

55 (521. 51+52) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

東京 (8) 第 45 号

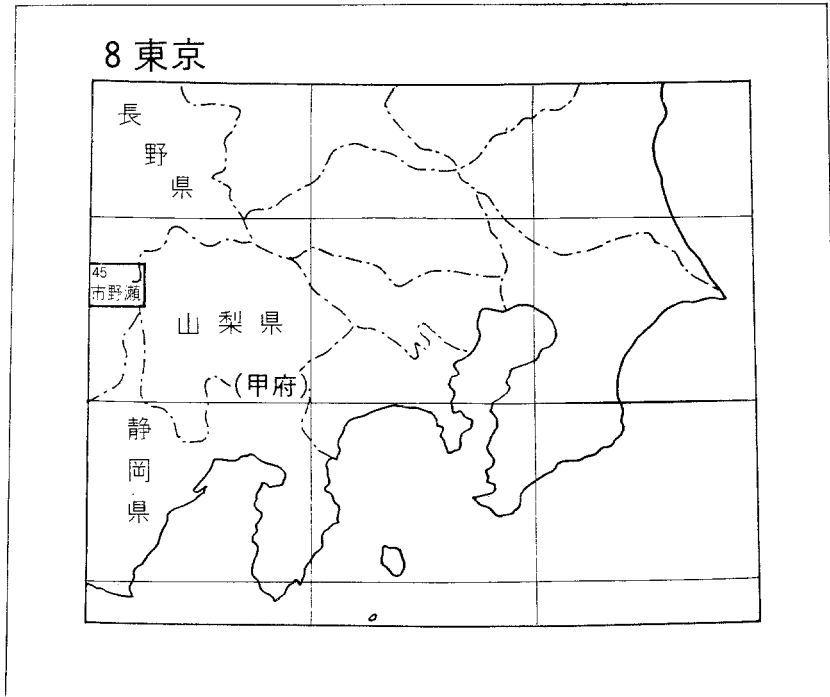
市 野 瀬 地 域 の 地 質

河内洋佑・湯浅真人・片田正人

昭和 58 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

# 目 次

I. 地 形	1
I. 1 概 説	1
I. 2 組織地形	4
I. 3 断層地形	5
I. 4 氷河地形及び周氷河地形	6
I. 5 段丘地形	8
I. 6 地すべり・山崩れ地形	10
I. 7 仙水峠付近の首無川地形	10
II. 地質概説	10
III. 西南日本内帯	13
III. 1 領家帯概説	13
III. 2 領家変成岩類	13
III. 2. 1 概 要	13
III. 2. 2 砂岩泥岩起源変成岩	15
III. 2. 3 塩基性火山岩起源変成岩	16
III. 2. 4 チャート起源変成岩	16
III. 2. 5 石灰岩起源変成岩	17
III. 3 領家花崗岩類	17
III. 3. 1 概 要	17
III. 3. 2 塩基性深成岩類, 斑れい岩及びコートランド岩	19
III. 3. 3 領家古期花崗岩類	20
III. 3. 3. 1 非持石英閃緑岩	20
III. 3. 3. 2 南向花崗岩	22
III. 3. 4 未区分領家花崗岩	23
III. 3. 4. 1 早草花崗閃緑岩	23
III. 3. 5 領家新期花崗岩類	23
III. 3. 5. 1 勝間花崗岩類	23
III. 3. 5. 2 富県花崗岩	24
III. 4 北川層	25
III. 5 小規模貫入岩類	27
III. 5. 1 デイサイト質岩脈	27
III. 5. 2 安山岩質岩脈	28
III. 5. 3 ドレライト質岩脈	28

III. 5. 4 閃緑岩質岩脈 .....	28
IV. 西南日本外帯 .....	28
IV. 1 三波川帯及び御荷鉢・秩父帯 .....	28
IV. 1. 1 三波川帯 .....	29
IV. 1. 1. 1 分布と構造 .....	29
IV. 1. 1. 2 岩相 .....	29
IV. 1. 1. 3 岩石構造 .....	30
IV. 1. 1. 4 時代 .....	30
IV. 1. 1. 5 変成作用 .....	31
IV. 1. 2 御荷鉢・秩父帯 .....	31
IV. 1. 2. 1 分布と構造 .....	31
IV. 1. 2. 2 岩相 .....	32
IV. 1. 2. 3 時代 .....	34
IV. 1. 2. 4 変成作用 .....	35
IV. 2 戸台層 .....	35
IV. 3 四万十帯 .....	36
IV. 3. 1 仙丈岳帯 .....	37
IV. 3. 2 北岳帯 .....	39
IV. 3. 3 小規模貫入岩類 .....	41
IV. 3. 4 甲斐駒・鳳凰花崗岩と接触変成帯 .....	44
IV. 3. 4. 1 鳳凰型花崗岩 .....	45
IV. 3. 4. 2 甲斐駒型花崗岩 .....	45
IV. 3. 4. 3 接触変成帯 .....	47
V. 圧砕岩 .....	47
VI. 第四系 .....	48
VI. 1 段丘堆積物 .....	48
VI. 2 崖錐状堆積物 .....	48
VI. 3 モレーン .....	49
VI. 4 アウトウォッシュ堆積物 .....	49
VI. 5 ソリフラクション堆積物 .....	49
VI. 6 現河床堆積物 .....	49
VI. 7 降下軽石層 .....	49
VII. 主要断層 .....	49
VII. 1 中央構造線 .....	50
VII. 2 岩入衝上断層 .....	51
VII. 3 戸台構造帯 .....	53



VII. 4  仏像一糸川構造線 .....	55
VII. 5  北沢峠断層 .....	56
VIII. 応用地質 .....	57
VIII. 1  鉱  床 .....	57
VIII. 1. 1  銅 .....	57
VIII. 1. 2  マンガン .....	57
VIII. 1. 3  ニッケル .....	58
VIII. 1. 4  ウラン .....	58
VIII. 1. 5  石灰石 .....	58
VIII. 2  鉱  泉 .....	58
VIII. 3  地すべり・山崩れ .....	58
文  献 .....	59
Abstract .....	65

## 付 図 ・ 付 表 目 次

第1図  市野瀬地域内の水系 .....	2
第2図  市野瀬地域内の山系 .....	3
第3図  栗沢川東岸に連続するケルンコル .....	5
第4図  美和湖上流部に見られる砂礫の堆積 .....	6
第5図  北岳北方800mの草すべりのカール状地形 .....	6
第6図  仙丈ヶ岳北方藪沢のカール .....	7
第7図  仙丈ヶ岳北方藪沢カールの三日月形モレーン .....	7
第8図  仙丈ヶ岳北方藪沢右岸のアウトウォッシュ堆積物 .....	8
第9図  ソリフラクションによる岩海 .....	9
第10図  三峰川左岸の河岸段丘 .....	9
第11図  市野瀬地域の地質構造区分 .....	11
第12図  非持石英閃緑岩中に挟み込まれた砂岩泥岩起源の変成岩 .....	15
第13図  チャート起源の変成岩 .....	17
第14図  中部地方領家帯花崗岩類の相互関係 .....	18
第15図  非持石英閃緑岩中に捕獲岩状に含まれるコートランド岩 .....	19
第16図  非持石英閃緑岩に見られる縞状構造 .....	20
第17図  斑状結晶の顕著な非持石英閃緑岩 .....	21
第18図  勝間花崗岩類の玉ねぎ状構造 .....	24
第19図  電気石を含むアプライト .....	25
第20図  北川層の層理の明瞭なチャート .....	26

第21図	柱状節理及び板状節理のあるデイサイト質岩脈	27
第22図	三波川帯緑色片岩に見られる微褶曲	31
第23図	放射状節理が顕著な枕状構造を持つ緑色岩	33
第24図	ハイアロクラスティック・ブレッチャ	33
第25図	御荷鉢・秩父帯の層状チャートに見られる複雑な褶曲	34
第26図	御荷鉢・秩父帯中部チャート層中の枕状構造を持つ緑色岩	34
第27図	戸台層の礫岩	36
第28図	北岳帯の模式断面図	37
第29図	仙丈岳帯緑色岩の枕状構造	38
第30図	仙丈岳帯の厚い塊状砂岩層	38
第31図	仙丈岳帯の砂岩泥岩互層	39
第32図	北岳帯の地質柱状図	40
第33図	北岳帯の砂岩泥岩互層を源岩とする構造礫岩	41
第34図	北岳帯における劈開面の分布	42
第35図	北岳帯における線構造の分布	43
第36図	仙丈ヶ岳ー鳳凰三山付近を中心とした地質略図	44
第37図	美和湖湖岸の中央構造線の露頭	51
第38図	岩入衝上断層下盤側に発達する著しい片状構造	52
第39図	戸台構造帯に伴う破碎帯	54
第40図	北沢峠断層に伴う破碎帯	57
第1表	市野瀬地域の地質総括表	12
第2表	甲斐駒・鳳凰花崗岩の化学組成	46

## 市野瀬地域の地質

河内洋佑\*<sup>1)</sup>・湯浅真人\*<sup>2)</sup>・片田正人\*<sup>3)</sup>

本地質図幅の研究は、地震予知計画における特定観測地域（長野県西部・岐阜県東部）の地質調査研究の一環として、1980、1981年度に行われた。本地質図幅をまとめるに当たり、著者らによる1962-75年における地質図幅の研究のほか、赤石山地北部の四万十帯、伊那地方の三波川帯、領家帯の研究等による成果が活用されている。

地域分担は次のとおりである。

領家帯 一湯浅真人・片田正人

三波川帯、御荷鉢・秩父帯、四万十帯—河内洋佑・湯浅真人

なお、本図幅地域内の活断層調査は、環境地質部衣笠善博技官により行われた。第四紀後期の中央構造線に関する記述は同技官によるものである。

野外調査及び室内研究に際して、下記の方々から援助、協力を得た。記して厚く感謝の意を表する。

信州大学 山田哲雄、横田勇治（現浜松城南高校）、菅家延征（現朝日新聞社）

北海道大学 渡辺暉夫（現島根大学）、稲月恒夫

京都大学 徳岡隆夫（現島根大学）、松本英二（当時）

名古屋大学 高木秀雄（現早稲田大学）

伊那飯島中学校 松島信幸（現飯田市松尾小学校）

大昭和製紙釜無川事業所、芦安村南アルプス林道管理事務所、長谷村南アルプス林道管理室

本研究で使用した岩石薄片は、技術部大野正一、故村上正、宮本昭正、阿部正治、佐藤芳治、木村朗の各技官により作成された。

### I. 地 形

#### I. 1 概 説

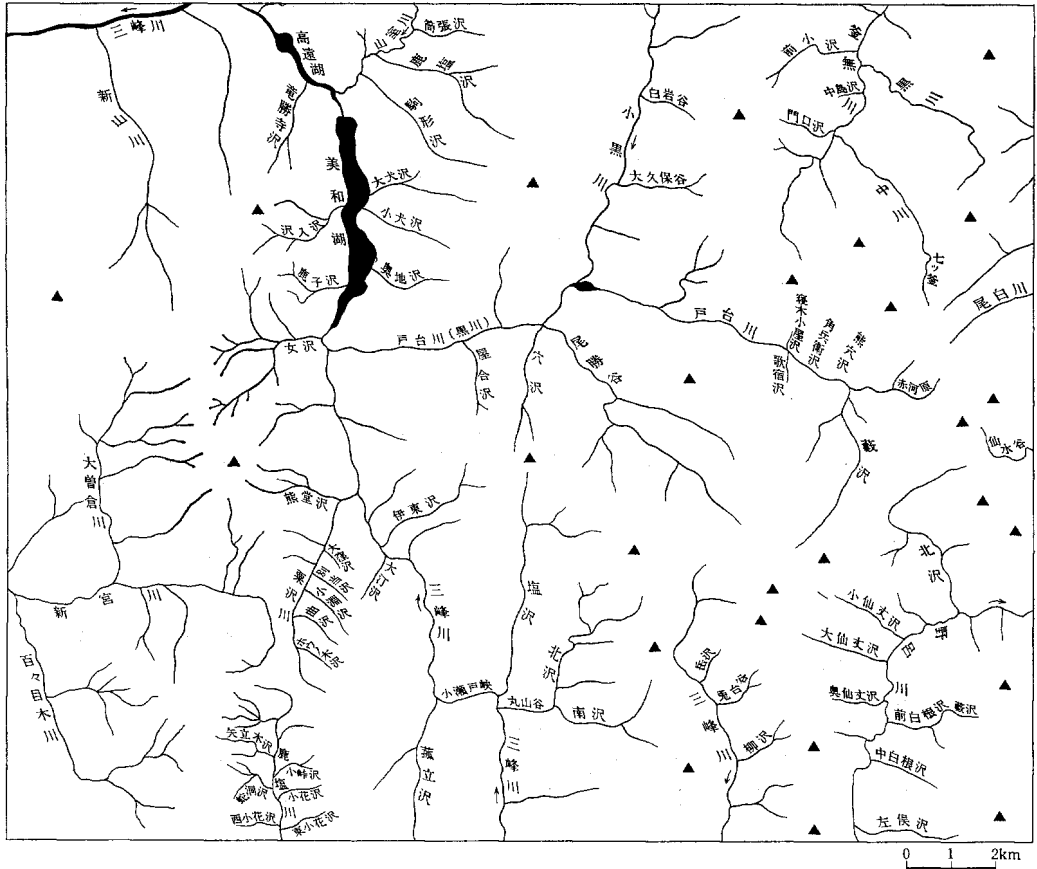
本地域は、我が国有数の山岳地帯である赤石山地（南アルプス）の北部及びその西麓にかけて位置し、急峻な山岳と、深く刻まれた峡谷で特徴づけられる。

#### 水系

本地域の大部分は天竜川水系に属し、その支流三峰川、新宮川、鹿塩川に排水している。地域北東隅は釜無川、南東隅は野呂川、東縁の一部は尾白川に排水しているが、以上はいずれも富士川水系に属する。

三峰川は仙丈ヶ岳南西に源を持ち、一たん南流するが、南隣大河原図幅地域内の巫女淵において反転

\*<sup>1)</sup> 元地質部（現 Geology Dept., University of Otago）、\*<sup>2)</sup> 海洋地質部、\*<sup>3)</sup> 元地質部（現岩手大学教育学部）



第1図 市野瀬地域内の水系

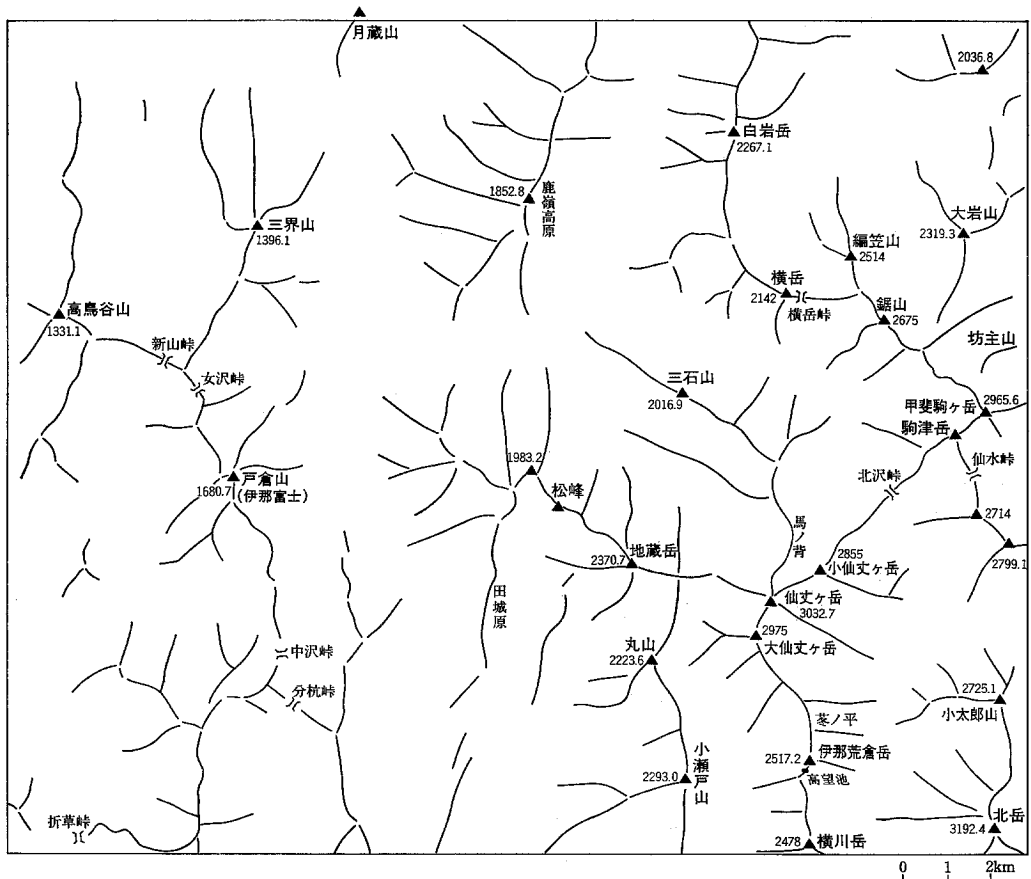
し北へ向きを変え、再び本地域へ入って戸台川<sup>1)</sup>（黒川）と山室川とを合流し、西へ向きを変えて図幅地域外へ去る。同様な反転は野呂川でも認められる。すなわち、間の岳（本地域南方）に源を發し、一たん北流するが、北岳—小太郎山尾根の北端で反転し、本地域外で南へ流れるに至っている。釜無川も本地域内では鋸山<sup>2)</sup> 付近に發して北流するが、雨乞岳北方で南へ流路を転じている。このような南北性の流路は後述するように地質と深く関連している。

一方、戸台川とその支流尾勝谷は、地域中央部を東から西に流れる顕著な水系である。

### 山系

このような水系の發達と対応して、戸台川流域の横岳—鋸山—甲斐駒ヶ岳<sup>3)</sup>、三ツ石山—仙丈ヶ岳、及び松峰—地藏岳—仙丈ヶ岳の三大山稜はほぼ東西系の發達を示すが他の山稜はほとんど南北性を示している。これらには西より、三界山—戸倉山（伊那富士）（伊那山地）、鹿嶺—田城原—二兎山（本地域

1) 戸台川下流部は国土地理院発行の5万分の1地形図では黒川となっているが、戸台川の方が通りがよいので戸台川を黒川を含む総称として使用する。  
 2) 5万分の1地形図では鋸山とされているが、登山者等一般には鋸岳と呼ばれている。  
 3) 5万分の1地形図では単に駒ヶ岳となっているが、木曾山脈（中央アルプス）の駒ヶ岳と区別するため甲斐駒ヶ岳及び木曾駒ヶ岳と呼ばれることが多いと思われるので、以後甲斐駒ヶ岳の名を使用する。



第2図 市野瀬地域内の山系

南方), 釜無山 (本地域北方) — 白岩岳, 丸山 — 小瀬戸山, 仙丈ヶ岳 — 伊那荒倉岳 — 横川岳, 及び小太郎山 — 北岳 — 一の岳 (本地域南方) — 農鳥岳 (同左) の山稜が挙げられる。

本地域は, 三峰川美和湖, 市野瀬, 分杭峠, 鹿塩川を結ぶ南北の線をもって地形上東西の二地区に大別される。

東部は赤石山地の最北端に位置し, 日本第2の高峰北岳 (3,192.4m) をはじめ仙丈ヶ岳 (3,032.7m), 甲斐駒ヶ岳 (2,965.6m) 等, 3,000m級の高峰が地域東縁に南北に連なっている。これより西へ山陵の高度は次第に低下しているが三峰川の谷は標高約800mであり, 東部の山陵部との比高は直線距離20kmで, 2,200m前後に達する。本地域東部の山稜部付近には, 著しい急斜面が広範囲にわたってみられる。なかでも, 甲斐駒ヶ岳の東斜面は比高, 傾斜ともに日本で有数のものである。

本地域西部は伊那山地の北部に位置し, 三界山 (1,396.1m), 戸倉山 (1,680.7m) 等, 1,300–1,700m級の山地からなる。東部に比べ山の規模は小さく, したがって谷も深いものはない。地形図からも明らかなように, 小さい谷が高い密度で刻まれており三峰川—粟沢川—鹿塩川を挟んで東側とは大きな違いを示している。

## I. 2 組織地形

花崗岩からなる甲斐駒ヶ岳を除き、地域東縁の高峰を支えているものは、赤石山地の他の高峰と同様、四万十帯の岩石である。北岳はチャート、塩基性火山岩等からなるが、仙丈ヶ岳とその周辺の山稜、鋸山、雨乞岳等はすべて塊状の厚い砂岩からなっている。砂岩の層理及び片理はともに東傾斜であるため、南北性山稜の東斜面は一般に比較的緩く傾斜し、岩石の露出は悪い。一方西斜面は一般に急傾斜で、これに食い込む谷には至る所に滝をかけている。仙丈ヶ岳周辺の尾勝谷上流部、三峰川の東側の支流岳沢<sup>4)</sup>、兎台谷、柳沢等はこの著しい例である。仙丈ヶ岳、北岳等の山稜上では、砂岩が層理と、これに斜交する片理とに沿って割れ、数cmないし1mのひし形の岩塊となって散乱している。一方、鋸山、駒津岳<sup>5)</sup>、栗沢山等花崗岩の接触変成作用を受けた四万十帯岩石の分布地域では、片理、層理にあまり関係のない互いに直交する節理に沿って割れた、比較的大きな岩塊が多く見られる。

甲斐駒・鳳凰花崗岩の分布地域では、風化した白色の砂礫からなるガラ場、通称ザレ、を作ることが多く、角のとれた岩塊が白砂を敷いた広い山陵上に散在する特色ある景観を示している。

以上の山頂部から西へ向かう山稜は標高2,000m前後に低下し、御荷鉢・秩父帯へ入る。御荷鉢・秩父帯、三波川帯ともに地層面、片理面とも一般に東傾斜のため、西斜面が急で、東斜面が緩い傾向を示す。御荷鉢・秩父帯東縁の石灰岩地域では、一たん高度をわずかに増し、北より白岩岳とそれに続く南北性の山稜、三ツ石山、及び地藏岳等の山頂が見られる。山腹には戸台川北岸の幕岩を典型とするような連続した急崖がよく発達している。幕岩下部の標高約1,300mの地点には小規模な鍾乳洞が知られている。御荷鉢・秩父帯チャート地域には、顕著なピークは見られない。これに対して、御荷鉢・秩父帯緑色岩地域は浸食に対し著しい抵抗を示す。山陵部は北より鹿嶺、田城原等の比較的緩傾斜で広い高原状地形を示し、これを横断する谷は鷹岩、小瀬戸峡のように著しい峡谷となっている。本図幅地域中央南部の浦付近の東に傾斜する広大な斜面は、この緑色岩類のほぼ層面の作る面である。

三波川帯は御荷鉢・秩父帯緑色岩類の作る顕著な高まりの西縁で高度を急激に減じて、三峰川、鹿塩川へ緩やかに下る斜面を作っている。三波川帯は本図幅地域中央部の凹地を占めている。主要な集落はこの凹地に存在する。後述するように、本図幅地域中央部西の、三峰川—栗沢川—鹿塩川という連続する南北性の谷は、中央構造線の作る谷である。これより西側には領家帯の岩石が分布している。

領家帯の岩石が分布する地域は、図幅地域東部の四万十帯、御荷鉢・秩父帯の岩石が形成している高峰群に比べ標高が低く、山の規模も小さい。領家帯は主として花崗岩質岩及び砂岩泥岩起源の粗粒な変成岩類からなり、風化、浸食を受けやすく、したがって山は低くかつ、細かい谷が沢山刻まれている。また、特に風化の激しい花崗岩質岩の分布する三界山西方の富県地域<sup>とみがた</sup>では、浸食が大きく、小盆地状の地形をしている。

4) 大仙丈ヶ岳より南西へ流下する沢で、三峰川左岸兎台谷より一本上流の沢。

5) 5万分の1地形図では駒津岳となっているが、駒津峰と呼ばれることが多い。

### I. 3 断 層 地 形

本図幅地域内には、西より中央構造線、岩入衝上断層、戸台構造帯、仏像一糸川構造線及び北沢峠断層と、南北性の4本の巨大な断層が見られる。南北性の流路を持つ河川の大部分は、岩入衝上断層と北沢峠断層を除くこれらの断層に支配されている。すなわち、三峰川—粟沢川—鹿塩川の中央構造線、小黒川—穴沢—塩沢—三峰川の戸台構造線、釜無川の仏像一糸川構造線などである。これらの断層に沿って岩石は著しく破碎されており、急峻かつ大規模な崖が至るところに見られる。また粟沢川から分杭峠にかけての粟沢川東岸の東西方向の尾根には、中央構造線によるケルンコルの発達が顕著である(第3図)。前述のとおり、地層面及び片理面がともに東傾斜であるため、一般に山地の東斜面が緩く、西斜面が急であるのに対して、御荷鉾・秩父帯緑色岩類の東縁のみは戸台構造帯の発達により急傾斜を示す。これは小黒川、塩沢によく認められる。岩入衝上断層は比較的低角度の断層のため直線状のリニアメントを示さないが、山腹の傾斜の急変点として現れている。四万十帯中の北沢峠断層は、仙丈ヶ岳東方の分岐尾根に顕著に連続するケルンコルを形成している。また、両俣小屋付近の野呂川の直線性も同様に、断層による。

断層帯に流路を持つ各河川では、砂礫の堆積が著しい。その様子は、美和湖の上流部、戸台川、釜無川等に典型的に認められる(第4図)。なお、砂礫の生産には急峻な地形そのもの、ソリフラクション、氷河性堆積物等も貢献している。



第3図 粟沢川東岸に連続するケルンコル  
写真右側、尾根上の凹みが分杭峠。



第4図 美和湖上流部に見られる砂礫の堆積



第5図 北岳北方800mの草すべりのカール状地形

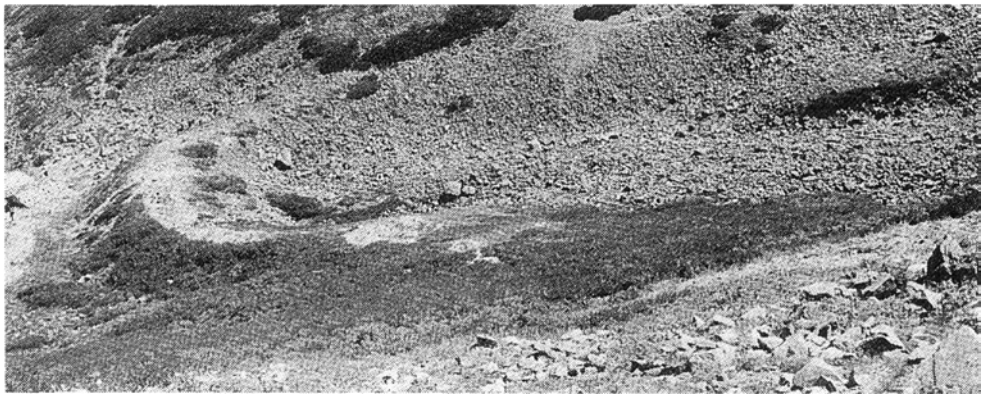
#### I. 4 氷河地形及び周氷河地形

本図幅地域内における氷河地形の存在は古くから知られていた（辻村，1933，1934；今村，1935；上野，1938）．北岳東面（第5図）（山田1966），仙丈ヶ岳周辺の大仙丈沢，小仙丈沢（式，1961）等に





第6図 仙丈ヶ岳北方藪沢のカール



第7図 仙丈ヶ岳北方藪沢カールの三日月形モレーン（海拔高度2,900m付近）  
左端に仙丈小屋と人の姿が見える（昭和35年8月山田哲雄氏撮影）（馬ノ背尾根より）。

小規模なカールないしカール状地形が認められるが、最も有名なのは仙丈ヶ岳北面藪沢のカール（第6図）（辻村，1934；式，1961）である。ここでは明瞭な三日月形モレーンがカール底に認められる（第7図）。以上のカールないしカール状地形の底部には、通常盛夏を過ぎるまで残雪が認められる。

藪沢の下部には、長さ2km、幅1km、厚さ30m以上の氷河のアウトウォッシュと考えられる粗くかつ不明瞭な層理を示し、種々の大きさの岩塊と細粒物質の無秩序な混合からなる堆積物が、比較的緩い斜面を作って存在している（第8図）。



第8図 仙丈ヶ岳北方藪沢右岸，大平を作るアウトウォッシュ堆積物の断面  
粗い層理を持つが分級は極めて悪い。藪沢大滝付近より下流右岸をのぞむ。

ソリフラクションは標高2,000m以上の地域に広範に見られる（第9図）。すなわち、鋸山南西面の寝木小屋沢，角兵衛沢，熊穴沢，栗沢山—仙水峠周辺（小林，1962），馬ノ背—大仙丈ヶ岳等に見られる岩海は，ソリフラクションによるものである。

標高2,500m以上の南北性山稜の各所には，二重ないし多重山稜が良く発達している。たとえば，仙丈ヶ岳南方伊那荒倉岳付近の高望池は二重山稜の凹部に水をたたえたものである。二重（多重）山稜は，かつて KOBAYASHI（1956）により周氷河地形の一つに数えられた。しかし，松岡（1982）によると，これらは断層変位地形である<sup>6）</sup>。

## I. 5 段 丘 地 形

中央構造線沿いの三峰川の右岸には，顕著な3段の段丘が発達し，宅地，水田，畑地として利用されている。

上位段丘は，長谷村市野瀬東方の柏木及びその南方伊東沢との間の尾根上に，わずかに平坦面を残す

6) アメリカ，ワシントン州オリンピック山脈（TABOR，1971），カナダ，ブリティッシュコロンビア州のコースト山脈（BOVIS，1982），ニュージールランド南アルプス（BECK，1968）等にも同様の地形がみられるが，いずれも断層やクリーブによって生じ，特に稜線の方向が地層の走行に近い場合に著しくみられるという。



第9図 ソリフラクションによる岩海（仙水峠）



第10図 三峰川左岸の河岸段丘（市野瀬付近より馬越集落をのぞむ）

のみであるが、比高250mに達する。

中位段丘は長谷村<sup>ひと</sup>非持山、南非侍、溝口、南郷、津郷、和泉原、中尾（上半部）等の集落をのせ、比高100mで最も広く発達している。三峰川左岸でもこれに対応すると考えられる位置に段丘礫層が見られるが（馬越<sup>まごえ</sup>、市野瀬西方など）、平坦面の発達はあまり良くない。

下位段丘は比高約40mで中非持、中尾（下半部）等の集落をのせている。

三峰川本流沿い以外の、本地域東部における段丘の発達は概してよくない。釜無川上流の大平は、1.5 km四方に達する広大な段丘状地形である。表面の浸食はあまり進んでいない。表面を厚くロームに覆われているため、この面上の堆積物の有無、その性質等まだ確認されていない。したがって、大平が段丘か崖錐による地形か今のところ不明である。

## I. 6 地すべり・山崩れ地形

長谷村市野瀬南方の宇津木、三峰川左岸の浦周辺、戸台川右岸の黒川等には、地層の傾斜斜面であることや、蛇紋岩の存在に由来する小規模な地すべり地形を示す、緩斜面、小起伏地形が存在する。

戸台南方戸台川左岸の1,372.8m三角点西方の斜面は、戸台構造帯中の断層が集中しており、典型的断層破碎帯地すべりを起こしている。

中非持東方の駒形沢は、山崩れ堆積物が埋めて緩斜面を作っている。浦南方の<sup>こもたて</sup>孤立沢中流の顕著な堆積物による緩斜面も、山崩れあるいは地すべり地形である。伊那市富島の、中平及び和手付近にも、山崩れ堆積物によると思われる緩斜面が発達している。

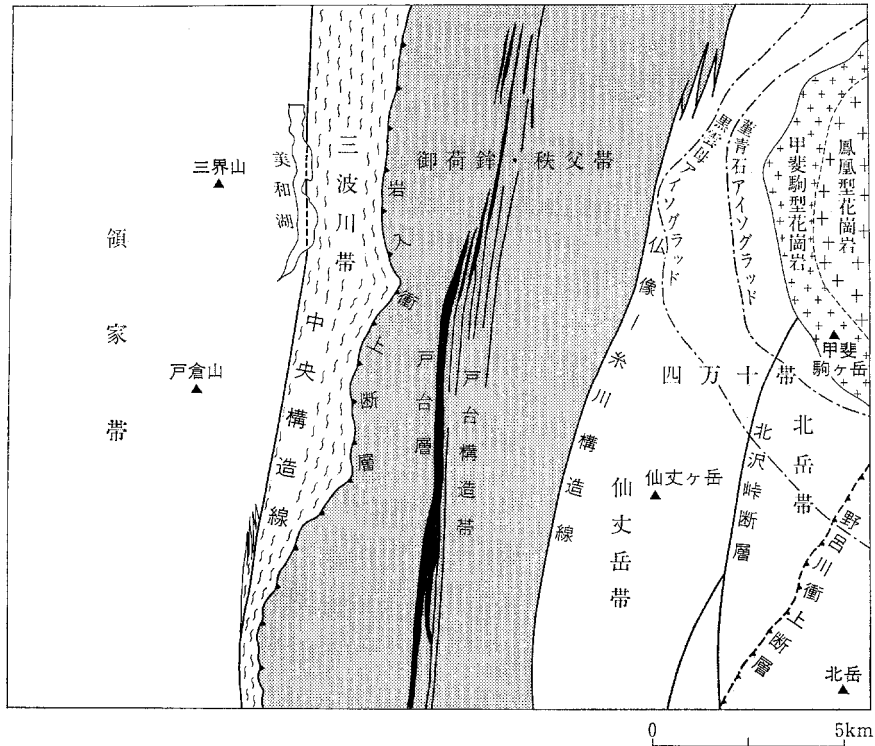
## I. 7 仙水峠付近の首無川地形

野呂川の支流北沢の、北沢峠—仙水峠間には、しばしば古い段丘堆積物から再堆積したとみられる花崗岩の黄色く風化した巨円礫が見られる。北沢は現在その流域に花崗岩を持っていないので、これは大武川上流<sup>7)</sup>仙水谷<sup>7)</sup>がかつて北沢へ流れていたとき運搬されてきたもの、と解される（式、1961）。仙水峠のソリフラクション堆積物が花崗岩礫を含む段丘堆積物を覆っていることからみて、この截頭は最後の氷期以前であると考えられており、かつ北沢峠そのものが旧河床とみられることから、式（1961）は当時の北沢上部は北沢峠を経て戸台川へ流下していた、と解した。

## II. 地質概説

本図幅地域は西南日本の最北東端に近く、特に西南日本外帯の諸地質区が糸魚川—静岡構造線と中央構造線に挟まれて急激に狭まり、ついに完全に切断される地点（北隣高遠図幅地域内）に近く位置している。西南日本外帯を構成する地質区は、いずれも帯状の分布を示すが、本図幅地域内には西より三波川帯、御荷鉾・秩父帯、及び四万十帯が露出している（第11図）。これらの各帯は、そのよく発達した

7) 甲斐駒ヶ岳六万石右付近から仙水峠東方に至る大武川最上流部をいう。



第11図 市野瀬地域の地質構造区分

地域，例えば四国などに比べて異常に狭い分布を示している。

西南日本内帯に属する領家帯を含めて，以上の各帯は南北に走るほぼ平行した4本の断層によって，互いに隔てられている。

本図幅地域中央部やや西寄りを南北に走る中央構造線から西側は領家帯に属する。領家帯は本地域では，主として変成岩類，及び花崗岩質の深成岩類からなる。変成岩類は碎屑性堆積岩類起源のものを主体とし，低圧高温型の広域変成作用を受けている。本地域内に露出するものは，北西部の伊那市富県西方では変成度が低い，他は領家帯内でも変成度の高い部分に属している。

中央構造線より岩入衝上断層までの狭い範囲に三波川帯が露出している。三波川帯は本図幅地域南端では，特に極端に狭い分布を示す。三波川帯の岩石は，主として細粒碎屑性堆積岩及び塩基性火山源砂岩を源岩とする結晶片岩である。

岩入衝上断層から東方の本図幅地域中央東部を走る仏像一糸川構造線までの地域が御荷鉢・秩父帯である。御荷鉢・秩父帯の層序は，下位より緑色岩類と蛇紋岩を主とする下部層，チャートと主とする中部層，及び石灰岩を主とする上部層に三分される。

三波川帯及び御荷鉢・秩父帯の岩石は，高圧低温型の広域変成作用を受けている。この変成作用は，三波川帯より御荷鉢・秩父帯にかけて一連のものと考えられている。本図幅地域内に露出する三波川帯及び御荷鉢・秩父帯に所属する変成岩類は，関東山地や四国中央部のものに比べると，点紋帯以上の高

第1表 市野瀬地域の地質総括表

地質時代		地質構造区	領家帯	三波川帯	御荷鉢・秩父帯	四万十帯	
新生代	第四紀	完新世	沖積層				
		更新世	水河性アウトウォッシュを含む崖錐状堆積物				
	第三紀	新第三紀	段丘堆積物				
		古第三紀	甲斐駒・鳳凰花崗岩 (花崗岩及び花崗閃緑岩)				
中生代	白亜紀	領家花崗岩類	中央構造線	三波川変成岩類の源岩 (泥岩・塩基性火山性砂岩チャート)	御荷鉢・秩父帯 (上部層・中部層・下部層)	仏像一糸川構造線 (北岳帯・仙丈岳帯・スレート・砂岩・緑色岩・チャート・石灰岩)	
	ジュラ紀	領家変成岩類の源岩 (砂岩泥岩・塩基性火山岩チャート)					戸台層 (礫岩・砂岩・頁岩)
	三疊紀	?					?
古生代	二疊紀	?	?	?	?	?	
	石炭紀	?	?	?	?	?	
時代未詳		北川層					

変成度部分の発達が極めて貧弱で、中央構造線に接して幅数100mにわたって点紋帯が分布するのみである。そのほかはすべて無点紋帯に属している。御荷鉢・秩父帯では一般に片理の発達も弱い。源岩の時代は、御荷鉢・秩父帯については南隣大河原図幅地域内で得られた化石上の証拠から、二疊紀ないし三疊紀と信じられているが、本図幅地域内からは時代決定に足りる化石は得られていない。三波川帯の源岩の時代は、現在漠然と古生代後期ないしジュラ紀と信じられているが、積極的な証拠はない。

御荷鉢・秩父帯下部層の分布の東縁に近いところには、著しい断層帯である戸台構造帯があり、白亜紀前期層（戸台層）が狭いグラベン中に落ちこんでいる。

仏像一糸川構造線の東側は四万十帯である。四万十帯は、本地域東部の約3分の1の面積を占めて広がっており、北沢峠断層を境にして、その西側の仙丈岳帯と東側の北岳帯とに細分できる。四万十帯は主として砂岩からなり、少量のチャート、塩基性火山岩等を挟む。中圧低温型の広域変成作用を受けており、一般に片理が発達している。四万十帯の岩石の時代は、ジュラ紀以後の中生代と考えられるが、本図幅地域内からは現在のところ全く化石が得られていない。

四万十帯の堆積岩類の広域変成作用の後に、中性ないし塩基性の岩脈群が、特に本図幅地域北東部に中心に貫入した。これら岩脈は引き続き進入した甲斐駒・鳳凰花崗岩の接触変成作用を受けている。

四万十帯の東部には、中新世の甲斐駒・鳳凰花崗岩が進入している。花崗岩体周辺の四万十帯岩石に

は、幅3km以上にわたり接触変成作用の影響が認められる。甲斐駒・鳳凰花崗岩体は、その南端（本図幅地域南東方）部に小規模に露出する焼地蔵花崗岩とともに、一つの複合岩体をなしている。その東縁は糸魚川—静岡構造線によって切られている。

### III. 西南日本内帯

#### III. 1 領家帯概説

領家帯は西南日本内帯の主要な地質区の1つであり、花崗岩質岩を主とする深成岩類及び低圧高温条件を主たる特徴とする変成岩類から構成される、深成変成地帯である。

領家帯の岩石は、本図幅地域北隣の<sup>たかとお</sup>高遠図幅地域（守屋山南方）から、九州国東半島まで約700kmにわたって露出する。領家帯の東方延長は、幾つかのボーリング試料から関東平野東部にまで達していることが知られていたが、最近、関東山地北東部から領家帯に属すると考えられる堇青石黒雲母片麻岩（武井・小池，1977）や、非持石英閃緑岩に相当すると思われるトータル岩（比企団体研究グループ，1982）が露出していることが相次いで発見され、関東山地の北側に領家帯が存在することは確実視されている（武井，1982）。

本地域の領家帯に属する岩石は、図幅地域西部に分布している。東縁は中央構造線により境されて三波川帯結晶片岩類と接している。

領家帯の一般的方向は、ほぼ北東—南西方向であるが、北部へ行くに従い南北方向に近くなっている。領家帯は、その伸びの方向に斜交する幾つかの南北性ないし北北西—南南東の断層によって切れ、ブロック化している。

#### III. 2 領家変成岩類

##### III. 2. 1 概要

本図幅地域は、領家変成岩の代表的露出地帯の1つ（木曾—駒ヶ根地方）にあって、古くから多くの研究がなされている（石井ほか，1955；ISHII *et al.*，1956；HAYAMA，1960，1964；小野，1977c，1981）。

領家変成岩類は、本図幅地域北西部に広く分布するが、東方ないし東南方でも、勝間花崗岩類と非持石英閃緑岩との間に挟まれて、帯状に分布している。この帯状分布は駒ヶ根市中沢付近では、幅約2kmに達するが、北方へ行くに従って狭くなり、本図幅地域北部の<sup>がつぞう</sup>月蔵山付近では幅10m前後ないしそれ以下となっている。従来発表されている本地域の地質図（例えば、HASHIMOTO，1957；HAYAMA，1960）では、北部のこの狭い分布は省略あるいは無視されているが、この狭長な分布をする領家変成岩が、非持石英閃緑岩と勝間花崗岩類の境界となっていること、及び、HAYAMA（1964）、小野（1977b）により珪線石が安定とされる高変成度地域内にありながら、紅柱石を産することから、特に記載上の必要もあり、地質図上には分布を強調して示してある。この帯状分布は、三界山北東方で一たん途切れるが、勝間付近から月蔵山西麓にかけ再び同様の位置に分布する。

更に、本図幅地域南部、特に分杭峠以南では非持石英閃緑岩中に、レンズ状の小岩体として雁行状に配列しているものが見られる。この小岩体は、両側の花崗岩質岩体とは断層で接しているものと思われるが、さして大きな破砕帯を伴うものではない。現象としては、領家変成岩類が花崗岩質岩体中に挟みこまれている。

領家変成岩類の走向・傾斜はほとんどの場合、源岩の地層のそれに一致している。その一般走向は、N20-50° Eで、本図幅地域南部では周囲の深成岩体の分布方向とほぼ平行であるが、北部ではこれにわずかに斜交するようになる。傾斜は変化に富み、背斜軸、向斜軸の存在が小野（1981）により示されているが、北西部の緑色岩分布地域でおおよその向斜軸の位置を推定できたほかには、位置の特定はできなかった。これらの地層の走向及び褶曲軸を斜めに切る、N24-26° Wの馬越断層と、富県付近及び中沢付近にほぼ南北方向の断層が存在する。

一般的に見ると北西側で変成度が低く、南東方ないし東方へ行くに従い変成度が高くなる傾向があるが、幾つかの断層及び花崗岩類の貫入によりブロック化しており、変成度の上昇は必ずしも単純に追跡されない。

鉱物学的見地からは、変成度の低いところでは紅柱石が安定であり、高いところでは紅柱石と白雲母の両方を交代した珪線石が安定である（HAYAMA, 1964）。ただし、紅柱石、珪線石の産出地点が少ないため、本地質図上に珪線石アイソグラッドを正確に示すことが困難である。したがって、変成度の上昇に関しては以上の記述にとどめる。

領家変成岩類の形成条件については、ONO（1977a）が共存するざくろ石・堇青石組合せによる地質温度・圧力計によって見積っている。それによると、高遠町三峰川の領家片麻岩の試料は、 $650 \pm 50^\circ\text{C}$ 、4.5-5.0kbの条件下で形成されており、領家変成岩類は必ずしも低圧下で形成されたものではない。

領家変成岩類の同位体年代は、BANNO and MILLER（1965）により高遠町西高遠、三峰川河床の黒雲母片麻岩中の黒雲母について、 $67 \pm 7\text{Ma}$ という年代が報告されている。SHIBATA and HAYAMA（1968）は、本図幅地域南西方の駒ヶ根地域の領家変成岩中の黒雲母について、58, 59, 64Maという年代を報告した。いずれもK-Ar法による。これらの年代は、中部地方の新期領家花崗岩の年代に相当し、その影響による年代あるいは、浅部へ上昇した年代を示すものと推定されている（SHIBATA and HAYAMA, 1968）。Rb-Sr法による年代としては、高遠地域及びその北方の岩石について60-70Ma（全岩及び全岩—黒雲母年代、UENO *et al.*, 1969）、駒ヶ根地域の岩石について54.7-64.3Ma（全岩—黒雲母年代、岡野, 1982）という値が測定されているが、いずれも新期花崗岩の接触変成作用の年代を示すと考えられている。一方、本地域からは離れるが、近畿地方の領家変成岩についてのRb-Sr法による年代として、100-190Ma（黒雲母）及び160-230Ma（白雲母）という値が報告されている（ISHIZAKA, 1966）。

領家変成岩類の源岩は、従来から、中・古生代地向斜堆積相と信じられてきた。この地方の源岩の大半は砂岩泥岩互層であり、少量の塩基性火山岩、チャート、石灰岩を挟んでいる。本図幅地域の岩石は、領家変成岩類中でも変成度の高い部分に属するため再結晶作用が著しく、今までのところ化石は発見されていない。本地域北西方の木曾地方は、領家帯の中でも変成度が低く、中には非変成の岩相もあり、三畳紀のコノドントが発見されている（狩野, 1975）。同様に、領家変成岩類が広く分布する山口



県柳井地方でも、領家外縁帯から三畳紀のコノドントの産出が知られている（豊原，1974）．これらのことから、領家変成岩類の源岩の中には、少くとも三畳紀の地層が存在することは確実である．

### Ⅲ. 2. 2 砂岩泥岩起源変成岩

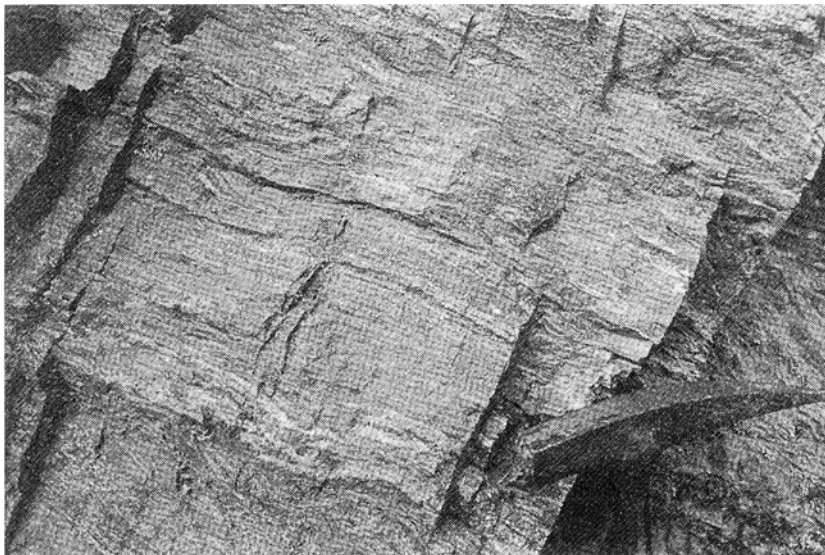
本図幅地域領家帯の変成岩類の大部分は砂岩泥岩を源岩としている．本岩は本地域内北西部に広く分布するほか、領家帯分布域の東寄りのところに、花崗岩体に挟まれた狭長な帯状分布をなしている．更に、本岩は、特に鹿塩川右岸を主とする地域の非持石英閃緑岩中に、北北東 - 南南西にのびた長さ2km以内、幅最大で100m程度のレンズ状岩体として、雁行状に分布している．

低変成度の岩石では、源岩の層理面や岩質は比較的分かりやすいが、変成度の高い岩石ではそれらは分かりにくくなる．

変成度の最も低い岩石は、北西部の富県地域西方に露出する雲母片岩であるが、それより更に西方の高鳥谷スカイライン<sup>8)</sup>北部では、堇青石の斑状変晶を含む泥質変成岩が存在する．この岩石は富県地域西方の雲母片岩に比べ粗粒であり、肉眼的には変成度が高いという印象を受ける．本図幅地域北方に分布する高遠花崗岩は、その周囲の領家変成岩類に接触変成作用を与えている（小野，1969）．後述するように、富県地域に分布する花崗岩類が高遠花崗岩と一連のものであるとすれば、高鳥谷スカイライン北部地域の領家変成岩類の一部にも、これによる接触変成作用の影響が存在することは十分考えられる．堇青石斑状変晶を含む岩石は、そのような影響を受けた岩石なのかもしれない．

東方及び東南方の変成度の高いところでは、岩石は粗粒化し、片麻岩様の見掛けをする．ざくろ石は肉眼で確認できる程度に粗粒になっている．

非持石英閃緑岩中に挟み込まれた変成岩は、周囲の花崗岩質岩が斑状組織を持つようになっている場



第12図 非持石英閃緑岩中に挟み込まれた、斑状組織をもつ砂岩泥岩起源の変成岩（林道曾山線）

8) 伊那市貝沼より高鳥谷山に至る車道.

合、同様に斑状の見掛けをしている(第12図)。同じように挟みこまれている岩石でも、周囲の花崗岩質岩に斑状組織が見られない場合には、その変成岩にも斑状組織は見られない。

変成鉱物としては、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、不透明鉱物が普遍的に認められる。黄褐色の電気石もしばしば含まれる。試料によっては、紅柱石、堇青石、ざくろ石、珪線石を含んでいる。紅柱石は、高鳥谷山頂東方及び西方、月蔵山頂西南方で見いだされる。高鳥谷山のもの、四角柱状の結晶で、結晶の大半は白雲母化してはいるが、長さ2cmに達するものがある。

非持石英閃緑岩中に挟み込まれた変成岩で、斑状組織を有するものでは、鏡下の組織も斑状組織を持つ非持石英閃緑岩のそれによく似ている。斑状結晶となっているのはカリ長石、斜長石である。石英及び黒雲母、白雲母の一部は細粒化して、斑状結晶を取り巻いている。これ以外に、珪線石、ざくろ石、黄緑褐色の電気石、不透明鉱物が含まれている。ざくろ石は、石英ほどにはないが細粒のことが多く、中には大きな結晶が破碎されたようになっていることもある。これらの観察は、非持石英閃緑岩中に挟み込まれた変成岩も、同石英閃緑岩が斑状組織を持つに至るような変形を受けた際に、同じように変形したことを示している。斑状組織を持たない、西側の変成岩には堇青石を含むこともある。

### Ⅲ. 2. 3 塩基性火山岩起源変成岩

本図幅地域北西部に、何枚かの塩基性火山岩起源の変成岩(緑色岩)層が見いだされる。

この変成岩層は、淡緑色の細粒片状岩を主とし、一部に暗緑黒色で粗粒均質な岩相を伴っている。走向は周囲の領家帯変成岩類の一般的傾向と同様に北東-南西方向であるが、傾斜は変化に富む。高鳥谷スカイライン北部の厚い緑色岩層中には、正確な位置は特定できなかつたが、北東-南西方向の向斜軸が存在する。この向斜によって繰り返しているとした場合の緑色岩層の厚さは、最大で約90mと見積もられる。前述の粗粒均質な緑色岩は、厚い緑色岩層の見掛け上、最下位に分布する。

源岩の構造は残っていない。全て再結晶している。細粒片状の緑色岩は凝灰岩起源と想像される。粗粒均質な緑色岩は、岩相上、一見貫入岩のようにも見えるが、厚い緑色岩層の最下位に層状に分布するものと考えられ、粗粒の結晶質凝灰岩であった可能性もある。

構成鉱物としては、斜長石、石英、緑色-淡緑色角閃石、緑れん石、ざくろ石、普通輝石、不透明鉱物が認められる。また、粗粒均質な緑色岩には、長さ5-6cm、幅1cm程度の電気石巨晶が含まれることがある。

### Ⅲ. 2. 4 チャート起源変成岩

チャート起源の変成岩は、本図幅地域北西部貝沼地域の塩基性火山岩起源の変成岩に伴って比較的厚いものが見られるほか、高鳥谷山西方、大曾倉西方、女沢林道沿いに小岩体が分布する。女沢林道で見られるように、勝間花崗岩類中にブロック状に取り込まれた産状を示す場合もある。ここでは、岩体中に南北よりやや東にふれた方向の割れ目や剪断帯が発達し、地層の走向・傾斜は乱れている。

この変成岩の厚さは、貝沼地域のものでは間に薄い砂岩源変成岩を挟むが全体として約50m、他はそれより薄く、30m以下である。

変成鉱物としては、大半が細粒の再結晶石英でごく少量の黒雲母、白雲母、角閃石、不透明鉱物が散



第13図 チャート起源の変成岩（林道女沢線）

在する。

### Ⅲ. 2. 5 石灰岩起源変成岩

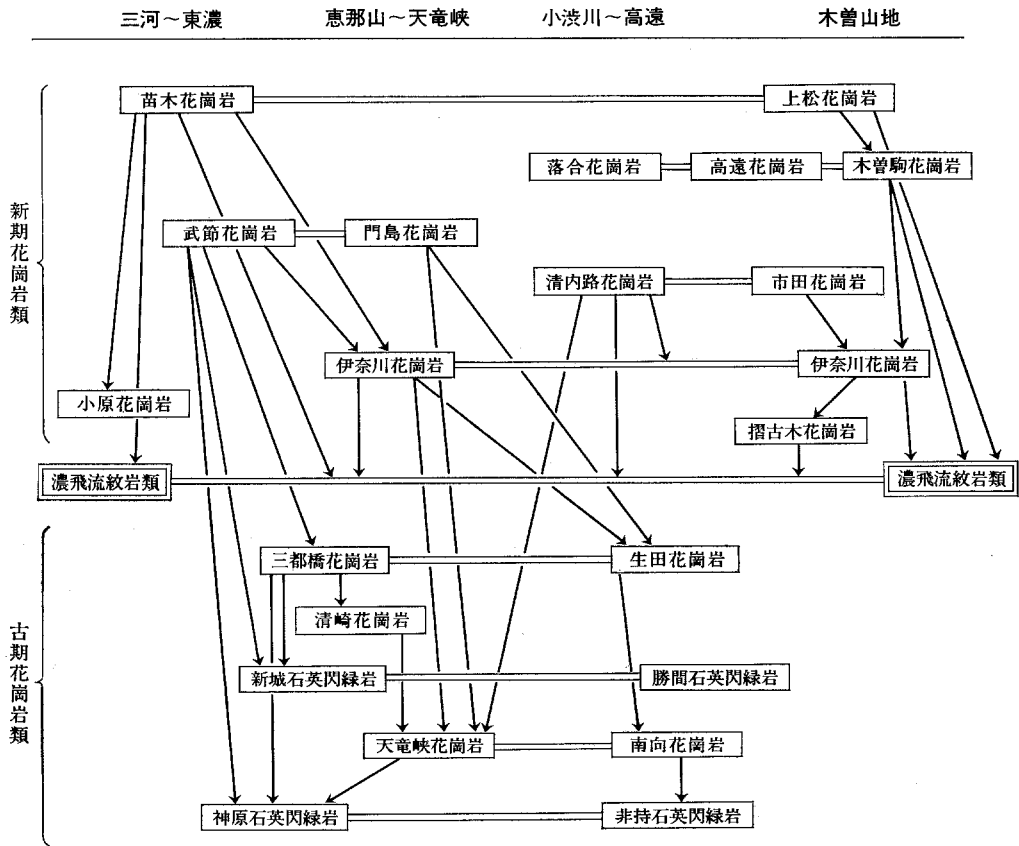
本図幅地域内の領家変成岩類中には、石灰岩起源の変成岩は非常にまれで、新宮川流域の駒ヶ根市落合に小岩体が見いだされるのみである。ほとんど方解石からなる。

## Ⅲ. 3 領家花崗岩類

### Ⅲ. 3. 1 概要

本図幅地域内の領家花崗岩類には、中央構造線に沿って帯状配列するもの（非持石英閃緑岩、勝間花崗岩類）と、変成岩中あるいは、より古期の花崗岩中にあまり大きくない露出として散在するもの（南向花崗岩、早草花崗閃緑岩、富県花崗岩）とがある。これらの花崗岩類は、従来の本地域及び周辺地域での研究（石井ほか、1955；HASHIMOTO, 1957；YAMADA, 1957；HAYAMA, 1960；蟹沢, 1961；ONO, 1974；小野, 1981；山田ほか, 1974など）により、それぞれ名称をつけて呼ばれている場合が多い。混乱を避けるために、ここでは特に理由のない限り、山田ほか（1974）が使用している名称に従った。ただし、早草花崗閃緑岩、富県花崗岩は今回初めて用いた名称であり、従来の勝間石英閃緑岩と落合花崗岩とを一括して勝間花崗岩類としたのも、今回が最初である。

領家帯花崗岩類の相互関係については、山田ほか（1974）により、以前の領家研究グループ（1972）によるまとめを修正したものが提案されている（第14図）。それによると領家花崗岩類は、濃飛流紋岩類の活動を境に、古期と新期とに分けられている。本図幅地域に分布する花崗岩類のうち、非持、南向、勝間の各花崗岩質岩は古期花崗岩類のグループとされ、落合花崗岩は新期のグループとなってい



——：同一岩体の延長または同一時期に貫入したと思われる岩体を示す。  
 →：貫入関係（矢印の先端が被貫入岩）

第14図 中部地方領家帯花崗岩類の相互関係（山田ほか，1974による）

る。前述のように、この地質図幅では落合花崗岩は勝間石英閃緑岩と一括して勝間花崗岩類としている。また、新たに命名した富県花崗岩は、高遠花崗岩に類縁のものと考えている。高遠花崗岩は新期花崗岩類のグループである。早草花崗閃緑岩については、他の花崗岩類との関係、同位体年代などが不明のため、正確な位置づけは分からないので、本地質図幅では未区分領家花崗岩として取り扱った。

勝間花崗岩類の位置づけについては、最近、共存する黒雲母・角閃石の水素同位体の研究から古期花崗岩類及び領家変成岩類の構造とは非調和的に貫入した岩体である可能性が指摘されている（黒田ほか，1982）。また、山田ほか（1974）の相互関係図中で勝間花崗岩類のうち勝間型岩相（石英閃緑岩）と類縁の位置関係にあるときれた、愛知県三河地方の新城石英閃緑岩が周囲の領家変成岩類に接触変成作用を与えている事実も報告されている（浅見ほか，1982）。これらの点に基づき、本地質図幅では勝間花崗岩類を新期花崗岩類に含めて扱う。しかし、本図幅地域では、勝間花崗岩類による接触変成作用は確認されていない。

本地質図幅で非持石英閃緑岩とした岩石については、本図幅地域北部の月蔵山を模式地として、これ



第15図 非持石英閃緑岩中に捕獲岩状に含まれるコートランド岩（新宮川沿い道路脇）

が深成貫入岩体ではなく、堆積岩起源の変成岩（月蔵山片麻岩）であるという見解が発表されている（Ono, 1974）。更に、小野（1981）は高遠一鹿塩（南隣大河原図幅地域内）間を調査し、ここに分布する岩石を月蔵山層群と命名し、堆積岩起源の変成岩として記載した。しかし、本地質図幅では火成岩と見なして記述する。

以上の花崗岩質岩のほか、本図幅地域領家帯には斑れい岩、コートランド岩の小岩体が分布する。

### Ⅲ. 3. 2 塩基性深成岩類、斑れい岩及びコートランド岩

#### 分 布

本図幅地域内における、塩基性及び超塩基性深成岩類の分布は非常に限られている。斑れい岩は、女沢、駒ヶ根市猿沢付近及び早草付近に小規模な岩体として露出する。コートランド岩は女沢付近の南向花崗岩体中に斑れい岩に伴って産するものを除けば、地質図上に書き表わせない程度の岩体であり、新宮川沿いの非持石英閃緑岩に伴う小岩塊（第15図）、及び、月蔵山山頂南西の沢の、径1m位の転石として見られた。

#### 岩 相

斑れい岩：中粒、優黒質の岩石で、片理は明瞭でない。有色鉱物含有量は、手標本程度の試料中でも変化し、不均質な見掛けをすることが多い。

構成鉱物は、淡緑色ないし淡緑褐色の普通角閃石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石、淡褐色の黒雲母からなる。輝石はどちらも角閃石に取り囲まれていて劈開に沿って変質し、丸味を帯びている。

コートランド岩：暗緑色ないし黒色の粗粒な岩石で、周辺部は変質してくずれやすくなっている。

構成鉱物は、淡緑色及び無色の角閃石（普通角閃石とカミングトン閃石）、かんらん石、単斜輝石、斜方輝石、緑色スピネル、淡褐色黒雲母、淡緑色の雲母、及び不透明鉱物からなる。スピネルは角閃石

と文象構造をなして連晶している。かんらん石は角閃石中にポイキリティックに産し、角閃石との間に単斜輝石の反応縁が生じている。

### Ⅲ. 3. 3 領家古期花崗岩類

#### Ⅲ. 3. 3. 1 非持石英閃緑岩

##### 分布

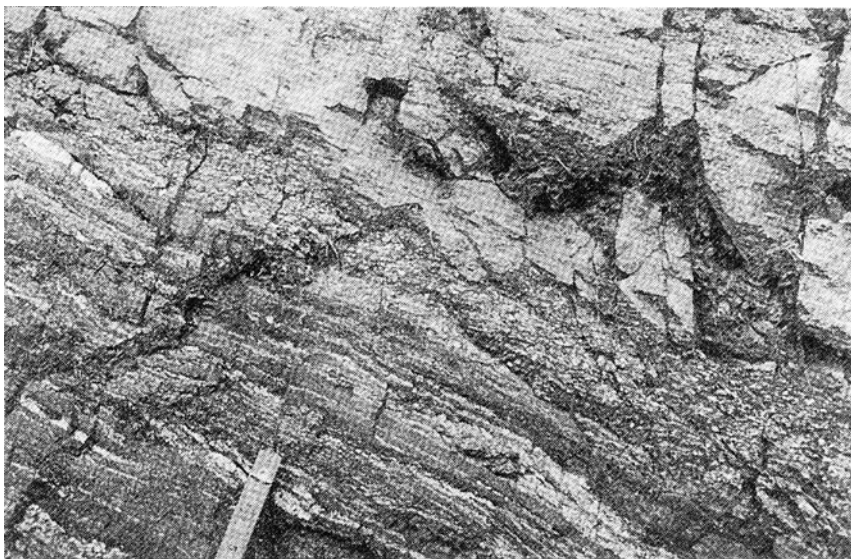
本岩は領家帯分布地域の東縁、すなわち中央構造線に沿って南北方向の帯状に分布する。本図幅地域の領家帯花崗岩類中では最も広い範囲に分布している。全体として見ると、岩体の幅は北部で狭く（1 km以下）、南部で広い（約5km）。同様の傾向は後述する勝間花崗岩類についても見られる。分布方向は両者ともに北部では南北方向であるが、南へ行くに従い南西方向となっている。非持石英閃緑岩は南隣大河原図幅地域内で最も広い幅を占め、四徳付近で南向花崗岩と指交して消滅する（YAMADA, 1957）。

非持石英閃緑岩の東側は中央構造線を挟んで三波川帯の結晶片岩類（点紋帯）と接しており、西側は主として、狭長な分布をする領家変成岩類と接している。

##### 岩相

中粒の、主に石英閃緑岩の組成を持つ岩石で、強い片理を持つのが特徴である。新鮮な露頭面では、若干青味を帯びている。

片理は、一般には中央構造線に近い程強い傾向がある。有色鉱物の定方位配列によることはもちろんであるが、有色鉱物の含有量比の違いによる幅数cm以内の縞状構造を作ることがある（第16図）。中央構造線に隣接した部分では、石英、黒雲母が細粒化し、斜長石及び、時には普通角閃石や褐れん石の斑状結晶が発達して、いわゆる“ポーフィロイド様岩”（第17図）となっている。



第16図 非持石英閃緑岩に見られる縞状構造（林道曾山線）



第17図 斑状結晶の顕著な非持石英閃緑岩（鹿塩川）

非持石英閃緑岩には、細粒の塩基性包有物が多い。多くの包有物は破碎されたり、引き延ばされたりして片理方向に並び、片理を強調している。

鏡下では鉱物容量比は変化に富むが、おおむね次のようになっている。主成分鉱物は斜長石、石英、黒雲母、及び緑色普通角閃石で、カリ長石は含まれることがあっても量は少ない。副成分鉱物として、褐れん石、スフェーン、りん灰石は普通に含まれ、ほかに緑れん石、白雲母を含むこともある。不透明鉱物はまれに含まれ、その場合苦鉄質鉱物に伴われることが多い。多くは赤鉄鉱化している。まれにぶどう石脈が観察される。

いわゆる“ポーフィロイド様岩”になっているところでは、斜長石が斑状となり、その粒間を細粒の石英、黒雲母が埋めている。これら細粒鉱物は流理を持って配列していることが多い。斑状組織の一番弱いところでは、石英の細粒化のみが見られる。この現象は苦鉄質鉱物を中程度に含み、かつそれらが集合して不均質に孤立している岩石中にもまず見られる。その場合、石英の細粒化は苦鉄質鉱物の集合部に生じている。苦鉄質鉱物が少ない岩石では、珪長質鉱物の粒間でミルメカイトが生じていることが多い。この段階では肉眼的には斑状組織は観察されない。これより更に斑状化が進むと、細粒化した石英が増え、黒雲母も細粒になり始めている。斑状斜長石に湾曲が見えることもある。この段階では肉眼的にはやや片状に見える程度である。肉眼的に斑状斜長石を確認できるようになると、斜長石粒間は完全に細粒の石英、黒雲母で埋まり、個々の斜長石斑状結晶は孤立している。角閃石、褐れん石が斑状結晶となっていることもある。これが、従来言われている“ポーフィロイド様岩”である。中央構造線の近傍では、更に細粒で、斑状斜長石の粒度がもっと小さい岩石がある。角閃石、黒雲母等の有色鉱物が極度に少ない。褐れん石は細粒ではあるが斑状結晶として存在していることが多い。肉眼ではチャート様の見掛けをしており、斜長石斑状結晶が小さな白色の点として観察されることもある。この岩石は、いわゆる“ヘレフリンタ様岩”と言われたものに相当するものと思われる。

## 時 代

非持石英閃緑岩は領家花崗岩類中最古期の岩体の1つと考えられている(山田ほか, 1974)が, Rb-Sr法により求められた全岩—黒雲母年代は61.2Maを示している. この年代は新期花崗岩類の年代に一致しているが, これは固結期間が長かったためと解釈されている(岡野, 1982). 山田・柴田(1970)は, 領家帯古期花崗岩類(伊奈川—澄川, 清内路, 天竜峡, 三都橋—生田の各花崗岩類)から得られたRb-Sr年代と鉱物のK-Ar年代の差について, 前者を固結年代, 後者を冷却年代と考え, 両者の間に約50Maの間隔があるとした.

### Ⅲ. 3. 3. 2 <sup>みなかた</sup>南向花崗岩

#### 分 布

この岩石は非持石英閃緑岩中にレンズ状に貫入し, 女沢中流域, 戸倉山東方, 駒ヶ根市中沢周辺に分布している. 本岩は, 最も広く分布する図幅地域外南西方の上伊那郡中川村南向の地名を取ってつけられた(HAYAMA, 1960).

#### 岩 相

比較的不均質な岩石であり, 片理を示すのが普通である. 最も一般的に見られる岩相は, 斜長石, カリ長石が斑状の, 角閃石黒雲母花崗閃緑岩である. 斑状結晶は片理方向に並び, そのマトリックスは有色鉱物(特に黒雲母)が埋めている. マトリックスは波長数cm以下でうねっている.

次に多い岩相は, 斑状結晶が目立たないもので, 新宮川南方山中の一部に発達する. 優白質, 優黒質のうねった橋状構造を示すことがあり, この場合のうねりの波長は10cm以上のことが多い. 縞の幅は1cm内外である.

また, ややアプライト質優白質の岩相がある. これは片理が弱い. 逆に苦鉄質の岩相もある. これには強い片理が生じている.

南向花崗岩は, 堆積岩起源の片麻岩を包有している. 包有物の大きさは大小様々であり, 小型のものは片理方向に引き延ばされている. 大型の片麻岩包有岩に接する部分では, 南向花崗岩はより細粒, よりアプライト質になることがある. また, 両者の混合した岩相を示す部分がある.

主成分鉱物は, 石英, カリ長石, 斜長石, 緑色普通角閃石, 黒雲母で, 褐れん石, 緑れん石, スフェーン, りん灰石, ジルコン, 不透明鉱物が少量含まれている. 斑状長石が目立つ優白質岩相のものは, 斑状結晶とその粒間を埋めるマトリックスの結晶(石英, 黒雲母など)との粒度差が大きく, 黒雲母は斑状長石の周囲をフィルム状にとり囲み, 肉眼的にはこれが斑状結晶を特徴的に際立たせ, いわゆる“眼球状片麻岩”と言われたものになっている. カリ長石の周縁には, ミルメカイト構造がしばしば発達する. 苦鉄質鉱物の量比が高く, やや細粒の岩相では, もともと細粒のために斜長石, カリ長石等の斑状結晶の発達は悪く, 個々には独立的であるが粒間間隔は狭い. また粒間を埋める石英, 黒雲母等との粒度差も優白質岩相の場合に比べ小さい.

## 時 代

南向花崗岩は, 山田ほか(1974)により天竜峡花崗岩に対応する古期花崗岩類とされている. 本地域内南西隅の折草峠北方の試料について63Ma(黒雲母のK-Ar年代), 69Ma(全岩—黒雲母, Rb-Sr



年代)という年代が報告されている(山田・柴田, 1970)。この値は新期花崗岩類の年代範囲に入り、非持石英閃緑岩の場合と同様の解釈がされている(山田・柴田, 1970)。

### Ⅲ. 3. 4 未区分領家花崗岩

#### Ⅲ. 3. 4. 1 早草花崗閃緑岩

##### 分布

図幅地域南西隅付近の、<sup>どどめき</sup>百々目木川上流早草集落から猿沢上流にかけて分布する小岩体である。山田ほか(1974)は、これを南向花崗岩と同一のものとしている。南向花崗岩の一部の岩相に類似するが、それに比べ細粒かつ均質であり、比較的分布も広いので独立した名称を与えた。

##### 岩相

細粒で、かなり均質の角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。片理は見られるがあまり強くなく、縞状構造も見られない。細粒塩基性岩の延びた捕獲岩が見られる。

主要構成鉱物として、斜長石、石英、カリ長石、やや暗褐色の黒雲母及び普通角閃石を含み、ほかに、スフェーン、りん灰石が少量含まれている。変成岩に接するところでは、角閃石を含まない岩相又は、アプライト質岩相に移化することがある。アプライト質岩相にはざくろ石が含まれることがある。

##### 時代

貫入時期は南向花崗岩より後と考えられるが、同位体年代のデータは無い。

### Ⅲ. 3. 5 領家新期花崗岩類

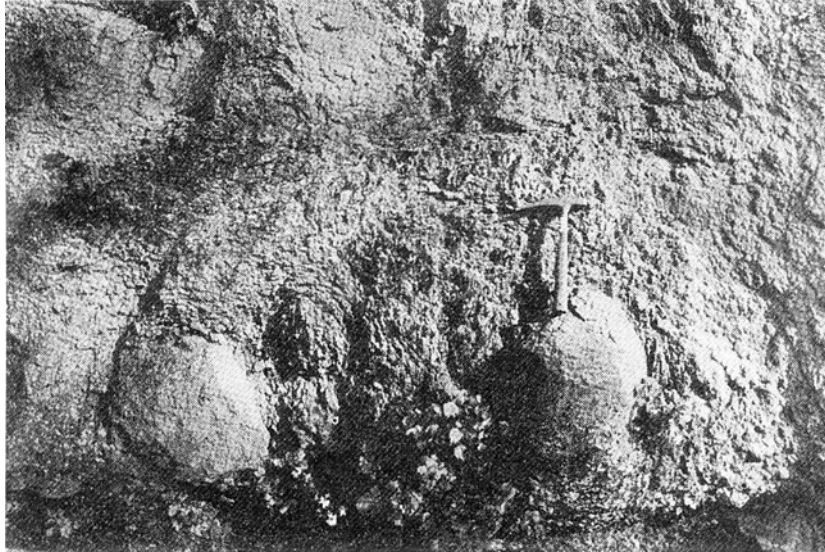
#### Ⅲ. 3. 5. 1 勝間花崗岩類

##### 分布

勝間花崗岩類は、北隣高遠図幅地域の高遠町長藤北方から始まり、月蔵山西斜面から南西方の駒ヶ根市中曾倉に至る帯状分布をしている。本図幅地域内の領家花崗岩類中では、非持石英閃緑岩に次いで広い分布をしている。勝間花崗岩類の主岩相は、高遠町東方から大曾倉東南方にかけて帯状に分布する石英閃緑岩である。そして、三界山東方及び大曾倉、中曾倉近傍には、主岩相の石英閃緑岩とともに、従来落合花崗岩と言われた、より珪長質、粗粒の花崗岩が露出する。駒ヶ根市落合の新宮川と大曾倉川との合流点付近や、その北方の中山本村付近では、この花崗岩と主岩相の石英閃緑岩とが数mの間で漸移しているのが観察される。大曾倉、中曾倉地域では両者を地質図上において区別することが難しく、また両者は成因的に近縁関係を持つ可能性が強い。したがって、本地質図幅では両者を一括して勝間花崗岩類として扱い、石英閃緑岩を勝間型岩相、花崗岩を落合型岩相とする。地質図では勝間型岩相だけの部分(P<sub>6</sub>)と、勝間型、落合型両岩相の混在する部分(P<sub>5</sub>)とに区分してある。ただし、三界山東方の小岩体は、その周縁部のみで両者の混在が見られ、主体は落合型岩相からなる。

##### 岩相

勝間型岩相は、中粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩で、落合型と混在する地域以外では弱い片理がある。本図幅地域北部の月蔵山西方地域では、この片理は特に顕著になっている。岩相変化に乏しく、比較的均質である。この岩相のものは、風化すると玉ねぎ状構造を作りやすく、風化の激し



第18図 勝間花崗岩類（勝間型岩相）の玉ねぎ状構造（高遠湖畔道路沿い）

い露頭では“玉ねぎの芯”のみが巨円礫状にまさ中に残っている（第18図）。肉眼的には自形に近い黒雲母，角閃石の結晶が散在している。捕獲岩は少なく，アプライト脈など珪長質岩脈も少ない。

鏡下での観察によると，主要構成鉱物は斜長石，石英，普通角閃石，黒雲母で，少量の白雲母，不透明鉱物が伴われる。角閃石中にはコア状に単斜輝石が含まれていることがある。

落合型岩相は粗粒，優白質の黒雲母花崗岩で，片理は見られない。風化されやすく，新鮮な露頭はまれである。アプライト質の部分が多く，捕獲岩はほとんど含まれない。構成鉱物はカリ長石，石英，斜長石，黒雲母で，ほかに少量のりん灰石が含まれる。不透明鉱物はほとんど含まれていない。勝間型岩相と混在する部分では，ほかにスフェーン，緑れん石，ジルコン，細粒の普通角閃石を含み，更に不透明鉱物も含まれている。

#### 時代

本地域北方の高遠町東南方，高遠ダム周辺の勝間型岩相の試料について，83Ma（黒雲母，Rb-Sr年代，早瀬・石坂，1967）及び，100Ma（ジルコンのPb-アルファ法年代，KARAKIDA *et al.*，1965）という年代が知られている。落合型岩相については，65.5Maという全岩—白雲母年代（Rb-Sr法，岡野，1982）が報告されている。

### III. 3. 5. 2 富県花崗岩

#### 分布

図幅地域北西部，伊那市富県を中心とする地域の，主として低地部に小露出として散在するほか，三界山南方，新山峠付近，女沢林道に小岩体として分布する。

#### 岩相

アプライト質又はそれに近い岩相を示すことが多く，所々に深部相が露出する。



第19図 電気石（黒色の斑点）を含むアプライト（竜勝寺沢奥）

深部相は、中粒、非片状の角閃石黒雲母石英閃緑岩である。C軸方向に厚く積み重なった黒雲母がしばしば見られ、これは一見柱状結晶様をしている。構成鉱物は、斜長石、石英、黒雲母を主とし、淡緑色普通角閃石がこれに次ぐ。副成分鉱物として、りん灰石、ジルコン、不透明鉱物を少量含んでいる。

アプライト質岩相には、ざくろ石、電気石が含まれている（第19図）。

本岩（のアプライト質でない部分）は、本地域北隣の高速北方に分布する、いわゆる高速花崗岩に類似する。恐らく両者は一連のマグマ活動によるものではないかと考えられる。

#### 時代

本図幅地域内の本岩に関する同位体年代データはない。高速花崗岩については、黒雲母についての60 MaというK-Ar年代が報告されている（河野・植田，1966）。

### III. 4 北川層

中央構造線沿いの領家帯（非持石英閃緑岩）中に、周囲の岩石と非調和な岩相、走向を持つ変成堆積岩類が分布する。この地層は層位的に確立された訳ではないので、仮称としてその最も厚く分布する地域の名前を冠して北川層と呼称する。

北川層は、月蔵山、山室川下流、馬越、分杭峠—中沢峠間、及び鹿塩川流域にわたって小露出として点在する。北川層の分布は中央構造線にほぼ平行しているが、北川層そのものの走向はN20-40° Eで中央構造線と斜交し、北西へ40-70° 傾斜している。馬越断層によって切られる熊堂沢、粟沢付近のものでは、走向は北寄りになり傾斜は反対に東方向となっている。

北川層を構成する岩石は、泥質岩、チャートを主としわずかに石灰岩を伴うことがある。泥質岩は主として石英、斜長石（曹長石）、白雲母、緑泥石及び炭質物からなり、まれにざくろ石を含む。炭質物



第20図 北川層の層理の明瞭なチャート（鹿塩川流域、北川付近）

の多い黒色の岩石では、層理、片理とも不明瞭で、不規則なわれ目が発達している。この例は馬越集落付近で観察される。熊堂沢下流の北川層の岩石は、ざくろ石を含む泥質岩で淡褐色で層理及びそれに斜交する劈開が顕著に認められる。チャート層には層理の認められるものと、珪質千枚岩状のものがあり、前者では緑れん石が生じていることが多く緑色味を帯びている。後者は、白雲母、ざくろ石、電気石、りん灰石を含み、緑泥石あるいは斜長石を伴うこともある。北川地域の鹿塩川河床中に露出する層理のあるチャート層は前者の例であり、ここでは再結晶のすすんだ層理不明瞭な石灰岩を伴っている。後者の例は、月蔵山東斜面及び山室川下流でみられる。

北川層の層厚は、北川集落跡北西のもので約25-30m、他地域のものもこれと同程度かあるいはやや薄く、規模は小さく連続性も悪い。

北川層の岩石からは、これまでのところ化石は発見されていない。

以上の様に北川層と称された地層は多様な岩石種を含み、その起源は単一ではない可能性もある。前述の炭質物に富む黒色泥質岩は、鉱物組合せからいえば三波川帯の泥質片岩と同じであり、それが圧砕作用を受けた岩相（粟沢川付近のマイクロプレッチャ）と良く似ている。この岩石は馬越付近の、中央構造線より約400m領家帯側にはいった位置にあり、周囲の状況からみてさほど大きな構造運動により現位置に定置したとは思われない。可能性としては粟沢川流域にみられるのと同様な圧砕を受けた岩石が内帯側にもみこまれたということもあろうが、この岩石と中央構造線との間の非持石英閃緑岩はそのような意味での圧砕を受けた岩石ではない。一方、月蔵山東方の珪質千枚岩状のチャートとした岩石は、ざくろ石、電気石を特徴的に含む点で、非持石英閃緑岩中にはさみこまれた砂岩泥岩起源の領家変成岩と共通している。この岩石は、珪質の泥岩起源の領家変成岩であるかもしれない。しかし、非持石英閃緑岩の項で述べたような、中央構造線近傍のチャート様のみかけをする岩石（いわゆる“ヘレフリンタ様岩”）とは、岩相、構成鉱物等明らかに異なっている。北川層を構成する個々の岩相の帰属につ

いては、三波川帯起源、領家帯起源等可能性はあるものの、現在のところ証拠は得られていない。北川層という名称は、本図幅作成にあたって便宜的に呼称した仮称にすぎない。今後の調査、研究により、これらの岩石の意味が明瞭にされなければならない。

### Ⅲ. 5 小規模貫入岩類

中央構造線から2-3km以内の領家帯中には、デイサイト質 ( $d_1$ )、安山岩質・ドレライト質 ( $d_2$ )、及び閃緑岩質 ( $d_3$ ) の岩脈が見られる。岩脈の延びの方向は、領家帯の一般の走向とほぼ平行なものと、それに直交ないしは高角度で斜交するものがある。

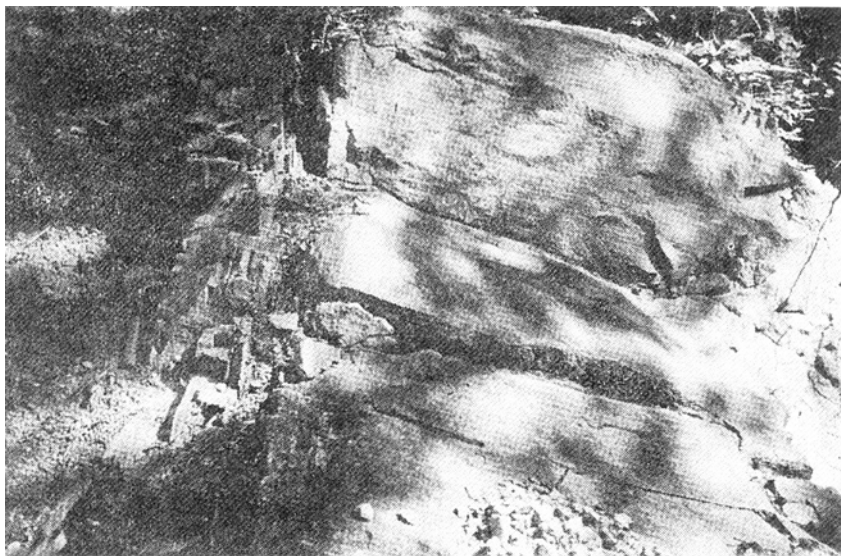
#### Ⅲ. 5. 1 デイサイト質岩脈 ( $d_1$ )

美和湖西岸の沢入沢<sup>9)</sup> 付近に2つの例が知られる。いずれも非持石英閃緑岩中に貫入している。

一つは、沢入沢沢口北に見られるもので、やや濁りのある石英斑晶が多く散在し、一見していわゆる“ポーフロイド様岩”によく似た見掛けを示す。この岩脈それ自体の貫入方向は明瞭でないが、非持石英閃緑岩の構造方向に高角度で斜交するものと思われる。また、この岩脈に空間的に密接している、細粒岩相の小岩脈は、走向N55°Eである。

鏡下では斑晶は石英及び斜長石であり、これらの間を低屈折率の長石、緑泥石、白雲母からなる石基が埋めている。

もう一つの例は、沢入沢沢口より400m位上流にあり、ほぼ南北方向に貫入している。この岩脈には走向方向に直交する柱状節理が発達している(第21図)。片側の貫入面は明瞭でないが、脈幅は3m以上で、貫入面から30cm位のところまでは、貫入方向に平行な板状節理が発達している。



第21図 柱状節理及び板状節理のあるデイサイト質岩脈(沢入沢)

9) 溝口より美和湖を渡る橋の300m北の沢。

斑晶として石英、斜長石が含まれる。石英は放射状の縁に取り囲まれ、湾入構造を持つこともある。石基は、細粒の石英、斜長石、緑泥石、白雲母からなる。

### Ⅲ. 5. 2 安山岩質岩脈 (d<sub>2</sub>)

本岩脈は、鹿塩川右岸、西小花沢<sup>10)</sup>上流に1例が知られる。緑灰色、堅硬、緻密な岩石で、細粒の斜長石斑晶及び暗緑色の斑状物質が多く散在する。後者は、鏡下では緑泥石及び炭酸塩鉱物により、輝石が置換されたものである。石基は、斜長石及び二次的に生成した石英、緑泥石、炭酸塩鉱物などからなる。

### Ⅲ. 5. 3 ドレライト質岩脈 (d<sub>2</sub>)

本岩脈は、本図幅地域北西部に多く見られる。月蔵山道路脇、高遠町本町の三峰川に架かる橋下、勝間付近では、領家変成岩類中、あるいは勝間花崗岩類と領家変成岩類との境界付近に、これらの走向方向を高角度で切って貫入しているのが見られる。岩脈の貫入方向は、N40-60°W方向である。

暗青色の堅硬、緻密な岩石で、鏡下では、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物及び少量のりん灰石が認められるが、変質していることが多く、単斜輝石は炭酸塩鉱物+緑泥石+不透明鉱物の組合せに変わっている場合が多い。

### Ⅲ. 5. 4 閃緑岩質岩脈 (d<sub>3</sub>)

戸台川(黒川)と三峰川との合流点付近、及び粟沢川左岸斜面上で、非持石英閃緑岩中に貫入しているのが見られる。このほか、地質図上には示していないが、美和湖西岸に小規模な岩体が存在する。

岩脈の走向は北北東-南南西で、非持石英閃緑岩の一般的傾向と調和的であり、岩相も非持石英閃緑岩中の優黒質岩相のものに似ている。しかし、この近傍の非持石英閃緑岩は、斑状組織を呈しており、一方、この閃緑岩岩脈の岩石は斑状組織をもたないので、非持石英閃緑岩のメンバーではなく、時間的間隙は不明であるが、後期にこれに貫入したものと考えた。

鏡下では、斜長石、緑色普通角閃石、石英、黒雲母を主成分とし、スフェーン、りん灰石及び少量の不透明鉱物を伴う。黒雲母の一部は緑泥石化しており、斜長石中には、セリサイト、方解石を生じていることが多い。

## IV. 西南日本外帯

### IV. 1 三波川帯及び御荷鉾・秩父帯

西南日本外帯の他地域と同様、赤石山地北部でも中央構造線から四万十帯へ向かって、三波川帯、御荷鉾緑色岩類、秩父帯という帯状構造が明瞭に認められる。秩父帯の東縁は仏像一条川構造線で限られ、四万十帯と接している。しかしながら、三波川、御荷鉾、秩父三帯の境界の位置や性質については、従来明確でなかった。

10) 本図幅地域内最も南の沢。

本地質図幅では、中央構造線側の三波川帯と仏像一条川構造線側の御荷鉾・秩父帯との間に、走向南北で東に傾斜する大規模な衝上断層（岩入衝上断層）が存在することを認め、これより西の狭い地帯に分布する岩石を三波川帯に属するものと定義する。岩入衝上断層より東側の御荷鉾及び秩父帯は整合一連の地層と考えられるので、一括して御荷鉾・秩父帯として取り扱う（第11図）。御荷鉾緑色岩類に対比されてきた厚い緑色岩層の東縁に近いところに、南北性の走向で、特に白亜紀層を地溝状に挟在している戸台構造帯（松島ほか、1957 a, b）は、したがって、従来信じられてきたように御荷鉾帯と秩父帯とを境する断層帯であるとは考えられない。

#### IV. 1. 1 三波川帯

##### IV. 1. 1. 1 分布と構造

本図幅地域内では、三波川帯の岩石は南北に細長く分布する。最大幅東西に3kmにすぎない。本地域内南部の分杭峠南方では、幅は1km以下である。三波川帯の岩石は結晶片岩類と蛇紋岩とからなる。結晶片岩類のなかにはそれぞれ10ないし50mの厚さを持つ、5枚ないし8枚の火山源塩基性片岩（緑色片岩）が層序的に数100m隔てて挟まれており、優れた鍵層となっている。これら鍵層の構造から判断して、三波川帯全体としての構造は単純で、走向南北ないし北北東-南南西、東へ中程度傾斜する単斜構造である。メソスコピックな褶曲の発達はあまりよくない。級化層理その他地層の上下判定に役立つ構造は発見されていない。最大層厚は約2,000mである。

##### IV. 1. 1. 2 岩相

三波川帯の岩石は、泥質片岩（Sm）、緑色片岩（Sg）、及び石英片岩（Sq）の互層を主とし、少量の砂質片岩及び微量の石灰質片岩を挟む。そのほか、少量の蛇紋岩（Su）が伴われる。

結晶片岩類のうち、中央構造線に接する最大幅500m以内では、すべての岩相に最大0.5mmに達する白色の曹長石斑状変晶が含まれ、いわゆる点紋片岩になっている。点紋片岩の分布は源岩の一般走向とくすかに斜交しており、本図幅地域内では南ほど狭くなる。南隣の大河原図幅の更に南方赤石岳図幅地域内では、点紋片岩は見られなくなる。栗沢川の右岸では、地層の走向と点紋・無点紋片岩の境界が比較的大きく斜交しており、市野瀬集落の東から西にかけて分布する無点紋緑色片岩が点紋片岩に移化するところが、地層を側方に追跡することにより明瞭に確認される。しかし、大部分の場所で点紋結晶片岩の見掛け上上部に、整合的に無点紋結晶片岩がのっている。両者の境界は野外で決定できる程度に明瞭であり、また岩石種とは無関係である。

##### **泥質片岩（Sm）**

本岩は均質で、初生堆積構造は認められない。しかし、変形・変成作用によって生じた数mm単位のラミナは普通に存在する。厚くてかつ側方への連続性の乏しい石英・曹長石からなる分化ラミナや脈はまれに認められる。泥質片岩は東に向かって岩入衝上断層に近づくにつれて著しい剝離性を示すようになり、いわゆる紙状片岩（paperly schist）になる。

##### **緑色片岩（Sg）**

本岩は数mmないし数10mmのラミナないし層理に富む種類で、塊状のもの、枕状構造、ハイアロ

クラスタイト構造は見られない。ラミナないし層理は、板状のもの及び不規則に多数波うっているものとあり、白色の石英と曹長石に富む部分と黄緑色の緑泥石と緑れん石に富む部分との互層からなる。

緑色片岩の厚さは、見掛け上下位の、西側に分布するものほど厚い傾向があり、最大層厚は約50mである。また厚い緑色片岩ほどラミナないし層理も厚い傾向がある。緑色片岩はしばしば石英片岩を伴い、上下及び側方に相互に移化することがある。

#### **石英片岩 (Sq)**

本岩は常に数mm程度の細かいラミナを持っている。ラミナは石英の多い層と、互層する緑色片岩質の層からなる。石英片岩は単独で厚い層を作ることは少なく、多くの場合緑色片岩と互層し、上下あるいは側方へ緑色片岩に移化することが多い。

#### **その他**

薄い砂岩片岩が層序の中ないし上部に数枚認められるが、連続性はあまりよくない。

石灰質片岩の最大長さ数m程度のレンズが非常にまれに緑色片岩と伴って産する。

#### **蛇紋岩 (Su)**

本岩は各所においてレンズ状岩体として見られ、周りの結晶片岩類とは整合的に見え、その一部は緑色片岩と密接に伴っている。

#### **源 岩**

緑色片岩の源岩は、細粒の塩基性火山源物質である。ラミナないし層理の発達していること、及び緑色片岩がほぼ一定の厚さで連続性がよいこと、溶岩や岩脈を欠くことからみて、噴出源から比較的遠いところへ、水の力により二次的に運搬され堆積したものである。

石英片岩も、ラミナの発達のよいこと、及び緑色片岩と密接に伴うことからみて、緑色片岩と同様な運搬堆積機構によって生じたチャート起源の岩石である。

粗粒の碎屑物質（砂岩片岩等）をほとんど欠くことからみて、泥質片岩は半遠洋性環境のもとで堆積したものであろう。石灰岩が極めてまれであることは推定される半遠洋性堆積環境と矛盾しない。

### **IV. 1. 1. 3 岩石構造**

一般に片理面は堆積時の層理面と一致している。層面片理面と高角度で交わる被断劈開（fracture cleavage）は、本図幅地域内では三波川帯の中部、及びメンスコピックな褶曲が発達する場合その付近にのみ見られる。被断劈開は層面片理面よりも急傾斜で、その傾斜する方向は一般に東、メンスコピック褶曲に関連するものは褶曲の翼との関係に規定されて、東又は西である。

紙のように薄いスレート劈開が三波川帯東部の泥質片岩中によく発達している。ちりめんじわ線構造はこのような岩石中には欠如している。紙状片岩以外では、ちりめんじわ線構造はよく発達しており、走向北北東－南南西で北又は南に緩く傾斜するか、あるいは水平である。

### **IV. 1. 1. 4 時代**

化石はまだ発見されていない。本図幅地域外南方の御荷鉢・秩父帯から、二疊紀中期ないし後期のフズリナ（松島ほか、1956）や三疊紀のコノドント（坂本、1976）が発見されている。しかし、三波川帯





第22図 三波川帯無点紋帯のやや珪質の緑色片岩に見られる微褶曲  
右上より左下にかけて軸面劈開がよく発達している（戸台川（黒川）下流北岸，仙流荘付近）。

と御荷鉢・秩父帯が岩入衝上断層によって隔てられている以上，上記の化石は三波川帯の時代論に無関係である。ただし，四国中央部では三波川帯主部（三繩層）から三疊紀のコノドントが得られており（須鎗ほか，1980）また，関東山地の三波川帯からはジュラ紀の放散虫（FUJIMOTO（HUIJIMOTO），1938）や海百合化石（FUJIMOTO and YAMADA，1949）も報告されている。

#### IV. 1. 1. 5 変成作用

本図幅地域内の三波川帯は点紋帯と無点紋帯とに分けられる。両帯はほぼ橋本（1960b）の第IV帯と第III帯に対応する。点紋帯では泥質片岩中にざくろ石が出現するが，その他の鉱物組合せは点紋帯，無点紋帯の各種岩石を通じて変化しない。点紋帯の変成度は，黒雲母や普通角閃石を生ずるに至ってはいない。無点紋帯中にはローソン石，藍閃石，ひすい輝石，パンペリー石などは出現しない。変成鉱物としては，石英，曹長石，白雲母，アクチノ閃石，緑れん石，緑泥石，スチルプノメレン，スフェーン，方解石，ざくろ石がある。なお，紅れん石を含む石英片岩が美和湖岸に近い小犬沢（鹿嶺より溝口をへて美和湖へ流入する小川）の露頭として発見された。この紅れん石が，橋本（1956），HASHIMOTO（1959，1960a）の報告した紅れん石と同一のものかどうかは分からない。

#### IV. 1. 2 御荷鉢・秩父帯

##### IV. 1. 2. 1 分布と構造

御荷鉢・秩父帯の岩石は岩入衝上断層と仏像一糸川構造線の間に，東西の幅約7kmで南北方向に分布している。全体として走向南北で東に中程度傾斜しており，西側に下位の地層が露出している。下位よりそれぞれ，緑色岩，チャート及び石灰岩によって特徴づけられる三層に区分されるが，これらは整合一連の地層と考えられる。

御荷鉢・秩父帯の緑色岩層中にはまた、蛇紋岩がよく発達している。蛇紋岩は緑色岩層の比較的下部に、南北によく連続して露出しているほか、戸台構造帯中に小岩体が知られている。

御荷鉢・秩父帯の岩石の最下部はどこでも、ほぼ層理面に平行で東に中程度傾斜している岩入衝上断層によって切られている。仏像一糸川構造線は東に急傾斜ないし直立の断層である。仙丈ヶ岳西方の丸山谷北沢最上流部では、仏像一糸川構造線の東側に数か所御荷鉢・秩父帯に属する石灰岩が断層に挟まれて四万十帯砂岩中に露出している。

御荷鉢・秩父帯分布域のほぼ中央部には、南北性の断層帯（戸台構造帯）が発達しており、その中に下部白亜系戸台層が東西の幅数100mで南北に分布している。戸台構造帯の東西両側での御荷鉢・秩父帯の岩石の岩相、構造、変成度には全く差が認められない。したがって、この断層帯は単純な地溝性の断層で、垂直、水平とも変位量はさして大きくなかったものと推定される。これまで戸台構造帯をもって、その西側の御荷鉢帯と東側の秩父帯とを分ける考えが支配的だった（松島ほか、1957a, b, 松島、1973 ; WATANABE, 1977）。しかし、本地質図に示されるように、戸台構造帯は御荷鉢・秩父帯下部緑色岩層の内部最上部付近に発達しており、四国中央部の上八川—池川構造線（石井ほか、1957）に対比されるものであろう。

御荷鉢・秩父帯の構造は東に中程度で傾斜する単斜構造である。片理、ちりめんじわ線構造の発達は弱いか、又は全く欠如している。南隣大河原図幅地域内では、御荷鉢・秩父帯、特にその西部の構造は南北及び東西性の断層によりブロック化した、ドーム、アンチフォーム、シンフォーム等からなり（WATANABE, 1977）、本図幅地域に比べて著しく複雑である。このような複雑な構造は北方へ、すなわち本図幅地域内に近づくに従って次第に単純な単斜構造に漸移している。

緑色岩や砂質岩中にまれに見られる級化層理はすべて正序で、東側が層理的に上位である。逆転を示す級化層理は全く知られていない。したがって御荷鉢・秩父帯は全体として正序であると考えられる。御荷鉢・秩父帯の全層厚は約4,000mである。

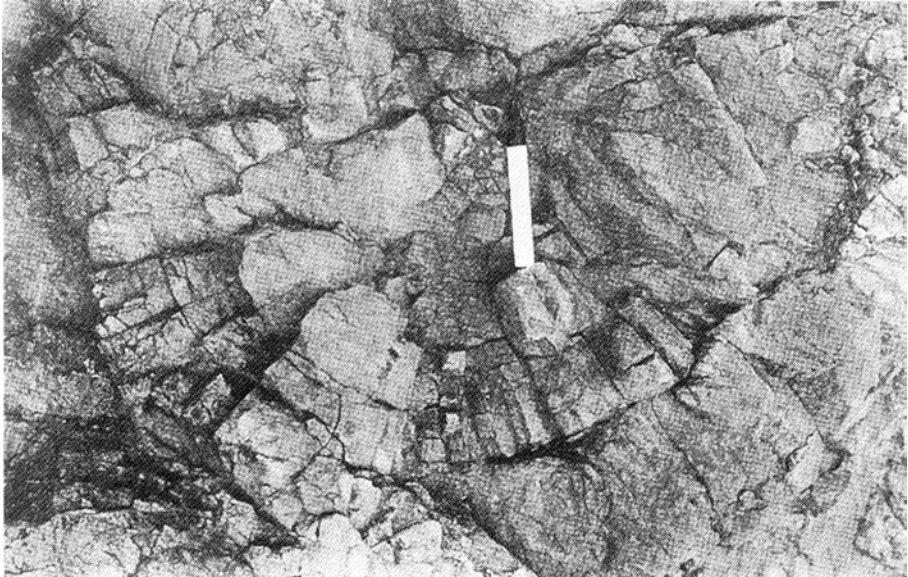
#### IV. 1. 2. 2 岩 相

御荷鉢・秩父帯の岩石は西側の下位から上位の東方に向かって、緑色岩類と蛇紋岩を主とする下部層、チャートを主とする中部層、及び石灰岩を主とする上部層に分けられる。本地質図幅では、これら各部層を構成する岩相を記載し、地質図上には岩相区分を示した。

下部層：枕状溶岩（第23図）、ハイアロクラスティック・ブレッチャ（第24図）、ハイアロクラスティック砂岩、ハイアロクラスティック泥岩、ドレライト—斑れい岩の岩脈・岩床、蛇紋岩からなり、層厚は約1,500mである。火山源以外の堆積岩類は非常に少ない。

緑色岩中にはチタン普通輝石、ケルスート閃石などの火成源残存鉱物がみられることがあり、アルカリ岩系列の火山岩起源のものが含まれることを示している。また緑色岩中には、ガラスの形態が残存している。比較的細粒のハイアロクラスタイト質岩中には層理の発達がよく、正序を示す級化層理の発達は珍しくない。ドレライト中には、針状、魚骨状急冷輝石もよく発達している。

戸台川ぞいの鷹岩付近では緑色岩中に重金属にとむ堆積物のポケットが発見されている（湯浅・渡辺、1977 ; WATANABE and YUASA, 1979）。



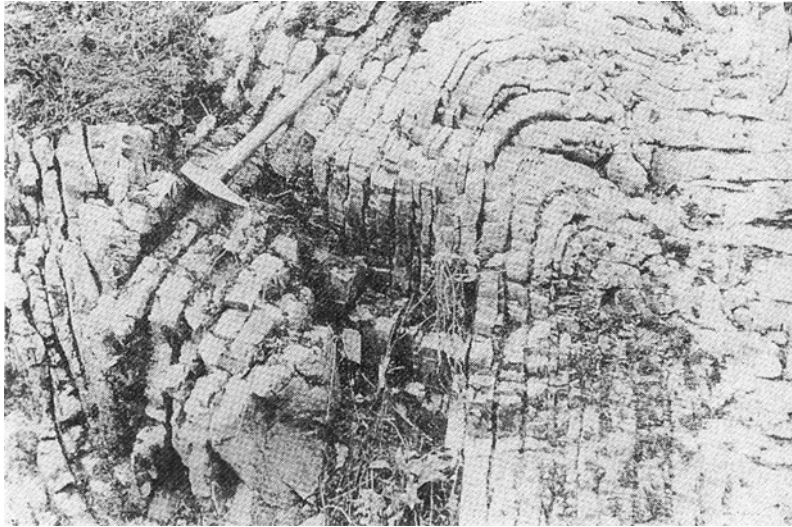
第23図 放射状節理が顕著な枕状構造を持つ緑色岩（小瀬戸峡）



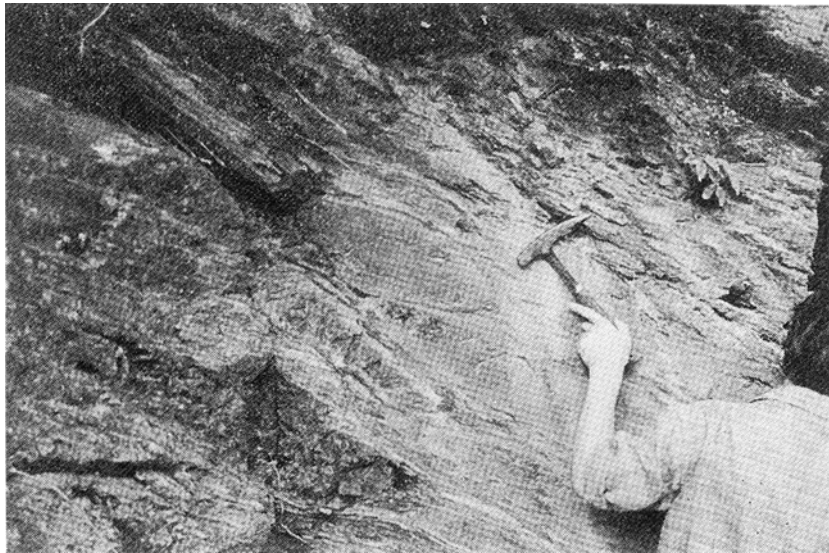
第24図 ハイアロクラスティック・ブレッチャ（小瀬戸峡）

ドレライト一斑れい岩ないし角閃石岩を伴う蛇紋岩が緑色岩中に比較的ふつうにみられる。蛇紋岩は特に緑色岩の下部に多く、その一部は非常によく側方に連続する。蛇紋岩の一部は石灰岩と互層状をなす蛇灰岩である。

蛇紋岩に含まれるドレライト一斑れい岩は一般に節理や割れ目がよく発達し、変質も著しく、周囲の蛇紋岩とは断層で接している。すなわち、これらドレライト一斑れい岩は、蛇紋岩の構造包有岩塊であ



第25図 御荷鉾・秩父帯中部チャート層中の層状チャートに見られる複雑な褶曲  
(松峰南方の塩沢上流部)



第26図 御荷鉾・秩父帯中部チャート層中の枕状構造を持つ緑色岩（幕岩西方の戸台川北岸）

る。

中部層：御荷鉾・秩父帯の中部はチャートを主とし、砂岩や、スレート、緑色岩をはさむ。石灰岩はまれである。チャートは白色で、各層が数10mmの厚さを持ち、砕屑性あるいは火山砕屑性岩石と互層する。局地的なスランプ褶曲はふつうにみられる。

黒色のマンガンやけや小規模のポケット状マンガン鉱床が各所に点在し、その一部はかつて稼行された。

チャート中に挟在する比較的厚い2枚の砂岩層は側方への連続性がよく、長距離にわたって追跡される。戸台川沿いの緑色岩には、枕状構造がみられる(第26図)。

チャート層全体の層厚は約1,000-1,500mである。

上部層：御荷鉢・秩父帯の最上部は主として厚い石灰岩層からなる。石灰岩は塩基性火山源砕屑岩、スレート、チャートなどと互層している。石灰岩は白色で数10mmの規則的な板状の層理の発達が良い。挟在岩石の側方への連続性はあまりよくない。上部層の全層厚は約1,000mである。ただし上限は露出していない。

#### IV. 1. 2. 3 時代

本図幅地域内の石灰岩層と一連のものと考えられる伊那南部、和田の石灰岩層中から *Neoschwagerina* cf. *Craiculifera* と *Parafusulina* sp. が報告されている(長野県地学会編, 1957, p. 10)。また、南隣大河原図幅地域内の塩川で、同じ石灰岩に由来したと思われる転石中に *Neoschwagerina* sp. が発見されている(小林, 1955, p. 210)。したがって、御荷鉢・秩父帯の一部が、中ないし後期二畳紀層であることに疑いはない。また、坂本(1976)により、更に南方の満塩図幅地域内の層状チャートから三畳紀のコノドントが発見されている。

いわゆる御荷鉢緑色岩類の形成年代については、最近四国地方で同緑色岩に伴うチャート、石灰岩中から三畳紀後期及び石炭紀のコノドントが発見されて、大きな時間的間隙をもった2つのグループからなるという考えもある(須鎗ほか, 1980)。しかし本図幅地域内では、これに対応する緑色岩層からは化石は発見されていない。

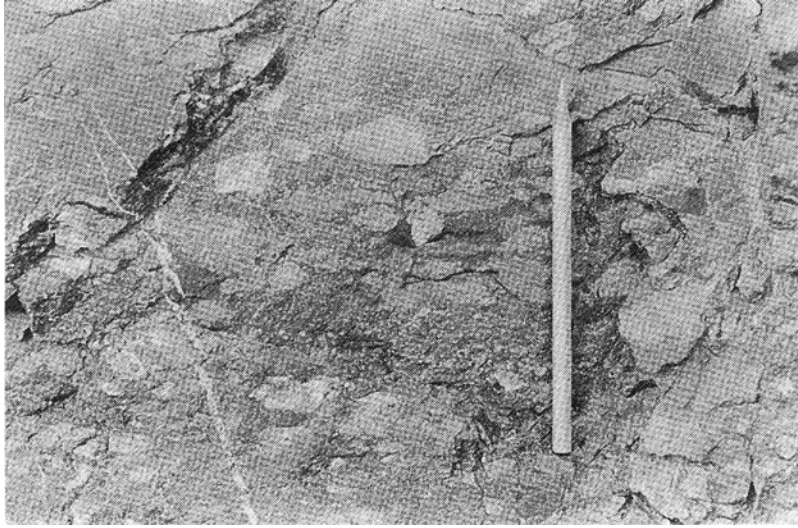
#### IV. 1. 2. 4 変成作用

ローソン石、藍閃石、オンファス輝石等の藍閃変成作用に特徴的な鉱物が緑色岩層中から報告されている(橋本, 1960b, HASHIMOTO, 1964)。そのほか、変成鉱物として、パンベリー石、緑泥石、白雲母、スチルブノメレン、アクチノ閃石、緑れん石、曹長石、石英等が御荷鉢・秩父帯全域にわたり出現する。また、本図幅地域南部の浦西方から紅れん石の産出が知られている(木下, 1982)。

変成作用の時代については、南隣大河原図幅地域内の雲母片岩中の白雲母について105.4±6.3Maという年代が報告されている(渡辺ほか, 1982)。この年代は三波川変成作用の年代の範囲内にはいり、御荷鉢・秩父帯の岩石の受けた変成作用も、三波川変成作用と一連あるいは同時のものであることを示している。

### IV. 2 戸台層

図幅地域内中央部に南北に白亜紀前期の化石を含む地層の狭長な分布が認められる、この地層は御荷鉢・秩父帯下部層(緑色岩層)の東縁付近を南北に走る、戸台構造帯の断層群に挟まれて地溝状に分布している。石井ほか(1953a)は長谷村戸台、伊那里村(当時、現在は長谷村<sup>しよべら</sup>)塩平付近のものの研究に基づいて戸台層と命名記載した。



第27図 戸台層の礫岩（塩平付近）

戸台層の分布は、最大幅400m以下で連続的でなく、特に戸台付近では雁行状であり露出が限られているため、構造をつかむことが難しい。

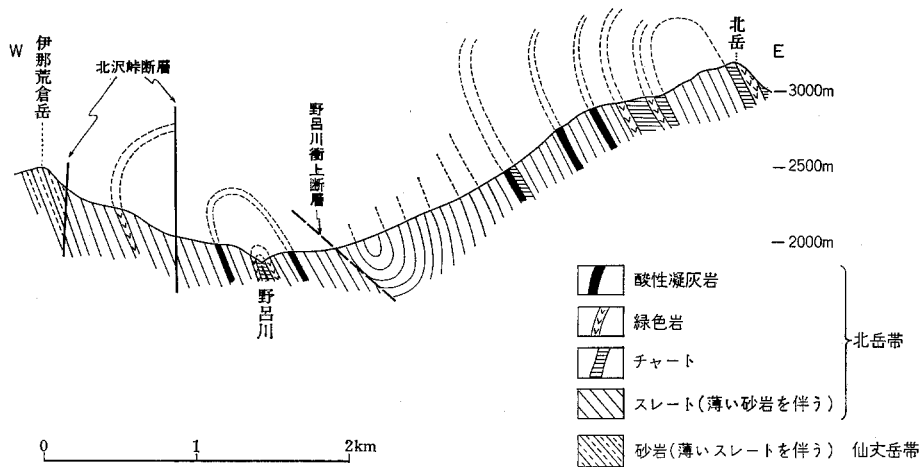
本層は主として礫岩と砂岩頁岩互層とからなる。頁岩だけのところも時に見られる。礫岩の礫種は、石灰岩、チャート、砂岩、頁岩、各種結晶片岩、火山岩などであるが、注目すべきこととして花崗岩質岩（加納，1961）、酸性溶結凝灰岩（小井戸ほか，1975）も含まれている。礫径は最大50cmに達する。円磨度は概してよい。

前田・北村（1965）の戸台北方鹿嶺高原東斜面での研究によると、下位の礫岩相から、礫質砂岩、砂岩、砂質頁岩をへて頁岩に至る、3回の堆積サイクルが認められるという。全層厚は約250mと言われる。

戸台層からは、古くから *Trigonidae* の産出が知られているが、そのほか化石は極めて豊富で、*Ammonites*、海成二枚貝、*Belemnoid*、*Echinoid*、生痕、植物化石などが多数報告されている（MAEDA, 1962；MAEDA and KITAMURA, 1964；北村ほか，1979など）。北村ほか（1979）は、小黒川右岸から産出した *Ammonites (Diadochoceras nodosoco statiforme)* に基づき、戸台層の時代をアプチアン期後期の後半とし、堆積相と化石相の検討により、沿岸性を含む浅海域の環境を推定した。

#### IV. 3 四 万 十 帯

本図幅地域の東側約三分の一は四万十帯の岩石により占められている。四万十帯は西側を仏像一条川構造線に限られ、御荷鉾・秩父帯と接している。東側は、東隣葦崎図幅地域内で糸魚川—静岡構造線により、フォッサマグナ地域の岩石と接している。本図幅地域の北東隅には西南日本外帯の中新世花崗岩の一つである甲斐駒・鳳凰花崗岩が分布している。



第28図 本地域南東部野呂川上流部における四十帯の、北岳帯の模式断面図

本図幅地域内の四十帯は、双児山—北沢峠—伊那荒倉岳—横川岳付近を通る北北東 - 南南西方向の北沢峠断層を境にして、その西側の圧倒的に砂岩がちの部分（仙丈岳帯）と東側の砂泥互層を主とする部分（北岳帯）に分けられる。仙丈岳帯の岩石は全体として逆転している。北岳帯は、北北東 - 南南西の軸を持ち、西に倒れた二つの背斜と一つの向斜からなっている（第28図）。両帯の岩石とも劈開の発達著しい。甲斐駒・鳳凰花崗岩体の周辺には、両帯の岩石を貫くドレライトや石英斑岩の岩脈が多い。また花崗岩体の周辺では、両帯の岩石とも接触変成作用を受けている。

#### IV. 3. 1 仙丈岳帯

本帯の岩石は大部分が、薄いスレートを挟む厚い砂岩からなる。ごくまれに緑色岩やチャートの薄層が見られる。緑色岩は主にハイアロクラスタイトからなる。伊那荒倉岳北方の尾根ではハイアロクラスティック・ブレッチャに含まれる角礫の長径と短径の比は2:1-3:1である。また、甲斐駒ヶ岳西方の、戸台川上流赤河原で、枕状溶岩の転石ブロックが見られることから（第29図）、この帯の緑色岩の源岩には枕状構造を持つ溶岩も存在することは確実である。

砂岩層は極めて単調な岩相で、一枚の厚さは数10cmないし数mであるが、まれに数10mを越える塊状砂岩も見られる（第30図）。砂岩の粒度は中粒ないし粗粒、時に礫岩程度に達することがある。スレートの角礫を含むことはまれではない。走向は一般に北北東 - 南南西で東に傾斜している。砂岩層の厚さが比較的薄い場合、級化層理が見られることがあるが、その他の堆積構造は極めてまれである。級化層理によれば、仙丈岳帯の岩石は全体として逆転している。

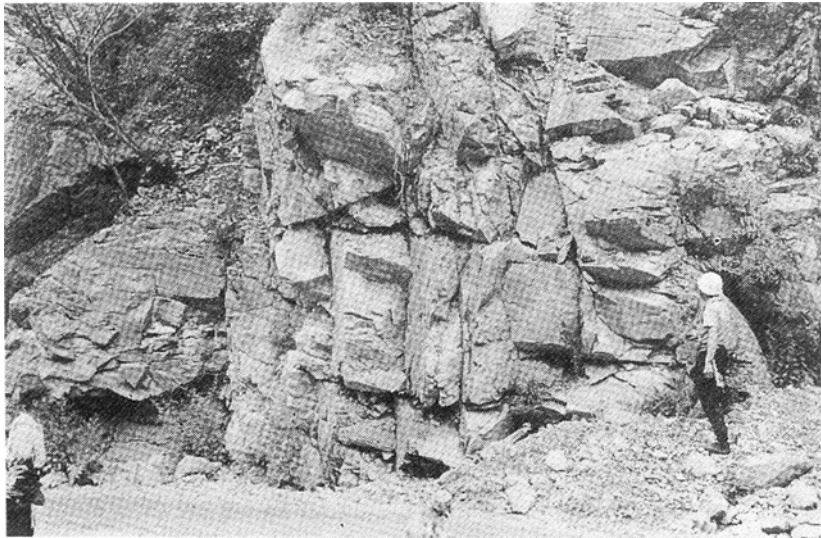
本図幅地域の仙丈岳帯からは、現在までのところ化石は発見されていない。

仙丈岳帯岩石の全層厚は、釜無川流域で約2,100m、戸台川流域で約2,300m以上と推定される。

仙丈岳帯の岩石中には、全域にわたり層理に斜交する劈開（片理）が見られる。劈開は釜無川流域では比較的不明瞭であるが、南へ行くほど強まり、仙丈ヶ岳付近より南方では顕著に発達している。劈開は一般に東傾斜と同じく東へ急傾斜する層理面よりかなり緩い。これは級化層理が多くの場合逆転を示



第29図 仙丈岳帯緑色岩の枕状構造（赤河原の転石）



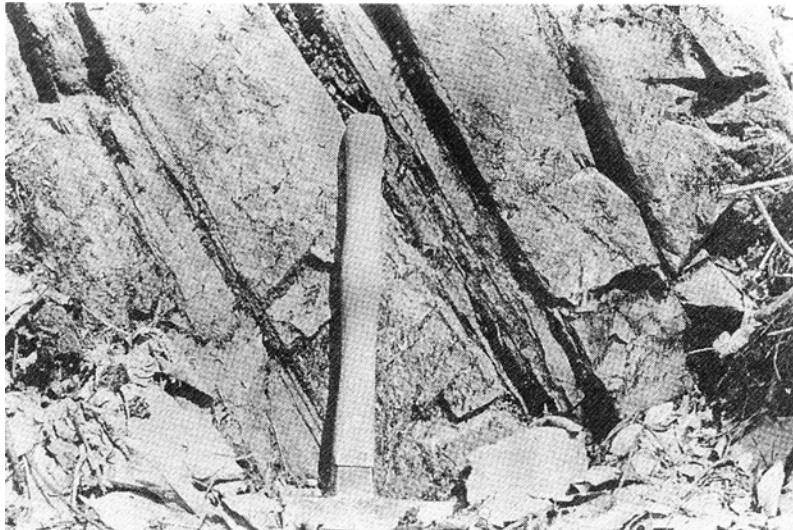
第30図 仙丈岳帯の厚い塊状砂岩層（釜無川上流）

すこととともに、本帯の岩石が、全体として逆転した向斜の東翼、又は逆転した背斜の西翼であることを示している。

鏡下では砂岩基質部での再結晶がよく進んでおり、白色雲母が劈開方向に配列している。砂粒の輪郭は再結晶のためぼやけていることが多い。接触変成作用を受けていない部分での再結晶鉱物の組合せは単調で、砂岩、スレートともに白色雲母—緑泥石—石英—曹長石である。

緑色岩の鉱物組合せは、アクチノ閃石—緑泥石—緑れん石—曹長石—スフェーンである。石英は溶岩





第31図 仙丈岳帯の砂岩の卓越している砂岩泥岩互層  
泥岩はスレート化している（小瀬戸谷）。

の組織を残すもののなかに脈状に又は球果状に見られることがある。石英は多く方解石と伴う。ハイアロクラスティック・プレッチャの角礫中には魚骨状の急冷単斜輝石が広く産し、またバリオリティック構造が見られることがある。

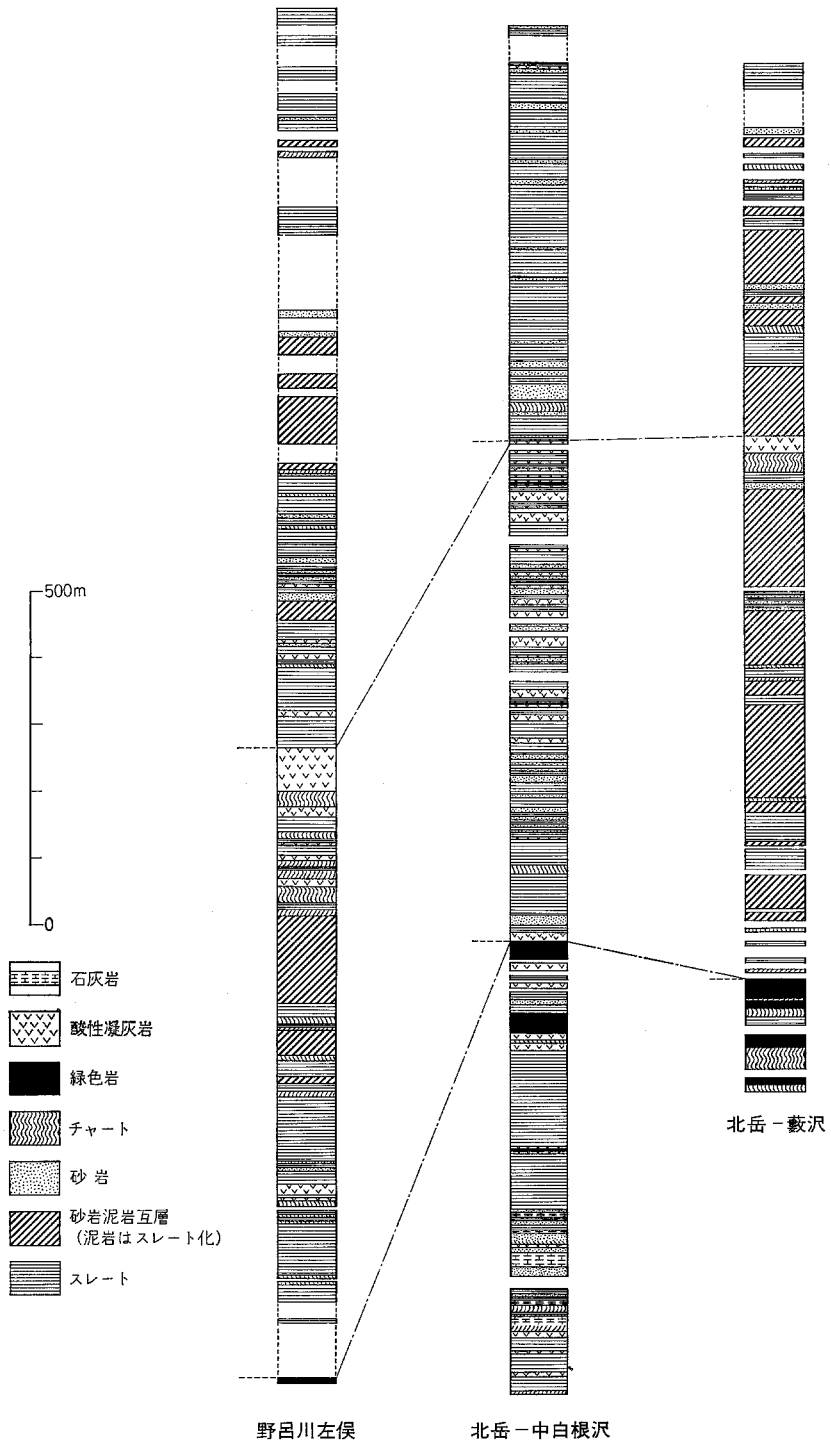
仙丈岳帯は赤石山地地質研究グループ（1961）の言う赤石帯にほぼ相当するものと思われる。

#### IV. 3. 2 北岳帯

北岳帯の岩石は、砂岩泥岩互層を主とし、チャート、緑色岩、酸性凝灰岩を伴い、まれに石灰岩を挟む。砂岩泥岩互層は一般に泥岩（スレート）がちのことが多いが、ところによってはほとんど泥岩（スレート）だけからなることもある。砂岩、泥岩（スレート）ともに数cmないし10cm程度で互層し、厚い砂岩はほとんど見られない。チャート、緑色岩、酸性凝灰岩は本図幅地域南東隅の北岳周辺に多い。チャートは主として白色のものであるが、赤や緑のものもある。緑色岩は大部分が細粒のハイアロクラスタイトであるが、まれに枕状溶岩（例えば、北岳南方の釣尾根分岐点付近）も見られる。酸性凝灰岩は極めて細粒で、白色ないし淡緑色である。

走向は、分布の西部北沢峠断層に近いところでは北北東 - 南南西の走向で東へ急傾斜するものが多いが、東部へ向って次第に東北東 - 西南西走向で南に中程度に傾斜するようになる。野呂川上流中白根沢出合に背斜の額部をなす緑色岩とチャートが露出していることと、正序及び逆転を示す級化層理の分布から、本図幅地域内の北岳帯の岩石は、軸面が東へ急傾斜する同斜褶曲をなす背斜と向斜をなすものと考えられる。

北岳帯のほぼ中央部で中白根沢の野呂川本流合流部付近を通る背斜軸付近からその東側には、北北東 - 南南西に幅数kmの構造礫岩の著しく発達した帯がある。この帯中では変形が著しく、砂岩泥岩互層などのなかの砂岩やチャートは切れて泥岩の基質中にテクトニック・インクルージョンになっている。



第32図 四万十帯北岳帯の地質柱状図



第33図 北岳帯の砂岩泥岩互層を源岩とする構造礫岩  
 白色部は砂質部，黒色部は泥質部．構造礫岩は野呂川衝上断層の下盤側によく発達している（小仙丈沢の例）．

劈開もよく発達しており，ちりめんじわ線構造も見られる．テクトニック・インクルージョンの岩塊は角のあるものもあるが，角がとれて丸くなっているものもある．岩塊の大きさは大豆，こぶし，人頭大等さまざまである．岩塊の岩質はいずれも北岳帯岩石中に由来するものとして矛盾はなく，外来岩塊は含まれていない．片状構造（劈開）は岩塊の周辺ではそれを取りまくように曲っている．構造礫岩帯は変形の著しくない通常の互層に漸移している．中白根沢出合を通る背斜を作る岩石の分布は，その東側の向斜及び背斜構造をなす岩石の分布とこの構造礫岩帯をはさんで不連続であり（第28図断面図参照），この構造礫岩帯（メランジ）は推定される衝上断層（野呂川衝上断層）付近，特にその下盤側に著しく発達したものと解される．

北岳帯岩石の層厚は2,500m以上である．

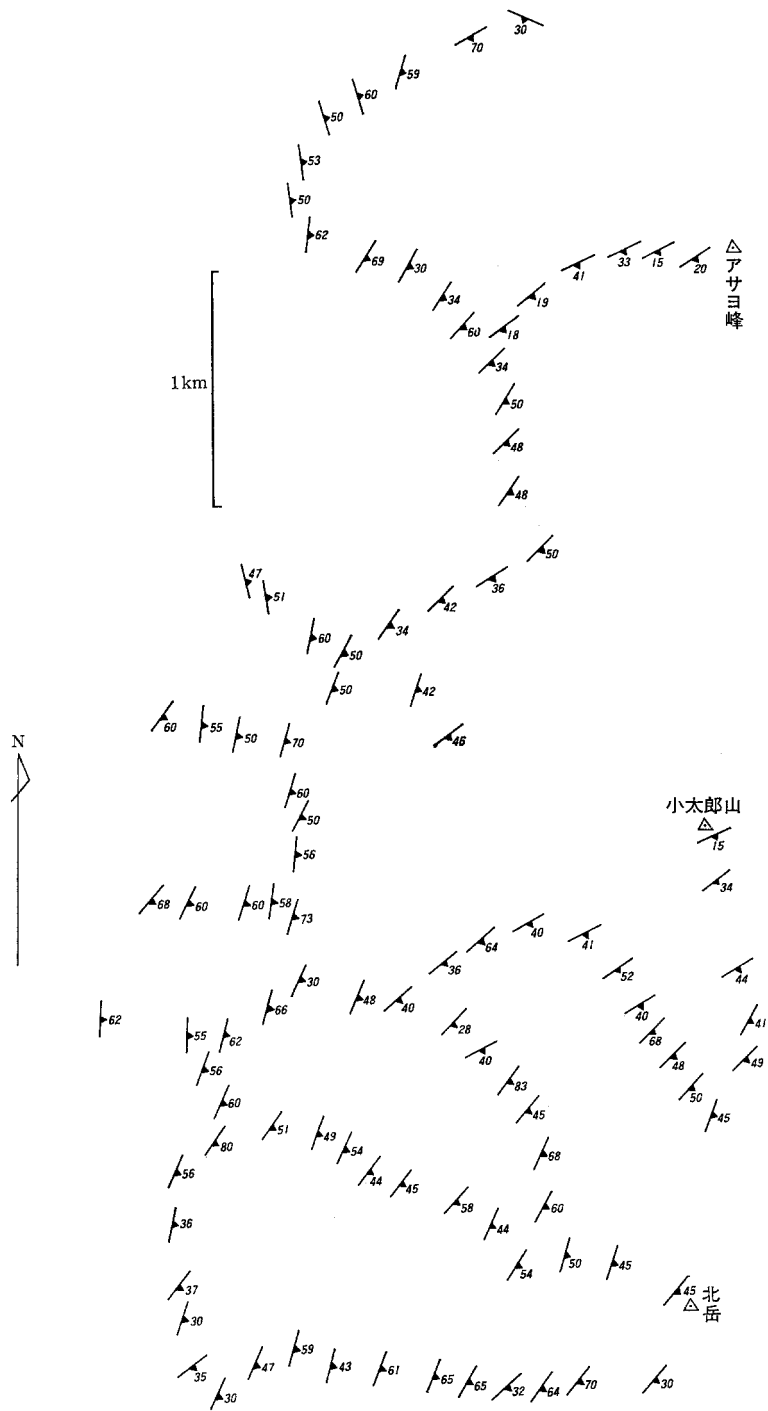
化石は発見されていない．南方遠山川地域から発見されたジュラ紀後期ないし白亜紀の六射サンゴ，厚歯二枚貝（大久保ほか，1958，1959）は，北岳帯相当層中から発見されたものと思われる．

鏡下では細粒であるが再結晶はよく進んでいる．砂岩泥岩の鉱物組合せは仙丈岳帯と同様単調で，白色雲母—緑泥石—石英—曹長石である．緑色岩の鉱物組合せは，アクチノ閃石—緑泥石—緑れん石±スチルプノメレン—曹長石±石英であるが，ときには脈状のパンベリー石を含むことがある．ハイアロクラスティック・プレッチャ中の角礫には，バリオリティック構造や魚骨状単斜輝石は普通に観察される．

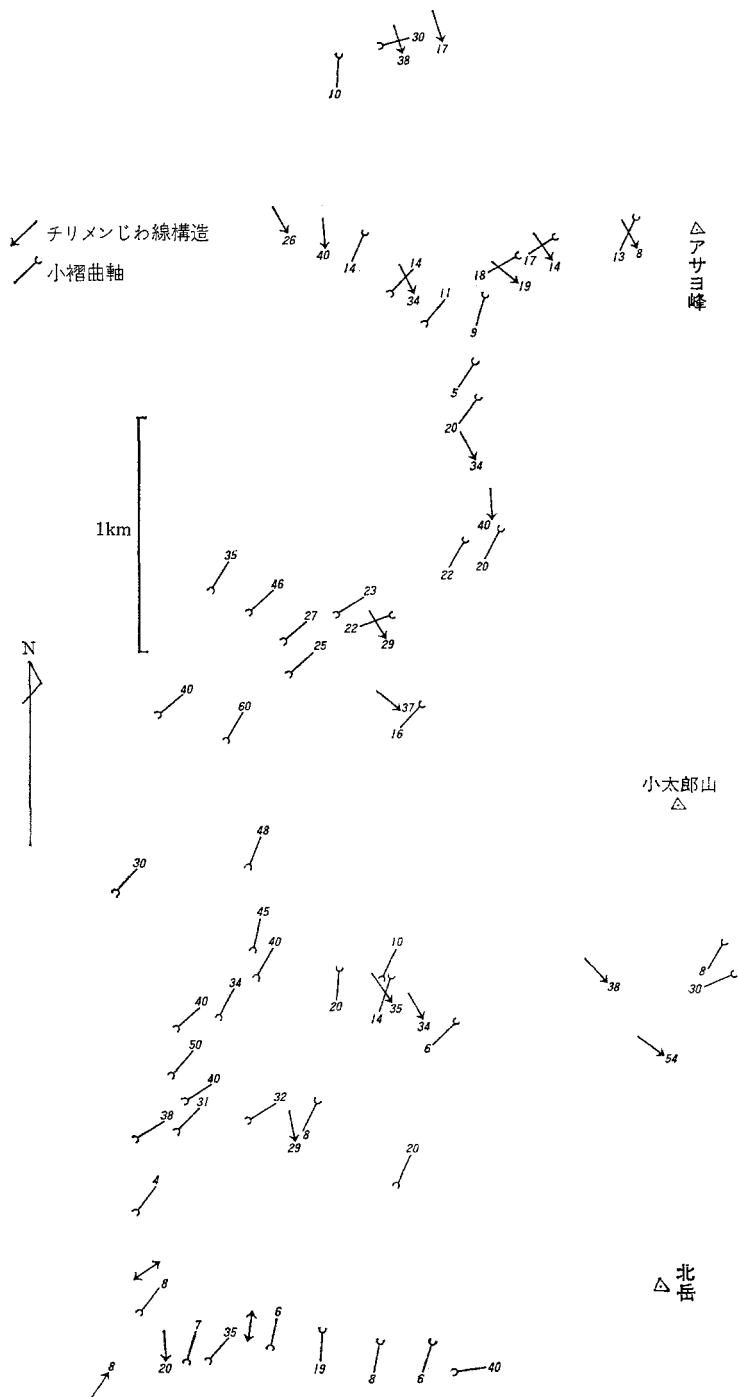
北岳帯は，赤石山地質研究グループ（1961）の言う白根帯にほぼ相当するものと思われる．

#### IV. 3. 3 小規模貫入岩類

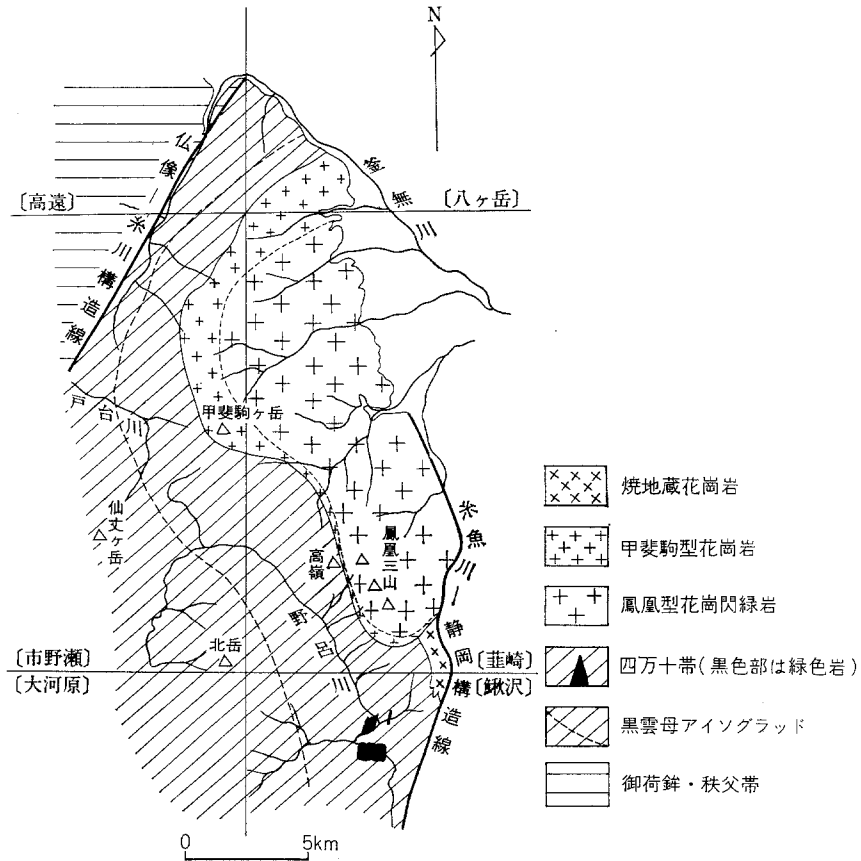
甲斐駒・鳳凰花崗岩体の周辺の四方十帯中には，ドレライト等の岩脈が多く見られる（釜無川支流の前小沢では仏像一糸川構造線を越えて西方の御荷鉢・秩父帯の岩石中に，ドレライト岩脈が貫入しているのが二例知られている）．



第34図 四万十帯北岳帯における劈開面の分布



第35図 四万十帯北岳帯における線構造の分布



第36図 仙丈ヶ岳一鳳凰三山付近を中心とした地質略図（藤本ほか，1965を簡略化）

岩脈は主としてドレライトと石英斑岩で、ドレライトの中を石英斑岩が平行に貫く複合岩脈もまれではない。ドレライトや石英斑岩岩脈の方向は北西ないし北北西のものと、北東の二方向が多い。脈幅は1ないし10mである。岩脈の分布は釜無川流域に特に多いが、数は少ないとはいえ花崗岩体周辺全域にわたって万遍なく見られる。

岩脈の母岩には、多かれ少なかれ劈開が発達しているのに対して、岩脈は全く変形をまぬがれている。一方、接触変成帯内では岩脈も接触変成作用を受けており、単斜輝石の周辺がアクチノ閃石化していたり、黒雲母を生じたりしている。したがって、これらの岩脈の貫入時期は四万十帯岩石の堆積、変形後、甲斐駒・鳳凰花崗岩の貫入以前である。

以上のほかに花崗岩体のごく近傍に限ってアプライト岩脈が見られる。

#### IV. 3. 4 甲斐駒・鳳凰花崗岩と接触変成帯

本図幅地域東部には四万十帯の砂岩層を非調和的に切って、花崗岩が進入している。本図幅地域内に見られるものは、南北約20km、東西約8kmの複合岩体の一部である。進入の前後関係及び岩相によって、鳳凰型花崗岩、甲斐駒型花崗岩及び焼地藏花崗岩に三分される（第36図、藤本ほか，1965）。甲

斐駒型花崗岩は鳳凰型花崗岩の周縁相である。焼地蔵花崗岩は甲斐駒・鳳凰花南岩よりも後期の花崗岩であり、甲斐駒・鳳凰花崗岩を切って侵入し、これと、東方のフォッサマグナ地域内の桃の木層（中新世前期）（小坂・角田，1969；TSUNODA，1973）とに熱変成を与えている。焼地蔵花崗岩は本図幅地域内には露出していない。桃の木層中の礫岩には、こぶし大以下の礫として甲斐駒型花崗岩によく似た岩相を示す花崗岩が見られる（藤本ほか，1965）<sup>11)</sup>。しかし、甲斐駒ヶ岳北方釜無川上流七ツ釜産の甲斐駒型花崗岩中の黒雲母のK-Ar年代は、11Ma（中新世中期）を示した（河野・植田，1966）。

#### IV. 3. 4. 1 鳳凰型花崗岩

鳳凰型花崗岩は甲斐駒・鳳凰花崗岩体の主体をなす岩相で、本図幅地域内では大岩山一坊主山より東方の尾白川及び濁川流域に露出する。自形斑状のカリ長石を特徴とする、粗粒な角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。カリ長石はカールスパッド双晶をしていることがある。しばしばレンズ状の変輝緑岩質捕獲岩を含む。捕獲岩の分布は一様ではなく、局部的に密集することもあり、あるいは帯状をなすこともある。帯状をなす場合、個々の捕獲岩岩片の長軸は帯の延びの方向に並ぶ傾向がある。泥質岩源ホルンフェルス質捕獲岩も見られるが、岩体西部に多く、東部に少い傾向がある。

本岩体内にはアプライト及びペグマタイトは比較的まれで、ことにペグマタイトはほとんどない。アプライトは最大幅数10cm、通常数cm程度の岩脈状をなす。

この岩体の東縁の一部には、有色鉱物の平行配列で示される顕著な流理構造があり、流理は糸魚川—静岡構造線にほぼ平行に発達する<sup>12)</sup>。しかし、岩体の他の部分では、流理は捕獲岩岩片の配列などによってぼんやり認められる程度のことが多い。大塚（1940）は、流理構造が全体としてドーム状の構造を示すとしたが、そのような規則性があるかどうかは確認できなかった。

構成鉱物は普通角閃石（黄緑色—淡青緑色）、黒雲母（黄褐色—緑褐色）、斜長石、石英、カリ長石（微パーサイト構造がよく発達している）のほか、副成分鉱物として褐れん石、スフェーン、ジルコン、りん灰石及び鉄鉱が含まれる。

柴田・小林（1965）による化学分析値を第2表に示す。原文献には岩型の区別、あるいは産地の記載が不充分であるが、いずれも鳳凰型花崗岩であると考えられるものである。このうち、南精進ヶ滝産のものは、 $K_2O$ が殊に多く、ノルムにはコランダムが現れずカリ長石が多い特徴を示す。これは多分、この付近ではまだ糸魚川—静岡構造線による圧砕作用の影響があり（藤本ほか，1965）、岩石が変質しているためかもしれない。そのほかの産地のものは、ノルム・コランダムが計算され、 $Fe_2O_3 + FeO$ がCaOより多いという、西南日本外帯の花崗岩類の特徴（一例を除く）（SHIBATA *et al.*, 1958；OBA, 1962）をよく示している。

#### IV. 3. 4. 2 甲斐駒型花崗岩

甲斐駒型花崗岩は鳳凰型花崗岩の周辺相で、両者の間では狭い範囲でお互いに漸移する。その様子は

11) 桃の木層礫岩中にはこのほか四万十帯中の接触変成帯に起源を持つと見られる砂岩源の塊状黒雲母—堇青石ホルンフェルスも見られる。  
12) 糸魚川—静岡構造線に近いところでは、全般的に圧砕構造が認められる。その程度は糸魚川—静岡構造線に近づく程進んでおり、構造線上では幅数mのウルトラマイロナイトがみられる（藤本ほか，1965）。

第2表 甲斐駒・鳳凰花崗岩の化学組成 (柴田・小林, 1965より引用)

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	70.12	70.36	72.10	71.60	70.60
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.68	0.17	0.33	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.85	14.45	15.15	14.41	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	0.58	0.57	0.79	0.76
FeO	2.15	2.87	1.35	1.79	1.36
MnO	0.05	0.04	0.01	0.07	0.04
MgO	1.61	0.93	0.91	1.56	0.70
CaO	2.27	2.53	2.08	2.15	2.46
Na <sub>2</sub> O	3.60	3.44	3.84	3.40	3.54
K <sub>2</sub> O	2.55	2.55	3.04	2.70	4.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.35	0.08	0.05	0.03
H <sub>2</sub> O+	1.02	0.64	0.74	0.64	0.82
H <sub>2</sub> O-	0.32	0.16	0.12	0.12	0.53
<b>Total</b>	<b>100.67</b>	<b>99.63</b>	<b>100.16</b>	<b>99.61</b>	<b>99.89</b>
Q	31.80	32.96	31.76	33.68	26.65
C	2.45	2.18	1.96	2.10	—
Or	15.07	15.07	17.96	15.96	25.53
Ab	30.46	29.11	32.50	28.77	29.96
An	10.15	10.51	9.77	10.34	11.16
Di	{ Wo — — — — 0.35 En — — — — 0.17 Fs — — — — 0.17				
Hy	{ En 4.01 2.32 2.27 3.89 1.57 Fs 1.85 3.74 1.74 2.22 1.54				
Mt	1.84 0.84 0.83 1.14 1.10				
Il	1.31 1.29 0.32 0.63 0.27				
Ap	0.39 0.81 0.19 0.12 0.07				
H <sub>2</sub> O±	1.34 0.80 0.86 0.76 1.35				
<b>Total</b>	<b>100.67</b>	<b>99.63</b>	<b>100.16</b>	<b>99.61</b>	<b>99.89</b>

1, 2 : 角閃石黒雲母花崗岩, 尾白川

3 : 含角閃石黒雲母花崗岩, 尾白川

4 : 含角閃石黒雲母花崗岩, 鳳凰小屋

5 : 含角閃石黒雲母花崗岩, 南精進滝

原著では3の分析値の Na<sub>2</sub>O は 3.83 であるが, これでは合計が合わない。柴田秀賢編による日本岩石誌Ⅱ, p. 255の表98ではこの値は3.84となっており, 合計も合っているのでそれを採用した。

甲斐駒ヶ岳東方登山道上, 大岩山周辺, 雨乞岳南方の前松尾沢東側の稜線上などで観察される。粗粒優白質の(含角閃石)黒雲母花崗岩で, 鳳凰型花崗岩に顕著なカリ長石の斑状構造の発達は弱いか, 又はなく, 流理構造の発達も一般に乏しい, 等粒塊状の岩石である。鳳凰型花崗岩のまわりを取り巻いて分布するが, その東側では糸魚川-静岡構造線により失なわれて, 現在, 分布は見られない。その幅は, 南部では一般に100m前後, 狭いところでは幅数mのこともある。高嶺(本図幅地域東方)付近では鳳凰型花崗岩が直接壁岩のホルンフェルスと接しており, 甲斐駒型花崗岩はホルンフェルス中に岩脈として見られる。甲斐駒・鳳凰花崗岩体の北部に当たる本図幅地域内では, 見掛けの幅が広がり, 幅約1km以上に達する。



甲斐駒型花崗岩は、四万十帯の岩石に対しては常に明瞭な境界をもって接している。接触面は、釜無川支流黒川上流の縦沢、釜無川上流中川七ツ釜付近、戸台川赤河原、大武川上流、アサヨ峰へ至る小沢等に見られる。多くの場合、接触面は垂直ないしそれに近いが、縦沢では約70°花崗岩体内方へ傾斜している。接触部付近では甲斐駒型花崗岩あるいは、やや優白質の岩脈が四万十帯岩石起源のホルンフェルス中に侵入していることがある。

#### IV. 3. 4. 3 接触変成帯

甲斐駒・鳳凰花崗岩体の周辺の四万十帯岩石は、接触変成作用を受けて再結晶している、泥質岩及び砂質岩中に黒雲母が始めて出現する地点を連ねて、黒雲母アイソグラッドとして示す。黒雲母は泥質岩中より砂質岩中の方がやや早く生じるが、この差は水平距離にして約50mにすぎない。また泥質岩中に堇青石が始めて出現する地点を連ねて、堇青石アイソグラッドとして示す。花崗岩との接触部から黒雲母アイソグラッドまでの最大みかけ幅は3.5km、堇青石アイソグラッドのそれは1.5kmである。両者とも花崗岩体の輪郭にほぼ平行しているが、本図幅地域の南方では、黒雲母アイソグラッドと花崗岩体との距離が広がり、接触変成帯は10km以上にも達している。

本地域南東方の鯨沢図幅地域内では、このほか、ざくろ石アイソグラッドが区別されている（YUASA, 1976）が本図幅地域内では雨乞岳頂上付近、戸台川上流赤河原で産するほかは、ざくろ石は出現しない。接触変成帯の最内側で、カリ長石、紅柱石が出現することがあるが、広域的にその出現は追跡されないで、図上には示すことができない。

北岳帯の劈開に富む岩石が、花崗岩体のごく近傍で白黒の幅数mmの縞状を呈し、一見片麻岩状に見えることがある。ただし、これらは普通の片麻岩に比べて粒度がはるかに小さく、また白黒の縞も小さく波うっており、色のコントラストも片麻岩ほど強くない。

## V. 圧 碎 岩（地質図上では省略）

ここで述べる圧碎岩とは、中央構造線沿いの主として粟沢一分杭峠付近に分布する、キャタクレーザイト<sup>13)</sup>及びマイクロ・ブレッチャである。

別に述べるように（p. 50, VII. 1）、中央構造線沿いの粟沢一分杭峠付近では、領家帯及び三波川帯の岩石起源の圧碎岩が分布し、一つのゾーンをなしている。

この帯の中では、三波川帯の結晶片岩も、領家帯の岩石（主として非持石英閃緑岩起源の斑状組織をもつ岩石）も、キャタクレーザイトあるいはマイクロブレッチャになっている。これら、源岩の性質の異なる2種類の圧碎岩類は、相互に混り合い、粟沢川東岸の幾つかの小沢では、両者は繰り返し出現する。この繰り返しを地質図上に正確に示すことは不可能と考えられるので、ここでは粟沢川付近で両者がジグザグになっているとした。

三波川帯の岩石起源と考えられるものは、黒色（炭質？）細粒の基地に白色小豆大以下の構造角礫を

13) キャタクレーザイト（又はカタクレーサイト）、マイクロブレッチャの分類、命名は HIGGINS (1971, Table 1) による。初生的結合状態を保持しており、再結晶があまり著しくなく、流理構造 (fluxion structure) を示さない圧碎岩で、粒子が 0.2mm 以上のものをマイクロブレッチャ、それより細粒のものをキャタクレーザイト呼ぶ。

包有する、やや軟質の岩石である。小淵沢<sup>14)</sup> 沢口のもの、破碎され波動消光する石英及び曹長石の粒間を、緑泥石、方解石、菱鉄鉱及び炭質物が埋めている。まれに、破碎されたざくろ石、破碎され残ったヘリサイト構造をもつ点紋状曹長石が見られる。

領家帯の岩石起源と思われるものは、変質して赤褐色味を帯びていることが多く、不規則な割れ目に沿って崩壊しやすい。小淵沢沢口付近のものでは、細粒の石英、長石からなる基地の中に、径1mm以下の斑状斜長石、カリ長石が散在し、この斑状結晶のうち特に斜長石が破碎を受けているのが見られる。この岩石は、非持石英閃緑岩中の斑状組織を持つ粗粒優白質岩相起源の岩石が、中央構造線の運動によって圧砕岩となったものと考えられる。また、この帯の中には、赤褐色に変質したアブライト質岩石や細粒の緑色普通角閃石と斜長石とからなる角閃岩も存在する。前者は中央構造線寄りの非持石英閃緑岩中にしばしば見られる、赤褐色変質したアブライト脈に対応するものであろう。後者は、この付近の三波川帯の変成度が普通角閃石を生ずる程には高くないので、非持石英閃緑岩の細粒塩基性岩相に由来するものと考えられる。

## VI. 第四系

本図幅地域内の第四系の発達は貧弱である。図幅地域内東半部の山岳地域では崖錐状堆積物、モレーン、アウトウォッシュ堆積物及びソリフラクション堆積物が小規模に見られるのみである。また本地域西半部の比較的標高の低い地域でも、三峰川及びその支流に沿って狭い範囲に河岸段丘及び現河床堆積物が見られるのみである。

### VI. 1 段丘堆積物

地質図上では段丘堆積物を2つに分けて示した。また本図幅地域北西方では、段丘を3段に分けることが可能であるが、美和湖及び三峰川上流地域の段丘との対応関係が不明のため、一括して示してある。

高位段丘堆積物としたものは、段丘地形の項で示した上位及び中位段丘上の堆積物である。すなわち、本図幅地域で最高位の、堆積物のある段丘（柏木及びその南東方尾根）と、溝口から市野瀬にかけて広がる比較的広い平坦面をもつ段丘である。

低位段丘堆積物は、勝間、中非持、中尾等に分布している。

いずれも巨円礫を含む砂礫からなる。

### VI. 2 崖錐状堆積物

山岳地帯の急峻な斜面の下部には至るところに小規模な崖錐が発達している。これらは地質図からは省略して示していない。岸錐ないし崖錐状の堆積物で比較的大規模なものは、非持東方駒形沢、浦南方

14) 前浦西方の1,482m三角点から西流する沢。

孤立沢に見られる。表面は比較的平滑で緩傾斜であるが、大小の角礫を交えた砂礫層からなる。なお釜無川上流の大平に見られる平坦な地形の成因は、表土が厚く段丘か崖錐か特定しえなかった。

### VI. 3 モレーン（地質図上では省略）

仙丈ヶ岳頂上の北面藪沢の源頭に小規模な三日月形モレーンが存在する。

### VI. 4 アウトウォッシュ堆積物

仙丈ヶ岳北東の藤沢大滝下部より八丁坂に至る緩斜面は、大小の岩塊を全く無秩序に含む砂礫層で、氷河性アウトウォッシュ堆積物と考えられる。その断面は藪沢でよく認められる。

### VI. 5 ソリフラクション堆積物（地質図上では省略）

栗沢山、駒津岳、鋸山、編笠山等をはじめ、本図幅地域東半の山岳地域では至るところに大小の岩海が生じている。これらはソリフラクションによる堆積物であるが、地質図上では省略した。

### VI. 6 現河床堆積物

図幅地域北西隅の三峰川沿いに最も広い分布が見られる。又、戸台川沿いに、比較的広い河原が発達している。

### VI. 7 降下軽石層（地質図上では省略）

鹿嶺高原西側上部斜面、女沢峠西方、及び三峰川東岸の高位段丘上には、所によって厚さ2mに達する、こぶし大以下の軽石を含む黄褐色―赤褐色に変質した降下軽石層が載っている。この分布は地質図上には示していない。これは本図幅地域外西方約55kmに位置する御岳火山に由来するものと推定される。

## VII. 主要断層

地質概説で述べたように、本図幅地域は西南日本内帯及び同外帯に属する4つの大地質区に分けられる。隣接する地質区の境界となっている主要な断層、及び、地質区の境界ではないが、顕著な断層群からなる戸台構造帯、更に、四万十帯中で仙丈岳帯と北岳帯とを分ける北沢峠断層について本章で述べる。

## Ⅶ. 1 中央構造線

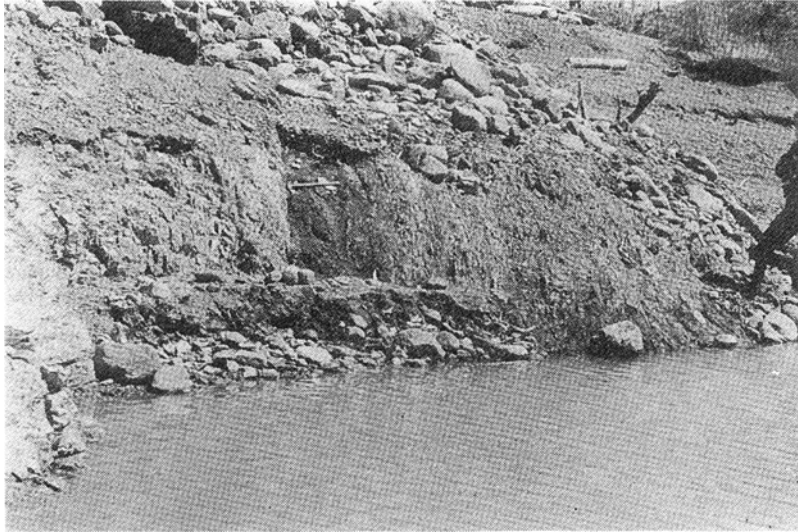
中央構造線は西南日本内帯と外帯とを分離する第一級の地質境界であり、本図幅地域北隣の高遠図幅地域内に始まり、中部地方南部、紀伊半島中部、四国中部をへて九州中部まで追跡される。本図幅地域内では、西南日本内帯側の領家帯と、外帯側の三波川帯とが、中央構造線を挟んで接している。中央構造線付近の岩石は著しく破碎されているだけでなく、時によっては内帯の岩石と外帯の岩石とが入り混じっていたり、どちらとも簡単には判定しがたい場合がある。また、中央構造線そのものが単純な1回の動きによって形成されたものではなく、何回も活動したものと考えられる(KOBAYASHI, 1941; 永井, 1958)ので、どこに中央構造線を引くか難しい場合がある。ここでは、基本的には領家帯の岩石が断層の西側に始めて出現する地点をもって中央構造線とした。粟沢から分杭峠南方にかけては、中央構造線の活動によって圧砕を受けた、三波川帯の岩石と領家帯の岩石とが相互に混入して広く分布している。ここでは、三波川、領家両帯の岩石が繰り返して出現し、両者の間は断層となっている。こうして引いた中央構造線は、本図幅地域内北半ではほぼ三峰川の谷に沿っているが、市野瀬より南では三峰川の支流粟沢川の谷に沿い、分杭峠付近をへて鹿塩川の谷へ連なっている。粟沢川東岸ではケルンコル、ケルンバットの連続による断層地形が顕著である。

中央構造線の露頭は、月蔵山南方の谷(山室川に注ぐ沢で、月嵐山南東の1,011m標高点西側の沢。もっと正確にはその沢の更に支流)、南非持南方の美和湖湖岸、溝口西方の美和湖上に突き出た半島の北側及び南側、馬越北東方三峰川本流右岸の崖、粟沢川の幾つかの支流の小沢、鹿塩川支流の小沢、北川南方の鹿塩川河川敷等で見られる。いずれの場合も走向は北ないし北北東で、傾斜は垂直ないし高角度で東傾斜を示している。断層面に沿ってしばしば幅数mの粘土化が見られる。中央構造線の三波川帯側では、岩石はしばしば破碎され、マイクロブレッチャやキャタクレーザイトになっている。前述の粟沢川上流のものは、その顕著な例である。

中央構造線の第四紀後期の運動に関しては、KANEKO (1966) 以来多くの調査、研究があり、西南日本では、卓越した活動度をもつ活断層である事が明らかにされている(岡田, 1968, 1970など)。しかしながら、中部地方では明らかな活断層の特徴を示す場所は少ない。特に本図幅地域内では、後述する美和湖南方、和泉原の段丘上の溝状地形のほかに、中央構造線を活断層であるとする証拠は認められない。

粟沢川上流東岸には、ケルンコルが連続するが、尾根や谷の屈曲は認め難く、断層破碎帯に沿う組織地形と解釈される。また、本図幅地域内南部の鹿塩川上流では、断層線を境として尾根の小規模な屈曲が認められるが、これは系統的なものではなく、断層変位によるものではない。溝口西方で、美和湖に突き出た半島の南側の露頭では、中央構造線は高位段丘堆積物に明瞭に覆われており(第37図)、この段丘堆積物形成以後の断層活動はないと判断される。

中央構造線は、美和湖南方で和泉原を通過するが、そこでは河床からの比高約80mの段丘が発達している。この段丘上に、北北西-南南東方向の溝状地形が認められる。これについて松島・坂本(1978)は「…、中央構造線は長谷村和泉原において、御岳第1浮石層以後約4mの垂直変位が見られる。…」



第37図 美和湖湖岸に見られる中央構造線の露頭（南非持付近）  
 写真右半の比較的暗色の部分が破碎された三波川帯の点紋泥質片岩。左半の比較的明色の部分が領家帯の非持石英閃線岩。中央構造線はハンマーの頭のところにあり、段丘堆積物の礫層は切られていない。

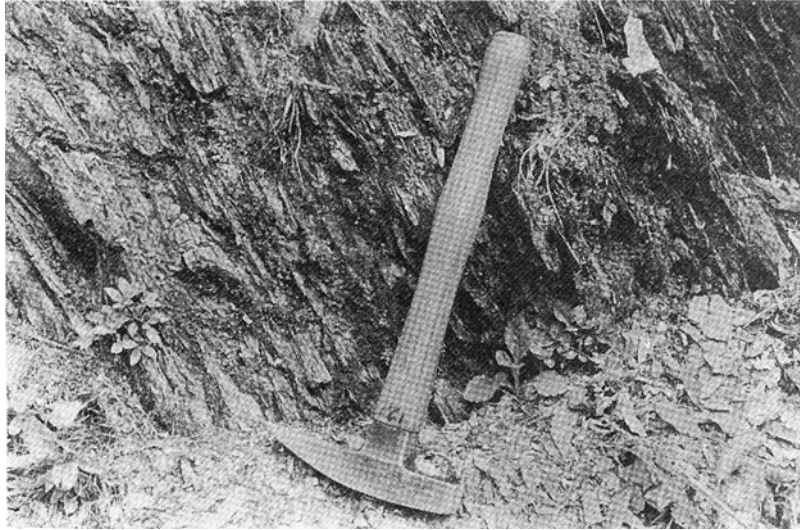
と述べている。

中央構造線は局地的に見ると、三波川帯や御荷鉾・秩父帯の走向とほぼ平行している。しかし、赤石山地全体からはかすかに斜交しており、そのため南へ行くに従い西側の地層から次第に中央構造線に切られて消滅し、最初三波川帯、続いて御荷鉾・秩父帯も下伊那郡南信濃村和田付近で一たん消滅する。本図幅地域内でも北半部では三波川帯と中央構造線の走向は極めて近いが、南半部、ことに市野瀬一分杭峠間では明瞭に斜交しており、分杭峠付近では三波川帯の幅はわずか500mにまで減少する。三波川帯の点紋片岩帯は中央構造線に密接に結びついた分布を示すが、詳しく見ると中央構造線にかすかに斜交している。南隣大河原図幅地域内で中央構造線に切られて消滅し、これより南方では見られない。しかし、その斜交の程度は三波川帯及び御荷鉾・秩父帯の示す角度より小さく、したがって粟沢川では点紋帯の境界は三波川帯の源岩の走向と明瞭に斜交している。すなわち、三波川帯点紋帯の分布は、三波川帯の源岩の構造よりも中央構造線に、より密接に関連している。

## VII. 2 岩入衝上断層

三波川帯最上部の泥質片岩中には顕著な紙状スレート劈開が発達し、また特に御荷鉾緑色岩類に対比される御荷鉾・秩父帯下部層（緑色岩層）の最下部と三波川帯泥質片岩の最上部には多数の小断層や破碎帯が見られる。ところによっては蛇紋岩の小岩体も見られる。すなわち、三波川帯最上部泥質片岩と御荷鉾・秩父帯下部層（緑色岩層）との間には断層が存在する。この断層を、三波川帯と御荷鉾・秩父帯を境する断層として、岩入衝上断層と命名する。この断層が衝上断層であるとする解釈は御荷鉾・秩父帯が一連の層序を示し、全体として海洋地殻上部に対応するという考え方に基づくものである。

岩入衝上断層は、上盤及び下盤側の岩石の層面及び層面片理面に対して、ほとんど平行な層面断層で



第38図 岩入衝上断層下盤側の三波川帯泥質片岩中に発達する著しい片状構造  
(紙状片岩と呼ばれるもの) (溝口東方大犬沢中流部)

あり、その存在は見落とされやすい。このためもあって、従前は戸台構造帯が三波川帯（この場合は御荷鉢緑色類を含む）と秩父帯の境界と考えられていた。そして、戸台構造帯の両側で相対変化がほとんど認められないこと、中央構造線と仏像一糸川構造線間の岩石が、ほぼ同じ走向傾斜を示すことなどから、西側の三波川帯から東側の秩父帯にかけて層序は整合一連であると考えられたり（例えば、橋本，1960b），あるいは戸台構造帯を衝上断層と考えて西側の三波川帯が東側の秩父帯上へ衝上していると考えられた（例えば、松島ほか，1957a, b）。

岩入衝上断層は全体として見ると、走向北北東 - 南南西、傾斜東へ約 $40^\circ$ であるが、これと多少異なっている場合もある。分杭峠南方の鹿塩川東方斜面の中腹では傾斜は $20^\circ$ 前後、ところによっては水平に近い。いずれにせよ緩傾斜であるため、平面図上では地形に支配された凹凸を示す。すなわち、その位置は北より鹿嶺高原西斜面の中腹、戸台川鷹岩西方約0.5km、屋合沢西側の1,530m峰の西方、伊東沢中流、岩入集落付近、浦西方1,482m峰付近、分杭峠東方を通る。

層面断層であるため、断層としての地形的特徴ははっきりしない。断層面そのものの露頭は発見されていないが、その付近、特に下盤側の地層は岩質が泥質片岩で比較的インコンピテントであるため、著しく乱されている。その様子は黒河内より鹿嶺高原へ登る林道わき、杉島東方の岩入集落付近の三峰川左岸、あるいは杉島一浦間の道路わきなどによく見られる。即ち泥質片岩は片理面に沿って非常に薄くはげやすく、細粒かつ石英質変成分化脈の発達に弱い構造を示している。線構造の発達は極めて悪い。また、副次的小断層が多数集中して見られる。

上盤側、下盤側共、主断層付近では褶曲軸面に対して非対称的ひきずり褶曲が著しい。杉島付近の伊東沢、栗沢支流の小淵沢、大細沢、小細沢（分杭峠のすぐ北の沢）、鹿塩川支流の東小花沢（北川集落跡東方の1,870m峰より西流する沢）などの上部では、岩入衝上断層下盤直下の三波川帯岩石中にはしばしば点紋の発達した部分が見られる。これらの点紋片岩はいずれも中央構造線付近の主要な連続的分

布地域から数100mないし数km離れており周辺の無点紋片岩に対して異質である。また、いずれも中央構造線付近の場合のように明瞭な帯を作るわけではない。これらは、岩入衝上断層形成に伴う小規模ながら複雑な褶曲の形成、あるいは副次的な断層の形成によって、点紋片岩の主体が引きずり込まれて露出するものである可能性がある。岩入衝上断層の両側で断層の影響の直接及んでいないところ同志を比較すると著しく変形が異なっている。例えば断層の西側の三波川帯岩石中では、片理及び線構造の発達著しいが東側では片理は突然弱まり、ちりめんじわ線構造もほとんど見られなくなる。分杭峠南方の鹿塩川左岸の小沢の上流部では、三波川帯の岩石と岩入衝上断層の東側の緑色岩層とは、走向はほとんど同じだが傾斜が異なり、緑色岩層の基底で突然緩くなる。しかし、ここ以外では断層は層面に平行で、一見整合に見える。

非持山東方、戸台川屋合沢出合付近、柏木北北東の稜線上などに見られる蛇紋岩、あるいは蛇紋岩緑色岩複合岩体などは、いずれも側方へあまり連続しない。多分これらは岩入衝上断層に平行して発達する何本かの断層に関連している岩体であろう。岩入衝上断層は一本の連続した断層というよりも、複雑な断層帯なのである。どこでも露出があまりよくないため詳細は不明の点が多い。

岩入衝上断層は、四国中央部で御荷鉾緑色岩の北縁や、それよりやや離れて北方に発達し、小島ほか(1956)、KOJIMA and SUZUKI (1958)により三波川帯プロパーと三波川南縁帯とを区別するものとされた清水構造帯きよみずに対比される。ただし清水構造帯では、三波川帯プロパー側が南縁帯上に衝上している。四国で三波川南縁帯とされたものは、実はむしろ御荷鉾・秩父帯の北縁とすべきものである(渡辺・河内, 1975; KAWACHI *et al.*, 1982)。

岩入衝上断層は南隣の大河原図幅地域内で WATANABE (1977) により大花沢断層と命名された断層の、北方延長に相当する。しかしながら、WATANABE (1977) は大花沢断層を三波川帯内部の断層と考えた。筆者らの解釈が正しいとすれば、海洋地殻上に少なくとも厚さ数kmで堆積したと考えられる三波川帯岩石の上位に、海洋地殻を構成していた緑色岩、蛇紋岩等を持ってくるのであるから、岩入衝上断層の垂直変位量は少なくとも数kmに及ぶものである。水平変位量については、現在のところ全く推定する方法がない。

### VIII. 3 戸台構造帯

松島ほか(1957a, b)は、三波川帯(彼らの三峰川帯)と秩父帯(彼らの小渋帯)とを境するものとして戸台構造帯を定義した。戸台構造帯中には、戸台層のほか、準片岩ないし千枚岩化した古生層及びそれらがホルンフェルス化したもの、塩基性—超塩基性貫入岩類(まれに酸性岩脈)、時代未詳ホルンフェルス、不変成古生層などがみこまれているとした。また西側の結晶片岩類が戸台構造帯によって東側の不変成古生層に対して衝上していると解した。しかし、地質図は公表されなかった。

前述のように、本地質図幅では本図幅地域内の三波川帯と御荷鉾・秩父帯の境界を岩入衝上断層と定義する。戸台構造帯の東西両側の岩石の間に、変成度あるいは変形の程度に有意な違いは認められない。戸台構造帯を野外でどこに置くかにもよるが、同種の岩石(多くの場合御荷鉾・秩父帯下部層〔緑色岩層〕)が戸台構造帯の両側に分布している。酸性岩類やホルンフェルス類は、本図幅地域内の戸台



第39図 戸台構造帯に伴う破碎帯（三峰川平瀬南方）

構造帯内部あるいは近傍では戸台層中の礫以外には発見されていない。以上のように、元の定義と見解が一致しない点があるので、戸台構造帯の再定義が必要である。

ここでは戸台構造帯を下記のように定義する。

本図幅地域内の戸台構造帯とは、御荷鉾・秩父帯内部にあつて、小黒川、戸台、穴沢、塩沢、三峰川の塩平以南にほぼ沿って南北に連なる断層帯をさす。その幅は最大約1.5kmに達し、構造帯内部の岩石、ことに御荷鉾・秩父帯の岩石は著しく破碎されている。構造帯内部には南北に続く狭い溝状に戸台層が挟み込まれている。戸台層は御荷鉾・秩父帯の岩石に対して常に断層で接しているが、その破碎程度は後者に比べ著しく弱い。戸台付近では構造帯内の断層に沿って蛇紋岩が見られるが、一般に構造帯に関係した侵入岩類は見られない。構造帯には多数の断層が発達し、それによって御荷鉾・秩父帯の岩石と戸台層とが、狭まじ範囲で繰り返して現われることが多い。そのような繰り返しの比較的大規模なもの1つが、尾勝谷沢口と戸台との間にことによく発達している。

戸台構造帯の東西両側に分布する地層の間における垂直的及び水平的変化はあまり明瞭でなく、恐らくあつても小さいものであると見られる。顕著な地形的凹所を作ること、時に断層粘土帯に伴うことから見て、最近の動きがあるものと疑われるが、確証はまだ得られていない。基盤の御荷鉾・秩父帯の岩石の方が戸台層よりも著しく破碎されていることから見て、戸台構造帯は御荷鉾・秩父帯内部において



地構状の凹所を作る展延性構造運動に関連して形成されたものであり、その凹所に戸台層が堆積したが、その後も運動は継続し、戸台層は至る所で御荷鉾・秩父帯の岩石と断層で接するようになったものと解される。

本図幅地域内において、戸台層の露出する最も低い地点は尾勝谷と穴沢の沢口付近であり、海拔高度約950mである。一方、最高地点は松峰西方の稜線上で海拔高度約1,940mである。この間比高1,000mにわたり、幅わずか300m以下の戸台層が東西両側を直線状の断層に境されて連続的に露出している。したがってこの狭い地溝状の部分の両側に対する落差は、少なくとも1,000m以上あることになる。

四国において、石井ほか(1957)及び鈴木(1965a), SUZUKI(1965b)は御荷鉾緑色岩類の内部あるいはその周辺に、東西に連なる顕著な断層を認め、これを上八川一池川構造線と命名記載した。鈴木(1965a)によれば、上八川一池川構造線は展延性構造運動に伴う断層で、その南側の相対的变化は著しくない。時によっては背斜軸に沿う単なる割れ目にすぎないこともある。この断層ないし割れ目に沿っては、酸性岩岩脈が見られることがあり、その周辺では壁岩がホルンフェルス化している。白亜紀層その他の新期の挟み込まれた地層が四国では見られない点が異なるとはいえ、断層運動の性格及びその出現する地質学的位置から見て、戸台構造帯は上八川一池川構造線に対比される。

#### Ⅶ. 4 仏像一条川構造線

仏像一条川構造線は西南日本外帯において四万十帯と秩父帯を分ける第1級の断層である。本図幅地域北隣りの高遠図幅地域内に始まり、赤石山地主線の西側に沿い南下し、紀伊半島、四国を経て九州までその延長は追跡される。本図幅地域内では、釜無川の谷に始まり、横岳西方の鞍部を経て戸台川、塩沢、及び尾勝谷を横断、地藏岳東方の鞍部、丸山頂上付近、丸山谷南沢上部を経て小瀬戸谷上部へ連なっており、平面図上では一部のジグザグを除いてほぼ平滑な曲線状を示す。

仏像一条川構造線は東側の四万十帯砂岩層と西側の御荷鉾・秩父帯石灰岩層の境界となっているため、岩質上この構造線の両側は著しい対照を示すが、北部の釜無川の谷を除いては地形上の特徴はあまり顕著ではない。

仏像一条川構造線の露頭は極めてまれにしか見られない。本図幅地域内で確認された露頭は、釜無川上流黒川川口付近及び釜無川上流入小沢の2カ所のみである。確認された露頭では走向ほぼ南北ないし北北東-南南西、東傾斜60ないし70°である。観察された露頭付近の仏像一条川構造線に伴う破碎帯の発達はあまり著しくなく、御荷鉾・秩父帯側にせいぜい幅50m程度である。釜無川では主として四万十帯岩石を貫いて多数のドレライト岩脈が認められるが、幾つかは御荷鉾・秩父帯岩石中にも分布している。このドレライトは甲斐駒・鳳凰花崗岩の接触変成帯中では接触変成作用を受けており、花崗岩の時代(11Ma)より古いことは明らかである。同種の岩脈が同一地域に集中して構造線の両側に発見されることから見て、少なくとも釜無川地域における中-鮮新世以降の仏像一条川構造線の両側の相対的変位量はあまり大きくなかったものと推定される。なお、仏像一条川構造線を切っている岩脈は発見されていない。

釜無川前小沢、中島沢及び門口沢付近では、仏像一条川構造線は複雑に入り組んでいる。この付近は

地形的にも複雑であり、例えば中島沢上部には、緩斜面や小凹地が見られる。釜無川本流の流路もこの付近でのみ東に張り出している。岩石の分布から見て、この付近では2期以上の方向を多少異にする断層運動によって仏像一糸川構造線が複雑化しているものと考えられる。

地藏岳東方の丸山谷北沢最上流部では仏像一糸川構造線の東側四万十帯岩石中に、周囲を南北性の断層で境された御荷鉾・秩父帯石灰岩の切片が幾つか見られる。この南北性の断層は、ある時期の仏像一糸川構造線あるいはその派生断層を示しているものと思われる。

## Ⅶ. 5 北沢峠断層

本図幅地域の四万十帯中には、北沢峠付近から野呂川上流の両俣小屋付近にかけて、空中写真及び地形図上で追跡できる断層地形が存在する。これは、小仙丈ヶ岳—伊那荒倉岳間の尾根から東南東あるいは東方向へ分岐する幾つかの尾根上の鞍部（例えば、小仙丈ヶ岳から東南東へ延びる尾根上の2,435.8 m三角点西の鞍部や、<sup>たき</sup>平より東方へ延びる屋根上の2,272m標高点西の鞍部など）、及び、両俣小屋北方の野呂川最上流部や、その南方の谷<sup>15)</sup>の直線性から、明瞭に読み取ることができる。

この断層は、北部の北沢峠—大仙丈沢間では北岳帯と仙丈岳帯とを境する断層となっているが、それより南方では北岳帯中の断層であり、両帯の境界とはなっていない。大仙丈沢より南方で仙丈岳帯と北岳帯とを境しているのは、平面図上では大仙丈沢の南で、上記の断層から南南西へ分岐している断層である。この断層は、奥仙丈沢上流部で小規模な破碎帯を作っているのが観察されるほかには、断層面そのものとしては確認されなかった。延長部である南隣大河原図幅地域内でも、その事情は同様であるが、この位置を境に四万十帯の岩相が大きく変っていて、これが仙丈岳帯と北岳帯との境界となっている。

本地質図幅では、これら2つの断層を合わせて北沢峠断層と呼ぶことにする。すなわち、北沢峠断層は北沢峠付近から大仙丈沢に至り、その南方で南方向へ延びる断層と南南西方向へ延びる断層の2つに枝分れしている。前者は、山田ほか（投稿中）の東俣断層に、後者は同じく黒檜山断層に連続するものと思われる。両者の前後関係については確認されていないが、明瞭な断層地形を示す北沢峠—両俣小屋に至る東側の分岐断層の方が、より新期の断層と推定される。

北沢峠断層の断層面そのものは確認されなかったが、空中写真や地形図上でその位置が予想される雪投沢、小仙丈沢、大仙丈沢では、幅約20mあるいはそれ以上にわたる破碎帯が存在している（第40図）。破碎を受けている岩石は、北岳帯の主として泥質岩である。破碎帯付近の仙丈岳帯中の岩石は、層理面、片理面ともに、仙丈岳帯の一般的傾向からはずれて、層理面の走向は北北西となり、片理面は北東の走向で北西へ傾斜したりする。

前述のように、大仙丈沢より南で南南西へ分岐する断層は、地形上に現われてこない。奥仙丈沢では小規模な破碎帯が2か所で認められるが、下流側のそれは東側の分岐断層によるものであり、上流側の破碎帯がこの断層（西側の分岐断層）を示すものであろう。

15) 左俣沢分岐点より南へ分かれる沢（右俣沢）が、図幅内最南部で更に1つの沢を南へ分岐している。南隣大河原図幅の地形図と接合してみると、この沢と両俣小屋付近の野呂川との直線性が明瞭に見られる。



第40図 北沢峠断層に伴う破砕帯（小仙丈沢中流部）

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 鋳床

本図幅地域内には、現在稼行されている鋳床はない。かつて稼行されたことのあるものも、すべて規模の小さいものばかりである。

#### VIII. 1. 1 銅

長谷村非持及び南郷の三波川帯結晶片岩類中に、最大幅1mの鋳床が存在したことが記載されている（日本鋳産誌 B I-b（地質調査所，1956，表 p. 198-199））。鋳石は黄銅鋳，黄鉄鋳からなり，Cu含有量は一般に低いが，なかには最大10%含むものもあったという。

#### VIII. 1. 2 マンガン

御荷鋳・秩父帯では，チャートの多い地区で小規模なマンガン鋳床が各所に存在し，その一部は稼行された。戸台付近の戸台川南岸や三峰川塩沢奥などがそれである。日本鋳産誌 B I-c（地質調査所，1954，表 p. 126-127）によると，黒河内で古生層中のマンガン鋳床から，Mn 25-40%の鋳石を1944-1949年間に83トン産し，稼行中となっている。これは恐らく戸台付近のチャート層中の鋳床を指すものと思われる。

### VIII. 1. 3 ニッケル

長谷村溝口の小犬沢<sup>16)</sup>上流で、Ni 1%以内を含む蛇紋岩の風化土壌が、かつて採掘されたことがある。これにはコバルトも含まれていた（長野県地学会編，1957）。

### VIII. 1. 4 ウラン

長谷村女沢支流の領家帯南向花崗岩中に、モナズ石を産すると称して試掘した、小規模な試掘抗跡がある。

### VIII. 1. 5 石灰石

尾勝谷より北側に分布する御荷鉾・秩父帯の上部層（石灰岩層）について、長野県（石井ほか，1953b；長野県，1957）及び通商産業省（国内鉄鋼原料調査，戸塚ほか，1963，1964，1965；岡野ほか，1965，1966，1967）による調査が行われた。その結果、本地域の石灰石は、CaO 53-55%程度を含み、組成変化の少ない良質な石灰石であるとされた（岡野ほか，1965）が、昭和39年に南アルプス国立公園が設置され、当該地域はこれに隣接することになったため、開発は行われなかった。最近まで、本地域北方の釜無川流域（富士見町花場）において、御荷鉾・秩父帯上部層（石灰岩層）の北方延長部から石灰石が採掘されていた（諏訪石灰工業花場鉱山）が、現在はこれも稼行されていない。

## VIII. 2 鉱 泉

本図幅地域内には、山室川流域の高遠町山室にある山室鉱泉<sup>17)</sup>及び伊那市富県にある宮原鉱泉の2つが知られている。

山室鉱泉の泉源は、三波川帯中の蛇紋岩岩体中にあり、通常は無色透明であるが、晴天が続くとやや白濁することがある。宮原鉱泉は、領家変成岩類中からの湧泉を使用しており、泉源付近には褐鉄鉱の沈積が見られる。両鉱泉ともに加熱して使用されている。

## VIII. 3 地すべり・山崩れ

本図幅地域内には多数の大規模な断層が存在し、かつ一般に比高が大きい山岳地帯であることもあって、地すべり、山崩れは各所に見られる。三峰川、戸台川、釜無川等主要な河川における砂礫の累積は著しく、多数の砂防堰堤の設置にもかかわらず河床の上昇には著しいものがある。

中央構造線の東側の各帯における地層は一般に東傾斜であり、そのため流れ盤に当る尾根の東斜面の各所において大小の地すべりが見られる。その一部は活動中である。これに含まれるものとしては、三波川帯では市野瀬南方の宇津木、御荷鉾・秩父帯では三峰川左岸の浦の地すべりなどが典型的である。

一方、三峰川沿い岩入集落対岸の大汀沢等に見られる大規模な土砂の生産は岩入衝上断層による破碎

16) 大犬沢の1本南の沢。

17) 昭和57年10月現在休業中。

帯の発達に伴うものである。同様に、戸台大橋より対岸の尾根上に至る間の南アルプス林道の崩壊は、戸台構造帯によるものであり、道路をつけ変えない限り、根本的な対策はないものといえよう。

鋸山周辺の熊沢沢、角兵衛沢等をはじめとし、甲斐駒ヶ岳、仙丈ヶ岳、北岳等の山頂付近や周辺の谷奥に見られる急峻な岩屑の堆積の作る地形は、主としてソリフラクションによるものであり、台風による大雨等異常気象の際以外は比較的安定している。

## 文 献

- 赤石山地质研究グループ (1961) 赤石山地東麓における糸魚川—静岡構造線について (予報). 地球科学, vol. 54, p. 40-45.
- 浅見正雄・星野光雄・宮川邦彦・諏訪兼位 (1982) 幡豆—本宮山地域の領家変成帯における十字石片岩の形成条件. 地質雑, vol. 88, p. 437-450.
- BANNO, S. and MILLER, J. A. (1965) Additional data on the age of metamorphism of the Ryoke-Abukuma and Sanbagawa metamorphic belts, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 36, p. 17-22.
- BECK, A. C. (1968) Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, vol. 11, p. 191-199.
- BOVIS, M. J. (1982) Uphill-facing (antisllope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 93, p. 804-812.
- 地質調査所 (1954) 日本鉱産誌BI-c主として金属原料となる鉱石 —鉄・鉄合金および軽金属—. 600 p.
- (1956) 日本鉱産誌BI-b主として金属原料となる鉱石 —銅・鉛・亜鉛—. 686 p.
- FUJIMOTO (FUJIMOTO), H. (1938) Radiolarian remains discovered in a crystalline schist of the Sambagawa system. *Froc. Imp. Acad. Tokyo*, vol. 14, p. 252-254.
- and YAMADA, J. (1949) Discovery of a Crinoid-limestone in a crystalline schist of the Nagatoro system of the Kwanto mountainland. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 25, p. 175-178.
- 藤本丑雄・一木健二・亀井節夫・桂田 保・河内洋佑・宮崎 元・小沢昭二・佐藤芳治・徳岡隆夫・山田哲雄 (1965) 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川—静岡構造線 —赤石山地北部の地質 (その2)—. 地球科学, no. 76, p. 15-24.
- 橋本光男 (1956) 長野県における紅れん片岩の新産地. 国立科博研報, vol. 3, p. 67-70.
- HASHIMOTO, M. (1957) On the basic plutonic rocks of Miwa and Inasato district, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, vol. 3, p. 137-155.
- (1959) Piedmontite from piedmontite-bearing muscovite-quartz schist of Inasato, Nagano Prefecture. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, vol. 4, p. 183-187.
- (1960 a) Further study on piedmontite of Inasato, Nagano Prefecture. *Bull. Nat. Sci.*

- Mus.*, vol. 5, p. 100-103.
- 橋本光男 (1960b) 長野県上伊那郡長谷村地方の変成岩. 国立科博研報, vol. 5, p. 104-115.
- HASHIMOTO, M. (1964) Omphacite veins in meta-diabase from Asahine in the Kanto Mountains, Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 40, p. 31-35.
- HAYAMA, Y. (1960) Geology of the Ryoike metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref., Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 87-101.
- (1964) Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec II*, vol. 15, p. 321-369.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- HIGGINS, M. W. (1971) Cataclastic rocks. *USGS Prof Paper*, no. 687, 97 p.
- 比企団体研究グループ (1982) 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見. 地質雑, vol. 88, p. 427-430.
- 今村学郎 (1935) 日本高山地形研究 (第6報) 仙丈岳に於ける氷河地形の存在とその意義. 地質雑, vol. 42, p. 99-102.
- 石井健一・市川浩一郎・甲藤次郎・吉田博直・小島丈児 (1957) 四国上八川—伊野間路線に沿う秩父累帯の地質 (予土路線に沿う地質 そのII). 地質雑, vol. 63, p. 449-454.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫 (1953a) 長野県赤石山系の地質及び岩石. 岩鉱, vol. 37, p. 123-130.
- ・————・———— (1953b) 長野県赤石山系の地質及び鉱産資源. 地質調査及び地下資源調査の経過 [中間報告] と今年度の計画, 長野県資源調査研究会, p. 60-69.
- ・————・———— (1955) 長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩. 岩鉱, vol. 39, p. 1-10,
- ISHII, K., UEDA, Y. and SHIMAZU, M. (1956) The geology and petrology at the Ina district in the Akaishi Mountain Range, Nagano Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, vol. 5, p. 183-200.
- ISHIZAKA, K. (1966) A geochronological study of the Ryoike metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, Ser. B, vol. 33, p. 69-102.
- KANEKO, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median Line, Southwestern Japan. *New Zealand Jour. geol. geophys.*, vol. 9, p. 45-59.
- 蟹沢聰史 (1961) 長野県高遠地方の領家深成岩類. 岩鉱, vol. 46, p. 111-118.
- 加納 博 (1961) 赤石山地戸台層の含花崗質岩礫岩とその問題点—含花崗質岩礫岩の研究 (その9) —. 地質雑, vol. 67, p. 362.
- 狩野謙一 (1975) 長野県, 北部木曾—梓川地域の上部古—中生層の層序. 地質雑, vol. 81, p. 285-300.
- KARAKIDA, Y. TOMITA, T., GOTTFRIED, D., STERN, T. W. and ROSE, H. J. Jr. (1965) Lead-alpha ages of some granitic rocks from North Kyushu and Central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. XVI, p. 249-263.

- KAWACHI, Y., WATANABE, T. and LANDIS, C. A. (1982) Origin of mafic volcanogenic schists and related rocks in the Sambagawa Belt, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 88, p. 797-817.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV) —東北日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 木下房男 (1982) 上伊那郡長谷村浦地区の紅レン片岩の新産地. 自然研究紀要, 下伊那教育会, 第 5 集, p. 73-75.
- 北村健治・松川正樹・小島郁生・松本達郎 (1979) 赤石山地白亜系戸台層の時代. 国立科博事報, no. 12, p. 55-64.
- 小林国夫 (1955) 日本アルプスの自然. 築地書館, 258 p.
- KOBAYASHI, K. (1956) Periglacial morphology in Japan. *Biul. Peryglacjalng*, no. 4, p. 15-36.
- 小林国夫 (1962) 過去および現在の日本の氷河周辺地域. 地球科学, no. 60・61, p. 53-57.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 5, p. 219-578.
- 小井戸由光・山田直利・端山好和・山田哲雄・松島信幸 (1975) 赤石山地戸台層中の酸性凝灰岩礫から推定される白亜紀初期の火山活動. 日本地質学会82年学術大会講演要旨, p. 230.
- 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*, vol. 2, p. 173-193.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956) 四国西条—上八川路綿に沿う三波川帯の地質 (予土路線に沿う地質, その1). 地質雑, vol. 62, p. 317-326.
- 小坂共栄・角田史雄 (1969) 山梨県西部・巨摩山地第三系の地質. 地質雑, vol. 75, p. 127-140.
- 黒田吉益・山田哲雄・藤本勝彦・大橋宏之・高橋慶子・岡野 修・望月康年・山名 智・大友幸子 (1982) 水素同位体からみた中部・近畿地方の領家花崗岩類の分類と特徴 (予報). 地質雑, vol. 88, p. 541-554.
- MAEDA, S. (1962) On some Nipponitrigonia in Japan. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, vol. 3, p. 503-514.
- and KITAMURA, T. (1964) Lower Cretaceous Trigoniids from the Todai Formation, Central Japan. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, vol. 4, no. 2, p. 47-57.
- 前田四郎・北村健治 (1965) 赤石山地西部戸台層の層序と構造. 千葉大文理紀要, vol. 4, p. 323-332.
- 松岡憲知 (1982) 赤石山脈の稜線地形. 地理, vol. 27, no. 4, p. 76-77.
- 松島信幸 (1973) 赤石山地の中央構造線. 中央構造線 (杉山隆二編), 東海大学出版会, p. 9-27.
- ・岩井四郎・亀井節夫・窪田定雄 (1956) 赤石山地中北部の地質, 特にその大構造と中生界について. 日本の後期中生界の研究, no. 4, p. 7-9.
- ・亀井節夫・岩井四郎・吉田幸文・立木省治 (1957 a) 赤石山地の戸台層について. 地質雑, vol. 63, p. 416.
- ・吉田幸文・岩井四郎・立木省治・亀井節夫 (1957 b) 戸台層の層序と構造 (赤石山地の後期中

- 生界 1). 日本の後期中生界の研究, no. 5, p. 52-54.
- 松島信幸・坂本正夫 (1978) 赤石山地から伊那谷にかけて広域的にみた中央構造線の運動像. *MTL. 中央構造線 (総研連絡誌)*, no. 3, p. 103-110.
- 永井浩三 (1958) 四国西部の中央構造線. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 282-288.
- 長野県 (1957) 三峰川上流地下資源調査報告書. 18 p.
- 長野県地学会編 (1957) 20万分の1 長野県地質図説明書. 73 p.
- OBA, N. (1962) Petrochemical studies of the Kyushu outer zone granites, *Japan. Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 68, p. 162-171.
- 岡田篤正 (1968) 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. *第四紀研究*, vol. 7, p. 15-26.
- (1970) 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. *地理評*, vol. 43, p. 1-21.
- 岡野 修 (1982) 長野県駒ヶ根地域領家帯の日曾利花崗閃緑岩体の Sr 同位体比. 日本鉱山地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会 昭和57年秋期連合学術講演会講演要旨集, p. 88.
- 岡野武雄・五十嵐俊雄・宇野沢昭・阿部喜久男 (1965) 国内鉄鋼原料調査, 第3報, 第4部, 第3章, 第4節, 長野県, B上伊那地区 (その2). 通商産業省, p. 285-292.
- ・———・安田俊一・永井 茂 (1966) 国内鉄鋼原料調査, 第4報, 第4部, 第3章, 第3節, 長野県, A伊那・北巨摩地区. 通商産業省, p. 183-186.
- ・———・藤貫 正・安田俊一 (1967) 国内鉄鋼原料調査, 第5報, 第4部, 第3章, 第3節, 長野県, A伊那・北巨摩地区. 通商産業省, p. 138-145.
- 大久保雅弘・松島信幸・安井宣昭 (1958) 赤石山地より六射珊瑚の発見. *地質雑*, vol. 64, p. 346.
- ・——— (1959) 赤石山地の厚歯二枚貝 (1新種). *地球科学*, no. 42, p. 1-4.
- 小野 晃 (1969) 長野県高遠一塩尻地方に分布する領家変成帯の地質. *地質雑*, vol. 75, p. 491-498.
- Ono, A. (1974) Gatsuzoyama gneisses along the median tectonic line, Takato area, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 137-146.
- (1977 a) Temperature and pressure of the Ryoke gneisses estimated by garnet-cordierite geothermometer. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 72, p. 114-117.
- 小野 晃 (1977 b) 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩について. *地質雑*, vol. 83, p. 207-217.
- (1977 c) 高遠一塩尻地方の領家変成帯の岩石学的研究. *岩鉱*, vol. 72, p. 453-468.
- (1981) 領家変成帯, 高遠一鹿塩地方の地質. *地質雑*, vol. 87, p. 249-257.
- 大塚弥之助 (1940) 山梨県鳳凰山・地藏ヶ岳の地質. *震研彙報*, vol. 19, p. 115-143.
- 領家研究グループ (1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. *地球科学*, vol. 26, p. 205-216.
- 坂本正夫 (1976) 長野県下伊那地方の秩父帯中にコノドントの発見. *地質雑*, vol. 82, p. 553-554.
- SHIBATA, H., OKADA, S. and OKI, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. part VI principle elements. *Sci. Rep. Tokyo kyoiku Daigaku, C*, vol. 6, p. 31-54.
- 柴田秀賢・小林福造 (1965) 山梨県早川・釜無川流域の地質. *地質雑*, vol. 71, p. 66-75.
- SHIBATA, K. and HAYAMA, Y. (1968) K-Ar ages of the Ryoke metamorphic rocks of the



- Komagane district, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Suru. Japan*, vol. 19, p. 213-218.
- 式 正英 (1961) 赤石山地北部の地形について. 辻村太郎先生古希記念論文集, p. 224-238.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐 (1980) 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造 —その1. 高知県中央部土佐町・本山町地域—. 徳島大学教養部紀要, 自然科学, vol. 13, p. 63-82.
- 鈴木堯士 (1965 a) 上八川—池川構造線について. 地質雑, vol. 71, p. 372.
- SUZUKI, T. (1965 b) On the Kamiyakawa-Ikegawa tectonic line. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, vol. 14, p. 293-306.
- TABOR, R. W. (1971) Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 82, p. 1811-1822.
- 武井睨朔 (1982) 関東山地北縁部の領家帯. 地質雑, vol. 88, p. 431-435.
- ・小池美津子 (1977) 関東山地北縁部から堇青石黒雲母片麻岩の発見. 地質雑, vol. 83, p. 433-435.
- 戸塚好雄・松本一郎・忠内龍男・岩瀬陽一・原嶋昭三・沢田石雅宏・朝倉邦夫・太田 洋 (1963) 国内鉄鋼原料調査, 第1報, 第5部, 第3章, 第2節, 長野県, A上伊那地区. 通商産業省, p. 330-333.
- ・鈴木俊夫・大島信男・古川政吉・忠内龍男・原嶋昭三・沢田石雅弘・中島猛順・松本光央・太田 洋 (1964) 国内鉄鋼原料調査, 第2報, 第4部, 第3章, 第5節, 長野県, A上伊那地区. 通商産業省, p. 329-332.
- ・———・———・———・道祖士博・沢田石雅弘・松本光中・岩村賢二・太田 洋 (1965) 国内鉄鋼原料調査, 第3報, 第4部, 第3章, 第4節, 長野県, A上伊那地区 (その1). 通商産業省, p. 282-285.
- 豊原富士夫 (1974) 山口東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, vol. 80, p. 51-53.
- 辻村太郎 (1933) 甲斐国仙丈ヶ岳カール底の羊状岩. 科学, vol. 3, p. 193-195.
- (1934) 甲斐国駒ヶ岳並びに仙丈ヶ岳の地形学的観察 (1) 及び2. 地理評, vol. 10, p. 43-57, 及びp. 285-300.
- TSUNODA, F. (1973) Studies on folds of the Miocene Momonoki subgroup in the Koma Massif, Central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoike Daigaku, C*, vol. 11, p. 261-313.
- 上野福男 (1938) 南アルプス白峰山麓に於ける氷河地形. 地理評, vol. 15, p. 855-858.
- UENO, M., OZIMA, M. and ONO, A. (1969) Geochronology of the Ryoke metamorphism —Rb-Sr, K-Ar isotopic investigations of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt—. *Geochem. J.* vol. 3, p. 35-44.
- WATANABE, T. (1977) Metamorphism of the Sambagawa and Chichibu Belts in the Oshika district, Nagano Prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 17, p. 629 - 694.
- 渡辺暉夫・河内洋佑 (1975) 三波川帯の原岩・構造・変成作用の問題. 地団研専報, no. 19, p. 81-87.

- WATANABE, T. and YUASA, M. (1979) Origin of the blueschists and lawsonite-bearing greenstones in the Mikabu Greenstones, Ina district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 331-337.
- 渡辺暉夫・湯浅真人・後藤隼次 (1982) 長野県伊那地方の御荷鉾緑色岩類中に産する雲母片岩の K-Ar 年令. 島根大学地質研報, 1, p. 63-66.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図. 地質調査所.
- ・柴田 賢 (1970) 中部地方領家帯花崗岩の Rb-Sr 年代 日本地質学会77年学術大会講演要旨, p. 309.
- YAMADA, T. (1957) On the gneissose granites of Minakata-Kashio district Nagano Prefecture, Central Japan. *Jour. Fac. Liberal Arts, Sci., Shinshu Univ.*, vol. 7, p. 43-73.
- 山田哲雄 (1966) 北岳大樺沢草すべりのカール? あかいし (赤石団研機関誌), no. 8, p. 10.
- ・渡辺暉夫・河内羊佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵 (投稿中) 赤石山地北部の四万十帯. 地球科学.
- YUASA, M. (1976) Contact metamorphic aureole around the Kaikoma-Hōō granodiorite pluton in the northern part of Akaishi Mountains, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 71, p. 157-176.
- 湯浅真人・渡辺暉夫 (1977) 長野県伊那地方御荷鉾緑色岩中の鉄・マンガンに富む堆積物. 岩鉱, vol. 72, p. 130-131.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No. 45

---

## GEOLOGY

OF THE

## ICHINOSE DISTRICT

By

Yosuke KAWACHI, Makoto YUASA and Masato KATADA

(written in 1982)

---

(Abstract)

The district mapped is geographically situated near the northeastern end of Southwest Japan which is separated from Northeast Japan by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line. The district is divided into the Inner Zone and Outer Zone by the Median Tectonic Line.

### Geology

Zonal arrangement of rocks characteristic of Southwest Japan is also prominent in the district, though each zone is much narrower here than elsewhere (e.g. Shikoku). From west (Inner Zone) to the east (Outer Zone) the N-S trending zones, Ryōke, Sambagawa, Mikabu · Chichibu and Shimanto Belts, are separated by the Median Tectonic Line, Iwairi Thrust, and Butsuzō-Itokawa Tectonic Line, respectively (Fig. 1). The district is one of the most mountainous regions in Japan culminating in Mt. Kitadake (3,192m), the second highest mountain in Japan, at the southeast corner of the district. The geology of the district is well represented by the north-south trend of the major ridges.

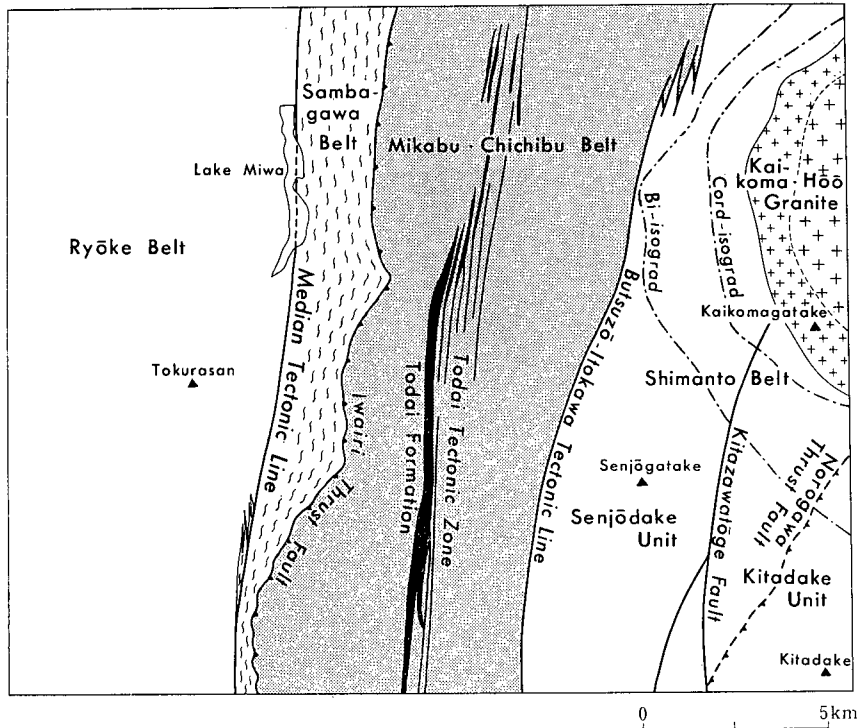


Fig. 1

### Inner Zone of Southwest Japan

#### Ryōke Belt

Ryōke Belt to the west of the Median Tectonic Line consists mainly of metamorphic and acid plutonic rocks. The metamorphic rocks occur in northwestern part of the district, but they are also found as narrow strips and small lenses in the eastern and southeastern part of the district. Original rocks of the metamorphic rocks are mainly sandstone and mudstone. Mineralogically, andalusite is stable in the lower grade part, and sillimanite replacing both andalusite and white mica is stable in the higher grade part. As the occurrences of andalusite and sillimanite are not numerous, it is not possible to show the position of sillimanite isograd on the geologic map.

ONO (1977a) using co-existing garnet and cordierite, estimated the metamorphic conditions for a gneiss from northwestern part of the district at  $650 \pm 50^\circ\text{C}$  and 4.5–5kb. K-Ar ages of biotite for the Takato area are  $67 \pm 7$  Ma (BANNO and MILLER, 1965) and for the Komagane area 58, 59 and 64 Ma (SHIBATA and HAYAMA, 1968). These ages correspond either to the intrusion of younger Ryōke granites or to the rise of rocks to a shallow depth (SHIBATA and HAYAMA, 1968).

The age of original rocks were believed to be Mesozoic to Paleozoic. Triassic conodonts, however, were recently discovered from unmetamorphosed part of the

Table. 1

Geotectonic Division		Ryōke Belt	Sambagawa Belt	Mikabu-Chichibu Belt	Shimanto Belt
Geologic age					
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium		
		Pleistocene	Talus deposits including outwash deposit		
	Tertiary	Neogene	Terrace deposits		
		Paleogene			
Mesozoic	Cretaceous	Ryōke Granites		Todai Formation	Kitadake Unit Senjōdake Unit
	Jurassic				
	Triassic	original rocks of Ryōke Metamorphic Rocks	original rocks of Sambagawa Metamorphic Rocks	Mikabu-Chichibu Belt { Upper Unit Middle Unit Lower Unit }	
Paleozoic	Permian	?	?	?	
	Carboniferous				
Age unknown		Kitagawa Formation			

same belt in the Kiso district to the northwest.

Plutonic rocks of the Ryōke Belt occur in two modes. One is granitic rocks which is generally conformable with the trend of the Belt (Hiji and Katsuma Quartz Diorites). The other is scattered small granitic to gabbroic bodies (Minakata, Sasō and Tomigata granitic rocks). According to the studies by RYŌKE RESEARCH GROUP (1972) and YAMADA *et al.* (1974), Ryōke granitic rocks are divided into an older and younger age group, separated by emplacement of the Nōhi Rhyolites. Hiji, Minakata and Katsuma granitic rocks in the district belong to the older granite group and Ochiai-type granite is regarded as the younger one. However, the Ochiai-type granite is closely related to the Katsuma-type quartz diorite often occurring intermixed with each other. We believe both of them to belong to the same Katsuma Granites (newly named) and consequently name them the Katsuma- and Ochiai-types. The Tomigata Granite (newly named) is thought to be of the family of the younger Takatō Granite. The relative age of the Sasō Granodiorite is not clear.

The Hiji Quartz Diorite and Minakata Granite near the Median Tectonic Line show so-called "porphyroid-like facies" in which porphyroclasts of plagioclase and sometimes hornblende and allanite develop in fine-grained quartz and

biotite matrix. The “porphyroid-like facies”, derived from the Hiji Quartz Diorite close to the Median Tectonic Line, show the effect of cataclasis with development of microbreccia and cataclasite.

## **Outer Zone of Southwest Japan**

### **Sambagawa Belt**

Rocks of the Sambagawa Belt are exposed as a narrow strip between the Median Tectonic Line on the west and Iwairi Thrust on the east. The maximum width of the belt is only 3km. The rocks are crystalline schists derived from fine-grained clastic sedimentary rocks, chert and basic volcanogenic sandstones with minor clastic sandstone, and limestone. Small lenses of serpentinite also occur sporadically in this belt.

Rocks, up to 500 m in width, lying next to the Median Tectonic Line show characteristic development of albite porphyroblasts in all lithologies, and are called spotted schists. The rest of the belt belongs to a non-spotted schist zone. Spotted schists represent a higher metamorphic grade than the non-spotted schists. This boundary can be clearly discriminated in the field.

Five to eight basic volcanogenic schist beds, each 10 to 50m thick, furnish excellent marker beds. The structure of the Sambagawa Belt is a conformable sequence forming a simple homocline dipping to the east at moderate angles. The total thickness of the Sambagawa Belt is about 2000m. No fossils have been found, and so the age of the original rocks is not known. However, recent discovery of Triassic conodonts from Shikoku along with occurrence of Triassic radiolaria and crinoid stem from the Kanto Mountains and elsewhere suggest that the sedimentation of the rocks in the Sambagawa Belt probably took place from Carboniferous to Jurassic.

Metamorphism of the Sambagawa Belt is characterised by moderate to high pressure/low temperature metamorphic conditions. It is widely believed that the Sambagawa metamorphism affected not only the Sambagawa Belt but also the Mikabu · Chichibu Belt. No biotite and hornblende on the one hand, and lawsonite, jadeitic pyroxene and pumpellyite on the other occur in the Sambagawa Belt of the map district. The metamorphic minerals include quartz, albite, white mica, actinolite, epidote, chlorite, stilpnomelane, sphene, calcite and rare piemontite. Garnet also occurs in the spotted schist zone.

### **Mikabu · Chichibu Belt**

The rocks of the Mikabu · Chichibu Belt trend north-south between the Iwairi Thrust and the Butsuzō-Itokawa Tectonic Line with a width of 7km. Roughly in the middle of the distribution of the Mikabu · Chichibu Belt is developed the N-S trending Todai Tectonic Zone in which the Early Cretaceous Todai Formation occurs. There is no difference in lithologies, structure or metamorphism between the rocks to the west of the Todai Tectonic Zone and those of the east.

The basal unit in the Mikabu · Chichibu Belt consists of greenstone and serpentinite which is conformably overlain by successive chert and limestone units. Judged by the sporadic occurrence of the graded bedding, the whole sequence is right-side-up dipping to the east at moderate angles. The thickness of basal greenstone/serpentinite unit (lower unit) is about 1500m, the middle chert unit (middle unit) is 1000-1500m, and that of the top limestone unit (upper unit) 1000m. No fossils have been found from this district though elsewhere in the same limestone are found several Late Permian fusulinid and Triassic conodonts.

Lawsonite, glaucophane and omphacite have been described from basal greenstone. Other metamorphic minerals include pumpellyite, chlorite, white mica, stilpnomelane, actinolite, epidote, albite, quartz and rare piemontite.

K-Ar age of metamorphic white mica occurring in a mica schist of the basal greenstone/serpentinite unit from the Ōkawara district is  $105 \pm 6.3$  Ma (WATANABE *et al.*, 1982).

### **Shimanto Belt**

Rocks belonging to the Shimanto Belt occur between the Butsuzō-Itokawa Tectonic Line to the west and the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line (outside of the map district) to the east. At the northeastern corner of this district is a Miocene pluton of the Kaikoma · Hōō Granite, which intrudes the sandstones of the Shimanto Belt. The Shimanto Belt is subdivided into two units by a NNE-SSW trending fault, Kitazawatōge Fault. To the west of the fault is the Senjōdake Unit which is mostly composed of overturned weakly schistose sandstones dipping to the east at high angles. To the east of the Kitazawatōge Fault is the Kitadake Unit consisting of interbedded sandstone and slate with subordinate chert, acid tuff, and basic volcanogenic rocks forming an overturned eastward dipping set consisting of a syncline and two anticlines.

The Senjōdake Unit is 2100 to 2300m thick while the Kitadake Unit is over 2500m. Both units yield no fossils. All the rocks of the Shimanto Belt are fine-grained and well recrystallized, containing white mica, chlorite, actinolite, sphene, albite, quartz, stilpnomelane and rare pumpellyite. Within the Kitadake Unit is a vaguely defined zone of crush conglomerate or melange. The existence of a thrust (Norogawa Thrust) dipping east at moderate angles is inferred.

### **Kaikoma · Hōō granitic pluton**

A zoned discordant pluton (Kaikoma · Hōō Granite) is intruded into the Shimanto Belt in the northeastern corner of this district. The size of the pluton is about 20km (NS) by 8km (EW). The eastern side of the pluton (outside of this district) is cut by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and thrusts on to Quaternary terrace deposits.

Porphyritic potassium feldspar-bearing coarse hornblende-biotite granodiorite (Hōō-type facies) is surrounded by coarse biotite granite (Kaikoma-type facies). K-Ar age on the biotite of Kaikoma-type facies gave an age of 11Ma.

### **Dikes**

Numerous dolerite and quartz porphyry dikes occur mostly in the Shimanto Belt surrounding Kaikoma · Hōō pluton. The country rocks are schistose, but dikes show no sign of schistosity. The country rock and dikes are both contact metamorphosed within the aureole.

### **Contact metamorphic zone**

Biotite and cordierite isograds are located around the Kaikoma · Hōō pluton. The maximum distance of the biotite isograd from the pluton is about 3.5km, while that of cordierite isograd is 1.5km. Other contact metamorphic minerals include sporadic potassium feldspar, andalusite and very rare garnet in the innermost aureole.

### **Todai Formation**

Early Cretaceous Todai Formation occurs in north-south grabens within Todai Tectonic Zone. The maximum width of the occurrence is only 400m. It consists of conglomerate and regular intercalation of sandstone and shale. Trigonidae, Ammonites and other fossils are abundant.

## **Quaternary Deposits**

Quaternary deposits in the district mapped are only poorly developed. Talus deposits are common. A small terminal moraine occurs near the top of Mt. Senjōgatake and outwash deposits to the northeast of it. Solifluction deposits develop are well represented at high altitude parts especially in the eastern district.

High (250m), middle (100m) and low (40m) terraces are covered by gravel, sand and tephra along major rivers.

## **Economic and Environmental Geology**

Small deposits of copper, manganese, and nickel occur in the Sambagawa and Mikabu · Chichibu Belts. None are large enough to be economical.

There are mineral springs in serpentinite in the Sambagawa Belt at the northern edge of this district and at Tomigata in the metamorphic rocks of the Ryōke Belt. Both are utilized for baths.

Because of the occurrences of major faults, steep topography, and development of schistosity, most of the map district especially in the eastern half is very susceptible to landslide.



※文献引用例

河内洋佑・湯浅真人・片田正人(1983) 市野瀬地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70 p.

KAWACHI, Y., YUASA, M. and KATADA, M. (1983) *Geology of the Ichinose District. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 70 p.*  
(in Japanese with English Abstract, 6 p.)

---

昭和 58 年 3 月 14 日 印 刷

昭和 58 年 3 月 18 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 和 田 信 一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都千代田区神田神保町3-2

---

© 1983 Geological Survey of Japan

平成 14 年 5 月 15 日 第 2 刷発行

印刷者 岩 見 昌 光

印刷所 岩見印刷株式会社

茨城県水海道市宝町2753