塩基性片岩および泥質片岩と砂質片岩に含まれる変成鉱物の組合せの変化に基づいて分帯を行った。Fig. 24は塩基性片岩および泥質片岩、砂質片岩に含まれる変成鉱物の出現と消滅を表わしている。この図から本地域はⅠ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ帯に分帯できる。変成鉱物の組合せを地図上に示したのが Fig. 25である。これに基づいた変成分帯図を Fig. 26に示す。

Kanra-chō district									
Zone	I	II	III	IV		I	II	III	IV
Subcalcic hornblende				—	Biotite				—
Actinolite	—	—	—	—	Garnet			—	—
Alkali-amphibole	—	—	—	—	Chlorite	—	—	—	—
Pumpellyite	—	—	—	—	Muscovite	—	—	—	—
Epidote	—	—	—	—	Epidote	—	—	—	—
Biotite			—	—	Graphite	—	—	—	—
Garnet				—	Tourmaline	—	—	—	—
Muscovite	—	—	—	—	Stilpnomelane	—	—	—	—
Chlorite	—	—	—	—	Albite	—	—	—	—
Albite	—	—	—	—	Quartz	—	—	—	—
Quartz	—	—	—	—	Apatite	—	—	—	—
Sphene	—	—	—	—	Calcite	—	—	—	—
Calcite	—	—	—	—					
Basic rocks					Pelitic rocks				

Fig. 24. Mineral variations of pelitic and basic rocks in the Kanra-cho district.

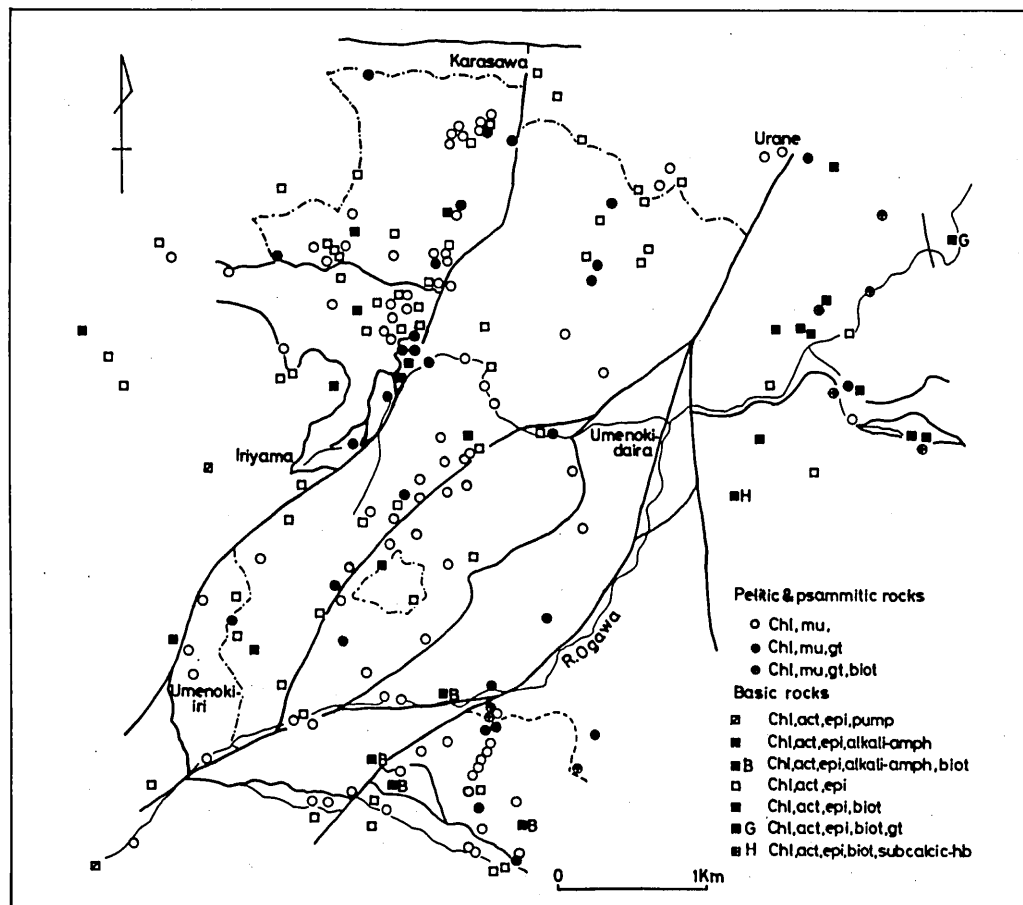


Fig. 25. Diagram showing spacial variation of mineral assemblages in pelitic and basic rocks in the Kanra-cho district.

I 帯：塩基性片岩においてパンペリー石の出現で特徴づけられる。パンペリー石の分布はみかぶ緑色岩類分布域に限られる。無点紋帯の塩基性片岩には出現しない。塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + パンペリー石
- (2) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石
- (3) アクチノ閃石 + 緑泥石 + 緑れん石 + アルカリ角閃石

泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1) 緑泥石 + 白雲母

これらに曹長石、石英、方解石などが伴なわれる。

II 帯：この帯は塩基性片岩においてパンペリー石の消滅と泥質片岩におけるざくろ石の不在で特徴づけられる。ほぼ無点紋帯の分布と一致している。

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。



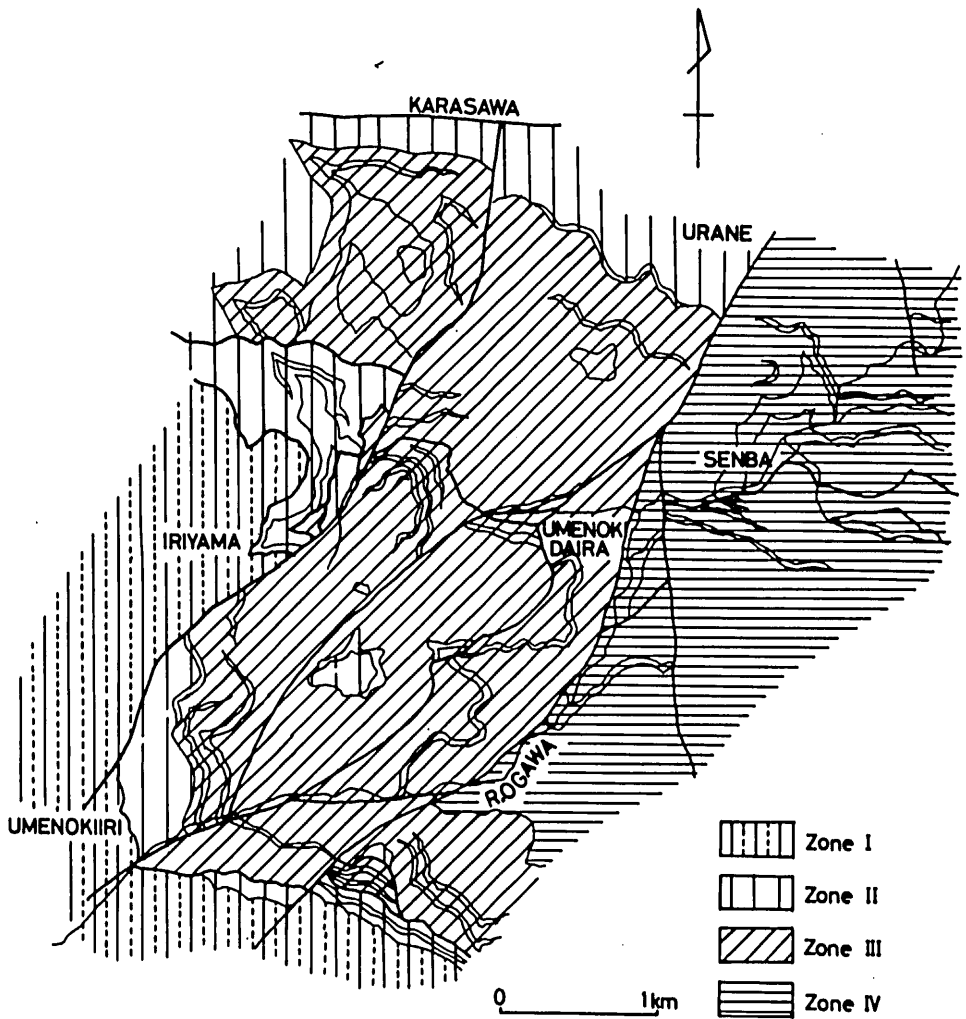


Fig. 26. Metamorphic zoning of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

(1) アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石

(2) アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石

これらに曹長石、石英などが伴なわれる。泥質片岩においてはⅠ帯と変化はない。

Ⅲ帯：泥質片岩におけるざくろ石の出現で特徴づけられる。Fig. 25の一点鎖線は断層で接する場合を除いたⅡ帯とⅢ帯との境界つまり泥質片岩におけるざくろ石アイソグラッドである。泥質片岩におけるざくろ石の分布は中央部領域、東部領域において点紋片岩に限られる。これらの領域ではざくろ石アイソグラッドは点紋帯と無点紋帯の境界に一致し岩層の境界および地質構造と調和的である。しかしながら中央部領域における点紋帯にはざくろ石の分布は散在的である。

西部領域においてはざくろ石アイソグラッドは点紋帯と無点紋帯の境界より無点紋帯側にはいりこんでいる。この領域においてもざくろ石アイソグラッドは岩層の境界と調和的かつ滯留ナップに発達する横臥褶曲構造とも調和的であると考えられる。しかし各領域を比較してより広域的な視野に立っていえばざくろ石アイソグラッドは西方にいくにつれて点紋帯と無点紋帯の境界から無点紋帯側へ移動していくぶん岩層と斜交しているものと推定される。

塩基性片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石+黒雲母

泥質片岩における代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)白雲母+緑泥石
- (2)白雲母+緑泥石+ざくろ石

これらに曹長石、石英などが伴なわれている。Ⅲ帯とⅣ帯の曹長石は斑伏変品をなし最大長径は2.0mmに達する。塩基性片岩にアルカリ角閃石と共生して黒雲母が出現するのもこの帯の特徴である。

Ⅳ帯：この帯は泥質片岩において黒雲母の出現、塩基性片岩においてアルカリ角閃石の消滅、サブカルシック角閃石の出現で特徴づけられる。

塩基性片岩において代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+黒雲母
- (2)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+黒雲母+サブカルシック角閃石
- (3)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+黒雲母+ざくろ石
- (4)アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石

泥質片岩において代表的な鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)緑泥石+白雲母+ざくろ石
- (2)緑泥石+白雲母+ざくろ石+黒雲母

これらに曹長石、石英などが伴なわれている。Fig. 25における破線は泥質片岩における黒雲母アイソグラッドである。黒雲母アイソグラッドは点紋片岩中に存在し、岩層とも地質構造とも調和的である。

黒雲母は塩基性片岩においてⅢ帯とⅣ帯に出現する。Ⅲ帯の黒雲母はアルカリ角閃石と共生し、褐色を呈し、他の変成鉱物（アクチノ閃石、アルカリ角閃石、緑れん石）と顕著な定向配列を示し、片理（ $S_1$ ）を形成している。Ⅳ帯においては、褐色を呈する黒雲母と暗緑色を呈する黒雲母の2種類の黒雲母が認められる。これらの黒雲母も定向配列を示し片理（ $S_1$ ）を形成している。長瀬地域で述べたように、これら2種類の黒雲母の分布に規則性は認められない。

本地域に出現する角閃石類はアクチノ閃石、アルカリ角閃石、サブカルシック角閃石の3種類である。アクチノ閃石はすべての帯に出現する。アルカリ角閃石はⅠ、Ⅱ、Ⅲ帯に出現しⅢ帯のものは先に述べたように褐色黒雲母と共生している（Plate Ⅲ—2）。このアルカリ角閃石はまわりをアクチノ閃石にとり囲まれたりあるいは逆の関係を示すようなことはない。分析値をTable 3に示す。サブカルシック角閃石は青緑色を呈し、まわりのアクチノ閃石より粒が大

Table 3. Microprobe analyses of amphiboles in the Kanra-cho district.

No.	1	2	3	4
Sp. No.	22410	12217	12217	12217
SiO <sub>2</sub>	56.81	46.21	53.11	47.82
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.22	0.16	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.59	9.51	1.25	7.28
FeO*	15.08	16.66	14.48	16.29
MnO	0.07	0.27	0.33	0.33
MgO	9.64	10.32	15.21	12.08
CaO	0.47	9.15	11.73	9.19
Na <sub>2</sub> O	7.06	2.29	1.32	2.76
K <sub>2</sub> O	—	0.25	0.05	0.16
Total	96.74	95.51	97.64	96.07
Numbers of ions on the basis of 23 oxygens				
Si	8.093	6.997	7.751	7.175
Ti	0.002	0.026	0.018	0.018
Al	1.275	1.697	0.215	1.287
Fe	1.797	2.109	1.767	2.044
Mn	0.009	0.035	0.040	0.042
Mg	2.046	2.329	3.308	2.703
Ca	0.072	1.485	1.834	1.477
Na	1.951	0.857	0.373	0.802
K	—	0.048	0.010	0.031

\* Total Fe as FeO.

- 1 : Alkali amphibole,
- 2 : Subcalcic amphibole (core).
- 3 : Subcalcic amphibole (rim).
- 4 : Subcalcic amphibole (core).

きく、定向配列はアクチノ閃石ほど強くない (Plate III—3)。糸帯構造を示し最外縁部はアクチノ閃石に置換されている。厳密にはサブカルシック角閃石は片理を形成するアクチノ閃石と共生していない、アクチノ閃石はサブカルシック角閃石のrimのアクチノ閃石と共生しているのだろう。つまりサブカルシック角閃石の形成時期は層面片理 (S<sub>1</sub>) 形成より前の可能性が強い。今後組織解析による変成史の解明が望まれる。分析値を Table 3 に示す。

温度構造：本地域のⅠ帯とⅡ帯は緑泥石帯に属し、Ⅲ帯はざくろ石帯、Ⅳ帯は黒雲母帯に属する。この地域の地質構造は既に述べたように北フェルゲンツの巨大な甘楽横臥褶曲構造である。この横臥褶曲の核は点紋片岩で構成されている。点紋帯と無点紋帯の境界はほぼざくろ石アイソグラッドと一致している。また点紋帯内の黒雲母アイソグラッドはほぼ岩層の境界と調

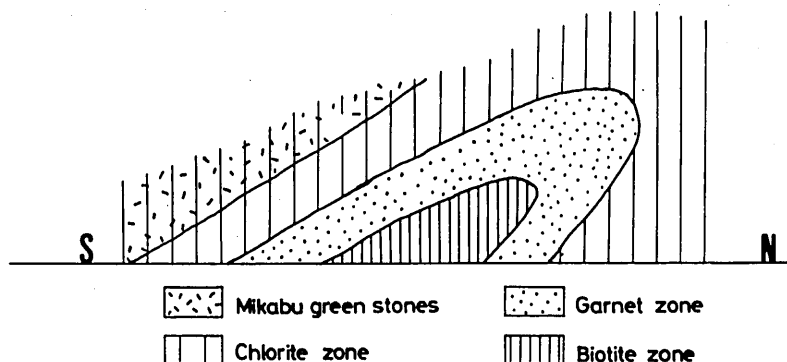


Fig. 27. Schematic diagram illustrating thermal structure of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

和的である。このような事実に基づいて描かれた温度構造図を Fig. 27に示す。この図から明らかかなように甘楽横臥褶曲は黒雲母帯を核とし、ざくろ石帯、緑泥石帯によって囲まれている。即ち巨大な横臥褶曲は温度構造を曲げて発達している。

#### D. 関東山地三波川帯・秩父帯の変成作用のまとめ

都幾川地域において秩父帯は2帯に分帯された。低温部はパンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石の組合せで代表され、高温部はパンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石+緑れん石+アルカリ角閃石の組合せで代表される。したがって都幾川地域の秩父帯二疊系と Toriumi (1975) によって研究された神流川流域の秩父帯ジュラ系(柏木層, 万場層)との間に鉱物組合せに違いは認められないといえよう。

みかぶ緑色岩類はアクチノ閃石+パンペリー石+緑れん石+緑泥石+アルカリ角閃石の他にローソン石が加わることで特徴づけられるがローソン石の出現はまれである。Seki (1960) は関東山地三波川帯においてヒスイ輝石+石英の組合せを報告し、都城 (1965) によって、ヒスイ輝石-藍閃石タイプの相系列の模式地にされた。しかし平島 (1983) は関東山地みかぶ緑色岩類に含まれる Na 輝石はヒスイ輝石成分を20モル%しか含まないエヂリンオーゾナイトかソーダオーゾナイトで変成相系列は高圧中間群に属することを明らかにし、四国三波川帯と区別する必要がないことを述べた。Tanabe (1982) は関東山地西部みかぶ緑色岩類よりヒスイ輝石とアラゴナイトの組合せを報告したが、この岩石を三波川変成岩類のより深部を構成していた岩石の tectonic block と解釈している。

関東山地三波川結晶片岩類は四国において Kurata and Banno (1974), 東野 (1975) によってなされたように、泥質片岩を用いて緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯の3帯に分帯できるようにみえる。しかし塩基性片岩における各帯の鉱物組合せは四国三波川帯 (Banno 1964) とかなり異なっている。関東山地三波川帯においてはサブカルシック角閃石、普通角閃石は黒雲母帯にのみごくまれに出現し、アクチノ閃石はすべての帯に存在している。甘楽町地域に認められたサブカルシック角閃石は層面片理形成以前に形成され、層面片理形成時には最外縁部のア

クチノ閃石が形成された可能性を指摘した。関東山地三波川帯において温度がある時期にサブカルシック角閃石、普通角閃石の形成つまり緑れん石一角閃岩相まで達していたことは確実であるが、現在みられる鉱物組合せの大部分は緑れん石＋緑泥石＋アクチノ閃石で代表される緑色片岩相に相当するものである。これは層面片理形成時の変成条件に相当する鉱物組合せを表わしている。同様に泥質片岩においても鉱物構成を組織解析との関連において検討することが必要とされ、関東山地三波川帯でなされた分帯を安易に四国三波川帯に比較することは危険である。しかし関東山地三波川帯の変成作用の最盛期にサブカルシック角閃石と普通角閃石が共生していたとみるならば、関東山地の黒雲母帯は四国三波川帯の黒雲母帯に比較されるかもしれない。

最近 Takagi and Hara (1979), 前田・原 (1984), 原ら (1984) は四国中央部三波川帯において、組織解析と鉱物組成から変成史を明らかにしている。それらによると、三波川帯変成作用の最盛期は層面片理以前で、曹長石斑伏変品の核の最外縁部形成時であることを明らかにした。

三波川結晶片岩類のような複雑な造構運動を何回も被ってきた岩石の変成作用は単に鉱物の組合せによる共生関係からは論じられない。原ら (1984) に述べられているように、何回かの造構運動による物理的条件の変化によってそれぞれの変成条件も変化する。このような岩石の変成作用は詳細な組織の解析から変成サイクルの中で時間の指標となる時計を見つけ、変成作用を変成条件の時間的変化としてとらえねばならない。残念ながら本報告ではそのレベルまで研究を進めることができなかった。今後の課題である。

## V. 岩石構造

三波川結晶片岩類には多時相の変形構造が記録され残されている。このような変形構造の変形史的観点からの記載は最初 Kojima and Suzuki (1958) によってなされ、その後、秀 (1961, 1972), Oyagi (1964), 中山 (1960), 渡辺 (1970) などによって各地の三波川帯でなされてきた。一方変形構造の変形論的研究は Hara (1966, 1972), Hara and Paulitsch (1971), Hara et al (1968), Shimamoto and Hara (1976) によってなされてきた。そして原ら (1977), 原ら (1985) は豊富な資料に基づき四国三波川帯の地質構造と岩石構造の総括を行い、変形史を確立した。これによって三波川結晶片岩類の解放時相の造構作用は大きく3つの時相(層面片理形成時相, 大洲時相, 肱川時相)に分けられることが明らかにされた。関東山地三波川帯においてはこれまで原ら (1974), 鈴木 (1977) によって大洲時相と肱川時相の2つの時相に対応する岩石構造が記載されてきた。筆者は長瀬—釜伏地域と甘楽町地域において岩石構造を解析し地質構造とそれらとの時相的関連性を考察した。

A. 長瀬一釜伏地域の構造解析

1. メソスコピックな構造解析

(a) 面構造

S<sub>0</sub>面：この面構造は次に述べる S<sub>1</sub>面内に観察される rootless intrafolial fold を構成する面である。葉片状鉱物の配列によって規定される面構造である。

S<sub>1</sub>面：この面構造は compositional banding の面で泥質片岩においては、白雲母、緑泥石、グラファイトに富む層と石英、曹長石に富む層の分化面として、塩基性片岩では角閃石、緑泥石、緑れん石に富む層と石英、曹長石に富む層の分化面として認められ、非常に密な間隔でもって発達する。多くの場所で異種岩石の境界に平行に発達しているため層面片理ということができる。

S<sub>2</sub>面：この面構造は crenulation cleavage ~ differentiated crenulation cleavage (Williams, 1972) である。泥質片岩において特に発達している (Plate I—3, Fig. 28 b))。後で述べる

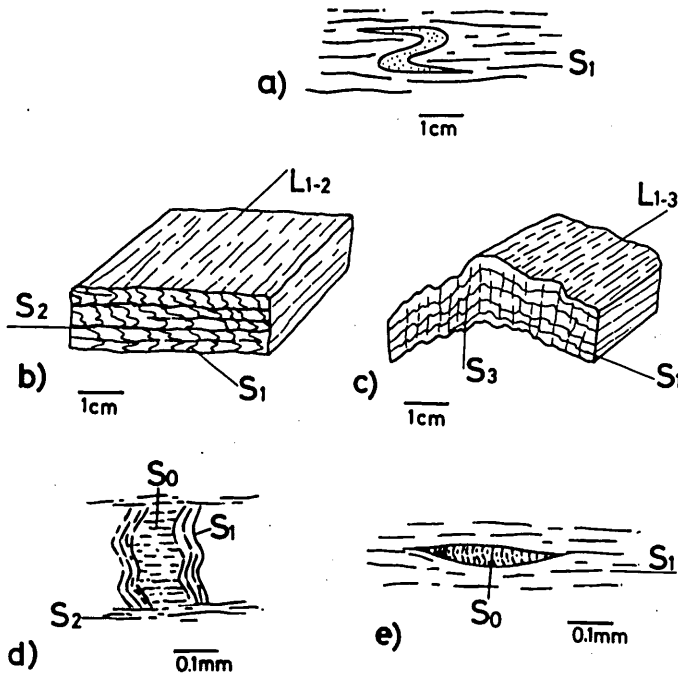


Fig. 28. Sketches of small scale folds, planar and linear structures of the Sambagawa schists.

- a) rootless intrafolial fold in S<sub>1</sub>-schistosity.
- b) F<sub>2</sub>-folds.
- c) F<sub>3</sub>-folds.
- d) F<sub>2</sub>-fold superimposed on F<sub>1</sub>-fold.
- e) rootless intrafolial fold in S<sub>1</sub>-schistosity.

F<sub>2</sub>褶曲の軸面に平行に密な間隔でもって発達する軸面へき開である。泥質片岩において1～5 mmの microlithon を形成する。S<sub>1</sub>の transposition が著しく、しばしば白雲母、緑泥石などの葉片状鉱物はS<sub>2</sub>に沿って強く配列する(Plate II—4) differentiated crenulation cleavage である。S<sub>2</sub>面はほとんどの場所で岩層の境界面に平行～ほぼ平行である。塩基性片岩においてもS<sub>2</sub>面はF<sub>2</sub>褶曲の軸面に平行に発達する軸面へき開である。一般にS<sub>1</sub>はS<sub>2</sub>に切断されることなくその連続をたどることができる。S<sub>2</sub>面に沿う鉱物の配列は弱い。S<sub>2</sub>は本地域全体にわたって普遍的によく発達している。特に地質図で示された横臥褶曲の核部、長瀬剪断帯において一層強く発達している。

S<sub>3</sub>面：この面構造はTurner and Weiss (1963) の strain-slip cleavage に比較される構造である。後で述べるF<sub>3</sub>褶曲の軸面と平行に1～数mmの microlithon として発達し、一般にS<sub>1</sub>とは高角度で交わる(Plate I—4, Fig. 28 c)。泥質片岩によく認められるが、S<sub>3</sub>に沿う鉱物の配列は認められない(Plate III—1)。

#### (b) 線構造

L<sub>m</sub>：塩基性片岩のS<sub>1</sub>上においてみられる鉱物線構造である。角閃石類、緑れん石などの定向配列によって形成されている。

L<sub>1-2</sub>：S<sub>1</sub>とS<sub>2</sub>との交線である。S<sub>2</sub>上に筋状となってあらわれる。また differentiated crenulation cleavage ではへき開面上の鉱物線構造である。前者と後者は平行である。F<sub>2</sub>褶曲の軸B<sub>2</sub>と一致している(Fig. 28 b)。

L<sub>1-3</sub>：S<sub>1</sub>上にちりめんじわとして観察されS<sub>1</sub>とS<sub>3</sub>の交線である。F<sub>3</sub>褶曲の軸B<sub>3</sub>と一致している(Fig. 28 b)。

L<sub>2-3</sub>：S<sub>2</sub>とS<sub>3</sub>の交線である。S<sub>2</sub>上に細かいしわ状となってあらわれる。

#### (c) 小褶曲

F<sub>1</sub>褶曲：この褶曲(軸B<sub>1</sub>)はS<sub>1</sub>面内に観察される rootless intrafolial fold である。形態は tight ~ isoclinal である。S<sub>1</sub>はこの褶曲の軸面へき開に相当している。本地域ではS<sub>2</sub>の発達が著しいため、しばしばF<sub>2</sub>褶曲との区別が困難である(Fig. 28 a)。

F<sub>2</sub>褶曲：この時相の褶曲(軸B<sub>2</sub>)は tight ~ isoclinal な形態を示す。軸方位は線構造L<sub>1-2</sub>と一致する。褶曲軸面はS<sub>2</sub>と平行である(Fig. 28 b)。

F<sub>3</sub>褶曲：この時相の褶曲(軸B<sub>3</sub>)は tight ~ open な形態を示す。軸面に平行なへき開S<sub>3</sub>が発達する。褶曲軸は線構造L<sub>1-3</sub>と一致する(Fig. 28 c)。

F<sub>4</sub>褶曲：この時相の褶曲(軸B<sub>4</sub>)は泥質片岩によく認められる。ヒンジが鋭くとがった曲りをもち、Kink fold に属している。conjugate set をなしている場合が多い。

#### (d) マイクロスコピックスケールにおいてみられる構造

Fig. 28e はS<sub>1</sub>が differentiated crenulation cleavage に相当する面構造であることを示すスケッチである。メソスコピックスケールにおいてS<sub>0</sub>の褶曲が全く認められないにもかかわらず、鏡下では一般にS<sub>0</sub>の rootless intrafolial folds が観察される。このレンズ状 microlithon の wall においては白雲母S<sub>1</sub>に沿って配列し、microlithon 内においてはS<sub>1</sub>と斜交して配列し片理S<sub>0</sub>を形成している。一般にS<sub>1</sub>が非常に密な間隔でもって発達し、初生的な層面片理S<sub>0</sub>のほとんどがS<sub>1</sub>に transpose されており、野外において初生的な層面片理S<sub>0</sub>は認めることはできずS<sub>1</sub>が層面片理として認められる。S<sub>1</sub>の形成は先に述べたF<sub>1</sub>褶曲と関連づけられる。

Fig. 28dは  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  の関係のスケッチである (Plate III-3)。片理としての特徴をもつ  $S_2$  によって囲まれた microlithon 内において、 $S_1$  は  $F_2$  褶曲を示している。この  $S_1$  に囲まれた microlithon に片理  $S_0$  を形成して白雲母が配列している。つまり Fig. 28 d) に示された構造は Fig. 28 e) の構造が  $F_2$  褶曲を被わり  $S_2$  が発達した場合に相当する。これらのことから面構造の形成順序は  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  である。

(e) 褶曲の相互関係

$F_1$  褶曲は  $S_0$  褶曲構造であるから最も古い時相の褶曲である。 $F_2$  褶曲と  $F_3$  褶曲の重複構造が認められる (Plate II-1)。 $F_2$  褶曲の軸面  $S_2$  が  $F_3$  褶曲によって曲げられている。即ち  $F_2$  褶曲は  $F_3$  褶曲より早期に形成されたことは明らかである。 $F_3$  褶曲をさらに曲げる  $F_4$  褶曲は Kink fold であり、他地域の三波川帯におけると同様、最終時相に形成された褶曲である。

以上述べてきた小構造の形成順序を整理して Table 4 に示す。

Table 4. Structural development of the Sambagawa crystalline schists of the Nagatoro-Kamabuse district.

Nagatoro-Kamabuse district					
	Time →				
Planer structures	$S_0$	$S_1$	$S_2$	$S_3$	
Linear structures		Lm	$L_{1-2}$	$L_{1-3}$	
				$L_{2-3}$	
Folds (Axes)		$F_1(B_1)$	$F_2(B_2)$	$F_3(B_3)$	$F_4(B_4)$

2. マクロスコピックな構造解析

(a)  $S_1$  の解析

本地域は便宜的に7つのsubareaに区分された (Fig. 4)。各々の subarea において測定された  $S_1$  が投影された (投影は以下すべて下半球に行った)。Fig. 29はそれぞれの subarea における  $S_1$  の  $\pi$ -diagram である。これらの  $\pi$ -diagram から  $\pi$ -circle が求められ、それぞれ1つの  $\beta S_1$  が決定された。つまりそれぞれの subarea において  $S_1$  に関しては均質ということが出来る。これらの  $\beta S_1$  を比較してみると、長瀬 subarea, 風布 subarea, 釜伏 subarea の  $\beta S_1$  は E ~ ESE へゆるくランジしているが野上 subarea, 出牛 subarea, 間瀬 subarea, 不動山 subarea の  $\beta S_1$  は W ~ WSW へゆるくランジしている。従って本地域は  $S_1$  の均質性に基づいて大きく2つの domain に区分することができる。長瀬, 風布, 釜伏 subarea を domain I, 野上, 出牛, 間瀬, 不動山 subarea を domain II とする。つまり, domain I は釜伏ナップと長瀬ナップで構成され, domain II 不動山ナップに属している。

domain I における  $S_1$  の  $\pi$ -diagram が Fig. 29 に示されている。 $S_1$  は大部分が緩傾斜のもので占められるが若干大円方向に集中域が分散する。この大円 ( $\pi$ -circle) の極  $\beta S_1$  は  $S 82^\circ E$  へ  $18^\circ$  ランジしている。

domain II における  $S_1$  の  $\pi$ -diagram も Fig. 29 に示されている。domain I と同様、緩傾斜の



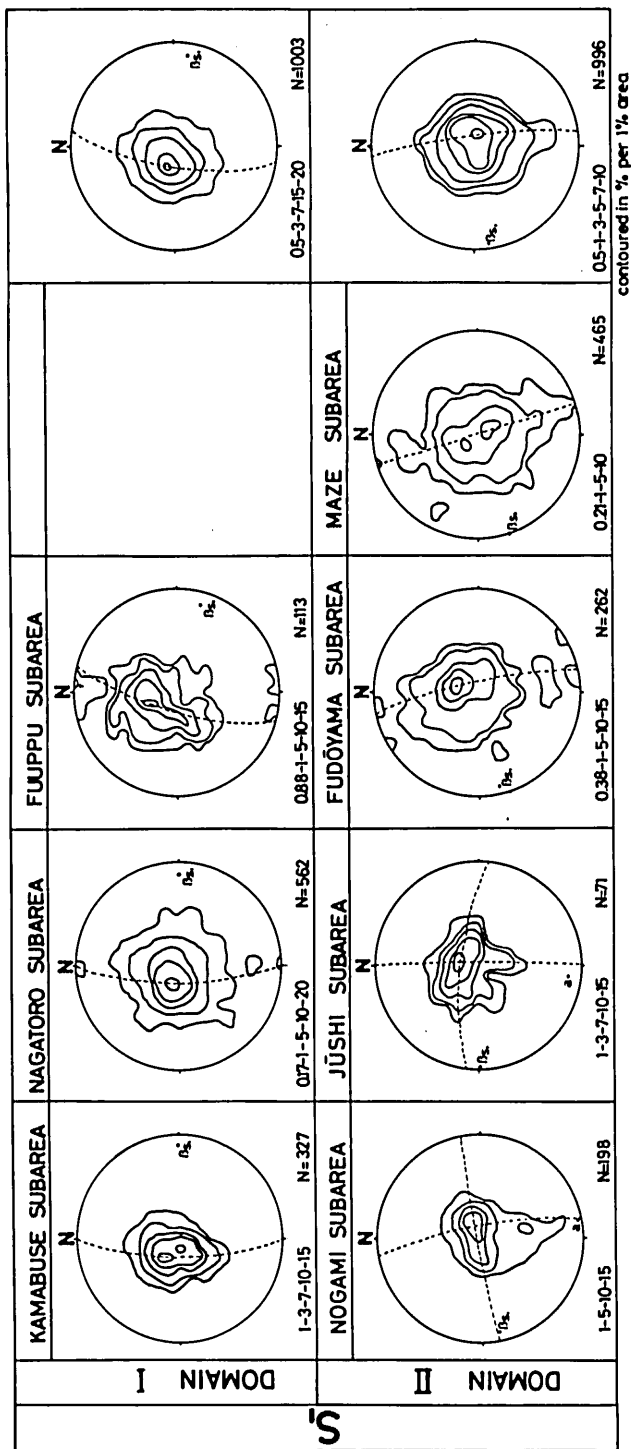


Fig. 29.  $\pi$  - diagrams for  $S_1$ -schistosity of rocks of the Sambagawa belt in the Naga-toro-Kamabuse district.  
Broken lines:  $\pi$  - circle.

ものが大部分であるが集中域は1つの大円方向への分散が認められる。その大円の極 $\beta S_1$ は $S 82^\circ W \sim 7^\circ$ ブランチしている。

domain Iの長瀬 subarea と風布 subarea には横臥褶曲構造が発達している。これらの横臥褶曲の軸はほぼE方向にゆるくブランチしている。長瀬 subarea, 風布 subarea の $\beta S_1$ はこれらの横臥褶曲の軸とほぼ一致している。

domain IIにおいても、不動山 subarea, 野上 subarea, 出牛 subarea に横臥褶曲構造が発達している。不動山 subarea, 野上 subarea に発達する横臥褶曲の軸はENEへゆるくブランチし、出牛 subarea のそれはWへゆるくブランチしている。野上 subarea, 不動山 subarea の $\beta S_1$ とそれらに発達する横臥褶曲の軸とはブランチの方向が違っている。domain IIの $S_1 \pi$ -diagram は集中域が若干東西方向への分散を示している。不動山 subarea, 野上 subarea の $S_1$ の $\pi$ -diagram はより顕著に東西方向への分散を示している。野上および出牛 subarea の集中域の東西方向への分散は点aを極とする大円方向である (Fig. 29)。aは南へゆるくブランチしている。後述するように domain IIにおいては $F_4$ 褶曲の発達が著しい。 $F_4$ 褶曲の軸方向がFig. 31cに示されている。これらはNNW-SSE方向に集中しほぼaと一致している。Inoue (1974) が関東山地三波川帯・秩父帯で記載したN-S系の波長の長いゆるやかな褶曲時相が $F_4$ 褶曲に相当すると考えられる。domain IIにおける $S_1$ の $\pi$ -diagram のわずかな東西方向への分散および $\beta S_1$ と横臥褶曲の軸のブランチ方向の違いはこのようなN-S系の褶曲によるものであろう。

釜伏 subarea (釜伏ナツ) においては、みかぶ緑色岩類下底にメランジュ帯が発達することは既に述べた。釜伏 subarea における $S_1$ の $\pi$ -diagram は1つの $\beta S_1$ をもち、 $S_1$ に関して均質である。つまり $S_1$ はメランジュ帯においても乱れることなく、その周囲の地域と調和的に発達していることを示している。このような資料はメランジュ帯の形成が $S_1$ 形成時以前であるという推論と調和的である。

domain IIの間瀬 subarea, 不動山 subarea においてそれぞれE-W, ENE-WSWの軸をもつ鉛直褶曲が発達している。これらの褶曲は横臥褶曲の軸面を曲げ、横臥褶曲よりも後期に形成されたものである。間瀬 subarea の $\beta S_1$ は鉛直褶曲の軸と一致しないが、不動山 subarea の場合はほぼ一致している。間瀬 subarea においては、鉛直褶曲は局部的に発達するのみで全体としてみれば鉛直褶曲の影響は $S_1$ の $\pi$ -diagram に表われないのかもしれない。

#### (b) $S_2$ の解析

domain Iにおける $S_2$ の $\pi$ -diagram がFig. 30に示されている。 $S_2$ の大部分が緩傾斜を示し、集中域は中心付近に認められているが、若干大円方向に分散する。大円 ( $\pi$ -circle) の極 $\beta S_2$ は $S 88^\circ E \sim 12^\circ$ ブランチしている。domain Iにおいては $\beta S_1$ と $\beta S_2$ はほぼ一致している。

domain IIにおける $S_2$ の $\pi$ -diagram もFig. 30に示されている。集中域はせまいgirdleを示さないが大円方向に分散が認められる。大円の極 $\beta S_2$ は $S 84^\circ W \sim 6^\circ$ ブランチしている。domain IIにおいても $\beta S_1$ と $\beta S_2$ はほぼ一致している。

domain IIの間瀬 subarea, 不動山 subarea に発達する鉛直褶曲の軸とそれぞれの subarea の $\beta S_2$ とはほぼ一致しているといえるだろう。

野上 subarea, 不動山 subarea の $S_2$ の $\pi$ -diagram は $S_1$ の場合と同様、集中域の東西方向への分散は $F_4$ 褶曲時相のN-S系褶曲の影響と考えられる。

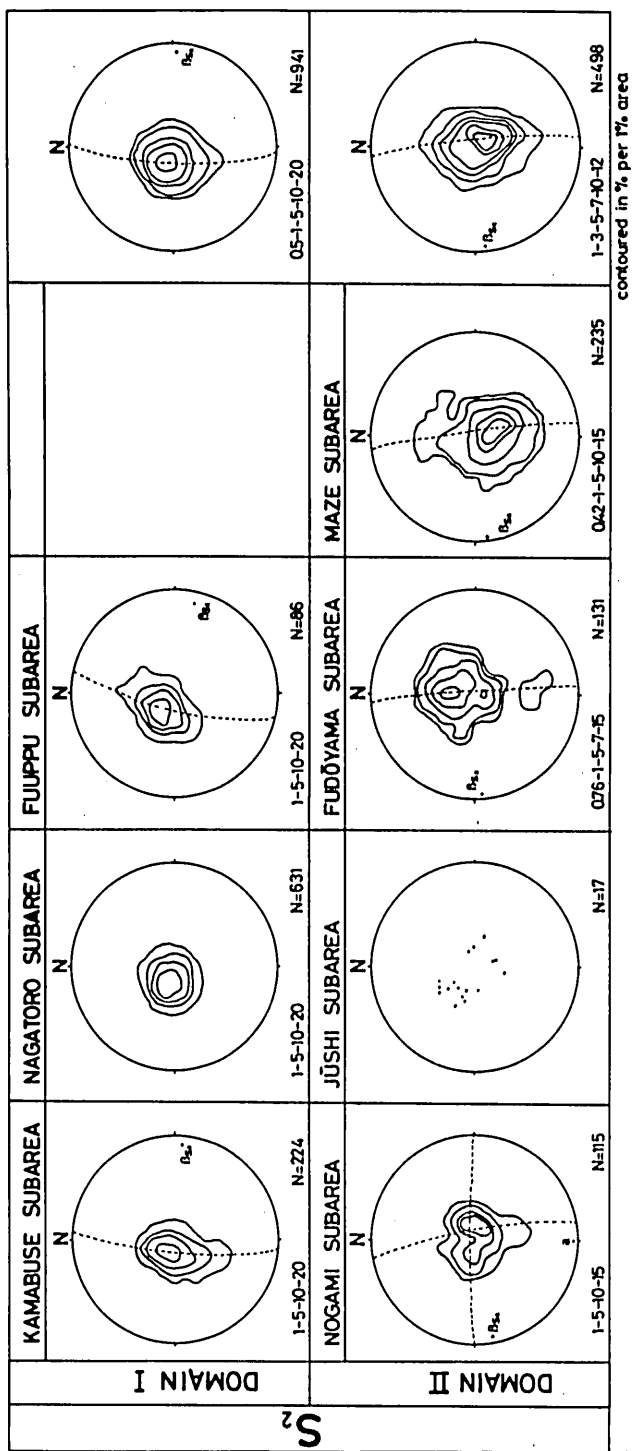


Fig. 30.  $\pi$  - diagrams for  $S_2$ -cleavage of rocks of the Sambagawa belt in the Naga-toro-Kamabuse district.  
Broken lines:  $\pi$  - circle.

contoured in % per 1% area

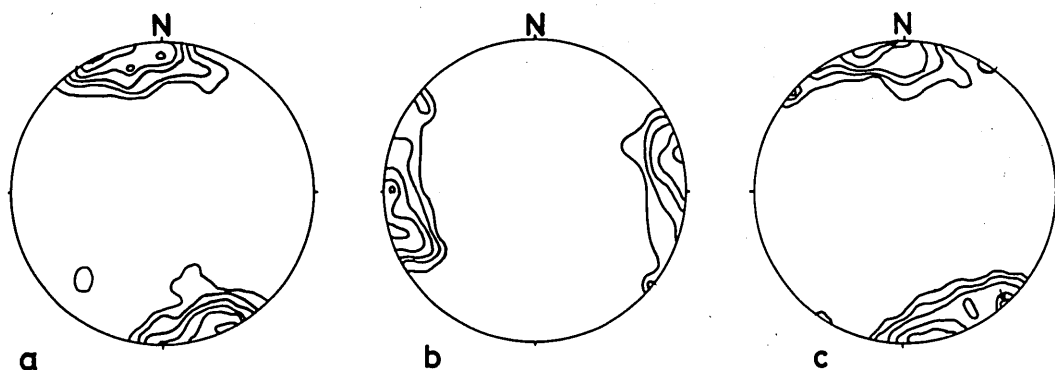


Fig. 31. Orientation data for  $S_3$ -cleavage,  $L_m$  and  $B_4$ -axes of rocks of the Sambagawa belt in the Nagatoro-Kamabuse district.

a)  $S_3$ -cleavage in domain II. Contours: 12-10-7-5-3-1%, 105 points.

b)  $L_m$  in domain II. Contours: 10-7-5-3-1%, 102 points.

c)  $B_4$ -axes in domain I and II. contours: 10-7-5-3 : 1%, 117 points.

(c)  $S_3$ の解析

$S_3$ は domain IIにおいて主に認められる。domain IIにおける  $S_3$ の  $\pi$ -diagram が Fig. 31 a に示されている。一般的走向傾斜は E-W ~ ENE-WSW でほぼ垂直である。

(d)  $B_2$ の解析

Fig. 32より明らかなように domain Iにおいて  $B_2$ は2つの方向に配列する傾向が認められる。

NEへゆるくプランジするものと、ほぼEへゆるくプランジするものである。domain Iの subareas における  $B_2$ の集中域を見てみよう。風布 subarea, 釜伏 subarea における  $B_2$ の集中域の分散は小さく maximum は1つだけ認められ、その方向は E ~ SE80° へゆるくプランジしている。この方向は風布 subarea において発達する横臥褶曲の軸方向と一致している。

長瀬 subarea において  $B_2$ の集中域は広がり maximum N47° E ~ 12° プランジしているが、E方向にも副次的な集中が認められる。この subarea の  $B_2$ の集中域は1つの大円方向への分散を示している。その大円の極 a は Fig. 30に示された  $S_2$ の maximum にほぼ一致している。つまり、長瀬 subarea の  $B_2$ は  $S_2$ 上においてその方向が分散するということである。実際野外においても1つの  $S_2$ 上にいろいろな方向をもつ  $B_2$ が認められる (Plate II-2)。

domain II において  $B_2$ は1つの maximum をもち集中域の分散も小さい。maximum は N75° E でほぼ水平である。各 subarea における  $B_2$ の maximum はその subarea に含まれる横臥褶曲の軸方向と一致している。

本地域に発達する大規模な横臥褶曲群の軸方向はそれらが発達している各 subarea の  $B_2$ の maximum と一致している。 $B_2$ を軸とする小褶曲  $F_2$ は横臥褶曲の軸部付近で著しく発達している。また  $F_2$ の軸面は地質図とその断面図で示される横臥褶曲群のそれとは平行である。これらのことから  $F_2$ 褶曲はマクロスコピックな横臥褶曲と同時相に形成されたもので、そのメソスコピックな構造への反映と考えられる。

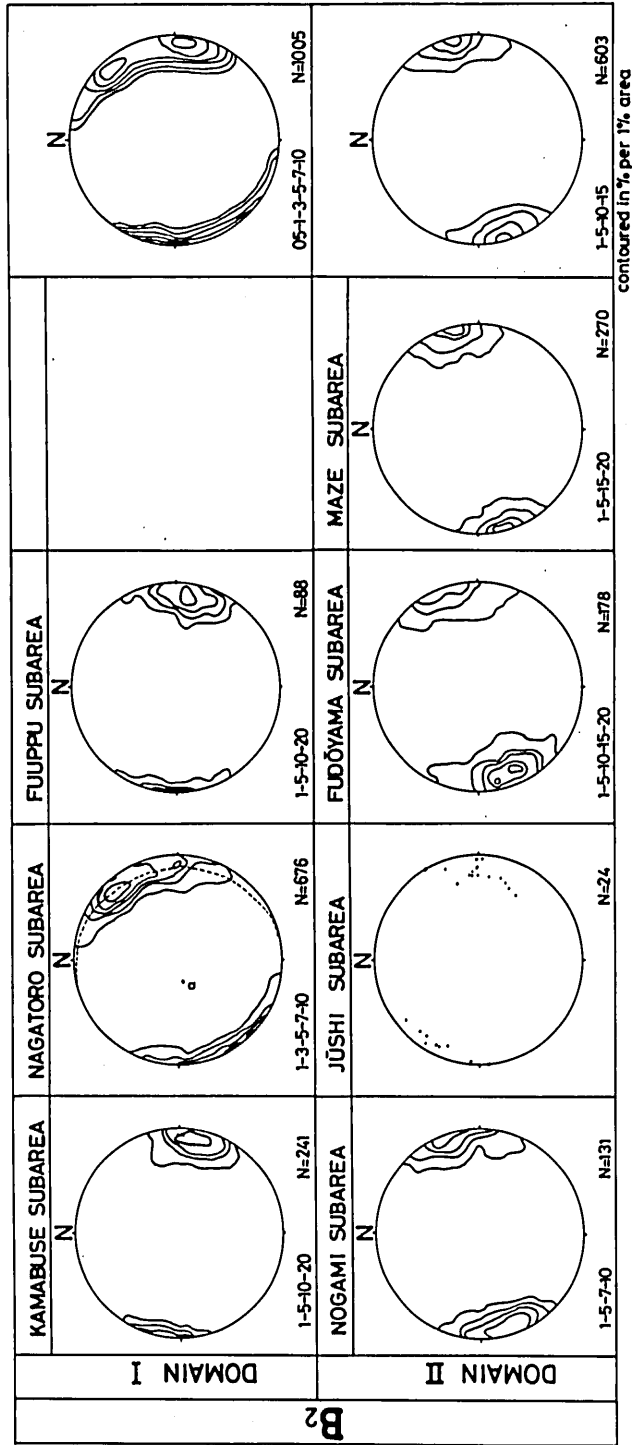


Fig. 32. Orientation data for B<sub>2</sub>-axes of rocks of the Sambagawa belt in the Naga-toro-Kamabuse district.

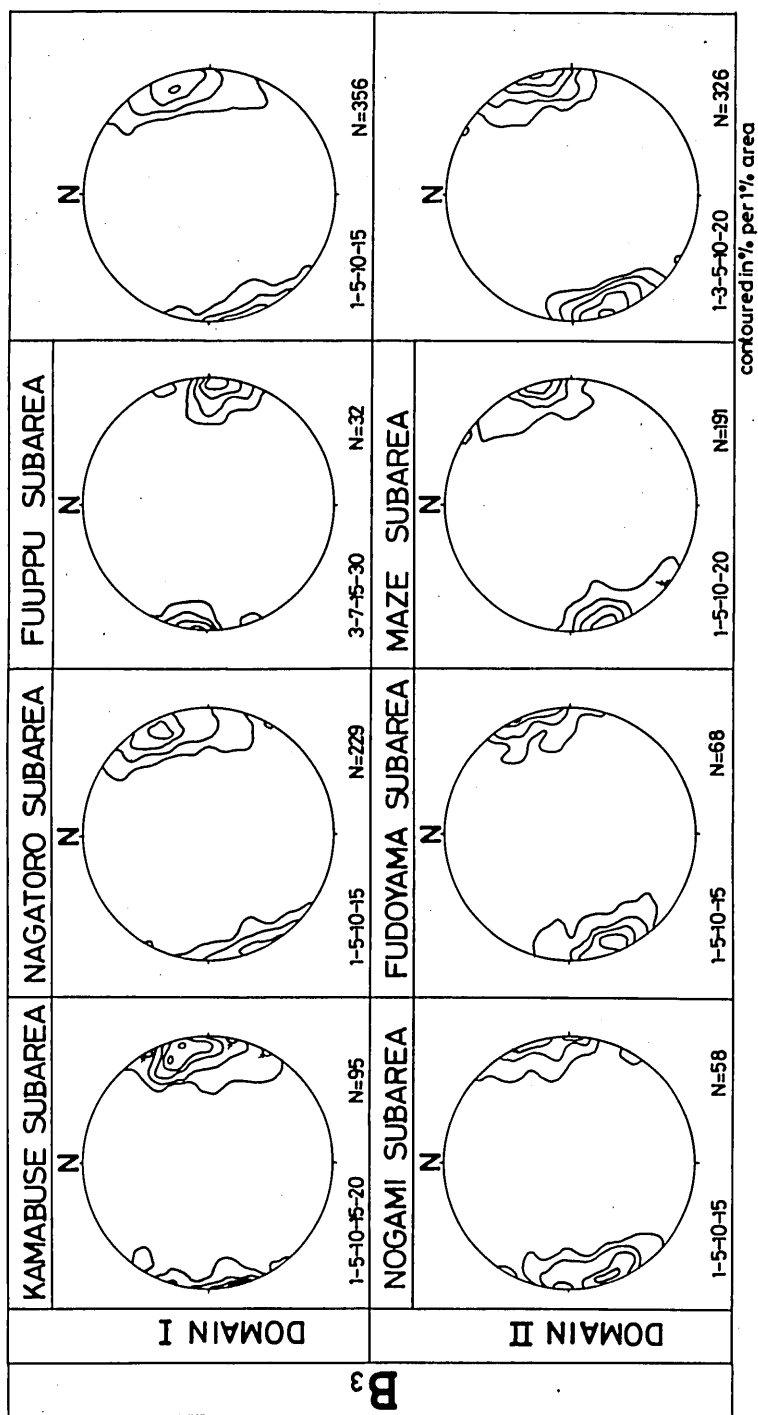


Fig. 33. Orientation data for B<sub>3</sub> axes of rocks of the Sambagawa belt in the Naga-toro-Kamabuse district.

(e)  $B_3$ の解析

$B_3$ は $F_3$ 褶曲の軸である。 $F_3$ 褶曲の発達は弱く、野外でまれにしか認められない。しかしちりめんじわ $L_{1-3}$ はほぼ全般的に認められる。先に述べたように、ちりめんじわ $L_{1-3}$ は極微小スケールの $F_3$ 褶曲である。

domain Iにおける $B_3$ の diagram が Fig. 33に示されている。集中域は多少分散を示すが1つの maximum をもっている。その maximum は $N70^\circ E$ へ $13^\circ$  プランジしている。 $S_1$ および $S_2$ はメソスコピックなスケールにおいて $F_3$ 褶曲によって曲げられているにもかかわらず domain Iの $\beta S_2$ 、 $\beta S_2$ は $B_3$ の maximum と一致しない。この事実はこの domain において $F_3$ 褶曲に対応するマクロスコピックなスケールの褶曲がきわめて弱いものであることを示している。

domain IIにおける $B_3$ の diagram が Fig. 33に示されている。この domain の $B_3$ は1つの maximum ( $N72^\circ E$ で水平) をもっている。この maximum は domain IIの $\beta S_1$ 、 $\beta S_2$ ともほとんど一致している。間瀬 subarea, 不動山 subarea に発達している鉛直な軸面をもつゆるやかな褶曲の軸方向と $B_3$ の maximum は一致している。またこの domain では $F_3$ 褶曲の軸面へき開である $S_3$ がよく認められる。したがって $F_3$ 褶曲は鉛直褶曲群の軸面へき開として形成されたものと考えられる。

(f)  $B_4$ の解析

$F_4$ 褶曲の軸 $B_4$ が2つの domain を通して Fig. 31, c) にプロットされている。その maximum はN-SないしNNW-SSE方向で水平である。先に述べたようにこの褶曲は関東山地三波川帯-秩父帯に発達するN-S方向の軸をもつ褶曲(例えば都幾川地域で記載された安戸向斜のような褶曲)と同時相に形成され、そのメソスコピックな構造への反映と考えられる。

(g)  $L_m$ の解析

鉱物線構造 $L_m$ は塩基性片岩 $S_1$ 面上に認められる。これらは主に domain IIにおいて測定された (Fig. 31, b))。その maximum は domain IIの $B_2$ 、 $B_3$ と一致している。

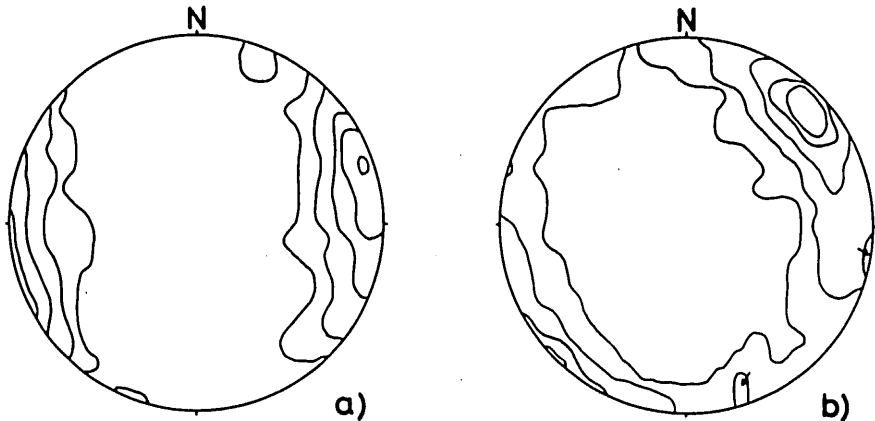


Fig. 34. Orientation data for  $B_2$ -axes of rocks of the Sambagawa belt in the Nagatoro Subarea.

a) data from Nagatoro Subarea except for Nagatoro shear zone. Contours: 15-10-5-1%, 400 points.

b) data from Nagatoro shear zone. Contours: 15-10-5-1%, 528 points.

(h) 長瀬剪断帯の構造解析

長瀬 subarea には長瀬剪断帯が発達している。この剪断帯は1つの層準をなして発達し、その走向傾斜は長瀬 subarea に発達しているマクロスコピックな横臥褶曲の軸面とほぼ平行である。

長瀬剪断帯は  $B_2$  の異常配列で特徴づけられる。長瀬 subarea の  $B_2$  は NE へゆるくプランジする maximum と E へゆるくプランジする submaximum をもっている (Fig. 32)。長瀬 subarea において剪断帯とそれ以外の地域を区別して  $B_2$  をプロットしたのが Fig. 34 である。剪断帯において  $B_2$  maximum は  $N40^\circ \sim 50^\circ$  E へゆるくプランジし、剪断帯以外の地域においては E ~ ENE へゆるくプランジしている。後者が長瀬 subarea に発達する横臥褶曲の軸方向と一致している。

先に述べたように、長瀬 subarea の  $B_2$  の集中域は1つの大円方向に分散し (Fig. 32)、その大円の極はこの subarea の  $S_2$  の maximum と一致している。 $S_2$  の集中域は分散が小さく1つの maximum のみ有している。即ち剪断帯中の  $B_2$  もそれ以外の地域の  $B_2$  も同一の  $S_2$  面上に存在していることを示している。剪断帯においては、 $B_2$  は同一  $S_2$  面上において方位に分散を示し、また  $B_2$  のわん曲が認められる。このことは  $S_2$  形成時の剪断変形による  $F_2$  褶曲の軸方位の回転が剪断帯内でかなり強く行なわれたことを示すものであろう。

B. 甘楽町地域の構造解析

1. メソスコピックな構造解析

(a) 面構造

$S'_0$ : 次に述べる層面片理  $S'_1$  の間に発達する rootless intrafolial folds を形成する片理。鏡下ではごく一般的に観察される構造であるが、野外で直接観察されるメソスコピックな構造ではない。

$S'_1$ : 層面片理とよばれている面で異種岩石の境界と平行に発達している。長瀬地域の  $S_1$  に対応している。

$S'_2$ :  $F'_2$  褶曲の軸面に平行に発達した crenulation cleavage ~ differentiated crenulation cleavage である。1 ~ 数mm 間隔で発達し microlithon を形成している。長瀬地域の  $S_2$  に対応する。

$S'_3$ :  $F'_3$  褶曲の軸面に平行に発達し  $S'_1$  と高角度で交わっている。長瀬地域の  $S_3$  に対応する。

(b) 線構造

$L'_m$ : 塩基性片岩において  $S'_1$  上にみられる。角閃石類、緑れん石などの定向配列によって形成されている。長瀬地域の  $L_m$  に対応する。

$L'_{1-2}$ :  $S'_1$  と  $S'_2$  の交線である。 $S'_2$  上にすじ状となってあらわれ、 $F'_2$  褶曲の軸  $B'_2$  と一致する。長瀬地域の  $L'_{1-2}$  に対応する。

$L'_{1-3}$ :  $S'_1$  と  $S'_3$  の交線である。 $S'_1$  上にちりめんじわとしてあらわれている。 $F'_3$  褶曲の軸  $B'_3$  と一致する。長瀬地域の  $L_{1-3}$  に対応する。

$L'_{2-3}$ :  $S'_2$  と  $S'_3$  の交線である。 $S'_2$  上にちりめんじわとしてあらわれている。長瀬地域の  $L_{2-3}$  に対応している。



## (c) 小褶曲

F<sub>2</sub>褶曲: tight ~ isoclinal foldに相当する形態を示す褶曲である。褶曲軸 B<sub>2</sub>は線構造 L<sub>1-2</sub>と一致する。褶曲軸面は S<sub>2</sub>と平行である。長瀬地域の F<sub>2</sub>褶曲と対応している。

F<sub>3</sub>褶曲: tight ~ open fold に属する形態を示す褶曲である。褶曲軸 B<sub>3</sub>は L<sub>1-3</sub>と一致する。軸面は S<sub>3</sub>に平行である。長瀬地域の F<sub>3</sub>褶曲と対応している。

F<sub>4</sub>褶曲: この褶曲 (褶曲軸 B<sub>4</sub>) は鋭くとがったヒンジをもつ kink fold である。長瀬地域の F<sub>4</sub>褶曲に対応する。

## (d) 褶曲の相互関係

F<sub>2</sub>褶曲の軸面 S<sub>2</sub>は F<sub>3</sub>褶曲によって曲げられていることから F<sub>2</sub>褶曲は F<sub>3</sub>褶曲より早期に形成されたことは明らかである。F<sub>4</sub>褶曲は他のすべての構造を切断して発達している。本地域の面構造, 線構造, 小褶曲の形成時相を Table 5 に示した。

Table 5. Structural development of the Sambagawa crystalline schists of the Kanra-cho district.

Kanra-cho district		Time →			
Planer structures	S <sub>0</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	
Linear structures		L <sub>m</sub>	L <sub>1-2</sub>	L <sub>1-3</sub>	
				L <sub>2-3</sub>	
Folds (Axes)			F <sub>2</sub> (B <sub>2</sub> )	F <sub>3</sub> (B <sub>3</sub> )	F <sub>4</sub> (B <sub>4</sub> )

## 2. マクロスコピックな構造解析

(a) S<sub>1</sub>の解析

本地域において測定された S<sub>1</sub>が3領域に分けて投影された。Fig. 35は各領域の S<sub>1</sub>の  $\pi$ -diagram である。 $\pi$ -circle が求められ各領域にそれぞれ1つの  $\beta$  S<sub>1</sub>が決定された。つまり各々の領域は S<sub>1</sub>に関して均質であるということが出来る。 $\beta$  S<sub>1</sub>は西部領域において N 60° W  $\wedge$  26°, 中央部領域において N 56° W  $\wedge$  20°, 東部領域において N 75° W  $\wedge$  15° プランジしている。

(b) B<sub>2</sub>の解析

各領域における B<sub>2</sub>の diagram を Fig. 36 に示す。いずれも1つの maximum をもっている。西部領域の maximum は N 57° W  $\wedge$  14°, 中央部領域では N 56° W  $\wedge$  16°, 東部領域では N 62° W  $\wedge$  16° プランジしている。この地域では F<sub>2</sub>褶曲は地質図に表現されているようなマクロスコピックな褶曲は認められない。このことは西部領域および中央部領域の B<sub>2</sub>の maximum がそれぞれの領域の  $\beta$  S<sub>1</sub>とほぼ一致しているが東部領域では一致しないことと対応しているようにみえる。

(c) B<sub>3</sub>の解析

西部領域と東部領域における B<sub>3</sub>の diagram を Fig. 37 に示す。東部領域において B<sub>3</sub>は1つの maximum をもち、それは N 54° W  $\wedge$  13° プランジしている。同領域の B<sub>2</sub>とほぼ一致するが  $\beta$  S<sub>1</sub>とは一致しない。西部領域の B<sub>3</sub>は、測定個数が少ないのであるが、東部領域の B<sub>3</sub>と同

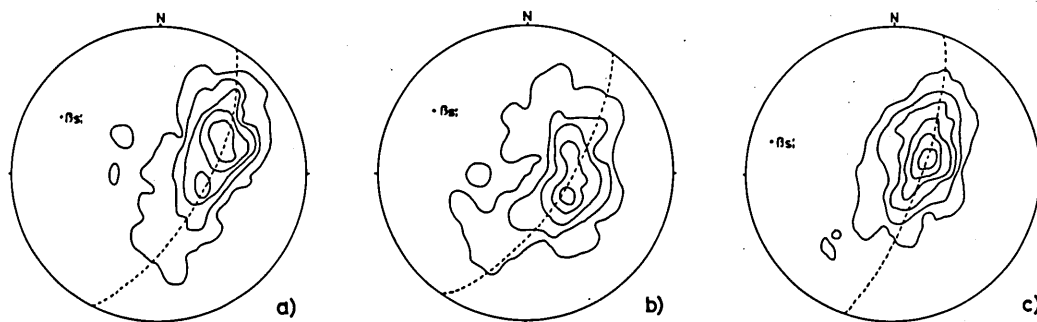


Fig. 35.  $\pi$ -diagrams for  $S'_1$ -schistosity of rocks of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

- a) data from western part. Contours: 10-7-5-3-1%, 179 points.
  - b) data from middle part. Contours: 15-10-5-3-1%, 149 points.
  - c) data from eastern part. Contours: 15-10-7-5-3-1%, 246 points.
- Broken lines:  $\pi$ -circle.

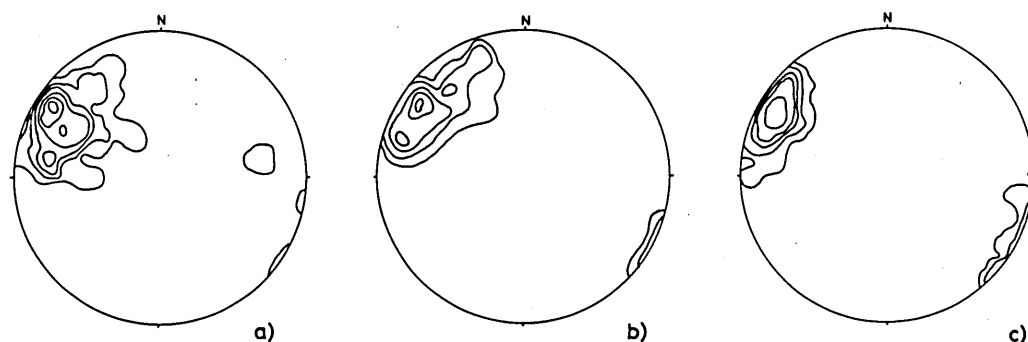


Fig. 36. Orientation data for  $B'_2$ -axes of rocks of the Sambagawa belt in the Kanra-cho district.

- a) data from western part. Contours: 20-15-10-6-4%, 36 points.
- b) data from middle part. Contours: 20-15-10-6-4%, 24 points.
- c) data from eastern part. Contours: 25-15-10-5-1%, 72 points.

方向にゆるくランジしているように見える。西部領域における  $B'_3$  はこの領域に認められるマクロスコピックなゆるやかな鉛直褶曲の軸方向と一致している。 $F'_3$  褶曲はマクロスコピックな鉛直褶曲群の軸面へき開に対応する小褶曲群である。

(d) 岩石構造と地質構造の関係

本地域の地質構造の基本特性は北フェルゲンツの甘楽横臥褶曲とそれに付随するナップである。この横臥褶曲の軸面片理として発達している岩石構造は片理  $S'_1$  である。横臥褶曲の額部では片理  $S'_0$  がよく観察されるが、翼部においては  $S'_0$  は鏡下において観察されるにすぎず、岩石構造は層面片理の特徴を示すようになる。これは四国三波川帯の白滝横臥褶曲の軸部において観察される現象 (秀, 1961) に比較される。この地域でも鉛直褶曲群の発達と比較的弱く、

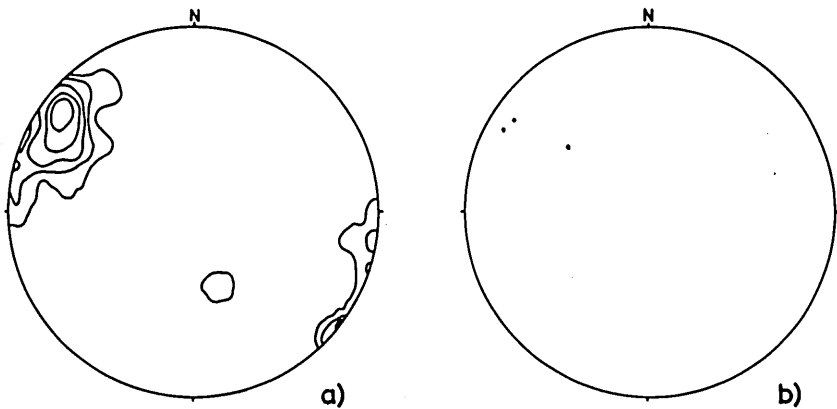


Fig. 37. Orientation data for  $B_3$ -axes of rocks of the Sambagawa belt in the Kanracho district.  
 a) data from eastern part. Contours: 30-20-10-5-1%, 56 points.  
 b) data from western part.

寄生褶曲群としての $F_3$ 褶曲の発達も弱い。

(e) 岩石構造からみた斜長石斑状変品の形成時期

斜長石斑状変品は一般に他種類の鉱物を多量に包有している。包有鉱物は形態定向配列を示し片理 $S_i$ を形成している。四国三波川帯の高変成度岩においても斜長石は斑状変品を形成し多量の鉱物を包有している。この包有鉱物はしばしば形態定向配列のみでなく顕著な格子配列も示している (e. g. Tokuda and Hara, 1983), 関東山地三波川帯のものでは片理 $S_i$ を構成する鉱物は細粒で格子配列を示すかどうかを検討できない。

斜長石斑状変品は包有鉱物の配列様式から一般に核とマントルに2分される。核の片理 $S_i$ は岩石の片理 $S_1$ に明瞭に斜交して配列している。一方マントルの片理 $S_i$ は片理 $S_1$ に平行で互いに連続している。マントルの形成が片理 $S_1$ の形成と平行して行なわれたことは明らかである。このことは斜長石斑状変品マントルが甘楽横臥褶曲作用と平行して形成されたということの意味している。核の形成はこの横臥褶曲作用以前に行なわれた。

### C. 関東山地三波川帯の岩石構造のまとめ

長瀬地域におけるメソスコピックな構造要素の形成時相は Table 4 にまとめられている。これらのメソスコピックな構造要素とマクロスコピックに認められる構造との対応関係を整理しよう。 $F_1$ 褶曲に対応するマクロスコピックな褶曲の軸部は甘楽町地域とちがって認められない。わずかに釜伏ナップに小さな北フェルゲンツの横臥褶曲として認められるにすぎない。 $F_2$ 褶曲は南フェルゲンツの横臥褶曲群 (Fig. 4) に $F_3$ 褶曲は鉛直褶曲群 (Fig. 4) に、 $F_4$ 褶曲はN-S方向の軸をもつゆるやかな褶曲にそれぞれ対応している。

甘楽町地域については Table 5 にまとめられている。 $S_1$ の形成に関与した褶曲作用が甘楽横臥褶曲である。 $F_2$ 褶曲に対応する褶曲群はここでは長瀬地域とちがってはっきりした岩層

の示す地質構造としては認められない。しかし  $F_2$  褶曲としての小褶曲群としてはよく認められる。長瀬地域と同様  $F_3$  褶曲は鉛長褶曲群に、 $F_4$  褶曲は N-S 方向に軸をもつゆるやかな褶曲にそれぞれ対応している。

鉛直褶曲群は原ら (1977) が四国三波川帯で確立した変形史の中で肱川時相の褶曲群に相当するものである。関東山地においても原ら (1974) によって広く発達することがこれまでも指摘されている。N-S 方向の軸をもつ褶曲群は Inoue (1974) によって関東山地秩父帯でも広く発達することが認められている。 $F_2$  褶曲群、 $F_3$  褶曲群に対応する南フェルゲンツの横臥褶曲群は四国三波川帯の大洲横臥褶曲 (原ら 1977) に同定されよう。

## VI. 関東山地三波川帯・秩父帯の造構作用 —— 結語 ——

関東山地三波川帯の西部に属する甘楽町地域の地質構造の基本は、点紋片岩を核とする北フェルゲンツの巨大な横臥褶曲 (甘楽横臥褶曲) とそれに付随するナップ群によって規定されている。みかぶ緑色岩類は上記のような構造を示す三波川結晶片岩類の上にナップとして重なっている。みかぶ緑色岩類は三波川結晶片岩類に発達する甘楽横臥褶曲には参加しているようにはみえない。甘楽横臥褶曲の軸は西にブランジしているためにこの地域より西方下仁田方面においては点紋片岩は分布せず、甘楽横臥褶曲の核をなす点紋片岩の外側を取り囲むように発達する無点紋片岩が分布している (Fig. 1)。

甘楽町地域東方の鮎川流域の三波川帯の地質構造は鈴木 (1977) によって調査されている。それによると無点紋片岩に挟まれて中位の層準に点紋片岩が発達し、みかぶ緑色岩類の下位に薄く無点紋片岩が発達していることが明らかにされている。さらに東の神流川流域においてみかぶ緑色岩類の下位にほぼ近接して点紋片岩が分布していることが Toriumi (1975) の示した地質図、変成分帯図から読みとれる。これらの事実は甘楽町地域で明らかになった上記のような地質構造が関東山地三波川帯西部を通して普遍的に発達することを示すものであると考えられる。即ち三波川帯西部の地質構造は 2 つの構造単元で構成されている。その 1 つはみかぶ緑色岩類を含む地質体のナップである。みかぶ緑色岩類の下底に沿って衝上断層が発達しみかぶ緑色岩類が三波川結晶片岩類の上に衝上している。みかぶ緑色岩類の上には秩父帯の岩層が構造的整合性をもって重なっている。みかぶ緑色岩類と秩父帯の岩類は一連の変成作用をうけている。このナップの下に位置する三波川結晶片岩類がいま 1 つの地質体である。この地質体はより高変成度岩からなる点紋片岩を核とする 1 つの巨大な北フェルゲンツの甘楽横臥褶曲を形成しているということである。鮎川流域の下位の無点紋片岩はこの横臥褶曲の下翼の無点紋片岩である。横臥褶曲に含まれるナップ構造は横臥褶曲作用と一連の運動としてとらえることができる。

次に関東山地三波川帯東部の地質構造を総括しよう。東部の西端近くに位置する長瀬地域には 3 つのナップが重なっている (Fig. 13)。このパイルナップ構造はゆるく南に傾斜する衝上断層によって形成されており、北にいくにつれてより下位の層準があらわれている。下位により高変成度岩が発達している (Fig. 20)。最上位に位置する釜伏ナップがみかぶ緑色岩類を含

む地質体でありこの地質体は三波川帯東部の東端に位置する都幾川地域の西平ナップに連続している。このナップはまた三波川帯西部のみかぶ緑色岩類を含むナップに連続するものであろう。釜伏ナップの下底の釜伏衝上断層は都幾川地域の日影衝上断層に連続し、西部の甘楽町地域の那須衝上断層に連続するものとみなされよう。

みかぶ緑色岩類を含む地質体の下位に位置する三波川結晶片岩類は、全体としてみる時、上位に無点紋片岩が位置し、下位に点紋片岩が位置する関係にあり、西部でみられたような三波川帯北縁部に最下位層準を占めて発達するような無点紋片岩は認められない (Fig. 2)。しかしながら長瀨地域に発達する点紋片岩は西部において中位の層準に発達し北フェルゲンツの甘楽横臥褶曲の核を形成する点紋片岩の連続と考えることはできる。東部の  $F_2$  褶曲群と西部の  $F'_2$  褶曲群は同時相の構造であるが、西部とちがって東部ではこの時相の巨大横臥褶曲群の発達が強く、ナップ (長瀨ナップ) も随伴形成されており、この時相の造構運動が極めて強かったことを示している。 $F_2$  褶曲— $F'_2$  褶曲形成時相の造構作用によって西部と東部の異なるナップが連続体であるような分布を形成したものと考えられる。西部とくらべて東部において三波川結晶片岩類がみかぶ緑色岩類とともに南へ大きく張り出したような分布状態を示すことは  $F_2$  褶曲— $F'_2$  褶曲時相の造構作用の相違を反映したものであるのかもしれない。

関東山地三波川帯において最も顕著な構造として観察される片理  $S_1$  が甘楽横臥褶曲の軸面片理であり、この横臥褶曲が三波川帯の主要な変成作用によって形成された温度構造を曲げるものであることが明らかになった。このことは層面片理  $S_1$  が解放時相の構造であることを示すものである。これまで三波川帯研究者は層面片理を変成作用最盛期のものと考え、層面片理を構成する変成鉱物を研究の対象とし三波川変成場の変成条件を推定するための情報を求めて

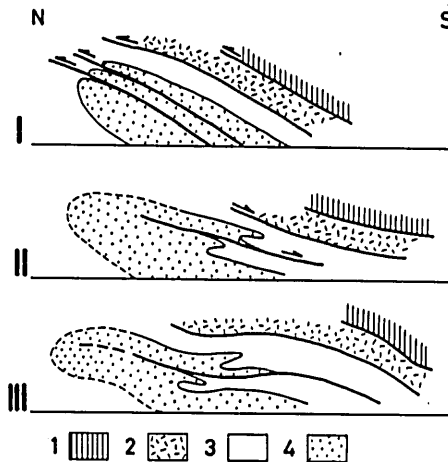


Fig. 38. Schematic diagrams illustrating three stages of structure development of the Sambagawa-Chichibu belt of the Kanto Mountains.

I : Stage of formation of  $S_1$ -schistosity.

II : Stage of formation of  $S_2$ -cleavage.

III : Stage of formation of  $S_3$ -cleavage.

1 : Chichibu group, 2 : Mikabu greenstones, 3 & 4 Sambagawa schists (3 : Non-spotted schists, 4 : Spotted schists).

きたのであるが、それは必ずしも有効な作業ではないといわねばならない。四国三波川帯においても原ら (1985) によって層面片理形成時は後退変成作用のはじまりにあたることが明らかにされている。

釜伏ナップのメランジュ帯の形成は、上記の解放時相の造構作用とは異なり、片理  $S_1$  形成前でおそらく変成作用に先だつものと考えられる。海洋性地殻の断片としてのみかぶ緑色岩類が付加体となった時に形成されたメランジュ帯であろう。

これまで述べてきた2回の解放時相の造構作用によって形成された横臥褶曲群および衝上断層によって関東山地三波川帯の地質構造の骨組みが完成した。その後、ほぼE-W方向の軸をもつ鉛直褶曲群が形成された。この鉛直褶曲群は原ら (1977) の肱川時相のそれに対応するものである。しかしながら関東山地三波川帯ではこの鉛直褶曲群は四国三波川帯でみられるような顕著な構造としては発達していない。Fig. 38に2回の解放時相および鉛直褶曲群形成時相の造構運動によって形成された関東山地三波川帯、秩父帯の地質構造をそれぞれ模式断面によって表現した。

その後、安戸向斜で代表されるようなN-S方向の軸をもつゆるやかな褶曲群が形成された。Inoue (1974) によればこの褶曲群は関東山地に広く発達するようである。Table 6に関東山地三波川帯の構造発達史を示す。メソスコピックな構造要素と大構造との対応関係もあわせて示した。

関東山地においてみかぶ緑色岩類の上に構造的整合性をもって重なる秩父帯北帯 (秩父団研グループ (1961) の柏木層, 万場層, 上吉田層) の地層からジュラ紀中期を示す放散虫が発見

Table 6. Structural development of the Sambagawa-Chichibu Belt in the Kanto Mountains. (Summary)

Formation of gentle folds with axes of N-S trend during Tertiary age (Yasuo syncline, $F_4$ -folds- $F'_4$ -folds)
Formation of Atokura nappes during Latest Cretaceous-early Tertiary age
Formation of upright folds with axes of E-W trend ( $F_3$ -folds- $F'_3$ -folds)
Formation of southward vergence recumbent folds with axes of E-W trend associating formation of shear zone (Kamabuse fold, Fuuppu fold, Ogizawa fold, Habara fold, Nogami fold, Jushi fold, Fodoyama fold, Kankozawa fold, Nagatoro shear zone, $F_2$ - folds- $F'_2$ -folds)
Formation of nappes associating formation of northward vergence folds with axes of E-W trend (nappes with Mikabu greenstones (Iriyama nappe, Umenokiiri nappe, Nasu nappe, Kamabuse nappe, Nishidaira nappe.), Fujitotoge nappe, Karasawa nappe, Mine nappe, Akihata nappe, Semba nappe, Nagatoro- Fudoyama nappe, Hikage nappe, $S_1$ -schistosity- $S'_1$ -schistosity)
Formation of $S_0$ -schistosity- $S'_0$ -schistosity
Subduction of original rocks of Sambagawa schists during Jurassic age

された(指田ら1982)。都幾川地域においてみかぶ緑色岩類の上位にはナップ(都幾山ナップ)として二畳紀の泥岩を含む地層が重なっている。この地層を西部のジュラ紀中期の地層と対比することはできないことは明らかである。しかしながら両者は一連の変成作用をうけているようにみえる。しかし変成相の同一性が同じ沈みこみ単元として変成したことを保証するものではないことが考えられなければならない。最近西南日本秩父帯北帯はジュラ紀に形成されたオリストストローム層で構成されていることがわかってきた(磯崎ら1981, 須鎗ら1982)。このようなジュラ系にはさまれて発達する秩父帯の二畳系としては九州秩父帯の柿迫層(宮本ら1984)が知られている。都幾川地域の二畳系がこれと対比されるものかどうか明らかでない。都幾川地域の北の“安戸窓”の北縁部には黒瀬川構造帯の岩類に類似している岩石が分布している。金勝山石英閃緑岩やJadeite-quartz rock(Hirajima 1983, 1984)である。金勝山石英閃緑岩は最近小野(1983)によって年代値 $251 \pm 8$  Maが報告されている。平島(1948)はこれらの地質体を黒瀬川構造帯のメンバーに対比している。金勝山石英閃緑岩はみかぶ緑色岩類の上ののクリッペと考えられている(小坂1979)。これらの黒瀬川岩類類似岩の北側には三波川結晶片岩類が分布する(Fig. 1)。都幾川地域の二畳系の下底の衝上断層(西平衝断層)がこれら黒瀬川岩類類似岩で構成される地質体の下底に連続して発達し都幾山ナップを構成している可能性が考えられる。

関東山地三波川帯・秩父帯の上には跡倉層とよばれる後期中生代の地層がナップとしてのっていることが知られている。これらは藤本らによって研究され跡倉押し被せとよばれている(藤本ら1953)。新井ら(1963)はこの造構時期を白亜紀末～第三紀初めであるとし、内田(1961)はその衝上方向が北西側からもたらされたものであることを述べている。この造構作用は $F_3$ 褶曲作用(肱川褶曲作用)後に起こっている。おそらく $F_4$ 褶曲作用前の現象であろう。N-S系褶曲群の形成は中新世である(Inoue, 1974)と考えられるからである。

### 参 考 文 献

- 新井房夫・端山好和・林信悟・細矢尚・井部弘・神沢憲治・木崎喜雄・金今照・高橋冽・高橋武夫・武井朔明・戸谷啓一郎・山下昇・吉羽興一, 1963: 群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究, 地球科学, 64, 18~31.
- Banno, S., 1964: Petrologic studies on the Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Iino district central Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 15, 203~319.
- Coleman, R.G., 1977: Ophiolite. Springer-Verlag, New York. 229P.
- 藤本治義, 1935: 関東山地北部の地質学的研究(其の1), (其の2). 地質雑, 42, 137~151, 163~181.
- Fujimoto, H., 1937: The nappe theory with reference on the northeastern part of the Kwanto-mountainland. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku Sec. C*, 6, 215~244.
- 藤本治義・渡部景隆・沢秀生, 1953: 関東山地北部の押し被せ構造. 秩父自然科博研報, 3, 1~42.
- 福田理・高橋博・大八木規夫・鈴木宏芳, 1974: 坑井地質に見る関東平野の基盤. 地質ニュース, 234, 8~17.
- Hara, I., 1966: Movement picture in confined incompetent layers in flexural folding ... Deformation of heterogeneously layered rock in flexural folding (I). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 72, 363~369.

- , 1972 : Strain distribution in intrafolial folds. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 78, 531~549.
- , Uchibayashi, S., Yokota, Y., Umemura, H., and Oda, M., 1968 : Geometry and internal structures of flexural fold (I) Folding of a single competent layer enclosed in thick incompetent layer. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 6, 51~113.
- and Paulitch, P. 1971 : C-axis fabrics of quartz in buckled quartz veins. *N. Jb Miner. Abh.*, 115, 31~53.
- 原郁夫・秀敬・佃栄吉・大塚杉夫・横山俊治, 1974 : 三波川帯の構造からみたフォッサ・マグナの問題. 構造地質研究会誌, 16, 5~9.
- ・——・武田賢治・佃栄吉・徳田満・塩田次男, 1977 : 三波川帯の造構運動. 三波川帯, 秀敬編, 広島大学出版研究会.
- ・宮岡広法・瀬尾孝文・前田勝・塩田次男・秀敬, 1984 : 変成相解析のための組織解析解析—三波川帯泥質片岩を例として—. 構造地質研究会誌, 30, 41~54.
- ・早坂康隆・前田勝・宮岡隆実, 1985 : 西南日本の中・古生代造構作用の諸問題—高压変成帯の造構作用—. 地質学論集25. (印刷中)
- 秀 敬, 1961 : 別子・白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用. 広大地研報, 9, 1~87.
- , 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の発見と意義—別子横臥褶曲構造の再検討(1)—. 広大教養部紀要Ⅱ, 自然科学, 5, 35~51.
- 東野外志男, 1975 : 四国中央部白髪山地方三波川帯の黒雲母帯. 地質雑. 81, 653~670.
- 平島崇男, 1983 : Schreinemakers の東の方法を用いた藍閃石変成作用の鉱物共生関係の解析. 地質雑, 89, 679~691.
- Hirajima, T., 1983 : Jadeite + quartz rock from the kanto Mountains. *Jour. Japan. Assoc. Min.Pet. Econ. Geol.*, 78, 77~83.
- 平島崇男, 1984 : 関東山地北東部, 寄居地域の緑色岩メランジュ. 地質雑, 90, 629~642.
- 猪郷久義, 1980 : 関東山地の地質, 東地方改訂版. 朝倉書店, 東京.
- Inoue, M., 1974 : Geologic structure of Chichibu terrain in the Kanto Mountainous land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. 2*, 19, (1) 1~25.
- 石井基裕, 1962 : 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, 26, 615~640.
- 磯崎行雄・前島渉・丸山茂徳, 1981 : 和歌山県・徳島県秩父帯北帯先白亜系からのジュラ紀型放射虫化石の産出. 地質雑, 87, 555~558.
- 岩崎正夫, 1977 : 三波川帯の塩基性火山活動. 三波川帯, 秀敬編, 広島大学出版研究会.
- Kojima, G. and Suzuki, T., 1958 : Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone : the Kiyomizu Tectonic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 2, 173~193.
- 小坂和夫, 1979 : 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質雑, 85, 157~176.
- Koto, B., 1889 : On the so-called crystalline schists of Chichibu. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 2, (2), 77~141.
- Kurata, H., and Banno, S., 1974 : Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sambagawa metamorphic terrain in central Sikoku, Japan. *Jour. Petrol.*, 15, 361~382.
- 前田勝・原郁夫, 1984 : 四国中央部猿田川地域三波川帯の先長浜褶曲. 地質雑, 90, 73~90.
- 宮本隆実・桑水流淳二・富永良三・山口裕之, 1984 : 柿迫層と球磨層の泥質岩中から二疊紀放射虫化石の発見. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 229.
- 都城秋穂, 1965 : 変成岩と変成帯. 岩波書店.
- 中山勇, 1960 : 三波川帯の造構運動と岩石構造. 地研専報, 10, 40P.
- 小野晃, 1983 : 関東山地, 金勝山石英閃緑岩のK—Ar年齢. 岩鉱, 78, 38~39.
- Oyagi, N., 1964 : Structural analysis of the Sambagawa crystalline schists of the Sazare mining district, central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 4, 271~332.
- 酒井千尋, 1980 : 関東山地鬼石町東方の三波川変成帯の黒雲母帯. 地質雑, 86, 517~524.



- Sakai, C., 1981 : Notes on petrography and rock-forming mineralogy (II) : Green biotite in Sambagawa basic schists in the Kanto mountains, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 76, 403~411.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ, 1982 : 関東地方のジュラ系放射虫化石について, 大阪微化石研究会誌, 特別号, 5, 67~80.
- 関陽太郎, 1957 : 関東山地東部のローソン石. 岩鉱, 41, 155~163.
- Seki, Y., 1958 : Glaucophanic regional metamorphism in the Kanto Mountains, in central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 24, 233~258.
- 1960 : Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Japan. *Am. Jour. Sci.*, 258, 705~715.
- Shimamoto, T., and Hara, I., 1976 : Geometry and strain distribution of single-layer folds. *Tectonophys.*, 30, 1~34.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1982 : 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造—その2. 四国東部秩父帯北帯の中生界層序に関する2~3の知見一. 徳島大教養部紀要 (自然科学), 15, 51~71.
- 鈴木盛久, 1966 : 群馬県多野郡地方三波川結晶片岩の研究. 広島大学理学部卒論. (手記).
- , 1977 : 関東山地西部地域の三波川帯. 三波川帯, 秀敬編, 広島大学出版研究会, 207~216.
- Takagi, K. and Hara, I., 1979 : Relationship between growth of albite porphyroblasts and deformation in a Sambagawa schist, Central Shikoku, Japan. *Tectonophysics.*, 58, 113~125.
- 武田賢治・佃栄吉・徳田満・原郁夫, 1977 : 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 三波川帯, 秀敬編, 広島大学出版研究会.
- 田中耕平, W977 : 関東山地東部の三波川変成作用. 三波川帯, 秀敬編, 広島大学出版研究会.
- ・坂本治・原田一雄, 1969 : 長瀬地域の変成岩. 秩父自然科博研報, 15, 19~25.
- ・福田正光, 1974 : 関東山地の三波川変成帯北縁部の地質構造と変成分帯—とくに黒雲母の現出について—. 岩鉱, 69, 313~323.
- Tanabe, K., Tomioka, N. and Kanehira, K., 1982 : Jadeite aragonitebearing rocks from the Sanbagawa metamorphic terrane in the kanto Mountains. *Proc. Japan Acad.*, 58, Ser. B, 7, 199~203.
- 徳田満, 1976 : 群馬県甘楽町梅ノ木平地域の三波川帯の地質構造. 小島丈兒先生還暦記念文集.
- , 1982 : 関東山地荒川流域の三波川帯の地質構造. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 445,
- ・原郁夫, 1979 : みかぶ緑色岩類下底のメラランジュ帯の地質—関東山地大霧山地域を例として—. 中生代造構作用の研究, 1, 51~57.
- ・———, 1980 : 関東山地東部大霧山—皆野—寄居地域の地質構造解析, 中生代造構作用の研究, 2, 15~20.
- Tokuda, M., and Hara, I., 1983 : Epidote porphyroblasts in Sambagawa schists of central shikoku, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 8, 2, 123~129.
- Toriumi, M., 1975 : Petrological study of the Sambagawa Metamorphic rocks, the kant mountain S, central Japan. Univ. Tokyo Press. 99P.
- 豊原富士夫・小坂和夫, 1981 : 関東山地北東縁部の中・古生層と地質構造. 日本地質学会巡検案内書, 103~120.
- Turner, E. J. and Weiss, L. E., 1963 : Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 545P.
- 内田信夫, 1961 : 群馬県下仁田町付近の地質—その1, 四つ又押ししかぶせ構造について. 成蹊論叢, 第1号.
- 渡辺暉夫, 1970 : 長野県下伊那大鹿地方の三波川帯・秩父帯の地質及び構造. 地質雑, 76, 373~388.
- Williams, P. F., 1972 : Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Amer. Jour. Sci.*, 272, 1~47.

安戸研究グループ, 1982: 関東山地堂平山周辺, みかぶ緑色岩分布地域の層序と構造. 地球科学,  
36, 23~34.

(1985年1月30日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室

## Explanation of Plate I

1. Boundary between Mikabu greenstones and overlying chert (A-formation) (Tokigawa).  
C: chert, M: Mikabu greenstones.
2. Pillow breccia in Mikabu greenstones (Tokigawa).
3. F<sub>2</sub>-folds of spotted pelitic schist (Arakawa).
4. F<sub>3</sub>-folds of spotted pelitic schist (Arakawa).

## Explanation of Plate II

1. F<sub>2</sub>-folds of non-spotted pelitic schist deformed by F<sub>3</sub>-fold (Nagatoro).
2. B<sub>2</sub>-folds on S<sub>2</sub> in Nagatoro shear zone (Misawa).
3. Microphotograph showing relation among S<sub>0</sub>, S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub>-cleavages in non-spotted pelitic schist.
4. Microphotograph of S<sub>2</sub>-cleavages in non-spotted pelitic schist.

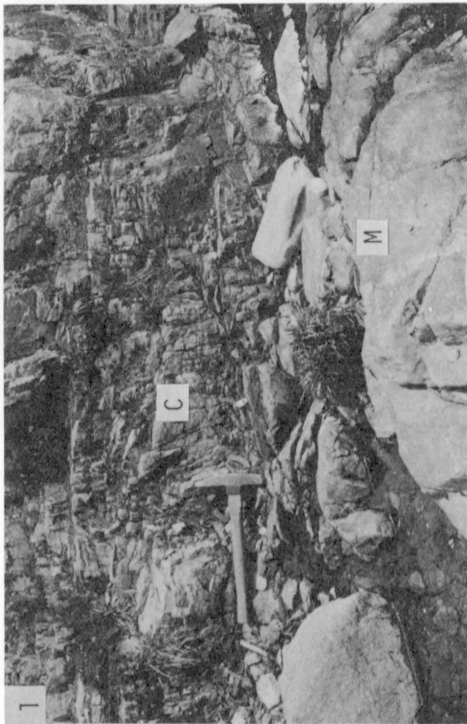
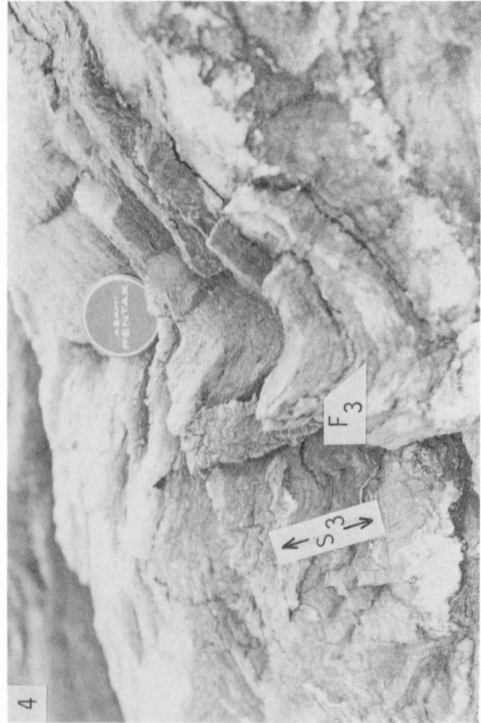
## Explanation of Plate III

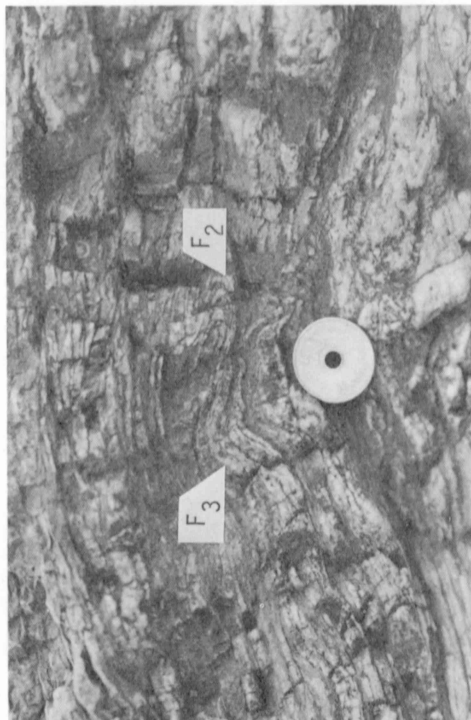
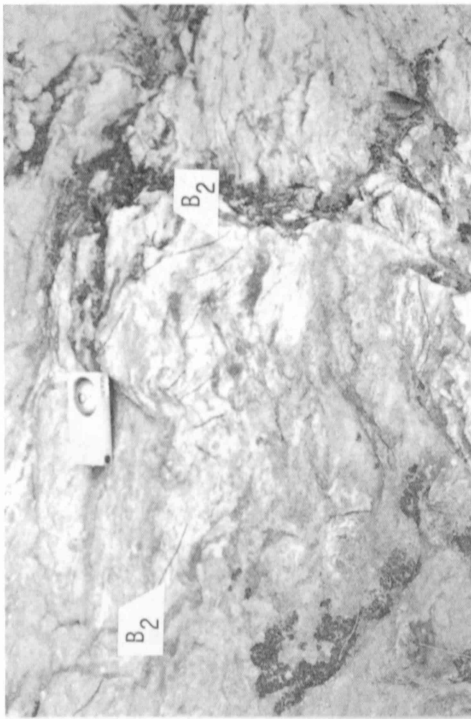
1. Microphotograph of F<sub>3</sub>-folds and S<sub>3</sub>-cleavage in non-spotted pelitic schist.
2. Microphotograph of spotted basic schist of zone III in the Kanra-chō district. Actinolite-epidote-chlorite-alkali amphibole-biotite assemblage.
3. Microphotograph of spotted basic schist of zone IV in the Kanra-chō district. Actinolite-epidote-chlorite-biotite-subcalcic hornblende assemblage.
4. Microphotograph of spotted pelitic schist of zone III in the Nagatoro district. Muscovite-chlorite-garnet-biotite assemblage.

## Explanation of Plate IV

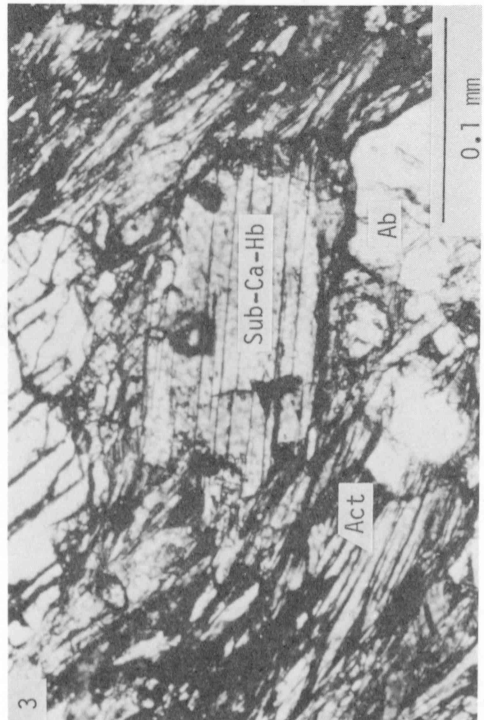
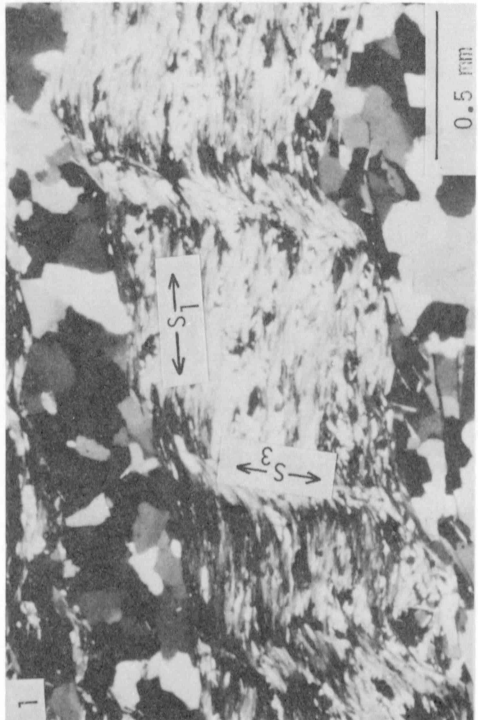
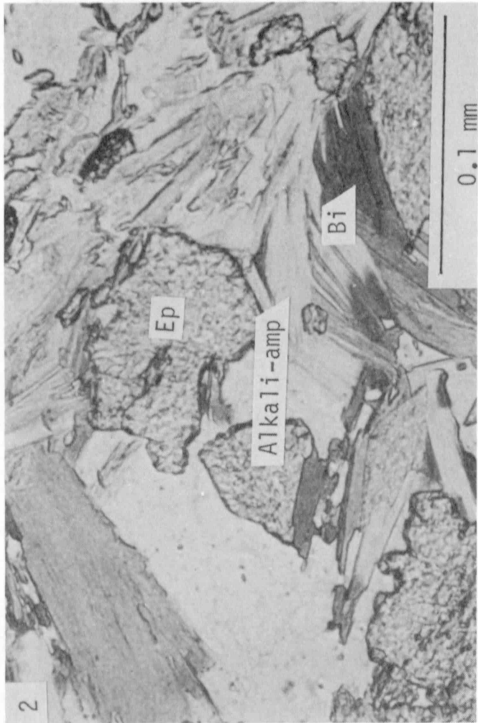
1. *Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus*  
scale bar=0.1mm (Loc.1)
2. *Pseudoalvaillella* (?) sp.  
scale bar=0.1mm (Loc.3)

図版 I





図版 III



図版 IV

