

55 (521. 53) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第60号

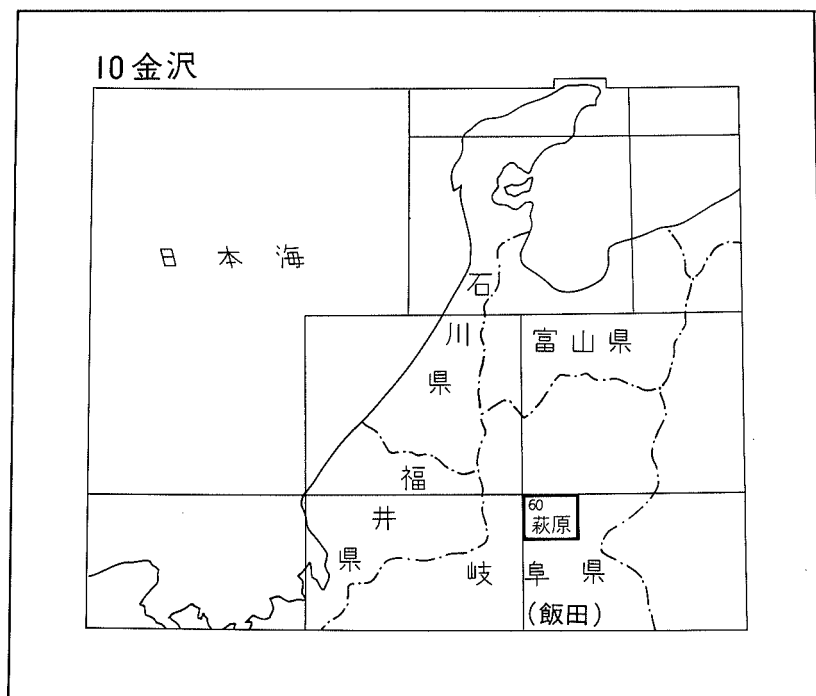
萩原地域の地質

河田清雄・磯見 博・杉山雄一

昭和63年

地質調査所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 飛驒外縁帯の古生層と貫入岩類	6
III. 1 概説	6
III. 2 清見層群	6
III. 2. 1 林ノ平層	7
III. 2. 2 一梨層	8
III. 3 松谷結晶片岩	11
III. 4 塩基性-超塩基性岩類	12
III. 4. 1 変斑れい岩	12
III. 4. 2 かんらん岩	13
III. 5 麦島花崗岩	14
III. 5. 1 黒雲母角閃石閃緑岩-石英閃緑岩	15
III. 5. 2 黒雲母角閃石トナール岩-花崗閃緑岩	16
III. 5. 3 黒雲母花崗岩	17
III. 5. 4 石英モンゾ閃緑岩	17
IV. 美濃帯中生層	18
IV. 1 概説	18
IV. 2 坂本峠層	18
IV. 2. 1 坂本峠層の岩相	19
IV. 2. 2 泥質岩から産出する化石	21
IV. 2. 3 異地性岩体	23
IV. 2. 4 地質構造	27
IV. 3 濃飛流紋岩類中の坂本峠層の岩塊と坂本峠層の延長	27
IV. 4 馬瀬川沿い(中部地域)の美濃帯中生層	28
IV. 5 飛驒川沿い(東部地域)の美濃帯中生層	28
V. 吉田川安山岩類	30
VI. 濃飛流紋岩類	31
VI. 1 層序区分と対比	32
VI. 2 小坂火砕岩類	32
VI. 3 未区分火砕岩類	34
VI. 3. 1 山之口川流域の溶結凝灰岩	34

VI. 3. 2 馬瀬川・吉田川流域の未区分火砕岩類	35
VI. 4 船山溶結凝灰岩	38
VI. 5 赤谷溶結凝灰岩	39
VII. 白亜紀末期 - 古第三紀初期貫入岩類	39
VII. 1 萩原花崗閃緑斑岩	39
VII. 2 花崗斑岩	42
VII. 3 モンゾニ斑岩	43
VII. 4 水沢上花崗岩	43
VII. 5 閃緑岩	44
VII. 6 文象斑岩	45
VIII. 新生界	46
VIII. 1 安山岩岩脈	46
VIII. 2 鮮新 - 更新世火山岩類	46
VIII. 2. 1 かんらん石玄武岩	46
VIII. 2. 2 竜ヶ峰火山岩類	47
VIII. 2. 3 烏帽子岳火山岩類	48
VIII. 3 更新 - 完新世堆積物	51
VIII. 3. 1 河岸段丘及び扇状地堆積物	51
VIII. 3. 2 崖錐堆積物	52
VIII. 3. 3 崩壊堆積物	52
VIII. 3. 4 沖積層	53
IX. 応用地質	53
IX. 1 金属鉱床	53
IX. 2 非金属鉱床	54
X. 活断層及び地震	54
X. 1 活断層概説	54
X. 2 活断層各論	57
X. 3 地震	66
文 献	68
Abstract	73

萩原地域の紡錘虫石灰岩——萩原地域の地質への補足資料——

目 次

1. まえがき	83
2. 紡錘虫による層序区分	84
3. イラス谷上流地域	85
4. オーイラスボラ及びコイラスボラ地域	94
5. 馬瀬川にそって北東-南西に走る地域	99
6. イラス谷下流地域及びその南西の地域	99
7. 吉田川左岸(東側)地域	101
8. 吉田川右岸(西側)地域	115
9. 奥長尾川の流域	116
10. 気良地域	119
11. まとめ	120
文 献	120

図・表・図版目次

第 1 図 萩原地域の接峰面図	2
第 2 図 濃飛流紋岩類分布地域の地質概略図	5
第 3 図 一梨層(礫岩片岩)中のレンズ状に偏平化した花崗岩礫	9
第 4 図 一梨層(礫岩片岩)中に見られる片理	10
第 5 図 麦島花崗岩の分布略図と試料採取地点	14
第 6 図 坂本峠層(北西半部地域)の砂岩・頁岩からなるオリストストローム	20
第 7 図 主要な石灰岩体, 放散虫と Length-slow chalcidony の産地	22
第 8 図 坂本峠層中の異地性石灰岩塊	24
第 9 図 砂岩・頁岩の互層からなる坂本峠層	29
第 10 図 萩原西断層の派生断層により破碎を被った坂本峠層	29
第 11 図 流紋岩溶結凝灰岩の示す葉状構造	34
第 12 図 船山溶結凝灰岩中の本質レンズ	38
第 13 図 坂本峠層を貫く萩原花崗閃緑斑岩	41
第 14 図 烏帽子火山岩類中の安山岩溶岩の露頭	49
第 15 図 烏帽子火山岩類の下部にみられる湖成堆積物と岩屑流堆積物	50
第 16 図 萩原町桜洞の段丘地形	51

第 17 図	萩原図幅地域を中心とする中部山岳地域の活断層	55
第 18 図	萩原図幅地域の活断層	56
第 19 図	萩原西断層の変位地形	58
第 20 図	西上田断層の変位地形	60
第 21 図	小川断層の変位地形	60
第 22 図	山之口断層による溶結凝灰岩中の破碎帯	61
第 23 図	三尾河断層の変位地形	63
第 24 図	荘川村向山の扇状地面に見られる逆向き低断層崖	64
第 25 図	畑佐断層の露頭	65
第 1 表	萩原地域の地質総括表	4
第 2 表	麦島花崗岩の Rb 及び Sr 含有量	16
第 3 表	麦島花崗岩の帯磁率	16
第 4 表	濃飛流紋岩類の層序区分	33
第 5 表	萩原図幅地域及びその周辺に震央を有する被害地震	67
第 I 図版	A 花崗岩及び火山岩の礫を含む一梨層 B 花崗岩及び火山岩の礫を含む一梨層の顕微鏡写真	
第 II 図版	A 玄武岩の細礫を含む一梨層の顕微鏡写真 B 普通輝石安山岩（吉田川安山岩類）の顕微鏡写真	
第 III 図版	A 流紋デイサイト溶結凝灰岩（船山溶結凝灰岩）の顕微鏡写真 B A と同一薄片の一部	
第 IV 図版	A 溶結ガラス質凝灰岩（未区分火砕岩類）の顕微鏡写真 B 萩原花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真	
第 V 図版	A 黒雲母花崗岩（水沢上花崗岩）の顕微鏡写真 B かんらん石玄武岩の顕微鏡写真	

萩原地域の地質

河田清雄*・礪見 博**・杉山雄一***

萩原地域の研究は昭和60-61年度特定地質図幅の研究として行われたものであるが、昭和34年及び39年度の調査資料を基にしている。主として本図幅地域のうち南西部の主として美濃帯の中生層分布地域は礪見が担当し、その他の地域は河田が担当した。また、本図幅地域内の活断層調査は杉山が担当した。

美濃帯の石灰岩から産出する紡錘虫化石の大部分は大阪教育大学の山際延夫氏に鑑定していただいた。研究に使用した紡錘虫の薄片の一部は、名古屋大学の水谷伸治郎氏から借用したものである。石灰岩分布域の補備調査に際しては水谷伸治郎氏及び名古屋大学の足立 守氏に協力していただいた。南西に隣接する八幡地域の戒仏付近の紡錘虫石灰岩に関しては、岐阜大学教育学部の梶田澄雄氏からデータを教えていただいた。

濃飛流紋岩類については、岐阜大学教育学部地学教室の小井土由光氏から野外において有益な助言と討論をいただいた。

本図幅地域内に分布する鉱床については、本地域の鉱床を調査された元三井金属鉱業株式会社神岡鉱業所の佐久間 正氏(元三井金属資源開発株式会社)から資料の提供を受け、その一部を引用させていただいた。また、萩原町の飛騨川沿いに発達する段丘堆積物については、昭和53年度、岐阜大学教育学部卒業論文として、同テーマを研究した竹名裕子及び山口喜美子の両氏から資料を提供して頂いた。以上の方々に対し、深甚な謝意を表する。

麦島花崗岩中の角閃石のK-Ar年代については、技術部柴田 賢技官から未公表資料の提供を受けた。また、美濃帯中生層中の放射虫化石の同定については、地質部脇田浩二技官の協力を頂いた。

本図幅地域内の岩石及び化石の薄片は技術部特殊技術課薄片係の大野正一氏(元職員)、故村上 正氏、安部正治氏の各技官に作成していただいた。また、顕微鏡写真の作成は元総務部業務課正井義郎氏にお願いした。

I. 地 形

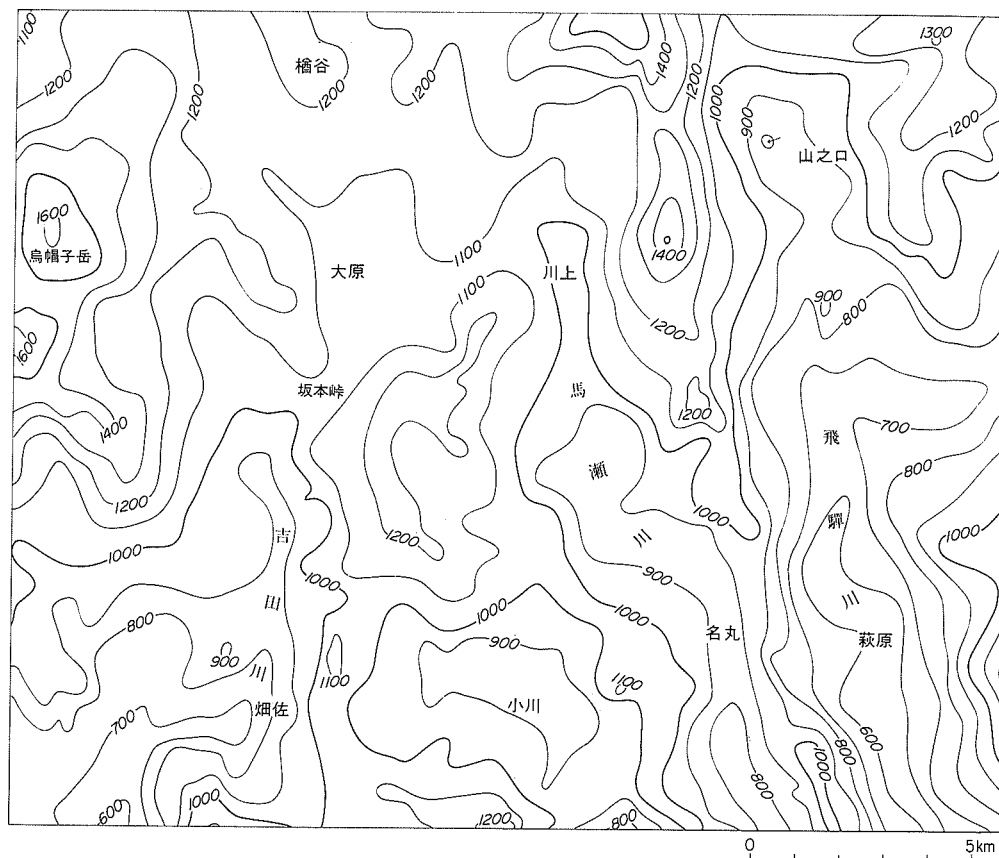
本図幅地域は、美濃高原の一部から飛騨山地にまたがり、中部地方内陸部のほぼ中心に位置する。

本図幅地域東部の飛騨川と中央部を流れる馬瀬川は飛騨山地を源流とし、西部の吉田川は美濃高原を源流地域とする。これらの河川に囲まれた山岳部は標高ほぼ800mから1,600mに達する高度をもち、第1図に示すようなやや浸食の進んだ地形を示し、1,000m前後の高度の平坦な地形面が見られる(第1図)。

水系別に見れば、本図幅地域の東部を流れる飛騨川はその支流山之口川との合流点の四美付近で大きく流路を転換させる。飛騨川本流の東西方向へのほぼ直角に近い流路の転換は、1) 東西方向に伏在が予想される断層の影響、2) 南北方向の断層谷である山之口川による構造的な規制などが原因として挙げられる。

ほぼ南北に流下する山之口川とこれを併せて合流する飛騨川に沿って、主要な山稜もほぼ南北に配列

* 元地質部(現ドリコ) ** 元地質部 *** 名古屋出張所



第1図 萩原地域の接峰面図

する。その典型は飛騨川水系の西方山地において見られる。すなわち、山岳は北方より南方に向かって漸次に高度を低減し、最北端部は標高1,600 mに達するが、最南端部では1,000 mとなる。

山ノ口川と飛騨川水系に臨む山麓の緩斜面には崖錐堆積物からなる緩斜地形面の発達が見られる。

飛騨川水系に沿っては大規模な河岸段丘が発達する。萩原町付近では、飛騨川の河床面はほぼ標高400 mである。飛騨川を挟んで東西両側にまたがる萩原町では、3段の段丘面が発達する。また、萩原町桜洞では扇状地地形が見られる。

本図幅地域東部の山ノ口川と飛騨川の西岸部は阿寺断層帯の北東延長部に当たりNNW-SSEからほぼN-S方向の断層が発達し、断層による特徴的なケルン・コルの発達が見られる。

馬瀬川は本図幅地域北西端の麦島北方の山地（「三日町」図幅地域内）を分水嶺として南東に向かって本図幅地域中央部を斜めに横断して流下するが、大原の南方から川上の北方にかけて流路を転じて蛇行する。

馬瀬川水系沿いでも、山岳は北方から南方に向かい漸次に高度を低減し、高度1,200 mから1,000 mに至る高度差の少ない緩やかな地勢を示している。

本図幅地域の西部を流れる吉田川は、本図幅地域で最高峰の鳥帽子岳(1,625m)に源を発して南東方に向かって流下する。吉田川上流地域は、第四紀初期の噴出によると考えられる鳥帽子火山岩類が基盤岩類を広く覆う地域であり、火山裾野に見られる緩斜面地形が発達する。また、水沢上北西方の西又保川沿いの斜面では地すべりによると思われる緩斜面地形が高度979mの地点に発生し、北に向かってすべり落ちた地形を示している。

本図幅地域北西部の檜谷から大原に至る地域では、第1図に見られるように、全体的に起伏の少ない平坦な地勢を示している。

この地域では、河床面が海拔高度、約900mを示し、山頂部が1,200m内外で、高度差が300m程度の準平原地形を示しており、飛驒山地に見られる高原地形の典型である。

II. 地 質 概 説

本図幅地域は中部地方内陸部のほぼ中央部に位置し、飛驒外縁帯の古生層、美濃帯に特徴的な中生層、中生代前期の船津花崗岩類、濃飛流紋岩類を主体とする白亜紀後期-古第三紀の火山・深成岩類、第三紀末-第四紀初期の火山岩類及び崖錐堆積物などにより構成される(第1表)。

中部地方内帯では、北西側から南東側に飛驒帯、飛驒外縁帯、美濃帯及び領家帯がそれぞれほぼNE-SW方向に帯状配列し、中部地方内陸部における基本的な基盤構造を形成している(第2図)。本図幅地域でも、南部及び南西部から北西部にかけて南から美濃帯の中生層、飛驒外縁帯の古生層・変成岩類及び貫入岩類がそれぞれNE-SW方向の帯状配列を示している。

美濃帯の石灰岩と緑色岩類は石炭紀-二畳紀であり、チャートは三畳紀及び恐らく古生代後期であるが、それらを含む砕屑岩(泥質岩、砂岩)はジュラ紀である。すなわち、美濃帯の地層はジュラ紀に堆積し、その中に含まれている石灰岩・緑色岩類・チャートは先ジュラ紀の異地性岩体にすぎない。便宜上、両方を一括したものを中生層(または中生界)と呼ぶことにする。

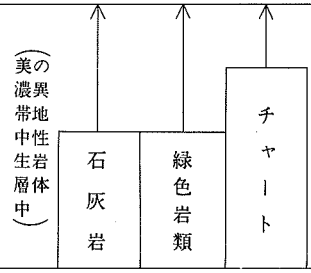
飛驒外縁帯は本図幅地域内では、古生層及び塩基性-超塩基性貫入岩類からなり幅は約4kmで美濃帯とは断層で接する。古生層はデボン紀の砂質-泥質岩起源の松谷結晶片岩及び清見層群からなる。飛驒外縁帯の花崗岩類に属する麦島花崗岩は飛驒外縁帯の古生層と断層で接する。美濃帯の中生層の大部分は濃飛流紋岩類分布地域の西側に分布するが、本図幅地域のほぼ中央部の馬瀬川流域の一部及び飛驒川西岸の萩原西断層沿いの地域にも基盤の一部として露出する。濃飛流紋岩類の西側の中・古生層の一般走向は大局的にはNE-SWであり、美濃帯中生層の一般走向に調和的である。このような基盤構造に対して、濃飛流紋岩類からなる白亜紀-古第三紀初期珪長質火山岩類とこれに伴う花崗岩類は上記の基盤構造に斜交しており、なかでも濃飛流紋岩類はNW-SE方向に伸長し、領家帯の北縁から美濃帯を経て飛驒帯にまで達している。

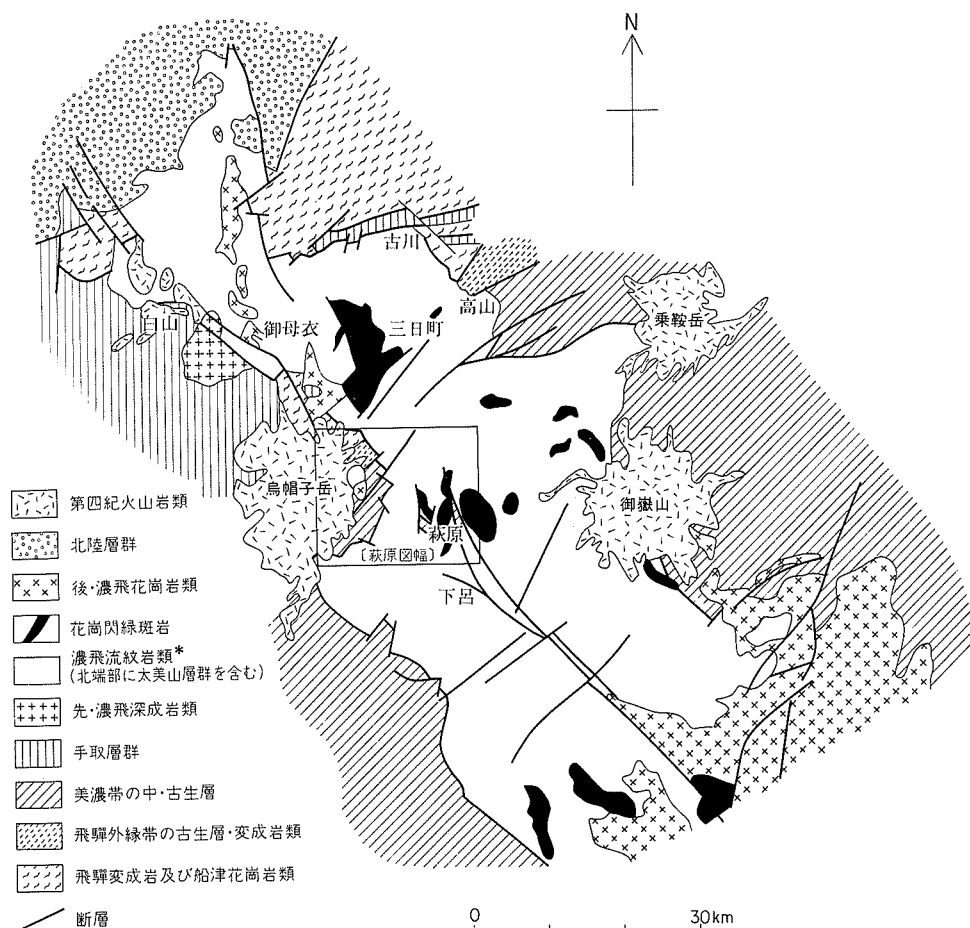
本図幅地域内の濃飛流紋岩類は、岩体全体から見てほぼ中央部に相当し、流紋岩-流紋デイサイトの火砕堆積物からなり、美濃帯の中生層分布地域を広く覆っている。主要な噴出域は、本図幅地域を含む美濃帯の中生層中にあると考えられる。

本図幅地域内における濃飛流紋岩類は、その内容から見て噴出活動の初期には、非溶結又は弱溶結の

第1表 萩原地域の地質総括表

地質時代		層 序		
新 生 代	第四紀 —— 新第三紀	完新統	沖積層・崩壊堆積物	
			崖錐堆積物	
		更新統	河岸段丘堆積物・扇状地堆積物	
		鮮火 新山 ・更 新岩 統類	烏帽子岳火山岩類	
			竜ヶ峰火山岩類	
			かんらん石玄武岩	
		安山岩岩脈		
	中 生 代	古第三紀	貫入岩類	閃緑岩・文象斑岩
				モンゾニ斑岩・水沢上花崗岩
				萩原花崗閃緑斑岩・花崗斑岩
後期白亜紀		濃飛流紋岩類	赤谷溶結凝灰岩	
			船山溶結凝灰岩	
			未区分火砕岩類	小坂火砕岩類
			吉田川安山岩類	
代	前期白亜紀——ジュラ紀	〈飛驒外緑帯〉		
		〈美濃帯〉		
		坂本峠層及びその他の美濃帯中生層		
古 生 代	三疊紀	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">麦島花崗岩</div>		
	二疊紀	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">変斑れい岩・かんらん岩</div>		
	石炭紀			
代	デ及び ホン それ以前 紀	一梨層	松谷結晶片岩	
		林ノ平層		
			↓ ?	





第2図 濃飛流紋岩類分布地域の地質概略図(河田, 1982の第2図を一部修正)
* 吉田川安山岩類を含む

火砕流堆積物が基盤岩類の起伏を埋めためて、その後に大規模な火砕流が相次いで噴出し、厚い火砕流堆積物を生じ、溶結凝灰岩が形成されていったと考えられる。また、濃飛流紋岩類西縁部では、ほぼ同時期に安山岩を主とする小規模な火山活動があった。

火砕流堆積物を主体とする珪長質火山活動に引き続いて花崗閃緑斑岩 - 花崗斑岩が主として濃飛流紋岩類分布地域に貫入し、これにやや遅れて花崗岩が貫入した。

花崗閃緑斑岩は本図幅地域内の東部から中部にかけてかなり広い分布を示し、その分布地域は濃飛流紋岩類中の流紋デイサイトの分布地域及びその周辺部に集中している。

花崗岩は濃飛流紋岩類西縁部の美濃帯の中生層中に貫入した。岩相の特徴は約30 km 北西方の「白川村」図幅地域内の庄川流域に分布する白川花崗岩に類似する。

文象斑岩及び珪長岩は本図幅地域内では小規模な岩脈として出現するが、北隣の「三日町」図幅地域内では、微文象花崗岩 - 文象斑岩が大規模な貫入岩体として分布する。岩相の特徴及び分布地域から見

て白川花崗岩の最末期を代表する貫入岩とみなされる。

新第三紀の火成活動としては、小規模な安山岩及び玄武岩の岩脈の活動が知られている。また、新第三紀末の鮮新世から第四紀の更新世には鳥帽子岳を中心に火山噴出があり、安山岩溶岩と火砕岩類が古期岩類を広く覆った。

Ⅲ. 飛驒外縁帯の古生層と貫入岩類

Ⅲ. 1 概 説

飛驒外縁帯は、本図幅地域内では、北西部の檜谷付近を分布の中心として、NE-SW 方向に延長 5 km、幅約 4 km にわたって帯状配列を示して露出する。飛驒外縁帯の東縁は濃飛流紋岩類と断層で接し露出が切断されるが、西縁は濃飛流紋岩類よりやや早期に噴出したと考えられる吉田川安山岩類及び第四紀初期の鳥帽子火山岩類によって覆われる。本図幅地域内における飛驒外縁帯の南西縁部を占めるかんらん岩は吉田川上流の明方村坂本に露出しており、また、後述する松谷結晶片岩に対比可能な巨大な捕獲岩塊 (2 × 3m) は二間手北西方の気良川西岸の濃飛流紋岩類中に見いだされた。したがって、鳥帽子火山岩類に覆われた地域の下部に檜谷付近に露出する飛驒外縁帯古生層の延長部が伏在していることが予想される。北縁部は麦島花崗岩と断層で接し、南縁部は美濃帯の中生層と断層で境される。

檜谷付近の飛驒外縁帯中の古生層から、藤本ほか (1953, 1962) によって中部古生界を示す化石が発見されて以来、檜谷付近の飛驒外縁帯の研究は層序・構造及び岩石学的な総合調査が精力的に行われ、幾多の研究論文が発表された。

本図幅地域の飛驒外縁帯は北から清見層群に属する一梨層 (一梨礫岩片岩)、林ノ平層、並びに松谷結晶片岩からなり変斑れい岩とかんらん岩を伴っている。程度の差はあるが、いずれも広域変成作用を被っており、更に一部では、白亜紀後期の花崗岩類によると考えられる熱変成作用を被り、ホルンフェルス化している。

藤本ほか (1953) によって檜谷付近の林ノ平層中の石灰岩から発見された化石は、HAMADA (1961) によりデボン紀のものであることが確認された。林ノ平層は化石を含む地層としては、本図幅地域内では最古のものである。

Ⅲ. 2 清 見 層 群

本層群は清見村の檜谷とその周辺に分布する林ノ平層及び一梨層とを併せた名称である。1950年代の初め当地域を調査した藤本らにより、分布地域の中心である檜谷の名称をとり“檜谷層群”(藤本ほか, 1953)と命名されたが、その後清見層群と改称された(藤本ほか, 1961)。

本層群は岩相上から林ノ平層と一梨層に二分されるが、両層の層序関係については不明な点が多く、一梨谷では両者は断層で接している。

藤本ほか (1953) は当初は一梨層を林ノ平層の下位層と考えた。その根拠は一梨層中に含まれる多量の

花崗岩質岩石の礫が、すぐ北方に隣接して分布する“麦島片麻岩類”から由来したものとされ、その中のジルコンが、ジルコン法(富田・唐木田, 1951)により中国大陸の山東省泰山頂上のものに相当し、始生代(先震旦紀)のものとしてされたことによる。しかし、その後、問題の“麦島片麻岩類”は野沢(1959a)により三疊紀末-ジュラ紀初期の船津花崗岩類に対比されることが明らかになった。したがって、一梨層中に含まれる花崗岩質岩石は問題の“麦島片麻岩”から由来したものではないことが明らかとなった。

従来の一梨層を林ノ平層の下位とし、清見層群の基底礫岩とする藤本らの見解は“麦島片麻岩類”の時代が明らかにされたことにより否定され、藤本ほか(1960)により訂正されるに至った。

Ⅲ. 2. 1 林ノ平層 (K, L₁)

本層は檜谷集落背後の丘である林ノ平の地名をとって命名された。檜谷集落を中心として、その北方の馬瀬川の東西両岸及び一梨谷の下流域に分布する地層で、NNE-SSW に細長く伸長して露出し、その延長は約3 km、幅は約1 km である。

本層は主として粘板岩、砂岩、凝灰質砂岩及び少量の石灰岩からなる。全層厚は700 m 程度と推定される。

藤本ほか(1953)は、暗緑色の塩基性岩石を“シャルスタイン”として林ノ平層中に含めたが、これは輝緑岩又は、斑斑れい岩からなる複合貫入岩体で、林ノ平層の主要な構成メンバーである粘板岩や砂岩中に貫入している。したがって、砕屑岩層からなる林ノ平層から除外した。

林ノ平層は全般的に弱い片理を生じており、砂岩は片状砂岩に、粘板岩は千枚岩又は準片岩の外観を呈する。また、石灰岩にも弱い片理を生じたものが認められる。このような片理に見られる特徴は低度の広域変成作用を被ったことを示している。

本層は分布地域の北縁で一梨層と断層で接し、南西縁でも両者の境界には断層が推定される。したがって、野外における両者の層序関係は明らかでないが、一般的な走向・傾斜からみられる構造では、林ノ平層を下位層と考えるのが妥当と思われる。

なお、林ノ平層は分布地域の全域にわたり、程度に差はあるが熱変成作用を被り、再結晶作用による微細な鱗片状黒雲母を生じホルンフェルス化している。特に檜谷集落から竜ヶ峰(「三日町」図幅地域内)に至る林道沿いでは、熱変成作用による再結晶作用を著しく被り、泥質起源の岩石は多量の黒雲母を生じたために淡紅褐色を呈する片状のホルンフェルスとなっている。

林ノ平層のみならず檜谷及びその南方に分布する飛驒外縁帯の岩石は、ほぼ全面的に熱変成作用により再結晶している。麦島付近に露出する三疊紀-ジュラ紀初期の貫入と考えられる麦島花崗岩中の斑れい岩や石英モンゾ閃緑岩の岩石年代については後述するが、いずれも若返りによると思われる白亜紀の年代を示している。これらの事実から、檜谷及びその周辺部に白亜紀花崗岩類が潜頭状に貫入していることが予想される。

以下、各岩層について記述する。

粘板岩：檜谷の旧小学校、分校付近より、北側の馬瀬川西岸と、その西方に主として分布する。黒色を呈し、一般に弱い片理が見られるが、檜谷の旧小学校分校の北方では、ほとんど片理を欠き塊状を示す。この付近では砂岩の薄層を挟み、また、泥質部と砂質部とが細かな縞状の互層を形成している。粘

板岩中には砂岩の細礫を含むものがある。檜谷付近での一般走向は、N60°Eで、NWに60°又は垂直に近い傾斜を示している。

砂岩：主として檜谷付近の馬瀬川東岸及び一梨谷から竜ヶ峰に向かう林道にかけて分布する。暗灰色を呈し、弱い片状を呈する。また、砂岩の薄層は粘板岩や凝灰質砂岩と互層する。

竜ヶ峰に向かう林道沿いの、片状砂岩は熱変成作用によりホルンフェルス化し、多量の黒雲母を生じ淡紅褐色を呈する。

凝灰質砂岩：主として一梨谷中流部付近の一梨谷沿いに露出する。淡灰色又は淡いクリーム色を帯びた灰色を呈し、片状を示す。多くの場合、砂岩と互層する。一部にデイサイト質凝灰岩の薄層が挟まれる。一梨谷における一般走向はN50-60°EでNWに60-70°傾斜する。

石灰岩：小規模なレンズ状岩体として粘板岩や砂岩中に出現する。暗灰色を呈し、片状を示すものがある。檜谷、林ノ平の台地の南側斜面に露出する石灰岩から藤本ほか(1953)により以下の化石が発見された。

Clathrodoctyon sp., *Amphipora* sp., *Favosites* sp., *F. cf. bachloides* BARRANDE, *F. cf. cograta* REED, *Thamnopora?* sp., *Striatopora* sp.

上記の化石から林ノ平層中の石灰岩はデボン紀のものと同定された。

III. 2. 2 ^{ひとつなし}一梨層 (一梨礫岩片岩) (H, K)

本層は檜谷の北方から一梨谷の上流部にかけてNE-SWに帯状の分布を示し、北縁は麦島花崗岩と断層で接し、南縁及び南東縁もまた林ノ平層と断層で境される。林ノ平層中の石灰岩からは前述のようにデボン紀を示す化石が発見されているが、本層中からは化石は見いだされていない。また、林ノ平層と断層関係にあるため本層の正確な時代を決定することは困難である。

構造的にみれば林ノ平層と一梨層とはともにNE-SWの一般走向を示し、NWに傾斜するものが多い。しかし、両者が断層関係である以上、走向・傾斜などの構造的な類似点があるにしても、これらの事実のみで林ノ平層を一梨層の下位層と考える根拠はない。

林ノ平層が粘板岩、砂岩、凝灰質砂岩及び石灰岩など碎屑岩層からなるのに対して、一梨層は安山岩質凝灰岩及び凝灰角礫岩などからなる火砕岩類を主体とする火山性累層である。本層は多量の礫を含むことで特徴づけられる。本層は一般に片理を生じ、片状を呈することから一梨含礫片岩又は礫岩片岩とも呼ばれている(藤本ほか, 1962; 稲森, 1962)。

全体に淡紅褐色又は淡緑灰色を呈する緻密なマトリックスからなり、マトリックスを構成する物質の多くは凝灰質物である。礫又は礫状岩として含まれるものの中には花崗岩質岩石が圧倒的に多く(第3図)、流紋岩、玄武岩などの火山岩礫も含まれる。また礫とは全く外観を異にして細長く伸びたレンズ状又は脈状の花崗岩質岩石が多数認められる。これらの多くは圧砕された構造を示し、マトリックス中に入りこみ混然一体となった様相を呈する。

礫の含有量や大きさは地域により異なるが、礫の最も多いのは一梨谷沿いで、林ノ平層と断層で接する地点から上流側に約数100mの間である。礫の最も大きいものは人頭大から長径数10cmに達し、巨大な礫のほとんどは花崗岩質岩石でその中にはアプライト又は優白質の花崗岩が多く、次いで眼球片麻



第3図 一梨層(礫岩片岩)中のレンズ状に偏平化した花崗岩礫. 清見村・一梨谷

岩又は片麻岩である。

流紋岩やデイサイト及び玄武岩の礫は細長く伸びて偏平化したものが多い。普通、数 cm 内外であるが、大きいものでは長径 10 cm に達する。

礫は一梨谷の上流部に向かって次第に少なくなり、また礫のサイズも小さくなる。また、礫を全く含まない部分も認められる。

前述のように一梨層のマトリックスは安山岩質の凝灰質物からなり、片理を生じ、再結晶作用を被っている(第4図)。緑泥石、緑れん石、絹雲母、斜長石及び少量の石英からなり、変成度からは緑れん石・緑泥石片岩相を示している。

一梨層中に含まれる礫状又は脈状の花崗岩質岩石に関しては幾多の論文が発表されている。しかし、一梨層中には花崗岩のみならずアプライト、文象斑岩、流紋岩、デイサイト及び玄武岩などの火山岩類の礫も含まれている。したがって、これらの多様な礫を含むことから礫岩であることは疑いの余地がない。しかし、礫岩のマトリックスは凝灰質であり、特に安山岩質の組成を示す点で通常の礫岩とは異なる。

“脈状花崗岩質岩石”の成因に関する種々の見解

一梨層中に見られる細長く伸びたレンズ状又は脈状の花崗岩の成因については、激しい議論をよんだ。火成説をとる立場からはこの異様な“脈状花崗岩”は飛驒山地に広く分布する船津花崗岩類に含められる麦島花崗岩の“Mylonitic intrusion”によるものと考えて、“脈状花崗岩”のもつ特異な圧砕構造の成因を説明した(小林, 1958; 野沢, 1959)。

また、加納(1959)も、一梨層中には、礫起源の花崗岩質岩石と岩脈起源の花崗岩質岩石の2種類があ



第4図 一梨層(礫岩片岩)中に見られる片理

ることを認めており、それらは成因的に異なると考えた。脈状をなす花崗岩質岩石には典型的なプロトクラスティックな構造が発達することを指摘し、これは、進入固結とほぼ同時に圧砕作用を受けたいわゆる同時構造岩(テクトナイト)の特性を示しており、礫状花崗岩よりもはるかにソーダに富んだトロニウム岩質であることからみて、水に富むトロニウム岩質のマグマから導びかれたものであると述べている。

石岡ほか(1976)は一梨橋南方の林道沿いに露出する一梨層中の礫から Na_2O に富むミュージェアライト(Mugearite)と推定される岩石を報告した。ミュージェアライト礫をつつむマトリックスは、火山岩質細礫の集合体で火山礫凝灰岩と考えられている。また、礫状又は脈状として含まれる花崗岩質岩石は差動運動を全く被らないものからフレイザー花崗岩と呼ぶのが適当なブラストマイロナイトまでであるが、マトリックスとの境界は明瞭ですべて水成の礫であると報告している。

花崗岩質礫をもつ礫岩・アルコースと、主としてミュージェアライトの火山弾と火山礫が繰り返し堆積した環境は、近くに花崗岩質の陸地があり、そこにアルカリ玄武岩系を主とする火山活動が見られる造山運動末期ないし直後の状況が想定されるとして、スコットランドのカレドニア造山運動を例に挙げている(石岡ほか, 1976)。

次に一梨層(一梨礫岩片岩)の中の各種の礫を含む岩石について鏡下の特徴を記載する。

1. 花崗岩, 文象斑岩及びデイサイトの礫を含む緑色片岩(清見村, 一梨谷上流北岸) GSJ R40814

圧砕花崗岩の礫: 斜長石, カリ長石, 石英及び黒雲母を主成分鉱物とし, 緑泥石, 緑れん石, 褐れん石及び電気石を副成分鉱物とする。斜長石は灰曹長石でアルバイト式双晶が発達するが, 圧砕により双

晶面は著しく撓曲している。石英は不規則に割れて、圧砕による波動消光が著しい。

文象斑岩の礫：小型の柱状斜長石斑晶を主体とし、少量の微斑晶として、石英、斜長石及びカリ長石を含む。石基の一部には、石英や長石類による微文象構造が認められる。また、石基には、白雲母、緑泥石及び緑れん石の微晶を生じている。

デイサイトの礫：拍子木状斜長石の微斑晶をもち、石基は粒状斜長石と少量の石英及びカリ長石からなる。白雲母と緑泥石は、拍子木状斜長石をとりまいて生じ、全体に弱い流理構造を示している。源岩はデイサイト質の酸性火山岩と推定される。

礫とマトリックスとの境の部分：緑れん石、緑泥石、白雲母、石英及び斜長石からなる。特に、緑れん石が脈状に発達する部分がある。

マトリックス：緑れん石、絹雲母、緑泥石及び斜長石などからなる。

2. 文象斑岩と流紋岩の礫を含む緑色片岩（清見村、一梨上流 500 m 北岸） GJSJ R40813

文象斑岩の礫：半自形で粒状の石英、柱状の斜長石及び半自形卓状のカリ長石からなり、石基は珪長質で、微文象構造を呈する。斑晶に黒雲母と思われるものがわずかに含まれるが、緑泥石に変質している。斜長石斑晶は、結晶内部の大部分が白雲母に交代されている。

流紋岩-デイサイトの礫：斑晶は斜長石で、石基は小粒状の石英、カリ長石及び斜長石からなる。

3. 玄武岩質細礫を含む緑色片岩（清見村、一梨橋付近） GJSJ R40815

玄武岩質細礫：微細な拍子木状斜長石からなり、不透明鉱物を多量に含む。かんらん石や輝石は変質が著しいために識別し難い。組織や不透明鉱物の多いことからみて、玄武岩質溶岩の細礫と考えられる。

マトリックス：マトリックスは、斜長石、緑泥石及び緑れん石からなる。弱い片理が認められる。

4. 礫をほとんど含まない準片岩（清見村、一梨川上流部） GJSJ R40816

源岩は安山岩質凝灰岩と推定される。紫色を帯びた淡紅褐色を呈し微細な繊維状白雲母を主とし、石英及び斜長石を含む。また、緑泥石や緑れん石、不透明鉱物や燐灰石を含む。弱い片理と微褶曲構造が認められる。

III. 3 松谷結晶片岩 (M)

本岩は清見層群に属する林ノ平層の南縁部に接して露出する。檜谷の南方約 3 km の松谷から NNE-SSW に延長約 3 km、幅約 500 m の帯状分布を示し、周囲のかんらん岩や林ノ平層とは断層で接している。岩体の東縁部は濃飛流紋岩類と断層で接する。

また、本岩に類似した結晶片岩は、明方村、二間手の北西の気良川西岸地域では、濃飛流紋岩類中の捕獲岩塊 (2 × 3 m) として出現する。

本岩は藤本ほか (1953) により、林ノ平層と同層位にあって水平的に漸移する可能性が示唆され、“同時異相”と考えられてきた。しかし、林ノ平層に比べ、片理の発達が著しく、変成度がより高いこと、及び松谷の西岸で林ノ平層と断層関係にあることなどから、林ノ平層から区別した。

SEKI (1959) は、千枚岩-準片岩からなる林ノ平層と松谷結晶片岩との間には漸移関係はなく、岩石学

的特徴や鉱物組み合わせなどから見ても別個のものであると述べている。

柴田ほか(1980)は、松谷結晶片岩中の白雲母の K-Ar 年代を $92.1 \pm 2.9 \text{ Ma}$ と報告し、この年代は白亜紀花崗岩の影響を受けて若返ったものと解釈した。

松谷結晶片岩は主として泥質岩及び砂質泥岩を源岩とする広域変成岩で、片理の発達が著しい。片理は一般に $N60-70^\circ E$ で、NW に $70-80^\circ$ の急傾斜を示す。片理は層理とよく一致する。また、微褶曲構造を示すことがある。

泥質-砂質岩起源の黒色片岩のほかに、チャート又は酸性凝灰岩を源岩とする結晶片岩や苦鉄質火山岩を源岩とする緑色片岩も少量伴われる。また、極めてまれに松谷の転石として、自形の石英斑晶をもち、流理構造の発達した流紋岩溶岩を源岩とする結晶片岩が見いだされた。

黒色片岩中には一般に曹長石の斑状変晶を生じ、大きいものでは直径 2mm に達する。曹長石の斑状変晶の中には暗褐色の塵埃状物質が包有される。

Ⅲの1の項で述べたように飛騨外縁帯の岩石の大部分は“後期白亜紀花崗岩”によると思われる熱変成作用を被っている。松谷結晶片岩も、その分布地域のほぼ全域にわたって熱変成作用の影響を被り、ホルンフェルス化によると思われる特有の淡紅褐色の鱗片状黒雲母を生じている。また、石英も結晶片岩に特有な構造を失った部分があり、これに替わってモザイク状構造が発達する。このような鏡下における特徴は明らかに熱変成作用が加わった複変成作用を示唆するものである。したがって、普遍的に結晶片岩中に見いだされる黒雲母はホルンフェルス化によって生じたものと判断し、結晶片岩本来の構成鉱物から除外した。

黒色片岩のなかで、最も一般的な岩石は石墨・ざくろ石・白雲母・曹長石・石英の鉱物組み合わせを示す。

黒色片岩(石墨白雲母片岩)GSJ R40817: 全体に再結晶化が進み、石英は 0.05-1 mm の粒状を呈する。ホルンフェルス化により、モザイク状構造を呈する部分がある。石墨及び炭質物は波状の條線に沿って集合して、縞模様を形成し、やや大型の石英や曹長石は集合して、レンズ状に発達する。

ざくろ石・アクチノ閃石・緑れん石・緑泥石・片岩: 曹長石の、点紋は粒径 1 mm 以下で、細かな石墨を包有する。アクチノ閃石は石英や曹長石を取り巻いて集合する。黒雲母(X = 淡褐色 - 淡緑褐色, Y = Z = 明るい褐色)は緑泥石・緑れん石などと一緒に脈状に配列し、ざくろ石をしばしば包有する。ざくろ石を包有する部分では、黒雲母は緑泥石化する傾向がある。

このほかに、松谷の支流では曹長石の斑状変晶に富む結晶片岩の転石が見いだされた。この岩石は、絹雲母・緑泥石・黒雲母及び石英・曹長石からなり、少量のざくろ石を含有する。曹長石の点紋は径 1-2 mm で、斑状変晶を形成する。

Ⅲ. 4 塩基性-超塩基性岩類

Ⅲ. 4. 1 変斑れい岩 (Ga)

本岩は檜谷周辺や一梨川沿いの林ノ平層中に岩脈状、岩床状又はストック状に出現する貫入岩体である暗緑色の堅硬・緻密な岩石であるが、広域変成作用を被り、一部には弱い片理の認められるものが

ある。

本岩中には各種の岩相を示すものが含まれ、斑状組織を示すもの、粗粒・塊状の斑れい岩に至る各岩相が識別される。また、岩体中でも粒度の変化が認められ一般に外側の細粒部から中心の粗粒部に漸移する。

一梨谷下流部に露出する岩体の粗粒部では、長径2-3 mm の角閃石や輝石が肉眼で識別される。

本岩の貫入時期は明らかではないが、一部に弱い片理を示す部分が認められることから見て、林ノ平層の堆積後に貫入し、飛驒外縁帯の諸岩石とともに広域変成作用を被ったものと考えられる。

変斑れい岩 (斑状) (清見村, 一梨谷) GSJ R40818

斜長石、角閃石及び普通輝石の斑晶を含み斑状を呈する。

斑晶：斜長石は一般に長さ1-1.5 mm, 最大で3.5 mm, 自形柱状を呈し、針状のアクチノ閃石を包有する。角閃石は淡緑色の普通角閃石で、長さ2-3 mm, 自形柱状を呈する。一部は緑泥化している。普通輝石は長さ1.5 mm 内外の半自形で短柱状を示し、変質が著しく角閃石に交代され、元の組織をとどめない。

石基：葉片状又は針状のアクチノ閃石の集合体からなり、不透明鉄鉱物が含まれる。それらの間隙は斜長石により埋められている。副成分鉱物として緑れん石が含まれる。

変斑れい岩 (清見村, 一梨谷下流部) GSJ R40819

全体として斑状を呈し、斑晶鉱物として、普通輝石、角閃石が含まれる。

斑晶：普通輝石は一般に長さ2 mm 内外、最大で3-4 mm に達する。自形柱状を示す。結晶内部は淡緑色の角閃石により交代されているものが多い。角閃石はやや淡い褐色を帯びた緑色の普通角閃石で、長さ2-3mm の自形状を示す。全体に著しい変形を被り、片理を生じている。

石基に相当する部分は、片理に沿って、葉片状又は針状アクチノ閃石を生じ、不透明鉄鉱物が含まれる。それらの間隙部分は斜長石により満たされている。

副成分鉱物として、緑れん石、チタン石及びジルコンの小粒状結晶が含まれる。

III. 4. 2 かんらん岩 (Pt)

本岩は域内では、飛驒外縁帯の南縁部を占め、美濃帯の中生層と断層で接する。NNE-SSW に帯状に分布し、岩体の東縁部は濃飛流紋岩類と断層で境される。また、岩体の内部には松谷結晶片岩が断層で囲まれたブロックとして露出する。かんらん岩体の規模は延長約3 km で、最も幅の広い部分では約1 km である。

本岩体の南西方の延長は、水沢^{みぞれ}上南西方の奈良井川に露出する。この部分まで含めると延長8 km に及ぶ。本岩体は青味を帯びた暗緑色を呈し、岩体のほとんどの部分が蛇紋岩化している。

かんらん石には比較的に元組織が保存されているものも見られるが、多くは蛇紋岩化作用を受けて蛇紋石、滑石又は粘土鉱物により交代されている。

蛇紋岩化を被ったかんらん岩 (清見村キラ洞南東、県道71号 (郡上八幡 - 高山) 沿いの露頭) GSJ R40820

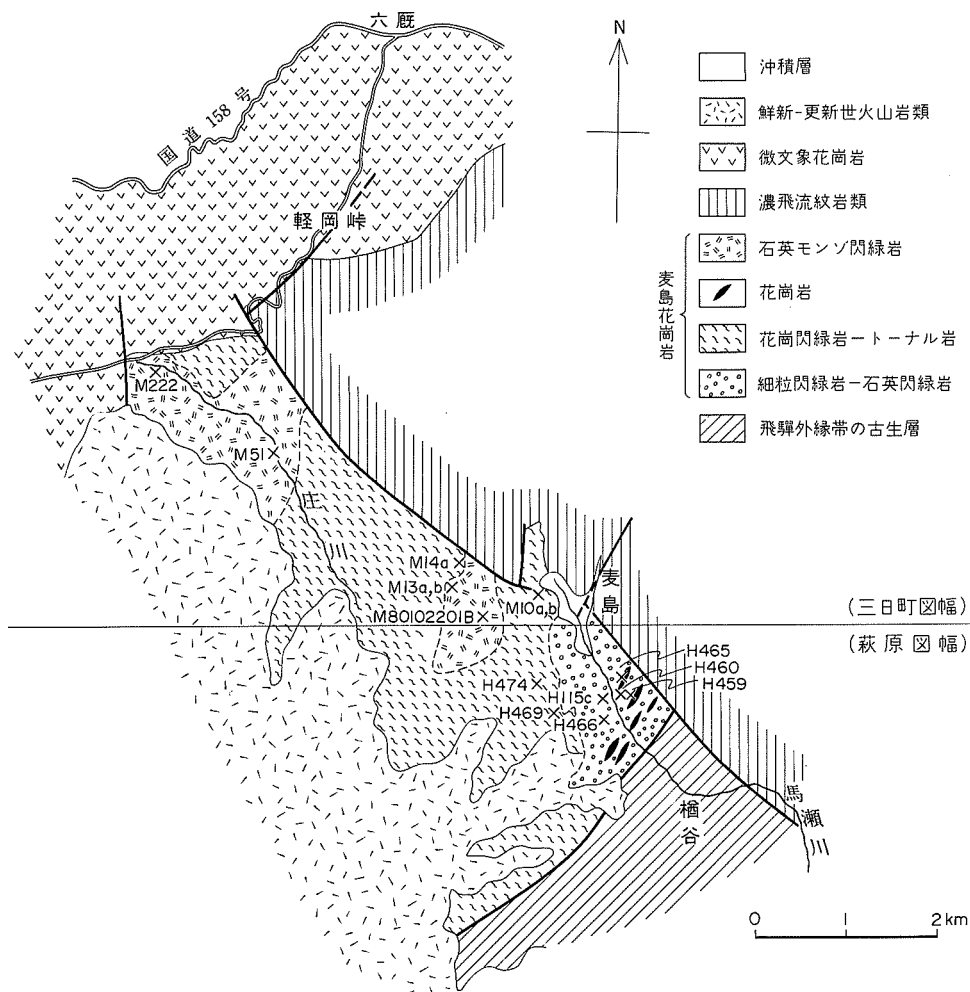
かんらん石と斜方輝石からなる。かんらん石は長さ2-3 mm, 半自形で細かな割れ目に沿って繊維状

蛇紋石に交代されている。斜方輝石は長さ2 mm内外の半自形で劈開面や割れ目に沿って蛇紋石や粘土鉱物により交代されている。かんらん石や斜方輝石の一部又は結晶のすき間にトレモラ閃石を多量に生じている。このほかに不透明鉄鉱物が含まれる。

本岩の貫入時期については、よく分かっていないが、新潟県青海の飛驒外縁帯中の同様な超塩基性岩類が下部ジュラ系来馬層群中に礫として取り込まれていることなどの理由から、CHIHARA *et al.* (1979) によって、その貫入時期は古生代末と推定されている。本岩もまた同時期（二畳紀末期）の貫入に属する可能性が高い。

III. 5 麦島花崗岩 (Qm, Gb, Gd, Di)

本岩は、かつて藤本ほか (1953) により麦島片麻岩類と呼ばれ、飛驒変成岩類の一員と考えられてきた



第5図 麦島花崗岩の分布略図と試料採取地点(河田, 1982, 第3図を一部修正)

が、その後の検討によって当初の見解が訂正され、麦島花崗岩類と呼ばれるようになった（藤本ほか、1962）。また、野沢（1959）は、“麦島片麻岩”は岩相の特徴や内部に含まれる包有物から見て船津花崗岩類中の下之本型岩石に相当し、下之本型岩石の主要露出地域の延長上に分布することを指摘している。

麦島片状花崗岩又は麦島花崗岩類などの名称で呼ばれてきたこの花崗岩類を、河田（1960）は麦島花崗岩と呼んだ。

柴田ほか（1980）は、檜谷で採取した麦島花崗岩を構成する粗粒の閃緑岩から分離した角閃石の K-Ar 年代を測定し、 $120 \pm 5 \text{ Ma}$ と報告し、また柴田ほか（1984）は、麦島西方で採取した麦島花崗岩中の石英モンゾ閃緑岩に含まれる黒雲母の K-Ar 年代について、 $142 \pm 5 \text{ Ma}$ と報告している。

上記の K-Ar 年代値は船津花崗岩類中の鉱物の平均的年代値である 180 Ma よりはるかに若い、この若い年代は後期白亜紀末期 - 古第三紀初期の花崗岩類の貫入による若返りの結果と考えられている（柴田ほか、1980；河田、1981）。これらのほかに、柴田らの未公表資料では、前述の檜谷の閃緑岩と数 m 隔てたほぼ同地点で採取した閃緑岩中の角閃石の K-Ar 年代は、船津花崗岩類の貫入時期とされているジュラ紀の値を示した、と言われている。したがって、上記の事実から、麦島花崗岩は船津花崗岩類の一員であると考えられる。

本図幅地域内では、本岩は本図幅地域北西部で、飛騨外縁帯古生層の北側に位置し、麦島・檜谷及び一梨谷の上流部に露出する。岩体の北半部は北隣「三日町」図幅地域内に連続して分布する（第 5 図）。

岩体の東縁部及び西縁部は、竜ヶ峰火山岩類や烏帽子火山岩類などの第四紀火山岩類によって覆われている。西縁部では庄川の河床部に露出が見られることから、烏帽子火山岩類の下部に伏在しているものと考えられる。

麦島花崗岩の、主岩相は片状を呈するトーナル岩 - 花崗閃緑岩である。このほかに閃緑岩 - 石英閃緑岩、花崗岩及びモンゾ閃緑岩が分布する。麦島花崗岩の地質略図を第 5 図に、また麦島花崗岩の Rb 及び Sr 含有量を第 2 表に、また同岩の帯磁率を第 3 表に示した。金谷・石原（1973）によれば、船津花崗岩類は一般に $\chi = 200 - 600 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ を示しており、本岩の帯磁率もこの範囲に収まるものが多い。

III. 5. 1 黒雲母角閃石閃緑岩 - 石英閃緑岩 (Di)

本岩は主として馬瀬川沿いの県道 71 号（郡上八幡 - 高山）の東西両側に分布する。暗緑色ないし緑灰色を呈する細粒 - 中粒の岩石で、一般に片理を示さない。

上記の県道 71 号沿いの麦島 - 檜谷地域における露頭では、中粒 - 粗粒の花崗閃緑岩の網目状細脈が閃緑岩中に進入している。また、網目状細脈に進入された部分やその周辺部は石英閃緑岩質岩相を呈する。

トーナル岩 - 花崗閃緑岩中には、黒雲母及び角閃石からなる苦鉄質包有物がしばしば見られること及び花崗閃緑岩の細脈が閃緑岩中に進入していることなどから、閃緑岩がトーナル岩よりも早期に形成されたと考えられる。

閃緑岩 - 石英閃緑岩（清見村、麦島南方県道 71 号線沿いの露頭） GSJ R40821

暗緑色で細粒の岩石である。主成分鉱物としては、角閃石、黒雲母、斜長石及び少量の石英からなり、副成分鉱物として燐灰石、チタン石、ジルコン、緑れん石及び不透明鉄鉱物が含まれる。

斜長石は中性長石程度で、長さ 1 mm 程度の自形柱状を呈する。変質作用を被り、汚濁しており、絹

第2表 麦島花崗岩のRb及びSr含有量

試料番号	Rb(ppm)	Sr(ppm)
M-10a	50	381
M-10b	57	882
M-13a	30	1102
M-13b	22	1064
M-14a	35	804
M-51	17	1150
M-222	27	1417
M-469	26	1451
H-115c	37	752
H-459	76	100
H-460	20	512
H-465	39	202
H-466	24	467
H-474	35	925
M80102201B	26	1294

(分析者 金谷 弘)

誤差は岩石中の元素濃度が100 ppm 以下のものについては絶対値で5 ppm 程度

誤差は岩石中の元素濃度が100 ppm 以上のものについては絶対値で5%程度

第3表 麦島花崗岩の帯磁率

試料番号	岩 質	$\chi = R \cdot X \cdot \left(\frac{d}{d'}\right)^2 \frac{1}{\sigma}$ (emu/g) $\times 10^{-6}$
M-10a	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	29
M-10b	黒雲母角閃石トータル岩	273
M-13a	黒雲母角閃石花崗岩	488
M-13b	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	49
M-14a	黒雲母角閃石トータル岩	203
M-51	石英モンゾ閃緑岩	303
M-222	石英モンゾ閃緑岩	256
*M-469	黒雲母角閃石トータル岩	183
H-115c	角閃石斑れい岩	748
H-459	黒雲母花崗岩	19
H-460	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	119
H-465	黒雲母角閃石花崗岩	63
H-466	角閃石斑れい岩ベダマタイト	463
H-474	黒雲母角閃石トータル岩	206
M80102201B	黒雲母角閃石トータル岩	719

* マイロナイト化を被る

試料採取地域「三日町」「萩原」図幅地域内

測定試料 粉末

測定機器 Bison 3101型磁化率計

測定年月日 1981年6月7日

測定者 金谷 弘

雲母や緑泥石により交代されている。石英は間隙を充填しており、しばしば波動消光を呈する。

角閃石は淡い緑色で、柱状を示し、長さ1mm程度である。変質により、針状又は閃光集合状のアクチノ閃石を内部に生じている。黒雲母は淡褐色で、板状又は集合体となって含まれるが、一般に緑泥石化作用が著しい。

III. 5. 2 黒雲母角閃石トータル岩 - 花崗閃緑岩 (Gd)

本岩は麦島西方及び一梨川の北部に分布し、麦島花崗岩中で分布面積が最も広い。淡灰色 - 淡緑灰色を呈する中粒 - 粗粒の片状岩で、斜長石、石英、微斜長石、黒雲母及び角閃石を主成分鉱物として含む。副成分鉱物として、かなりの量のチタン石と少量の磷灰石及び鉄鉱を含む。麦島西方の林道、白山支線(高山営林署管内)の露頭では、細粒の黒雲母及び角閃石からなる暗灰色の包有物をしばしば含んでいる。包有物は楕円形又はレンズ状で一般に長さ5-10cmで、大型のものは20-30cmに達する。麦島の西方地域では、片理はN70°Wで、NE又はSWに70°の傾斜を示す。本岩の一部はマイロナイト化しており、緑泥石化作用を受け脈状又は網目状に緑泥石や緑れん石を生じている。

黒雲母角閃石トータル岩(清見村麦島南西方白山支線林道)

角閃石は長さ4mmの半自形で淡緑色を呈するが、一般に変質が著しく緑泥石化している。しばしば、鉄鉱又は磷灰石を包有する。黒雲母は長さ2.5-3mm、半自形の板状結晶として産するが、結晶の全面にわたって緑泥石化している。斜長石は一般に長さ2-3mmの半自形で、二次的変質を被り炭酸塩

鉍物を生じている。石英は長さ0.4 mm 又はそれ以下の他形で間隙充填形を示す。微斜長石は少量で、淡褐色に汚濁し間隙を充填している。副成分鉍物としてチタン石、燐灰石及び鉄鉍を含む。

Ⅲ. 5. 3 黒雲母花崗岩 (Gb)

本岩は主として麦島南方の馬瀬川東岸地域で、石英閃緑岩 - 閃緑岩中に侵入した小規模な貫入岩体として出現する。一般に、幅約数 m-10 数 m で、NE-SW 方向に伸長しているが、延長距離は明らかでない。

灰白色又は淡緑灰色の中粒 - 粗粒状岩石で、片理を示すことはない。長さ6-8 mm に達する微斜長石の大型結晶を含み、岩相上の特徴は船津花崗岩類の船津型花崗岩に類似する。石英モンゾ閃緑岩との野外における関係は不明であるが、本岩が船津花崗岩類の主岩相である船津型花崗岩に対比される可能性のあることから考えて、石英モンゾ閃緑岩より早期に形成された可能性が強い。

黒雲母花崗岩 (清見村, 麦島南方1 km, 馬瀬川東岸) 微斜長石, 斜長石, 石英, 黒雲母及び鉄鉍からなる。GSJ R40823

微斜長石は半自形で、長さ3-6 mm, 新鮮で格子状構造が著しい。斜長石は卓状で、長さ2-5 mm, 灰曹長石に属し、しばしば微細な絹雲母を生じている。石英は粒状で間隙充填形を示し、粒径2-4 mm である。黒雲母は長さ2-4 mm の板状結晶であり、緑泥石化作用を受けているが、緑褐色を呈するものが残存する。チタン石は、しばしば自形結晶として含まれる。燐灰石は自形結晶として出現し、しばしば黒雲母と共存する。ほかに少量の緑れん石が含まれる。

有色鉍物に乏しいアプライト質岩相を示すものでは、微斜長石と石英との接触部にミルメカイドが発達する。

Ⅲ. 5. 4 石英モンゾ閃緑岩 (Qm)

本岩は麦島西方約1 km の白山支線林道に沿って露出し、その延長部は「三日町」図幅地域内に分布する。

本岩は白山支線林道の露頭では、トータル岩を貫いてその片理をも切っている。

灰白色粗粒の岩石で一般に片理を示さない。斜長石, 微斜長石, 石英, 角閃石及び黒雲母を主成分鉍物とし、副成分鉍物として、チタン石, 燐灰石及び鉄鉍物を含む。野外では石英に乏しいこと、C 軸に厚く発達した六角板状の黒雲母を含むことで容易に識別される。黒雲母は径5-7 mm に達するものがしばしば見いだされる。白山支線林道に露出する本岩の鉍物容量比は斜長石54%, 石英15%, 微斜長石14%, 黒雲母12%, 角閃石2% で、そのほかにチタン石, 磁鉄鉍及び燐灰石を含む。

白山支線林道の露頭 (三日町図幅地域内) で採取した本岩中の黒雲母の K-Ar 年代は 142 ± 5 Ma を示している (柴田ほか, 1984)。

帯磁率は $\chi = 719 \times 10^{-6}$ (emu/g) を示し (河田, 1981) 船津花崗岩類の一般的平均値 $\chi = 200-600 \times 10^{-6}$ emu/g (金谷・石原, 1973) よりもやや高い値を示している。

角閃石黒雲母石英モンゾ閃緑岩 (清見村, 麦島西方白山支線林道, 三日町図幅地域内) GSJ R40824

角閃石は緑色普通角閃石で、長さ1.5mm内外の自形柱状を示し、二次的変質により緑泥石化を被り、一部では緑れん石を生じている。黒雲母は一般に3-4mmの板状で、X = 淡黄色、Y、Z = 緑色を帯びた褐色を示し、一部は緑泥石化している。結晶内部に緑れん石を生じたり、燐灰石や鉄鈹の小粒状結晶を包有するものがある。斜長石は一般に長さ3-4mmの自形柱状で累帯構造を示す。中核部はカオリン化して淡褐色に汚濁している。また、一部に微細な絹雲母を生じている。微斜長石は長さ1.5-2mmの他形でほかの成分鈹物の間隙を充填している。石英は一般に長さ1mm以下の他形でほかの成分鈹物の間隙を充填しており、微細な包有物に富んでいる。副成分鈹物としてチタン石、燐灰石、ジルコン及び鉄鈹が含まれる。特にチタン石は、長さ1.5mm又はそれ以上に達する自形状結晶として、しばしば含まれる。

IV. 美濃帯中生層

IV. 1 概説

美濃帯は、萩原図幅地域北西隅の、飛驒外縁帯に属する地域を除いて、図幅地域の残りの全域を占めている。しかし、美濃帯を特徴づける非変成の中生代の堆積物の露出域は広くなく、その代わりに、本図幅地域の美濃帯は白亜紀後期の濃飛流紋岩類に広く被覆されている。

萩原図幅地域の西半部では、中生代の堆積物は、吉田川沿いの鎌辺-水沢上の区間を中心に、幅約4km、長さ約13km、NNE-SSW方向に延びる帯状の地域に、連続的に分布する。この分布域を坂本峠地域又は西部地域と呼ぶ。坂本峠地域における中生代の地層は、ジュラ紀の泥質岩・砂岩が主体であり、先ジュラ紀(石炭紀、二畳紀、三畳紀)の異地性岩体を多数含む。この中生代の地層に対して、坂本峠層という地層名を新たに提唱する。異地性岩体としては石灰岩とチャートが顕著であり、緑色岩類も石灰岩の付近にしばしば認められる。

本図幅地域の東半部では、馬瀬川沿いの馬瀬村黒石垣内・小川林の付近(中部地域と呼ぶ)及び飛驒川・山之口川の西岸沿い(東部地域と呼ぶ)の二つの小区域に、砂岩・頁岩からなる地層が露出する。この地層は、西部地域(坂本峠地域)の模式的な坂本峠層に岩相が類似するが、異地性岩体は非常に少ない。中部地域と東部地域の砂岩・頁岩からなる地層については、化石による地質年代は確認されていないが、坂本峠層と同様に、ジュラ紀の地層とみなされる。

IV. 2 坂本峠層(新称)(S, C, Sc, L₂)

萩原図幅地域において、中生代の堆積物が連続的に分布する区域、すなわち、吉田川沿いの鎌辺-水沢上の区間を中心として、北東へは^{おっぱら}大原付近、南西へは^{けら}気良地区にわたる、NNE-SSW方向の帯状分布域(坂本峠地域又は西部地域と呼ぶ)の碎屑岩層に対して、坂本峠層という地層名を提唱する。

この地域の主として砂岩・頁岩よりなり、“レンズ状”の石灰岩・チャート・緑色岩類を含む地層は、かつては石灰岩から産出する紡錘虫の研究に基づいて、石炭紀の^{あきやま}明山層と大原層、二畳紀の^{おくみょうがた}奥明方層

とおくずみと奥住層に区分された (KANUMA, 1958). 当時は、泥質岩から微化石が検出されることは予想さえできなかったため、美濃帯の堆積岩層の地質年代は紡錘虫によって決められる、と考えられていた。

坂本峠地域の東部は、石炭系の最上部を示す化石帯—*Triticites* 帯—の確認された、日本でも珍しい地域の一つとして、注目を浴びた。坂本峠地域は、美濃帯の古生界の紡錘虫分帯による研究にとって、古典的フィールドの一つである。

1980年代に入って盛んになった放散虫化石の研究によって、美濃帯の多くの地区で泥質岩からジュラ紀の放散虫が検出され、砕屑岩が古生代の地層でなく、ジュラ紀—白亜紀最前期の地層であることが判明した。萩原図幅地域内でも、後で述べるように、泥質岩からの放散虫の発見により、砕屑岩がジュラ紀の地層であることが確認された。したがって、石炭紀—二畳紀の石灰岩・緑色岩類や三畳紀—石炭紀のチャートは、“根”のある岩石ではなく、ジュラ紀に“再堆積”した異地性岩体である。石灰岩中の紡錘虫化石の年代に基づいた、従来の古典的な地層名は、石灰岩の異地性岩体だけに当てはまるものであって、砕屑岩層には適用できなくなった。このため、砕屑岩類を本質的な構成要素とするジュラ紀の地層に対して、坂本峠層という地層名を新たに使用する。

IV. 2. 1 坂本峠層の岩相

坂本峠層は、主として頁岩と砂岩よりなり、石灰岩、緑色岩類及びチャートをブロック状、レンズ状、礫状の異地性岩体として含む。坂本峠地域（西部地域）の北西半部に当たる地域と南東半部に当たる地域とでは、坂本峠層の岩相に違いがある。後者の地域では石灰岩やチャートの異地性岩体が非常に多い。これに対して、北西半部の地域では、それらの異地性岩体は比較的少なく、チャートと緑色岩類が数地点、石灰岩の異地性岩体は1地点で確認されただけである。

後で述べるように、異地性岩体が石炭紀、二畳紀又は三畳紀の化石を含むのに対して、異地性岩体を取り巻く泥質岩はジュラ紀の化石を含む。泥質岩自体の中には、ジュラ紀より古い年代の化石は見いだされない。したがって、坂本峠層の本質的構成物である砕屑岩は、ジュラ紀の地層である。石灰岩、緑色岩類、チャートは、ジュラ紀の砕屑物の堆積域の周囲に露出していた先ジュラ紀の岩石が、斜面をすべり下り、砕屑物の堆積しつつあった堆積域に到達して再堆積し、砕屑物の中に取り込まれた異地性岩体であると筆者は考える。

坂本峠層のように、再堆積した古期の異地性岩体を含む砕屑堆積物は、オリストストローム¹⁾ (olistostrome) と呼ばれる。オリストストローム中に含まれる砂岩塊や異地性岩体は、オリストリス (olistolith) と呼ばれる。

坂本峠層の主たる岩相である頁岩と砂岩については、成層状態の乱れていない、正常な堆積相を示す頁岩や砂岩及び砂岩頁岩互層も一部に認められるものの、大部分は砂岩がレンズ状又は団塊状にちぎれて、乱れた成層状態を示す。後者は頁岩と砂岩からなるオリストストローム相 (第6図) で、時にはスランプ褶曲を伴う。

この型のオリストストロームは脇田 (1983) のエンドオリストローム II に相当する。一般に、オリスト

1) オリストストロームに対して、日本では最近、海底地すべり堆積物 (メランジ堆積物, スランプ礫岩) など、種々の名称が使用されている。オリストストロームやオリストリスに関する用語や分類については、萩原図幅地域の南西に隣接する八幡図幅地域の、「八幡地域の地質」(脇田, 1984) 及び脇田 (1983) を参照されたい。



第6図 坂本峠層(北西部地域)の砂岩・頁岩からなるオリストストローム
A: 清見村大原北方, B: 清見村松谷(脇田浩二技官提供)

ストローム中の砂岩塊（オリストリス）の年代を決めることは困難であるが、乱れの弱い場合は共存する頁岩と互層状を示すこともあるなど、頁岩と同年代か近い年代の場合が多いと推察される。もちろん、砂岩のオリストリスの中には、元来、泥質岩とは離れた場所、又は泥質岩と異なった年代に堆積したものが、海底地すべりや海底下での崩落などによって、現在見られる泥質岩と混在するようになった場合も存在するであろう。

坂本峠地域の北西半部に当たる地域の中でも、坂本峠層の本質的な構成物である砕屑岩の岩相に、地域的な変化があるようである。すなわち西北西寄りの部分では、飛驒外縁帯との境界付近の松谷で観察されるように、頁岩が優勢なオリストストロームが支配的である（第6図A）。東南東寄りの部分では、大原付近や坂本峠を通る県道に見られるように、砂岩の量が増して、砂岩・頁岩の互層のスランプ相というべき岩相が目立ってくる（第6図B）。緑色岩類とチャートとの異地性岩体は、主として、坂本峠地域の北西半部の中でも、その中軸部に岩たる区域で見いだされた。ただし、坂本峠地域の北西半部における踏査ルートは多くないので、上記の中軸部の区域以外にも異地性岩体が含まれる、という可能性は残されている。

坂本峠地域の南東半部の地域では、坂本峠層の砕屑岩は、全体として、砂岩よりも頁岩が優勢である。そこでは、砂岩・頁岩互層のように比較的整然とした堆積相を示すこともあるが、頁岩を基質として、その中に大小様々な砂岩の“壘円礫”（オリストリス）を含んだオリストストローム相が目につく。また、頁岩と砂岩とが不規則に入り混じって、小規模なスランプ褶曲をしていることもある。頁岩は黒色であり、葉理のほとんど認められない頁岩が多く、葉理のよく発達した頁岩は少ない。頁岩は、厚さ数 cm-20 cm の、中-細粒の砂岩と互層することがある。厚さ数 10 cm の、中-粗粒の塊状砂岩を含むこともあるが、これは比較的まれである。塊状砂岩の中には、頁岩の角ばった岩片を含むものも、まれに見いだされた。頁岩と砂岩との間には、級化成層（graded bedding）は一般に認められない。露出状態が悪い所では、一般に砂岩が目につく。しかし、転石として砂岩が目立つ地区でも、連続した露頭があれば、砕屑岩の主体が頁岩であることが分かる。石灰岩・緑色岩類・チャートの異地性岩体の周辺では、葉理のほとんど見られない頁岩が、特に優勢である。

坂本峠地域の北西半部では、坂本峠層は、程度の差はあるにしてもホルンフェルス化しているのが、一般である。これに対し、南東半部では、坂本峠付近で弱いホルンフェルス化が認められるのを除いて、熱変成現象は見られない。

坂本峠地域における坂本峠層の岩相の著しい特徴は、石灰岩、緑色岩類、チャートを、いろいろな大きさの、ブロック状、薄板状、又は礫状の異地性岩体として、含むことである。

結論として、坂本峠地域（西部地域）の北西半部では、坂本峠層は砂岩・頁岩相及び砂岩と頁岩からなるオリストストローム相で特徴づけられるのに対して、南東半部では、石灰岩やチャートの異地性岩体に富むオリストストローム相によって特徴づけられる。

IV. 2. 2 泥質岩から産出する化石

坂本峠地域の南東半部に当たる地域において、坂本峠層の泥質岩から、ジュラ紀の放散虫化石が検出されている（脇田・礪見, 1986）。化石産地は、地質図及び第7図に示した3地点である：loc. 1（イラ



第7図 主要な石灰岩体、放射虫化石と length-slow chalcedony の産地。国土地理院発行の5万分の1地形図「萩原」を使用

ス谷の下流) : loc. 2 (明山林道) ; loc. 3 (荒倉ボラ). 以下の記述は脇田・磯見 (1986) による.

loc. 1 (試料 R33534) —イラス谷の下流

Hsuum sp.

Hsuum (?) sp.

Dictyomitrella (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO

Parvicingula sp.

Eucyrtidiellum sp.

Pantanellium (?) sp.

Praeococaryomma sp.

loc. 1 (試料 MA85051206) —イラス谷の下流

Hsuum sp.

Pantanellium sp.

Archaeospongoprurum sp.

Spongosaturnalis sp.

loc. 2 (試料 R33535) —明山林道

Hsuum (?) sp.

Parvicingula (?) sp.

Tricolocapsa sp.

Praeococaryomma sp.

loc. 3 (試料 MA85051115) —荒倉ボラ

Hsuum spp.

以上の放散虫化石群集の年代は、ジュラ紀中期と考えられる。ただし、loc. 3の *Hsuum* spp. は、ジュラ紀中期の放散虫群集のものとは異なり、ジュラ紀前期である可能性がある。

IV. 2. 3 異地性岩体 (石灰岩・緑色岩類・チャート) (L₂, Sc, C)

石灰岩

石灰岩は、径 10 cm 程度の亜円礫状のものから、400×1,200 m もの巨大な岩体まで、いろいろな大きさの異地性岩体として、多くの地点で認められる (第 7 図, 第 8 図)。5 万分の 1 の地質図上では、この中の比較的大きな岩体、又は石炭紀 - 二畳紀の紡錘虫分帯から見て重要な岩体だけを、図示した。

坂本峠地域 (西部地域) の堆積岩層は、鹿沼茂三郎 (例えば、KANUMA, 1958) によって、紡錘虫の詳細な研究に基づいて、下位より上位へと、明山層 (上部石炭系の下部層, *Fusulinella-Fusulina* 帯), 大原層 (上部石炭系の上部層, *Triticites* 帯), 奥明方層 (下部二畳系, *Pseudoschwagerina* 帯), 及び奥住層 (中部二畳系, *Neoschwagerina*) 帯に区分された。そして、石炭系と二畳系とが整合である、と報告された。しかし先に指摘したように、紡錘虫はそれを含む異地性岩体の年代を示すにすぎず、坂本峠層の碎屑岩の年代を示すものではない。

石灰岩とそれから産出する紡錘虫化石については、それが異地性岩体の起源を考察するのにも、二畳



第 8 図 坂本峠層中の異地性石灰岩塊。清見村，大原東方 1 km の馬瀬川北岸

紀 - 石炭紀の地史を研究するのにも、非常に重要な資料であるので、巻末の付属資料「萩原地域の紡錘虫石灰岩 - 萩原地域の地質への補足資料」の中で、詳細に記載した。したがって、ここでは、鹿沼による層序区分に関連して、明山層 (*Fusulinella-Fusulina* 帯) の模式地がイラス谷地域の奥イラスボラ地域の奥イラスボラ (第 7 図の I1 岩体) であること、大原層 (*Triticites* 帯) の模式地がイラス谷地域のハサド谷 (同図の I2 岩体) であること、及び鹿沼が強調した石炭系と二畳系との整合関係のデータがオーイラスボラ地区の中部 (同図の I4 岩体) から得られたこと、を指摘するにとどめる。

坂本峠地域における紡錘虫石灰岩の層準別の地理的分布範囲を概観する。石炭紀の紡錘虫石灰岩は分布が狭い。後期石炭紀の前半の *Fusulinella-Fusulina* 帯は、イラス谷地域の奥イラス (I1 岩体)、同地域のハサド谷 (I2 岩体付近)、オーイラスボラ地区の中部 (I4 岩体付近)、コイラスボラ地区の中部 (I5 岩体付近) で確認されるにすぎない。後期石炭紀の後半の *Triticites* 帯は、やや分布が広くなり、イラス谷地域のハサド谷 (I2 岩体)、オーイラスボラ地区の中部 (I4 岩体)、コイラスボラ地区の中部 (I5 岩体と I6 岩体) のほかに、荒倉ボラ流域の源流域の 3 岩体 (A 岩体, A0 岩体, B2 岩体) において確認された。このほか、イラス谷地域の 1 岩体 (I3 岩体)、荒倉ボラ流域の 2 岩体 (B1 岩体と B3 岩体) 及び明山北方の 2 岩体 (B4 岩体と B5 岩体) では、紡錘虫化石によって確認された最下部二畳系の石灰岩の下位にある石灰岩は、付属資料に詳述したように、B2 岩体の地質構造との類似性から、*Triticites* 帯と考えられる。また、B5 岩体に *Triticites* 帯の含まれることを示唆する記事が鹿沼 (1952) 中に認められる。下部二畳系の *Pseudoschwagerina* 帯と中部二畳系中 - 上部の *Neoschwagerina* 帯とは、坂本峠地域 (西部地域) のオリストストローム相の全域にわたって分布し、化石産地の数も非常に多い。上部二畳系の最下部を示す *Yabeina* 帯は、坂本峠地域 (西部地域) のオリストストローム相の西半部だけに確認されたが、化石産地は 15 地点に達する。

先にIV.2.1.の項で指摘したように、坂本峠地域（西部地域）の北西半部では、石灰岩の異地性岩体は非常にまれで、水沢上の付近などに例外的に認められるにすぎない。南東半部に当たる地域の中でも、東南東側の濃飛流紋岩類との境界に近い区域では、石灰岩の異地性岩体の少ない岩相が目立つ。南南西から北北東へ列記すると、気良地区の南部、奥長尾の集落より南方の地区、イラス谷の中流の右岸（東側）と同谷の上流域、オーイラスボラ地区の南部、老谷地区には、石灰岩は全く、又はほとんど見いだされない。これらの区域に見られる、石灰岩の異地性岩体の少ない岩相（砂岩・頁岩相に似た岩相）と、坂本峠地域の南東半部に当たる地域の主部に見られる岩相（オリストストローム相）とは、移化するものと推察される。

坂本峠層の中に含まれる異地性岩体の石灰岩は、1) 上部石炭系の紡錘虫帯 (*Fusulinella-Fusulina* 帯と *Triticites* 帯) が発達すること、2) 二畳系の最下部の紡錘虫帯（秋吉台の *Triticites simplex* 帯に相当する層準）が多く地点で確認されること、及び3) 中部二畳系の下部の化石帯 (*Parafusulina* 帯) が全く確認されないこと、の三つの事実によって、美濃帯の中生層中の異地性岩体を作る、一般的な石灰岩から区別できる（水谷・磯見・塚本, 1987）。このほか、上部二畳系最下部の紡錘虫 (*Yabeina* 帯の下部) の産地が多いことも、坂本峠層中の異地性岩体の石灰岩の特徴の一つとして、挙げられよう。これら紡錘虫フォーナの特色から見て、坂本峠層中の異地性岩体の石灰岩は、美濃帯の主部、例えば八幡地域、舟伏山地域、伊吹山地域の石灰岩とは、堆積域が異なる可能性が強い。すなわち、美濃帯の中生層中の異地性岩体の石灰岩には、二つの供給源が考えられる。すなわち、坂本峠層の中に取り込まれている石灰岩に代表される、主として美濃帯の北縁部に見いだされる石灰岩は、美濃帯の主部に見られる石灰岩とは、別のテレーン (terrane) に由来した、という見方ができる。この見方は、後の項で述べる特殊なシリカ鉱物、length slow chalcedony の発見によっても、支持される。

緑色岩類

緑色岩類は、しばしば紡錘虫石灰岩に随伴する。緑色岩類の異地性岩体は小さく、露頭の数も石灰岩やチャートのそれに比べて少ない。緑色岩体の大きさは、多くの場合、露頭での幅数 - 20 m 以下で、地質図では大部分が図示されていない。凝灰岩と考えられるものが多いが、緑色岩類の碎屑物からなる砂岩も見いだされた。石灰岩に随伴する緑色岩類には、溶岩と断定しうるものは、見いだされなかった。

坂本峠地域の南東縁に当たる、コイラスボラ地区の南部と老谷地区とに見いだされる緑色岩類の付近には、石灰岩は全く認められない。これらの地区の坂本峠層の岩相は、坂本峠地域の北西半部に特徴的な砂岩・頁岩相に類似する。コイラスボラ地区の南部の緑色岩類は、風化が著しく進んでいるため、溶岩かどうかは分からないが、老谷の緑色岩類は溶岩と考えられる。坂本峠地域の北西半部では、その中軸に当たる区域の数地点において、砂岩・頁岩相の坂本峠層の中に、緑色岩類の異地性岩体が見いだされた。これも恐らく溶岩であろう。

緑色岩類の年代は、美濃帯の多くの地域において紡錘虫石灰岩と共存することから見て、二畳紀または石炭紀である。

チャート

チャートは、厚さ数 cm 程度の薄板状のものから、厚さ数 10 m の大きな異地性岩体（又はより大きな

異地性岩体の主要な構成岩石)として、非常に多くの地点に認められる。恐らく、チャートの異地性岩体の数は、石灰岩のその10倍以上に達するであろう。5万分の1の地質図では、煩雑を避けるため、チャートの異地性岩体の大部分は図示されていない。チャートには層理が発達しており、その異地性岩体は一般に層状又は薄板状であるが、しかし、それらは走向方向に長く延長するのではない。チャートが数kmにわたって連続するように見えることもあるが、実際には、あるチャートの異地性岩体の伸びの延長線の付近に、別のチャートの岩体が出現するのである。坂本峠地域(西部地域)の中におけるチャートの異地性岩体の分布には地域差があり、多数の岩体が互いに接近して産出する地区と、ほとんど産出しない地区とがある。多数のチャートの異地性岩体がある範囲内に産出するのは、もとの単一の大きな岩体が、チャートの層理面に沿って割れて、多数の小さな岩体に分かれる、という傾向の表れであろう。坂本峠地域(西部地域)には、美濃帯の主部(北縁部でない地域)に見られるような、非常に厚くて、走向方向への連続性をもった、チャートの巨大な異地性岩体は認められない。

チャートは、それだけで異地性岩体を作ることが多いが、石灰岩や緑色岩類と共存して、あるいは互層をなして産出することもある。

チャートの異地性岩体の地理的分布範囲は、石灰岩のそれよりも広い。坂本峠地域(西部地域)の東南東側の半分にあたる地域(オリストストローム相によって特徴づけられる地域)では、チャートの異地性岩体は、ほぼ全域的に見いだされる。北西半部に当たる地域(砂岩・頁岩相によって特徴づけられる地域)でも、チャートの異地性岩体は、数地点で見いだされた。

奥長尾川流域のジョウガボラの入口のチャート(loc. 4, 第6図)から、下記の放散虫化石が検出された(脇田・磯見, 1986)。

loc. 4 (試料MA85051111)

Triassocampe sp.

この年代は三畳紀中-後期とみなされる。

上記のほか、奥長尾川沿いと馬瀬川沿いの、チャートから、放散虫が検出されたが、年代が二畳紀なのか三畳紀なのか、決められなかった。美濃帯に見いだされる異地性岩体のチャートには、三畳紀のものと二畳紀のものがあることが知られている。坂本峠地域(西部地域)では、紡錘虫石灰岩とチャートとが密接に共存する異地性岩体が、幾つかの地点で見いだされる。したがって、坂本峠地域(西部地域)の坂本峠層中に含まれる異地性岩体のチャートにも、loc. 4によって実証された三畳紀のものほかに、二畳紀-石炭紀のものがあると考えられる。現時点では化石の証拠はないが、坂本峠地域に見られるチャートの一部は二畳紀-石炭紀のものであると筆者は予想している。

Length-slow chalcidony を含むチャート

イラス谷の入口の1地点(第7図のloc. C1)では、length-slow chalcidony (LSC)を含むドロマイト質チャートと、LSCを含む白色チャートが発見された(水谷ほか, 1987)。水谷ほか(1987)が指摘したように、LSCは日本では、現在のところ、イラス谷のloc. C1を含めて、6地区で知られているにすぎない。美濃帯の主部の1地区におけるマンガン団塊中のLSCを除いて、中部地方の4地区は美濃帯の北縁部又は飛騨外縁部である。残りの一つも、地体構造的に類似の位置にある山口県の1地区(幡生礫岩)である。LSCは、「卓状地の性格をもった大陸周辺地域で形成・珪化された石灰岩に由来する」可能性

が高い。いずれにせよ、LSCは、坂本峠地域（西部地域）の異地性岩体の石灰岩とともに、美濃帯の北方(?)にかつて存在していた、失われたテレーン (terrane) に由来する可能性が大きい。

IV. 2. 4 地質構造

坂本峠層の一般走向は、坂本峠地域（西部地域）の中部及び北東部では、NE-SW または NNE-SSW であり、分布域の長軸にほぼ平行である。しかし、分布域の南西部、すなわち、奥長尾川流域と気良地区では、地層の一般走向は E-W に変わる。傾斜は一般に高-中角度であって、傾斜の向きは一定でない。異地性岩体の長軸の方向は、坂本峠層の一般走向に平行である。

坂本峠層は、白亜紀後期-古第三紀初期の濃飛流紋岩類に対して、基盤とみなすことができる。しかし、両者が不整合関係で重なる所は、坂本峠地域（西部地域）の範囲内では、どこにも認められない。この地域では、坂本峠層とその南東側又は南側を占める濃飛流紋岩類との境界は、直線状である。両者の分布状態から見て、断層関係とみなすことができる。坂本峠層の碎屑岩は、坂本峠地域（西部地域）の南東縁又は南縁部では、強く破砕されていることがある。しかし、この破砕現象は偏在しており、流紋岩類自体は余り破砕されていないものとみなされる。したがって、この北北西方向の坂本峠層と濃飛流紋岩類との境界断層は、濃飛流紋岩類の形成後の新生代になって生じた断層ではなく、同岩類の活動に伴って生じた可能性が強い。この断層付近を境として、濃飛流紋岩類の一部が、北西側の美濃帯中生層（坂本峠層）に対してアバットしていた可能性もある。

IV. 3 濃飛流紋岩類中の坂本峠層の岩塊と坂本峠層の延長

馬瀬川の支流の小原川の右岸（西側）では、坂本峠地域（西部地域）の北東境界から数 100 m の地点では、濃飛流紋岩類の分布域の中に、石灰岩の孤立した露頭がある。これは坂本峠層中の異地性岩体の石灰岩と見なされる。また、馬瀬川より西側の濃飛流紋岩類中に、頁岩（砂岩・チャートを伴う）や石灰岩の小岩体が点在分布する。それらは濃飛流紋岩類（未区分火砕岩類）中の岩塊とみなされ、石灰岩を伴うなど岩相上坂本峠層に似る。

坂本峠層の分布は、坂本峠地域（西部地域）の南西縁の気良地区では、鮮新-更新世の烏帽子火山岩類による被覆のため、途絶える。萩原図幅の南西に隣接する八幡図幅の地域内では、同図幅の北東隅に当たる戒仏付近に、古道層と呼ばれる、ジュラ紀の放散虫を産出する地層が、小区域に露出する（脇田，1984）。古道層の露出区域は、坂本峠地域（西部地域）の南西に位置する。古道層中に含まれる異地性岩体としては、石炭紀前期のサンゴ化石を含む石灰岩（脇田ほか，1981）や、石炭紀後期の *Fusulinella* 石灰岩と *Triticites* 石灰岩が知られている（水谷ほか，1987, p. 116）。岐阜大学の梶田澄雄氏の御好意により入手できた同大学教育学部の卒業論文（大野紘一，1965）によれば、*Fusulinella* 石灰岩は *Fusulinella cf. bocki bocki* (MÖLLER) を含み、そのほかに *Chaetetes* sp. も含まれている。*Triticites* 石灰岩は、原始的な *Triticites* (*T. sp.*) のほかに、*Quasifusulina* sp. を含み、確実に大原層に対比される。梶田氏からの私信によれば、大野紘一による紡錘虫の鑑定は埼玉大学の故森川六郎教授の指導の下になされたもので、充分な信頼性をもつものである。これらの事実から、古道層は坂本峠地域（西部地域）の坂本峠層の南西延長

部である、と結論できる。

IV. 4 馬瀬川沿い(中部地域)の美濃帯中生層

この地域の美濃帯中生層は、馬瀬川を挟んで南北両側に分布する。濃飛流紋岩類との境界は、一部の区域では断層であるが、それ以外の区域では流紋岩類に被覆されている。中部地域における美濃帯中生層は、主として頁岩と砂岩との互層からなる。

馬瀬川の北側では、黒石垣内において、頁岩と珪質頁岩との互層中に、長さ 70 cm、幅 20 cm のレンズ状の石灰岩が含まれる。石灰岩は、熱変成のため、結晶質となっている。これは異地性岩体とみなされるが、非常に小さく、地質図には表現されていない。同じく馬瀬川の北側の見広では、幅数 m 以上のチャートが、砂岩・頁岩中に含まれている。これも異地性岩体とみなされる。このほか、黒石の村落の北東 3 km の地区では、花崗閃緑斑岩に捕獲された石灰岩の中に、小規模なスカルン型鉱床が胚胎し、この鉛・亜鉛鉱床を万井鉱山が稼行したことがあった。したがって、この地区にも、この火成岩体の定置前に、石灰岩の異地性岩体が存在したことは確実である(万井鉱山については、金属鉱床の項を参照)。

馬瀬川沿いの南部の区域では、頁岩と砂岩との互層だけが認められ、異地性岩体は観察されなかった。しかし、黒石の集落から南西方約 500 m の山腹、すなわち、坂本峠層相当層の分布域の西の境界線から約 1 km 離れた地点には、濃飛流紋岩類の分布域の中に、石灰岩の小岩体が、孤立して露出している。これは、坂本峠層相当層の中に含まれた石灰岩の異地性岩体とみなされる。

中部地域における美濃帯中生層の一般走向は、N20°E ないしほぼ南北で、傾斜は南東に 60-80°である。

中部地域における美濃帯中生層は、全般的な岩相と異地性岩体が少ないことから見て、坂本峠地域(西部地域)の北西部に当たる地域における坂本峠層(砂岩・頁岩相)に似ている。化石の証拠はないが、坂本峠層と同様に、ジュラ紀の地層と考えられる。

IV. 5 飛驒川沿い(東部地域)の美濃帯中生層

この地域の美濃帯中生層は、山之口川(飛驒川支流)西岸の中村付近より、飛驒川の西岸の羽根の南方まで、南北方向に約 6-7 km にわたって断続しながら延び、幅の狭い分布域を示す。分布域の西の境界は萩原西断層であり、その西側は濃飛流紋岩類と萩原花崗閃緑斑岩とによって占められる。

この地域の美濃帯中生層は、主に頁岩と砂岩との互層からなる(第 9 図)。分布域南部の羽根の南方では、珪質頁岩の薄層が伴われることがある。石灰岩やチャートの異地性岩体は観察されなかった。

地層は一般に、強く擾乱を受けており、破碎されていることが多い(第 10 図)。分布域の北部の中村付近では、走向が N70°-80°E、傾斜が S60°であるが、南部の下羽根付近では、走向が N25°-30°E、傾斜が SW に 20-60°、又は走向が N-S、傾斜が 60-90°E である。分布域北部の中村付近の砂岩は、伏在する花崗岩類の貫入による熱変成のため、黒雲母ホルンフェルスとなっている。

東部地域の美濃帯中生層は、化石の証拠は無いが、西部地域の坂本峠層の砂岩・頁岩相に相当するものと推定される。



第9図 砂岩・頁岩の互層からなる坂本峠層。萩原町羽根付近



第10図 萩原西断層の派生断層により破碎を被った坂本峠層。萩原町羽根付近

V. 吉田川安山岩類(新称) (Ya)

吉田川安山岩類は、明方村水沢上の吉田川上流部から、清見村松谷上流部にかけて、南北約6kmの範囲に分布している。本岩類は、松谷上流部において飛騨外縁帯の古生層及びびかんらん岩を、また、その南方の坂本峠付近では美濃帯坂本峠層を、いずれも不整合に覆う。本岩類は、坂本峠北方で白亜紀末期の水沢上花崗岩に貫かれて熱変成作用を受けており、また本岩類分布地域の西縁部において烏帽子火山岩類によって覆われる。

本岩類は、上記のように、主として安山岩溶岩及びその火砕岩類からなる点で、流紋岩質の火砕流堆積物からなる濃飛流紋岩類とは本質的に異なっており、その分布も濃飛流紋岩類の西縁から2-3km西方に隔たっている。

水沢上北西方2.5kmの松谷川沿いの林道において、美濃帯の中生層の砂岩・頁岩などの捕獲岩片を多量に含む流紋岩凝灰岩が幅10数mにわたって露出する。本岩中には吉田川安山岩と思われる巨大な(2.5×2m)岩塊が取り込まれている。また、松谷川林道沿いに露出する安山岩及び火砕岩中には、しばしば流紋岩凝灰岩が幅数10cm内外の脈状に侵入しているのが認められる。この流紋岩凝灰岩が濃飛流紋岩類に属するものかどうか不明であるが、濃飛流紋岩類の活動に関連したものである可能性は強い。このような事実から、吉田川安山岩類を“先濃飛安山岩類”と考える。これと類似の安山岩類としては、本図幅地域北方、白川村御母衣湖西岸北俣谷上流に小規模に分布する“先濃飛安山岩類”(濃飛流紋岩団体研究グループ, 1979)及び本図幅地域西方、九頭龍川北岸林谷上流に分布する林谷安山岩類(山田ほか, 1982)が挙げられる。“先濃飛安山岩類”は角閃石輝石安山岩溶岩・同火砕岩からなり、白亜紀中頃(原山ほか, 1985)の北俣谷閃緑岩に貫かれている。一方、林谷安山岩類は、紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩・同火砕岩・砂岩(いずれも赤紫色)からなり、手取層群を覆い、濃飛流紋岩類に対比される面谷流紋岩類に覆われる。林谷安山岩類は、白亜紀前期の関門層群に対比される可能性が大きい(山田ほか, 1982)。吉田川安山岩類も、上記の“先濃飛安山岩類”や林谷安山岩類と同様、白亜紀前期に生成した可能性が指摘される。

本岩類は安山岩溶岩及び同火砕岩類を主体とし、一部に碎屑岩を伴う。全体の厚さは200m内外と推定される。

松谷上流地域や、吉田川上流部の山中峠に至る林道に沿って安山岩溶岩の露出が見られる。本岩は暗緑褐色を呈し、堅硬・緻密な石基からなり、長さ1-2mmの斜長石斑晶が認められる。

碎屑岩層は水沢上北西約2kmの山中峠に至る林道の北側斜面に良好な露出が見られる。砂岩、泥岩及び凝灰岩の互層からなり、厚さは約30mである。層理がよく発達しており、N60-65°Wの走向を示し、SWに25-30°傾斜する。安山岩溶岩との関係は、両者の接触部が見られないため詳細は不明である。

角閃石普通輝石安山岩(明方村, 松谷川上流, 山中峠に至る林道北側斜面) GSJ R40825

斑晶: 斜長石, 普通輝石及び角閃石からなる。

斜長石は一般に長さ1.5-2mmの自形柱状を示し、中性長石-曹灰長石に属する。普通輝石は長さ1

mm, 自形柱状を示す。結晶のほぼ全面にわたり緑泥石化を被り、仮像を留めているに過ぎない。また、一部のものは、淡い青緑色を呈する角閃石結晶中に包有されている。

石基：長さ0.1-0.2 mm の短冊状斜長石, 粒径0.1 mm 以下の粒状普通輝石, 緑泥石及び不透明鉄鉱物などからなる。また, 石英脈が進入し, 石基の空隙を石英が埋めているものが認められる。

角閃石普通輝石安山岩 (清見村, 松谷川) GSJ R40826

斑晶：斜長石, 普通輝石及び角閃石からなる。斜長石は一般に長さ1.5-2 mm, 大きいものでは, 3-3.5mm の自形柱状を呈する。中性長石-曹灰長石に属する。普通輝石は長さ0.5-1mm, 自形短柱状を呈する。一部では, 淡緑色角閃石により交代されている。角閃石は長さ1 mm, 自形柱状を示す。大部分の結晶は緑泥石化を被っている。

石基：短冊状斜長石, 微細な粒状普通輝石及び不透明鉄鉱物からなり, 空隙をガラスが埋めている。

角閃石安山岩 (明方村松谷川上流稜線 (海拔 1,150m) 付近)

斑晶：斜長石及び角閃石からなる。斜長石は一般に長さ1-1.5 mm, 自形柱状を示す。中性長石-曹灰長石に属し, 累帯構造が認められる。最も大型のものは長さ3 mm に達する。角閃石は長さ1-1.7 mm の自形柱状で淡緑色-淡褐色の多色性を示す。結晶の一部は緑泥石化している。

普通輝石らしきものの仮像は認められるが, 緑泥石化が著しく確認できない。

石基：長さ0.1 mm 程度の短冊状斜長石と微細な粒状普通輝石, 不透明鉄鉱物からなり, 空隙をガラスが埋めている。ガラスの大部分は脱ガラス化作用を被っている。

熱変成作用を被った角閃石普通輝石安山岩 (明方村, 水沢上北西 2 km, 松谷川北側斜面) GSJ R40854

斑晶：斜長石, 普通輝石及び角閃石からなる。斜長石は長さ1-1.5 mm の自形柱状を呈し, 変質により汚濁している。結晶内部に粒状普通輝石を含むものが認められる。普通輝石は長さ0.5 mm, 自形柱状を呈する。角閃石は淡緑褐色で, 長さ1.5 mm, 自形柱状を呈する。

石基：微細な短冊状斜長石, 微細な粒状普通輝石, 不透明鉄鉱物からなり, 石英が脈状又はポケット状に晶出している。

石基中には不均質に再結晶作用により生じた淡紅褐色の鱗片状黒雲母の集合体が認められる。

VI. 濃飛流紋岩類

中部地方の内帯に広く分布する濃飛流紋岩類は, 領家帯, 美濃帯及び飛驒帯の3帯にまたがる巨大な面積と容量を占める白亜紀後期珪長質火山岩類である。中部地方において, 1950年代の後半から始まった一連の地質図幅調査 (付知, 加子母, 下呂, 三日町及び飛驒古川) が端緒となって, 濃飛流紋岩類の本格的な研究へと発展し (河田ほか, 1961; 山田ほか, 1971; KAWADA, 1971), 更に西南日本内帯諸地域に広く分布する濃飛流紋岩類と同様な珪長質火山岩類の研究にも大きく貢献した。

本地域の濃飛流紋岩類は, 北と東にそれぞれ隣接する「三日町」及び「御嶽山」図幅地域からの延長部に相当する。

VI. 1 層序区分と対比

本図幅地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類の層序を総括して第4表に示した。本図幅地域の濃飛流紋岩類は、下位から、(A) 小坂火砕岩類及び未区分火砕岩類、(B) 船山溶結凝灰岩、(C) 赤谷溶結凝灰岩の3つに区分される。濃飛流紋岩類全体のステージ区分(第4表参照)から見れば、(A)・(B)がステージIIに、また(C)がステージIIIにそれぞれ対応するが(A)の一部にステージIを含む可能性は否定しきれない。

(A)のうち、小坂火砕岩類は萩原西断層及び山之口川を北東-南西方向に切る断層よりも東側の地域に分布するものを指し、その模式地は小坂町西部(御嶽山図幅域)にある。上記の2断層より西側の地域に広く分布する未区分火砕岩類は様々な岩相を含んでいるが、その一部に小坂火砕岩類と岩相の類似した非溶結火砕岩類を含んでおり、ほぼ小坂火砕岩類と同時期のものと推定される。

(B)の船山溶結凝灰岩は、濃飛流紋岩類のステージIIの火砕岩類を代表する最も大規模なユニットであり、本図幅地域では、小坂火砕岩類及び未区分火砕岩類の両者を覆って広範囲に分布する。濃飛岩体南半部において東俣溶結凝灰岩層とよばれるものに対比され、区分もそれと連続的である。

(C)の赤谷溶結凝灰岩層は、三日町図幅地域では、阿寺層に対比されるツメタ谷層・三日町層(水底堆積岩を含む)を介してステージIIの彦谷溶結凝灰岩層を覆っているが、本図幅地域では阿寺層相当層を欠いて未区分火砕岩類を覆う。岩相的には、濃飛流紋岩類のステージIIIを代表する高樽溶結凝灰岩に類似している。

VI. 2 小坂火砕岩類(山田・河田, 1983)(N₁)

本岩類は東に隣接する「御嶽山」図幅地域内の小坂町西部から本図幅地域内の萩原町にかけて分布し、ステージIに属する。本図幅地域内では飛驒川及びその支流の山之口川の流域に分布する。

小坂火砕岩類の主体をなすものは、暗灰色-灰色、無層理の非溶結凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩である。このほか、流紋岩溶結凝灰岩、同凝灰岩、同溶岩などを伴っているが、これらと主岩相との関係はよく分かっていない。

小坂火砕岩類中には、砂岩、泥岩、含礫泥岩、チャートなど美濃帯の中生層起源の岩片や岩塊を多量に含むことを特徴としている。このほか、流紋岩凝灰岩、文象斑岩などの岩片を含むところもある。これらの岩片や岩塊は、径数cmから数m程度であるが、「御嶽山」図幅内の小坂川と飛驒川との合流点付近とその周辺地域では、数10m、ときには100mを超えるものが報告されている(山田・河田, 1983)。本図幅地域では、このような巨大な岩塊は見られないので、火道より距った地域において基盤の起伏を埋めたてて堆積した火砕岩類と考えられ、その厚さは約400m程度と推定される。

流紋岩溶岩(Ne)は、萩原町四美の飛驒川・山之口川合流部付近の河床及び段丘崖に露出するほか、野上付近の飛驒川西岸山麓部にも露出する。本岩は、新鮮なものでは暗灰色を呈し、斑晶に乏しい緻密堅硬な流紋岩で、流理構造がよく発達する。流理面は一般に緩傾斜で、東方又は南方へ20°前後傾斜するが、野上付近では60°前後の傾斜を示すことがある。坂本峠層や小坂火砕岩類主部との直接の関係は

第4表 濃飛流紋岩類の層序区分

ステージ 区分	濃飛岩体南半部 (濃飛団研,1976;YAMADA,1977)	濃飛岩体中央部 (山田・河田,1983)	馬瀬川中流域 (小井土・佐藤,1979)	三日町図幅地域 (河田,1982)	高山図幅地域 (山田ほか,1985)	本報告 (河田ほか,1988)
V	1748mピークW.T. 鈴ヶ沢 W.T. 千沢 W.T.					
IV	卒塔婆山 W.T. 瀬戸川 W.T.					
	黒沢角礫岩層 白川層					
III	鯨川 W.T. 真弓峠 W.T. 高樽 W.T.	鯨川 W.T. 高樽 W.T.	高樽 W.T.	赤谷 W.T.	九蔵川 W.T.	赤谷 W.T.
	阿寺層	阿寺層	阿寺層	ツメタ谷層, 三日町層	青屋凝灰岩層	
II	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T. 切越峠 W.T.	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T.	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T. 惣島 W.T.	彦谷W.T., 船山W.T.	船山 W.T. 錦山 W.T.など	船山 W.T.
	二ツ森山礫岩層	小坂火砕岩類				未区分火砕岩類? 小坂火砕岩類
Ib	赤河 W.T. 久室 W.T. (?)		赤河 W.T.	二本木層, 小鳥川層 山之口川W.T.など(?)		
Ia	南沢山 W.T. 富士見台 W.T. 恵那山 W.T. 一の沢 W.T. 黒井沢 W.T.					
	戸沢層					
基盤	美濃帯中・古生層	美濃帯中・古生層	美濃帯中・古生層	手取層群 / 森部層及び 麦島花崗岩	美濃帯中・古生層 / 荒城川層	坂本峠層 / 飛騨外縁帯古生層

W.T.: 溶結凝灰岩の略号

不明であるが、分布・構造から見て小坂火砕岩類中（恐らくその基底部付近）に狭有された溶岩であろう。本岩は、石英・斜長石及び少量のカリ長石を斑晶とし、僅かに黒雲母を含む。石基はガラス質であるが、一部は脱ガラス化を被っている。

VI. 3 未区分火砕岩類 (N₂)

ここで未区分火砕岩類としたものは、本図幅地域の濃飛流紋岩類のうち、船山溶結凝灰岩や赤谷溶結凝灰岩より下位の火砕岩類で、小坂火砕岩類を除いたものを指している。本岩類は、本図幅地域のほとんど全域にわたって分布しているが、流紋岩溶結凝灰岩、流紋デイサイト溶結凝灰岩、非溶結凝灰岩など様々な岩石から構成されており、それらの層序関係もよく解明されていない。したがって、本岩類の記述は、本岩類が主として分布している山之口川、馬瀬川、吉田川の各流域ごとに行う。

VI. 3. 1 山之口川流域の溶結凝灰岩

本岩は山之口川付近で下位の小坂火砕岩類と断層で接する。山之口川の東方の山陵部では、上位の船山溶結凝灰岩によって覆われる。基底部が見られないためにその厚さは不明であるが、馬瀬川流域の凝灰岩類と併せれば700 m以上の厚さを持つと推定される。山之口川上流部の林道沿いの露頭では、軽石片による葉理面の走向はN55°-60°WでNEに25°の傾斜を示している。

本岩は淡灰色で、結晶片の粒径は3-4 mm、中粒-粗粒の流紋岩質の斑状岩で、緑泥石化した有色鉱物が認められる。



第11図 流紋岩溶結凝灰岩(未区分火砕岩類の一部)の示す葉状構造。萩原町山之口、カジャ谷。偏平化の著しい本質レンズと石質岩片(砂岩・泥岩)に富む

本質レンズは一般に長さ3-4 cmであるが、ときに10 cm以上に達することがある(第11図)。中生層起源のチャート、砂岩及び頁岩などの径1-2 cmの小破片を含むことがある。

流紋岩溶結凝灰岩(萩原町、山之口上之田北方山之口川東岸) GSJ R40827

結晶：石英は長さ3 mm又はそれ以下の半自形ないし他形で、微細な包有物に乏しく清澄である。斜長石は長さ1-1.5 mm、半自形で一般に清澄で弱い累帯構造を示す。カリ長石は長さ3 mm以下の半自形で、微細なパーサイト構造を示す。一般にカオリン化を被り淡褐色に汚染されている。黒雲母は長さ1-1.2 mm、板状又は葉片状を示し、撓曲しているものがある。一般に緑泥石化又は変質により脱色し絹雲母を生じているものがある。角閃石は長さ1-1.3 mm、半自形柱状である。変質により淡緑褐色を呈する粘土鉱物が生じ、仮像として含まれる。

基質：淡褐色のガラスからなり、弱い脱ガラス化を被る。強く溶結した構造が認められる。副成分鉱物としてジルコン、褐れん石が含まれる。

VI. 3. 2 馬瀬川・吉田川流域の未区分火砕岩類(N₂)

本岩類は、本図幅地域中央部を南北に流下する馬瀬川の流域や本地域の南西部を流れる吉田川流域に分布する凝灰岩及び溶結凝灰岩の総称である。これらの地域には、岩相の異なる各種の凝灰岩類(溶結凝灰岩・各種非溶結凝灰岩及び凝灰質砂岩)が認められるが、分布や相互の層序関係は不明である。

本岩類は本地域北西部の檜谷において飛驒外縁帯の古生層やかんらん岩と、断層で接し、その南東方の大原をはじめ馬瀬川の流域部で美濃帯の坂本峠層と断層で接する。又、図幅地域内における濃飛流紋岩類西縁部に近い吉田川に沿った二間手^{ふたまた}の集落北東方の大洞沢やその周辺地域では、凝灰岩の分布域中に砂岩・頁岩からなる基盤のブロックが露出する。

a. 溶結凝灰岩

本岩は流紋デイサイト-流紋岩溶結凝灰岩で、明方村畑佐付近から南方の相谷川・下谷川流域にかけての地域及び東方の小川峠に至る道路沿いや小田波川流域で確認できる。畑佐より北東方向への広がりも予測されるが、実態は不明である。ここでは、岩石記載にとどめておく。

なお、馬瀬村老谷流域では、暗黒色でユータキサイト構造の顕著な溶結ガラス質凝灰岩(第IV図版-A)も認められるが、その分布・層準等は不明である。

流紋デイサイト溶結凝灰岩(明方村畑佐より東方、小川峠に至る県道) GSJ R40828

斑状結晶として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石、輝石類からなり、副成分鉱物としてジルコンと燐灰石を含む。

結晶：石英は一般に1-1.2 mm、大型のものでは2.5-3 mmに達する。微細な包有物に富む。斜長石は一般に長さ1-1.3 mm、ときに2-2.5 mmに達する。半自形の柱状で、2次的変質により汚濁し、炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ1-1.5 mm、淡褐色に汚濁し、カオリン化を被り一部に炭酸塩鉱物を生じている。黒雲母は長さ0.4-0.7 mm、葉片状又は細長く伸びて撓曲したものが認められる。結晶の全面にわたって緑泥石を生じている。角閃石は一般に長さ0.7-1.5 mmの半自形で、淡緑色を呈し緑泥石に変質しており、結晶の外形から角閃石と同定した。輝石は長さ0.7-1 mmの短柱状結晶で、

淡緑褐色を呈する。結晶内部は粘土鉱物に置換され、炭酸塩鉱物を生じ鉄鉱物を包有する。結晶の外郭に沿って淡緑色の繊維状角閃石のリムを生じている。結晶形からみて斜方輝石の仮像と推定される。燐灰石やジルコンは長さ 0.2 mm 程度の自形又は半自形結晶として含まれる。

基質：淡褐色のガラス片を主体とするが、全体に脱ガラス化が進んでいるが、溶結構造は識別できる。

流紋岩溶結凝灰岩（和良村和良川上流：下呂図幅地域の北端部） GSJ R40829

結晶は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなる。

結晶：石英は長さ 1-1.5 mm、半自形で融食形を示すものが認められる。細かな割れ目に富み、微細な包有物を含む。斜長石は長さ 0.7-1 mm、汚濁し炭酸塩鉱物や絹雲母の微晶を生じている。カリ長石は一般に長さ 0.7-1 mm、半自形で淡褐色に汚濁し、カオリン化を被っている。黒雲母は長さ 0.5-0.6 mm の板状又は葉片状で、細長く撓曲したものが認められる。一般に緑泥石化し、不透明鉱物が含まれる。軽石は長さ 0.7-1 mm、淡褐色を呈し、絹雲母の微晶を生じている。

基質：淡褐色のガラスからなり、溶結構造が鮮明に認められる。

b. 非溶結凝灰岩など

これに含まれる岩石は、ガラス質凝灰岩・結晶ガラス質凝灰岩・ガラス質結晶凝灰岩・凝灰質角礫岩などである。

ガラス質凝灰岩（非溶結）

本岩は、大原の東方から馬瀬川沿いに下流部に向かって約 4 km の区間に露出する。特に、小原川と馬瀬川の合流点にかかる“中島橋”のすぐ東の道路の切り割り部に、良好な露頭が見られる。本岩は新鮮な面は暗灰色を呈し、風化により灰白色となる。堅硬で緻密なガラス質の基質をもち、長さ 1-2 cm の暗緑色の軽石片を含む。軽石片は細長く伸び扁平化し、風化により灰白色となる。

本岩は異質岩片を多量に含むのが特徴で、美濃帯の中生層起源のチャート、砂岩及び粘板岩をはじめとし船津花崗岩類、飛騨帯の花崗岩や飛騨外縁帯の黒色片岩が含まれる。特に中島橋付近の道路の切り割り部分には多量の異質岩片が認められる。小原川が馬瀬川に注ぐ合流点の左岸には長さ 2 m に達する泥岩のブロックが取り込まれている。

本岩の内部構造は明らかではないが、軽石片の配列からみて、20° 以下の緩斜面を示すものと考えられる。

ガラス質凝灰岩（清見村小原川と馬瀬川の合流点にかかる中島橋東方 50 m の道路切り割り） GSJ R40830

斑状結晶としては、石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として少量のチタン石や燐灰石を含む。

結晶：石英は最大で長さ 2 mm、丸味を帯びた半自形状のものが多く、割れ目に富む。カリ長石は長さ 0.5-0.7 mm、半自形卓状で、淡褐色に汚濁し、緑れん石及び螢石の小結晶を生じている。斜長石は一般に長さ 1-1.4 mm、半自形で、変質により、緑泥岩、絹雲母、炭酸塩鉱物などを生じている。黒雲母は長さ 0.3-0.5 mm、板状又は葉片状を示す。緑泥石化を被り、不透明鉱物の小粒状結晶を包有する。

軽石片は長さ0.6-0.7 mm, 淡いクリーム色を呈し, 繊維状絹雲母を生じている。

基質：ガラス質で, 一般に軽度の脱ガラス化を被っている。溶結構造は認められない。

結晶ガラス質凝灰岩

本岩は濃飛流紋岩類西縁部に当たる馬瀬川上流部の檜谷付近及び吉田川流域に分布する。

二間手付近の吉田川の支流, 大洞では本岩の分布域に基盤の中・古生層のブロックが露出しており, この地域での流紋岩類の基底部と考えられる。

本岩は淡灰色で, 風化により灰白色を呈する。結晶は石英, 斜長石, カリ長石を主体とし少量の黒雲母を含む。結晶片はいずれも一般に長さ3-4 mm, 半自形又は他形の破片である。軽石は普通, 長さ1-2 cm で扁平化の程度は弱い。一般に変質により粘土化を被っている。異質岩片は普遍的に含まれ, 美濃帯のチャート, 砂岩及び粘板岩でまれに飛騨外縁帯の結晶片岩が含まれる。異質岩片は一般に径数cm以下である。

結晶ガラス質凝灰岩 (明方村気良川下流右岸) GSJ R40831

石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 角閃石及び輝石類を主成分鉱物として含み, ジルコン, チタン石及び不透明鉱物を副成分鉱物として含有する。

結晶：石英は長さ1-1.5 mm, 割れ目に富み, 割れ目の一部を炭酸塩鉱物が充填している。斜長石は長さ1-1.5 mm, 半自形又は他形で汚濁し, 炭酸塩鉱物や絹雲母の微晶を生じている。カリ長石は長さ1-1.5 mm, 半自形卓状で淡褐色に汚濁し, カオリン化を被っている。黒雲母は一般に長さ0.3-0.4 mm, 小板状又は葉片状で, 細長く伸びて撓曲したものが認められる。一般に緑泥石化し, 不透明鉱物を生じている。角閃石及び輝石は長さ0.6-0.8mm, 半自形短柱状結晶で, 淡緑褐色の繊維状粘土鉱物により置換されている。これらは仮像を止めるのみで, 同定は困難である。燐灰石は長さ0.1mmの粒状結晶のほか, 長さ0.4 mm に達する自形柱状結晶が含まれる。

基質：全面的に弱い脱ガラス化を被っている。一部にはガラス片が認められる。

ガラス質結晶凝灰岩 (明方村, 口長尾南西 500 m) GSJ R40832

結晶として, 石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母及び不透明鉱物が含まれる。

結晶：石英は一般には長さ0.5-0.8 mm の破片状で, 最大で1.7-2.0 mm に達する。大型結晶は半自形で割れ目に富み微細な包有物に富む。斜長石は長さ0.7-1.2 mm, 半自形で変質を被り炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は一般に長さ0.7-1 mm, 半自形の卓状で淡褐色に汚濁し, カオリン化を被っている。黒雲母は長さ0.3-0.4 mm, 葉片状で, なかには撓曲したものが認められる。一般に緑泥石化し, 不透明鉱物が少量含まれる。黒雲母以外の有色鉱物として, 長さ0.4-0.5 mm の半自形短柱状結晶が含まれる。その外形から角閃石又は輝石の仮像と考えられるが, 淡緑褐色の粘土鉱物又は緑泥石により置換されており, 同定は困難である。

副成分鉱物として, 長さ0.1 mm 内外のジルコンが含まれる。軽石は一般に0.5-0.7 mm, 最大で1.5 mm に達する。淡い緑褐色を呈し, 箒状にのびた繊維状構造が認められる。

基質：淡褐色を示すガラスからなり, 引き伸ばされたガラス片や軽石片が認められる。

凝灰角礫岩 (明方村, 二間手大洞奥) GSJ R40833

全体の粒度は0.1-0.3 mm で, 石英, 斜長石, カリ長石からなり, 長さ0.3-0.4 mm の軽石片を含む。

軽石片は淡いクリーム色を呈し、絹雲母の微晶を生じている。多量の黒色泥岩の1 cm 内外の破片がしばしば含まれる。

VI. 4 船山溶結凝灰岩 (N₃)

本岩は、三日町図幅地域の船山 (標高 1479.5 m) の山稜部一帯を模式地として河田 (1982) により命名され、その南方延長部が本図幅地域に広く分布する。本岩は、小坂町と萩原町、萩原町と馬瀬村、馬瀬村と金山町、馬瀬村と明方村をそれぞれ境する山稜部を構成しており、小坂火砕岩類及び未区分火砕岩類の上に、ほぼ水平-緩傾斜の境界面をもって載る。本図幅地域での厚さは500 m 程度と推定される。

本岩は青灰色-暗緑灰色を呈し、濃飛流紋岩類の中では最も斜長石と有色鉱物に富む流紋デイサイト溶結凝灰岩からなる。斑状の結晶としては斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、角閃石及び輝石からなり、結晶の粒径は一般に3-4 mm と大型で、粗粒斑状構造が顕著である。

大部分の結晶は破片状であるが、なかには自形に近いものがある。本質レンズは大型で、一般に長径5-10 cm、まれに20 cm に達するものがあり、その中には径7-8 mm に達する斜長石斑晶が含まれる。本質レンズの扁平度は強く (第12図)、斑晶の多くは変形している。

流紋デイサイト溶結凝灰岩 No. 60-H703104 (萩原町、山之口川平東方林道)

結晶として、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石及び輝石が含まれる。石英は長さ2 mm 又はそれ以下の半自形又は他形で、割れ目に富み微細な包有物を含む。斜長石は長さ1.5 mm 内外で半自形を示し、一部は変質により炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ0.5-1 mm、半自形で淡褐色に汚濁し、カオリンを生じている。黒雲母は長さ0.5 mm 内外の小板状で、変質により緑泥石化したり、脱



第12図 船山溶結凝灰岩中の本質レンズ。萩原町、山之口、平。暗色部が本質レンズ

色し鉄鉱を生じている。角閃石は長さ 0.5 mm 内外の短柱状で緑泥石化を被っている。輝石は長さ 0.5 mm 内外で、変質が著しく緑泥石化し、仮像を呈する。したがって、単斜輝石と斜方輝石の識別は困難である。

基質：淡褐色のガラス片による溶結構造が認められる。副成分鉱物として、不透明鉄鉱物、燐灰石及び褐れん石が含まれる。

VI. 5 赤谷溶結凝灰岩 (N₄)

本岩は「三日町」図幅地域中央南部の赤谷とその周辺地域に分布し(河田, 1982), その南端が本図幅地域内に分布する。また、本図幅地域の南西端にも、同種の溶結凝灰岩が分布するので、この溶結凝灰岩も赤谷溶結凝灰岩中に含めた。

本岩は本地域の濃飛流紋岩類の中では、最も新期に属し、未区分火砕岩類を被覆する。本地域では、馬瀬村と清見村を境する海拔 1,000 m から 1,500 m にわたる山稜地域及び明方村と八幡町を境する海拔 1,000 m 前後の山稜地域に分布する。全体の厚さは 300 m 内外と推定される。

本岩は淡灰色の粗粒斑状岩である。石英の結晶は粒径 4 mm 以上に達し、複立方錐に近い特徴のある形状を示すものが多い。本質レンズは一般に長さ 5-10 cm で、しばしば径 5 mm に達する石英及びカリ長石の斑晶を含む。有色鉱物は少なく、黒雲母と角閃石及び輝石類が含まれる。

流紋岩溶結凝灰岩 No. 74102602 (清見村, 赤谷)

結晶：石英は最大で長さ 3.5 mm, 半自形で融食形を示すものが多い。一般に清澄である。斜長石は最大で長さ 3 mm, 一般に長さ 1-1.5 mm, 半自形状で 2 次変質により汚濁し、中核部に炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ 3 mm 又はそれ以下で卓状を示すものがあり、パーサイト構造が著しい。カオリン化を被り淡褐色に汚染している。黒雲母は長さ 1.5 mm 又はそれ以下で、小板状をなし撓曲したものが認められる。緑泥化が進んでいる。角閃石は長さ 1 mm 内外の半自形で緑泥石化している。淡緑色の虫食状角閃石の反応縁を持つ普通輝石は長さ 0.5-0.7 mm, 半自形状で緑泥石又は緑褐色の粘土鉱物を生じ、仮像を示す。

基質：微細な包有物を含み、淡褐色を呈するガラス片からなり、脱ガラス化を被っているが、溶結構造は認められる。

本質レンズ：石英、アルカリ長石及び斜長石からなる石基の中に長さ 1-1.5 mm の石英、カリ長石及び斜長石の半自形結晶と長さ 1.5 mm の黒雲母が含まれる。

VII. 白亜紀末期-古第三紀初期貫入岩類

VII. 1 萩原花崗閃緑斑岩 (Hg, Hd)

本岩は主として本図幅地域内の東部に広く分布し、濃飛流紋岩類を貫いているが、与えた熱変成作用は微弱である。

前項に述べた濃飛流紋岩類中の流紋デイサイト（船山溶結凝灰岩）と鉱物組合せ及び化学組成が類似し、流紋デイサイトの貫入岩相に相当する。

本岩の分布地域を見ると、流紋デイサイトの分布地域にほぼ集中して出現する傾向を示し、流紋デイサイトに囲まれた中央内部に貫入している。したがって、これらの事実は流紋デイサイトとの密接な因果関係を示しており、流紋デイサイトの噴出後にやや遅れて貫入岩として定置した可能性を示唆するものである。

本岩は分布地域から見て飛騨川東岸地域と西岸地域に大別される。貫入形態は岩株（ストック）又は小規模な岩脈として出現する。

〔飛騨川東岸地域〕（萩原花崗閃緑斑岩主岩体）

飛騨川東岸の萩原町桜谷地域を分布の中心に東西約4 km、南北約7 kmの岩株状貫入形態を示す。岩体の東縁部は東に隣接する「御嶽山」図幅地域内に分布している。貫入部では、これに接する濃飛流紋岩類（小坂火砕岩類）に殆んど熱変成作用の影響が認められない。

本岩体の大部分は灰白色を呈する粗粒の花崗閃緑斑岩（Hg）である。特にカリ長石及び斜長石の斑晶は長径2-3 cmに達する。

桜谷上流部では、暗灰色で細粒-中粒の石英閃緑岩質岩相（Hd）が発達する。石英閃緑岩は直径約2 kmのほぼ楕円形の形態を示し、粗粒斑状の花崗閃緑斑岩の中に取り込まれた形で分布する。石英閃緑岩の外縁部は灰白色の中粒石英閃緑岩で、長径1 cm内外のカリ長石及び斜長石が含まれる。

閃緑岩は中央内部に向かって漸次細粒となり、黒雲母、角閃石及び単斜輝石などの苦鉄質鉱物に富む石英閃緑岩-閃緑岩質岩石に漸移する。

なお、これらの化学組成については、石英閃緑岩が $\text{SiO}_2 \approx 65.2\%$ 、花崗閃緑斑岩が $\text{SiO}_2 \approx 68.5\%$ という、いずれも花崗閃緑岩質の組成が示されている（山田ほか、1971）。

角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩（萩原町、桜谷） GSJ R40836

角閃石、黒雲母、斜長石、石英及びカリ長石を主成分鉱物とし、副成分鉱物として燐灰石、褐れん石、ジルコン及び不透明鉱物を含む。また2次鉱物として多量の緑れん石を生じている。

角閃石は長さ0.5-1 mmの自形又は半自形柱状で淡緑褐色を呈する。黒雲母は長さ0.5 mm内外の板状結晶として産する。緑褐色を呈し、ジルコンの微晶を包有するものには多色性ハローが生じている。一般に緑泥石化を被っている。斜長石は大型結晶として産し、長さ5-6 mm又はそれ以上に達するものが認められる。また、小型の長さ1 mm以下のものも含まれる。結晶はほぼ全面的に弱いカオリン化を被り、絹雲母の微晶を生じたものが認められる。一般に累帯構造が認められる。カリ長石は長さ5 mm又はそれ以上で、自形卓状を示す。一般にカオリン化を被っている。石英や斜長石と接する部分にミルメカイトを形成する場合が多い。石英は粒径3-4 mmで、内部に細かな塵埃状包有物が含まれる。一部に弱い波動消光を示すものがある。褐れん石は長さ0.3 mm程度の自形結晶として含まれる。緑れん石はしばしば苦鉄質鉱物を交代し、また脈状として産する。

石基は斜長石、石英及びカリ長石の細粒状結晶の集合からなり、微花崗岩質である。

紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石石英閃緑岩（萩原町、桜谷）、花崗閃緑斑岩との接触部付近、GSJ R40837

角閃石、黒雲母、普通輝石、紫蘇輝石、斜長石、カリ長石及び石英を主成分鉱物とし、副成分鉱物として燐灰石、ジルコン及び不透明鉄鉱物を含む。

紫蘇輝石は長さ1-1.5 mm、自形又は半自形の柱状を示す。変質により結晶の外縁部又は内部の一部が淡緑色の角閃石に交代されていることがある。普通輝石は長さ0.5-1 mm、自形短柱状を示す。紫蘇輝石のような変質は認められない。黒雲母は長さ0.3-0.5 mmの小板状結晶で、明るい褐色を示す。角閃石は長さ1-1.8 mmの自形柱状を示し、淡緑褐色を呈する。斜長石は長さ2 mm又はそれ以下の自形柱状又は卓状で、累帯構造を示す。カリ長石は長さ0.5 mm内外の半自形-他形状結晶として産し、カオリン化を被っている。石英は間隙充填形として含まれる。

〔飛驒川西岸地域〕

本地域に分布するものは、大別して飛驒川西岸沿いに走る萩原西断層の西側、仏ヶ尾山を中心に南方に伸びる岩体、萩原町と馬瀬村の境界の日和田峠付近の岩体及び馬瀬村、黒石に分布する岩体の3つに分けられる。

いずれもほぼN-S方向に伸長したストック状貫入岩体として濃飛流紋岩類を貫いている。また岩体の一部は飛驒川西岸沿いに分布する坂本峠層をも貫いている(第13図)。

岩体は3か所に分かれそれぞれ独立しているが、岩相は類似しており花崗閃緑斑岩である。岩体の周



第13図 坂本峠層を貫く萩原花崗閃緑斑岩。
萩原町・下羽根南方

縁部ではやや細粒になる傾向が認められる。

日和田峠付近では、NE-SW 方向の断層により破砕され一部ではマイロナイト化している。

花崗閃緑斑岩 (萩原町, 仏ヶ尾山山頂部付近)

鏡下では、斜長石は長さ 5-6 mm, 柱状又は卓状で累帯構造を示す。一般に清澄であるが、一部にはカオリン化したものが認められる。カリ長石は長さ 5 mm 以上で卓状を示し、一部はカオリンを生じている。パーサイト構造を示す。石英は長さ 3-6 mm の自形状で清澄である。一部に融蝕されたものがある。黒雲母は 1 mm 内外の板状結晶で、緑泥石化が著しい。内部に炭酸塩鉱物や不透明鉱物を生じている。角閃石は長さ 1.5-2.0 mm の自形柱状を示す緑色普通角閃石で、緑泥石化を被っている。副成分鉱物として、チタン石、燐灰石及び鉄鉱を含む。

石基は微花崗岩質で珪長鉱物の粒度は 0.05-0.1 mm である。

VII. 2 花崗斑岩 (Gp)

本岩は花崗閃緑斑岩とともに白亜紀末期-古第三紀初期火山・深成岩類の一部を形成する。

本地域内の各所で美濃帯の坂本峠層や濃飛流紋岩類を貫く岩脈として出現する。岩脈の規模は幅数 m の小岩脈から幅、数 100 m に達するものがあり、いずれも垂直又はかなりの急角度で貫入しており、貫入方向は NE-SW 方向を示すものが多い。

本岩が花崗閃緑斑岩を貫くことは確認されていないが、大きな岩体を形成することがなく岩脈状の貫入形態を示すことなどから見て、花崗閃緑斑岩にやや遅れて貫入したものと考えられる。

花崗閃緑斑岩に比べ石基はより細粒で、斑晶と石基が明瞭に区別される。また一般に有色鉱物に乏しい。上記の特徴から花崗閃緑斑岩と区別した。

本岩は著しい斑状組織を呈し、灰白色-灰緑色、緻密、珪長質の石基中に石英・カリ長石 (パーサイト)・斜長石・黒雲母及び (又は) 緑色普通角閃石の斑晶が散在している。斑晶は普通、径 5 mm 内外であるが、カリ長石は長さ 1-2 cm に達することが多く、淡紅色を呈することがある。本岩は貫入母岩に接する付近で、狭い幅で急激に細粒の周縁相を形成することがある。

花崗斑岩 (明方村, 小川南方, 家谷川) GSJ R40838

斑晶の石英は普通、長さ 4 mm 程度の自形状を呈する。斜長石は灰曹長石程度で卓状を示す。2 次的変質によりカオリンや繊維状の絹雲母を生じている。カリ長石は長さ 1 cm 以上に達する自形卓状で、大型の斑晶を形成する。パーサイト構造を示すが、2 次的変質作用が著しくカオリンを生じている。黒雲母は板状結晶を示しており、その多くは緑泥石に変質している。角閃石は長さ 1-2 mm の柱状で、緑色-緑褐色を呈する。

石基は完晶質で、0.05-0.1 mm の粒状の石英、斜長石及びカリ長石からなる珪長質石基を形成する。副成分鉱物としてチタン石や鉄鉱が含まれる。

VII. 3 モンゾニ斑岩 (Bg)

本岩は馬瀬村，小川林付近で段丘堆積物に覆われて，その下位に露出する．分布が極めて狭く，限られているため詳細は不明である．

本岩は灰白色の細粒花崗岩質岩石で，斑状を呈する斜長石，カリ長石を含み，有色鉱物に乏しい．岩体のほぼ全面にわたり鉍化作用を被り，黄鉄鉍の鉍染が認められる．また，鉍化作用を被った部分は酸化により赤褐色を呈する．

本岩分布地域南方の小川林周辺及びその南方の美濃帯の坂本峠層は熱変成作用を被り，黒雲母ホルンフェルスが生じている．また，モンゾニ斑岩も鏡下では，再結晶作用が認められる．本地域には，小規模な花崗斑岩の岩脈が美濃帯の坂本峠層中に貫入しているが，熱変成作用を与える程のものとは考えられない．また，馬瀬川北岩に分布する花崗閃緑斑岩の一部にも，再結晶作用をうかがわせるような組織を示すようなものがある．

このような事実を考慮すれば，本地域もまた，飛騨川西岸地域と同様に“後期白亜紀花崗岩類”の存在の可能性が示唆される．

モンゾニ斑岩（馬瀬村，小川林） GSI R40839

斑状鉱物は斜長石及びカリ長石からなり，石基はアルカリ長石，斜長石及び少量の石英からなる．

斑状斜長石は長さ2-3 mm，自形柱状で，全般に汚濁し，結晶の一部は方解石又は繊維状白雲母を生じている．小型斑晶として，長さ0.5 mm以下の半自形斜長石が含まれる．カリ長石は長さ1 mm前後の半自形結晶として産する．斜長石に比べて汚濁の程度は弱く，清澄なものも認められる．カリ長石は斜長石よりも量としてはやや少量である．白雲母は長さ0.1 mm内外の小板状又は鱗片状結晶として産し，しばしば集合体を形成する．このほかに，不透明鉄鉱物が含まれる．

石基は粒径0.2-0.3 mm内外のアルカリ長石，斜長石を主体とし，少量の石英を含む．微花崗岩質組織を呈する．

VII. 4 ^{みぞれ}水沢上花崗岩 (Mg)

本岩は図幅地域北西部，吉田川上流の水沢上付近で美濃帯の坂本峠層と白亜紀の吉田川安山岩類を貫いて，これらに熱変成作用を与えている．

水沢上花崗岩は南北約2.5 km，東西約1.5 kmのほぼ楕円形に近いストック状岩体として露出する．しかし，見掛け上の分布面積に反して，その接触変成域は広い．水沢上の北方から檜谷にかけて分布する坂本峠層や飛騨外縁帯の古生層・かんらん岩などは多くの部分で熱変成作用によるホルンフェルス化を被っている．これらの熱変成作用の影響がすべて水沢上花崗岩によるものであるとは断定出来ない．しかし，岩相の特徴が後述するように，庄川流域に分布する白川花崗岩中の黒雲母花崗岩に類似すること，また，北隣の「三日町」図幅（河田，1982）地域内の庄川上流地域では白川花崗岩の一員と考えられる微文象花崗岩が露出しており，水沢上花崗岩は，ほぼその延長上に露出することなどから考慮すれ

ば、水沢上花崗岩又は、これに関連した貫入岩体が潜頭花崗岩としてこの地域に広く伏在する可能性が高い。

水沢上花崗岩と岩相の類似した白川花崗岩は、本図幅域北方の「白川村」図幅地域の森茂峠の北西で濃飛流紋岩類を貫いている。この花崗岩中の黒雲母のK-Ar年代は $58 \pm 4\text{Ma}$ (柴田ほか, 1971), また、同じく同一試料の黒雲母のRb-Sr年代は 63 Ma (早瀬・石坂, 1967) と報告されている。

水沢上花崗岩は淡紅色を帯びた中粒の黒雲母花崗岩で、淡紅色のカリ長石による弱い斑状組織が認められる。黒雲母は小板状又は鱗片状に産し、ほぼ均質に含まれるが、しばしば集合してクロットを形成することがある。

本岩は、細粒のアプライト岩相を含む以外には、著しい岩相変化を示さない。また、片理もなく、苦鉄質鉱物からなる色有物にも乏しい。

本岩による熱変成作用については既に述べたが、水沢上西方、約1 kmの吉田川西岸の山腹部の石灰岩(美濃帯のジュラ紀の坂本峠層中に含まれる異地性岩体)では、スカルン鉱物としてざくろ石やヘデンベルグ輝石を産する。

黒雲母花崗岩 (明方村, 水沢上) GSJ R40840

カリ長石, 斜長石, 石英及び黒雲母を主成分鉱物とし, 副成分鉱物として燐灰石, 褐れん石, チタン石, ジルコン, 螢石及び不透明鉱物を含む。

カリ長石は長さ3-5 mm, 半自形卓状又はより小さい他形結晶として産する。すべてのカリ長石は淡褐色に汚濁し, カオリン化を被っている。一般にパーサイト構造が認められる。斜長石は長さ3 mm 内外の自形で, 一般に清澄である。組成は灰曹長石程度である。結晶の多くは累帯構造を示している。斜長石中には微細な絹雲母を生じたものが認められる。石英は粒径2 mm 又はそれ以下の粒状で, 間隙を充填している。微細な塵埃状物質を包有するものが多い。黒雲母は長さ1-2 mm, 又はそれ以下の板状結晶で, X = 淡黄色, Y, Z = 濃褐色を呈する。ジルコン, チタン石, 燐灰石及び不透明鉄鉱物などの微晶を包有することがある。程度の差はあるが, 一般に緑泥石化を被っているものが多い。褐れん石は長さ0.5 mm 程度の自形結晶として含まれる。

VII. 5 閃緑岩 (Dp)

本岩は図幅地域北西部の飛騨外縁帯に属する清見村, 松谷上流北東岸部の標高1,050-1,080 m の林道沿いの緩斜面に露出する。風化が著しく外見は灰白色を呈するが, 新鮮な面は灰黒色を示す中-細粒の完晶質岩石である。この地域に分布する林ノ平層との接触面は見られないが, 露頭の状況から見て, 林ノ平層中に貫入したことは確実である。本岩の分布は大きくはないが, 林ノ平層に接触変成作用を与えていることから, 小規模なストック状岩体と考えられる。本岩の貫入時期を明示する資料はないが, 分布地域の南方約3 km には白亜紀末の貫入と考えられる水沢上花崗岩が分布する。また, 北方約3 km では飛騨外縁帯の北縁に麦島花崗岩(三畳紀, 180 Ma)が分布する。本岩の岩相は閃緑岩-ひん岩であり, 麦島花崗岩とは異なる。これらの状況から白亜紀花崗岩類の一員と考える。

輝石角閃石閃緑岩 (清見村, 松谷上流) GSJ R40841

鏡下では、本岩は斜長石、角閃石、輝石を主成分鉱物とし、少量の石英とカリ長石を含む、副成分鉱物として不透明鉄鉱及びジルコン、二次鉱物として緑れん石が含まれる。

角閃石は一般に長さ 1.5-2 mm、自形柱状の緑褐色普通角閃石で、なかには長さ 0.5 mm 内外の小型結晶が含まれる。

輝石は一般に長さ 1.5-2 mm、自形-半自形で炭酸塩鉱物、繊維状絹雲母及び淡緑褐色の粘土鉱物により交代され、仮像を呈している。斜長石は長さ 0.5-1 mm、自形柱状を呈し、淡褐色に汚濁し、特に中核部は汚濁が著しい。石英及びカリ長石は少量で、斜長石や苦鉄質鉱物の間隙を充填している。

本岩は岩体の周縁部に角閃石、単斜輝石及び斜長石の斑晶を有する閃緑ひん岩を伴う。

Ⅶ. 6 文象斑岩 (Gy)

本岩は図幅地域南西部の畑佐東方約 2 km の小川峠付近に集中的に分布する。濃飛流紋岩類（未区分火砕岩類）を貫く平行岩脈群として出現する。これらの岩脈の大半はほぼ N-S 方向に進入し、W に 70-80° の急傾斜を示している。岩脈の幅は、最も狭いものでは 1 m 内外であるが、10 数 m-100 m に達するものがある。

岩脈と母岩との境は多くの場合、破碎され、その幅は境界部から母岩側に向かって幅数 10 cm 内外である。

岩脈の内部では壁面に沿って流理構造が認められ、流理もほぼ貫入方向に一致している。

本岩中には断層による破碎がほとんど見られないことから、畑佐東方付近に集中して生じた N-S 方向の節理又は割れ目に沿って、貫入した可能性が高い。

本岩の貫入時期は不明であるが、「三日町」図幅（河田，1982）地域内に白川花崗岩に関連すると考えられる微文象花崗岩-文象斑岩が分布し、文象斑岩の一部は岩脈として濃飛流紋岩類中に貫入している。本地域の文象斑岩も上記の岩脈状文象斑岩と岩相が類似していることから見て、後期白亜紀花崗岩類の一員に含めた。

本岩は淡灰色の緻密な石基をもつ斑状岩で、長さ 2-3 mm 内外のカリ長石及び石英の斑晶が識別される。風化したものは灰白色を呈し、柔らかくくだけやすい。

文象斑岩（明方村，畑佐東方，小川峠）

斑晶：カリ長石は長さ 1.5-3 mm、自形柱状を示す。淡褐色に汚濁し、カオリン化を被っている。石英は自形で、一般に径 1-2 mm、大きいものでは 4 mm に達する。斜長石は長さ 1-2 mm、自形柱状を示す。一般に汚濁し、絹雲母の微晶を生じている。黒雲母は、長さ 0.1 mm 程度の小板状又は鱗片状結晶として少量含まれる。

石基：アルカリ長石、斜長石及び石英からなる完晶質石基からなり、しばしば、直径 0.5-0.7 mm の円形状に文象構造が発達する。

VIII. 新 生 界

VIII. 1 安山岩岩脈 (A)

安山岩は図幅地域内の各所で、濃飛流紋岩類及び坂本峠層を貫く岩脈として出現する。岩脈の規模は幅数 m のものから大きいものでは10数 m に達するが、延長部については未確認のものが多い。

安山岩は普通輝石安山岩及び角閃石安山岩からなる。輝石安山岩は暗灰色の緻密な石基からなり、斑晶に斜長石や普通輝石が認められる。角閃石安山岩は、暗緑色又は暗灰色を呈し、斑晶に斜長石と角閃石が認められる。

岩脈類は大部分がNE-SW又はNW-SEの2方向に貫入している。貫入時期については明らかではないが、中新世頃と考えられる。

普通輝石安山岩 (明方村, 畑佐南方) GSJ R40843

斜長石斑晶は長さ1-2 mm, 自形柱状を示す。微斑晶として長さ0.3-0.5 mmの自形柱状斜長石が含まれる。普通輝石は長さ0.5-0.7 mm, 自形柱状結晶として産する。斜方輝石から変質したと思われる淡褐色粘土鉱物が見い出されるが、本来の組織を残していないために確認できない。

石基は短冊状の斜長石, アルカリ長石及び少量の石英と淡褐色ガラスからなり、不透明鉄鉱物を含む。

角閃石安山岩 (萩原町, 古関南方) GSJ R40844

角閃石斑晶は一般に長さ0.5-1 mmの自形柱状を示すが、最大2 mmに達するものが認められる。淡緑褐色を呈し、新鮮で2次的変質を被っていない。斜長石は長さ0.4 mm内外の微斑晶として含まれ、自形柱状を示す。燐灰石は長さ0.2 mm程度の自形結晶として含まれる。

角閃石斑晶の外縁部又は石基中に、長さ0.1 mm以下の鱗片状で淡褐色の雲母様鉱物が生じている。

石基は短冊状斜長石及びアルカリ長石を主体とし、少量の石英が空隙を埋めた形で出現する。また、燐灰石や不透明鉄鉱物が含まれる。

VIII. 2 鮮新-更新世火山岩類

VIII. 2. 1 かんらん石玄武岩 (B)

本岩は檜谷南方2 kmの1,161 mの高地を中心に、飛騨外縁帯の岩石や白亜紀の吉田川安山岩類を覆って、小規模な分布を示す。本岩と烏帽子火山類との関係は、露出状況が不良のため野外で直接に確認することが出来ない。「三日町」図幅内では、同図幅地域東縁部の飛騨一之宮付近からNW-SE方向の2列の線上に沿って、かんらん石玄武岩が小規模に露出する。檜谷のかんらん石玄武岩の位置も上記の線の延長部に当たる。これと同種のかんらん石玄武岩の噴出時期は「高山」図幅地域内において $2.03 \pm 0.20 \text{ Ma}$ (宇都・山田, 1985)と報告され、鮮新-更新世と考えられており、岩質的にも類似していることから本岩も同時期の噴出と推定される。

本岩は新鮮なものでは、暗灰色を呈し、堅硬・緻密である。風化面では褐色を帯びる。

露頭が悪いため詳細は不明であるが、高度 1,100-1,180 m の溶岩台地上に多くは径数 m のブロック状の転石として見いだされる。一般に 2-3 cm の厚さの薄い板状節理を生じ、剝離しやすい。

かんらん石玄武岩 (清見村, 檜谷南東方 2 km, キララ洞転石) GSJ R40845

斑晶: かんらん石は一般に長さ 0.3-0.4 mm, 自形で特有な紡錘形を示すが半自形の小粒状結晶として含まれることもある。斜方輝石の反応縁をもつものが見られる。斜長石は一般に長さ 0.5-0.7 mm の自形柱状を示し、清澄である。

石基: 短冊状斜長石, 斜方輝石, 鉄鉱及び無色-淡色のガラスからなり、空隙をアルカリ長石及びクリストパル石が埋めている。斜方輝石と平行連晶する極めて少量の単斜輝石が含まれる。

苦鉄質鉱物の組合せによる分類では久野 (1954) による IIIId に相当するが IIIe に極めて近い性質をもつ。

かんらん石玄武岩 (岩脈)

本岩は明方村, 奥住東方の小谷洞上流地域において、濃飛流紋岩類を貫く岩脈として出現する。岩脈は N20-30° W 方向に進入し、幅 10 数 m で延長約 100 m である。

本岩は暗灰色を呈する緻密な岩石である。岩脈中に大きさ 20 cm に達する花崗岩の岩塊を捕獲している。本岩の貫入時期は不明であるが、「三日町」及び「高山」図幅地域内には、鮮新-更新世 (約 2 Ma : 宇都・山田, 1985) に噴出したと考えられるかんらん石玄武岩が濃飛流紋岩類を貫いている。本岩も岩質が上記のかんらん石玄武岩に類似していることから、ほぼ同時期のものと考えられる。

普通輝石かんらん石玄武岩 (明方村, 小谷洞上流) GSJ R40846

かんらん石斑晶は長さ 0.3-0.4 mm で特有の紡錘形を示すものが多い。大部分が変質により、淡褐色の粘土鉱物に交代されている。普通輝石は一般に長さ 0.3-0.5 mm の自形柱状として産するが、まれに長さ 2 mm の大型斑晶として含まれることがある。微斑晶として、長さ 0.3-0.4 mm の自形斜長石が含まれる。

花崗岩からの捕獲結晶として、長さ 2 mm の石英及び長さ 1 mm 程度の斜長石の他形結晶が見いだされる。

石基は短冊状斜長石, 単斜輝石, チタン鉄鉱及びそのほかの不透明鉱物とガラスからなり、間粒状組織を示す。

苦鉄質鉱物組合せによれば久野 (1954) による IVb に属する。

本岩中には前述のように花崗岩の捕獲岩が含まれる。この花崗岩は石英, 微斜長石, 斜長石及び黒雲母からなる中粒の黒雲母花崗岩である。石英は一般に粒径 1.5-2 mm, 微細な包有物に富む。微斜長石は長さ 2 mm 内外の半自形結晶でカオリン化を被っている。斜長石は長さ 1-1.5 mm, 半自形結晶として含まれる。黒雲母は長さ 1 mm の板状結晶で撓曲しているものが認められる。一般に緑泥石化を被っている。

VIII. 2. 2 竜ヶ峰火山岩類 (Ra)

本岩類は檜谷の北方で濃飛流紋岩類や飛驒外縁帯の古生層を覆っている。北に隣接する「三日町」図

幅地域内の竜ヶ峰を中心に小規模な分布を示しており、安山岩溶岩及び火砕岩類からなる。竜ヶ峰付近では、高度 1,100-1,200m の溶岩台地が形成され、溶岩は主として南に向かって流下し、その先端は楕谷谷北方でほぼ高度 1,000m である。開析が進んでいるため火口の所在は確認できない。本岩類の噴出時期についても時代を決定する資料がないが、開析の進んだ状態から推定して、鮮新-更新世の活動によるものと考えられる。

竜ヶ峰火山岩類はその分布が狭少であること、又、溶岩はその岩質が烏帽子火山岩類中の溶岩に似ていることなどからみて、かつては烏帽子火山の噴出物の一部として分布したものが、後の侵食や削剝により分離した、という可能性もある。

安山岩溶岩は暗灰色で堅硬緻密なものややや多孔質のものがあるが、平坦な溶岩台地上にブロック状に点在するため露頭状態が悪く、分布状況を確認することは困難である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (清見村, 竜ヶ峰洞上流西斜面) GSJ R40847

普通輝石斑晶は一般に長さ 1 mm, 最大 2 mm に達する。自形柱状を示し、双晶を示すことがある。しばしば不透明鉄鉱物を含有する。紫蘇輝石は長さ 1 mm 前後の自形柱状を示す。一般に清澄であるが、中核部に微細な包有物が含まれるものが認められる。

石基は細かな短冊状斜長石、微細な粒状単斜輝石及び不透明鉄鉱物からなり、空隙を珪長質メソスタシスが埋めている。

Ⅷ. 2. 3 烏帽子岳火山岩類 (Ea, Ep)

本岩類は本図幅地域西端の、烏帽子岳 (1,625 m) を中心として、南北に約 20 km, 東西約 17 km にわたって分布し、美濃帯の中生層、麦島の花崗岩、飛騨外縁帯の古生層、吉田川安山岩類、濃飛流紋岩類及び水沢上花崗岩を覆っている。岐阜県北西部から福井・石川県境にかけて、南東-北西方向に鮮新末-更新世前期に噴出したと考えられる火山岩類が分布している。すなわち、烏帽子岳の西に隣接する鷲ヶ岳(「白鳥」図幅内)にも同質の火山岩類が分布し、これらをあわせると、その分布総面積は 300 km² 以上に達する。烏帽子岳火山岩類はこれらのうち最東端に位置する。本図幅地域内の烏帽子岳火山岩類は安山岩溶岩・火砕岩及びその他の湖成堆積物からなる。安山岩溶岩は主として紫蘇輝石普通輝石安山岩からなり、一部に角閃石安山岩が分布する。烏帽子岳火山岩類の生成年代は 1Ma 頃とみなされている(尾崎, 1987)。加藤(1980)によれば、この火山岩類は 3 枚の堆積層と 1 枚の凝灰角礫岩及び 7 枚の安山岩溶岩が識別され、火山活動のステージは I-III に区分された。

烏帽子岳火山の活動は、ステージ I では本火山岩類分布域の西部を中心に湖が存在し、基盤岩礫からなる角礫岩層、珪藻土の薄層を含む凝灰質シルト岩層及び角閃石安山岩の礫を主とする水底堆積の凝灰角礫岩層などが形成された。ステージ II とステージ III は安山岩溶岩の噴出活動期で、II と III との間には時間間隙があったと考えられている。以上から、加藤(1980)はステージ II の噴出物を古期烏帽子岳火山岩類、ステージ III のそれを新期烏帽子岳火山岩類として取り扱っている。

本図幅地域内の烏帽子岳火山岩類は、火山体の開析が進んでいるうえに露頭の状況も悪く、それぞれのユニットの溶岩流及び湖成堆積物などの側方への追跡が困難である。したがって、地質図では湖成堆積物を主体とした碎屑性堆積物 (Ep) の一部を区分して示したほかは一括した。溶岩流を主体とした部

分 (Ea) にも小規模な碎屑性堆積物を挟むことがある。

a. 湖成堆積物など (Ep)

シルト岩・砂岩・凝灰岩を主岩相とし、凝灰角礫岩や火山円礫岩を伴う。主岩相は層理及び葉理の発達が良好で、比較的静穏な陸水環境での堆積環境が示唆され、恐らく湖成堆積物である。烏帽子火山岩類の最下部によく発達するが、水平方向での連続性と広がり是不明である。地質図では観察された範囲のみ示したが、実際には本岩類の最下部を構成して、もっと広い分布を持つと考えられる。次に2地点での岩相を記す。

松谷川上流から山中峠に至る林道沿いには、シルト岩-泥岩-凝灰岩からなる碎屑岩層が露出する(第14図)。シルト岩と泥岩は、細かな縞状の葉理を示し、凝灰岩は葉理に乏しい。露頭で見られる全体の厚さは約20mで、水平に近い傾斜を示す。この堆積物の下限は露出が見られないため不明であるが、上位には安山岩の垂円礫を含む火山円礫岩がのる。この火山円礫岩は、淘汰が極めて不良で、弱い成層構造と一部に逆級化構造が認められることから、土石流堆積物とみなされる。

水沢上の吉田川西岸では、高度約850mの山腹部でジュラ紀の坂本峠層からなる基盤を覆って凝灰岩及びシルト岩からなる厚さ約20mの湖沼性堆積岩層が分布し、その上位に柱状節理を示す安山岩溶岩が分布する。ここでの安山岩溶岩の厚さは約30mである。

凝灰角礫岩は、西俣川下流域や奈良川及び奥長尾川の上流域に分布する。本岩は径数-10数cmの輝石安山岩及び角閃石安山岩(少量の石英斑晶を含む)の垂角礫を含み、凝灰質のマトリックスからなる。輝石安山岩礫は暗褐色を示すが、角閃石安山岩礫は淡灰色-灰白色で多孔質で斑晶に富む。



第14図 烏帽子火山岩類中の安山岩溶岩の露頭。明方村西俣川林道



第15図 烏帽子火山岩類の下部にみられる湖成堆積物(写真の下半部)と岩屑流堆積物(上半部)。明方村山中峠南東2kmの林道。スケールは1m

凝灰岩は淡褐色 - 淡紅褐色を呈し、軽石の破片を含むことがある。しばしば凝灰角礫岩と互層する。

b. 安山岩溶岩 (Ea)

本図幅地域では、安山岩溶岩は気良川、吉田川上流の西俣川、松谷川などの、烏帽子火山体が開析されて生じた主要な河川に沿って、良好な露頭が見られる。このほかには、林道の開発により、西俣川より烏帽子岳に向かう道路及び松谷川より山中峠に至る道路沿いにも、新たな露頭が見られる。

角閃石安山岩は主として烏帽子岳の東方斜面に分布し、西俣川沿いに開発された林道の切り割りに露出する。これは普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩で、長さ1-2mmのオパサイト化した角閃石が含まれる。本溶岩の厚さは不明である。その他の地域では、大部分が紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

山中峠南方の林道、西俣川林道及び気良川林道では、見られる限りでは一般に凝灰角礫岩の厚さは数m-10数mで、この上部に溶岩が分布する。溶岩の一枚の厚さは5-10mである。溶岩中には板状又は柱状節理が発達したものが見られる(第15図)。

普通輝石紫蘇輝石安山岩(庄川村, 庄川上流, 標高1,250m) GSI R40848

斑晶: 紫蘇輝石は最大、長さ2mm、一般には1mm前後の自形柱状である。普通輝石は長さ1mm、自形柱状を呈する。不透明鉄鉱物は粒径0.1-0.2mmのものが含まれるが、結晶の周縁部に微細な金雲母を生じているものがある。斜長石は最大2mm、普通は1mm程度の卓状又は柱状で、累帯構造が著しい。一般に清澄であるが、中核部には微細な包有物を含むものがある。

石基: 拍子木状斜長石、小粒状単斜輝石、やや細長くのびた斜方輝石と不透明鉄鉱物からなり、填間状組織を示す。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (気良川林道終点, 標高 750 m) GSJ R40849

斑晶：普通輝石は長さ 1-2 mm, 自形柱状でしばしば不透明鉄鈹物を包有する。紫蘇輝石は一般に長さ 1-2 mm の自形柱状で, 累帯構造が著しい。中核部に微細な包有物が含まれることがある。

石基：微細な短冊状斜長石, ガラス, 微細な粒状単斜輝石及び不透明鉄鈹物などからなる。また, 鱗片状金雲母を生じているものが見いだされる。

普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (明方村, 西侯川林道, 標高 950 m) GSJ R40850

斑晶：角閃石は一般に長さ 1-2 mm, 最大 3.5 mm に達する自形柱状結晶で, 淡黄褐色の普通角閃石に属する。結晶の外殻部から内部にかけてオパサイト化し, ほとんど本来の組織を留めぬものも見いだされる。紫蘇輝石は長さ 1-2 mm の自形柱状で, 不透明鉄鈹物の小粒状結晶を包有するものがある。一部に貫入双晶を示すものが認められる。普通輝石は長さ 1 mm 又はそれ以下の自形結晶として含まれる。斜長石は長さ 1-2 mm の自形柱状を示し, 累帯構造が認められる。結晶の中核部に微細な包有物がしばしば含まれる。

石基：短冊状斜長石, やや細長くのびた斜方輝石, 小粒状単斜輝石及び鉄鈹などからなり, 空隙に鱗珪石を生じている。

VIII. 3 更新-完新世堆積物

VIII. 3. 1 河岸段丘及び扇状地堆積物 (t_3, t_2, t_1)

本図幅地域内では, 河岸段丘堆積物は主として飛驒川, 馬瀬川及び吉田川の各河川に沿って発達する。特に飛驒川沿いに発達するものは最も規模が大きい (第 16 図)。萩原町萩原の飛驒川東岸や羽根地区



第16図 萩原町桜洞の段丘地形。手前の低位面は飛驒川本流の河岸段丘堆積物, 後方の高位面は桜谷の扇状地性堆積物から構成される。萩原町吉関北方から展望

の飛驒川西岸では、高度により3段の堆積面が識別される。すなわち、飛驒川沿いで現河床との比高差の異なる高位、中位、低位の3つの段丘面である。

飛驒川本流及び山之口川に注ぐ小河谷沿いに扇状地堆積物が分布する。例えば桜洞付近(第16図)や四美辻付近などで見られる。

地質図では扇状地堆積物と段丘堆積物を一括にした。

段丘堆積物の厚さは一般に3-5mで、礫・砂及び粘土からなる。各段丘の堆積物の中では濃飛流紋岩類の礫が圧倒的に多く、羽根地区では全体の60-80%を占めている。そのほかでは、中生層から由来した砂岩、頁岩及びチャート、花崗閃緑斑岩、花崗斑岩及び御嶽火山に由来する安山岩類である。礫の平均径は10-15cmであるが、中には数10cmに達するものが含まれる。礫は、細礫混じりのアルコーズ質の中-粗粒砂により、充填されている。

飛驒川沿いの小谷に発達する扇状地堆積物は、河岸段丘堆積物との関係からみて、高位及び中位の段丘に相当すると考えられる。扇状地堆積物を構成する礫の大きな特徴は、萩原町(1984)が指摘しているように、花崗斑岩(本報告での花崗閃緑斑岩)の礫が大部分であり、円磨度も低いことである。桜洞での中位段丘に相当する扇状地堆積物の厚さは約15mで、その下位には、主に濃飛流紋岩類の礫から構成され、御嶽火山岩類の礫を伴う飛驒川の河岸段丘堆積物が厚さ6-15mの厚さで存在する(萩原町, 1984)。四美辻のやはり中位段丘に相当する扇状地堆積物は、“花崗斑岩”を主とし、濃飛流紋岩類を混じえ、角ばった巨礫が多いことから、大規模な山崩れによる土石流により形成されたとみなされている(萩原町, 1984)。

これらの中-高位の扇状地が、飛驒川から山之口川にかけての南北方向の河川沿いの小谷に集中して多いことが注目される。これらの扇状地の形成条件として、萩原町(1984)は、その後背地に風化され易い“花崗斑岩”(本報告での花崗閃緑斑岩)が存在すること、当時この飛驒川に沿って、それとほぼ平行な方向の断層(萩原断層)の活動が活発であったことを挙げている。

Ⅷ. 3. 2 崖錐堆積物

本堆積物は後背山地から供給された礫・砂及び粘土からなり、主として濃飛流紋岩類分布地域の山麓部に特異な緩斜面が発達する。

本図幅地域では、北東隅の飛驒川支流に面した緩斜面に多く見られる。

本堆積物の厚さは場所により異なるが、一般に10-30mと変化する。

Ⅷ. 3. 3 崩壊堆積物(C)

崩壊堆積物は、「萩原」地域西部の明方村水沢上北方に分布する。本堆積物は1586年1月18日(天正13年11月29日)の天正地震に際して発生した山崩れによって形成されたものであり、主として烏帽子火山岩類の岩塊及び岩屑からなる。地震による巨大崩壊地は、水沢上川(吉田川)の上流の西俣川に面した北向きの山腹斜面であり、後述の三尾河断層の南方延長上に位置する(第2図地点H)。本堆積物は西俣川の南側だけでなく、その北側にも分布しており、山崩れ発生当初には崩壊岩塊及び岩屑により西俣川がせき止められたと推定される。なお、高鷲村史(山川, 1960)には、この山崩れによって水沢上川がせ

き止められ、2つの池ができたとの記述がある(飯田, 1987)。

Ⅷ. 3. 4 沖積層

各河川の下流沿岸地域には、沖積層が発達している。特に萩原町付近の飛騨川沿いの地域には広い沖積層が発達する。堆積物は主として砂礫からなり、厚いところで5-10 mに達する。

本図幅地域東部の萩原町桜洞や西部地域の気良川には扇状地が形成されている。

扇状堆積物も礫、砂及び粘土からなる。

IX. 応用地質

IX. 1 金属鉱床

本図幅地域内に見られる鉱床の多くは美濃帯の中生層を貫く花崗岩及び花崗閃緑斑岩によって生じたスカルン型の接触交代鉱床である。また、このほかに、濃飛流紋岩類と中生層との接触部付近において、花崗斑岩などの岩脈の貫入による割れ目充填型の浅熱水性鉱床も見いだされる。しかしながら、本図幅地域の大半を占める濃飛流紋岩類中には大規模な鉱床は見られない。最初の野外調査が実施された昭和34年当時には、小規模ながらも稼行中であつた鉱山は水沢上北方の奈良井鉱山と畑佐鉱山の2山のみで、そのほかは休山又は廃山となつていた。しかし、現在では全ての鉱山が廃山となつている。したがって、本文では、かつて稼行されたことのある主要な鉱山についてその概要を報告する。

まんせい 万井鉱山

馬瀬村大字黒石にあり、黒石集落北東3 kmの地点にある。

稼行対象は閃亜鉛鉱及び方鉛鉱である。

鉱床付近の地質は、花崗閃緑斑岩からなり、岩体中に坂本峠層の砂岩、粘板岩及び異地性岩体の石灰岩からなる岩塊が捕獲されている。捕獲岩塊は長さ5-20 m、幅3-7 mで、垂直方向には7-25 mのレンズ状をなす。捕獲岩塊は3方向に分裂しており、それぞれE-W、N40°W及びN30°Eを示している。

鉱床は粘板岩及び石灰岩を鉱染した交代鉱床で閃亜鉛鉱及び方鉛鉱からなり、ヘデンベルグ輝石、緑れん石などのスカルン鉱物を伴っている。鉱床は金谷坑、本洞坑の2つに大別される。

金谷坑：本鉱山の主体をなす鉱床で、鉱体はN40°Wの方向に約30 mの間隔で並んでいる。これらの鉱床は走向方向に5-10 m、幅1-3 mで垂直方向に5-20 mのレンズ状をなし、N70°-80°Wの方向の割れ目と交わる付近で富鉱体を形成する。北部の黒石沢の河床にN20°E方向に延長するレンズ状鉱床が最大幅7 m、走向方向に9 mにわたって露出している。

本洞坑：花崗閃緑斑岩中にE-W方向レンズ状粘板岩が2か所で捕獲されている。これら粘板岩の中心部にE-W方向の割れ目があり、この割れ目を中心に幅50 cmの間に鉱染が見られる。粘板岩は両者ともに、延長40 m、最大の幅6 mで、垂直に25 mの規模をもつ。

畑佐鉱山

吉田川の東岸で、明方村畑佐にある。

鉱床周辺の地質は濃飛流紋岩類（未区分火砕岩類）と、これを貫く安山岩岩脈からなり、この地域の北西方にはジュラ紀の坂本峠層が広く分布する。

鉱床は、非溶結の流紋岩質凝灰岩と、ほぼ南北方向に進入した安山岩岩脈との接触部に胚胎した脈状鉱床で、黄銅鉱、閃亜鉛鉱及び方鉛鉱からなり、脈石として石英を伴う。かつて、黄銅鉱や黄鉄鉱からなる鉱脈中に銀の富鉱体が発見され稼行されたことがある。

奈良井鉱山

明方村の水沢上にあり、吉田川の西岸で河床より 50 m の山腹部にある。

鉱床周辺の地質は砂岩、粘板岩を主とし石灰岩や緑色岩類を異地性岩体として含むジュラ紀の坂本峠層と水沢上花崗岩とからなる。坂本峠層は花崗岩により熱変成作用を被り、ホルンフェルス化している。

鉱床は石灰岩を交代したスカルン鉱床で、石灰岩は $N30^{\circ}-40^{\circ}E$, $NW60^{\circ}-70^{\circ}$ の走向・傾斜を示し、レンズ状を呈する。露頭部で石灰岩は 2 か所認められ、幅は数 m で、延長約 10 m にわたって追跡される。

鉱床は、石灰岩の走向に一致し、 $N40^{\circ}E$, $SE60^{\circ}-65^{\circ}$ である。磁鉄鉱を主体とし、少量の黄銅鉱を含む。スカルン鉱物としてざくろ石・緑れん石、ヘデンベルグ輝石などを伴う。鉱体の露頭部では、幅は 0.5 m で延長数 m である。

IX. 2 非金属鉱床

堀之内螢石鉱山

馬瀬村堀之内の馬瀬川西岸の河床近くにある。鉱床周辺の地質は濃飛流紋岩類で、熱変成作用を受けている。

鉱床は、流紋岩中の E-W, $80^{\circ}S$ の割れ目を充填した粘土脈の中にあり、幅 1-2 cm の薄いレンズ状の螢石が鉱条をなしている。

名丸洞螢石鉱床

馬瀬村の^{みと}三十で馬瀬川に注ぐ名丸洞の上流約 1 km の南岸にある。地質は堀之内鉱山と全く同様である。

鉱床は流紋岩中の、N-S 方向の幅 5-10 cm の粘土脈に伴う螢石脈であるが、坑口が崩落し詳細は不明である。

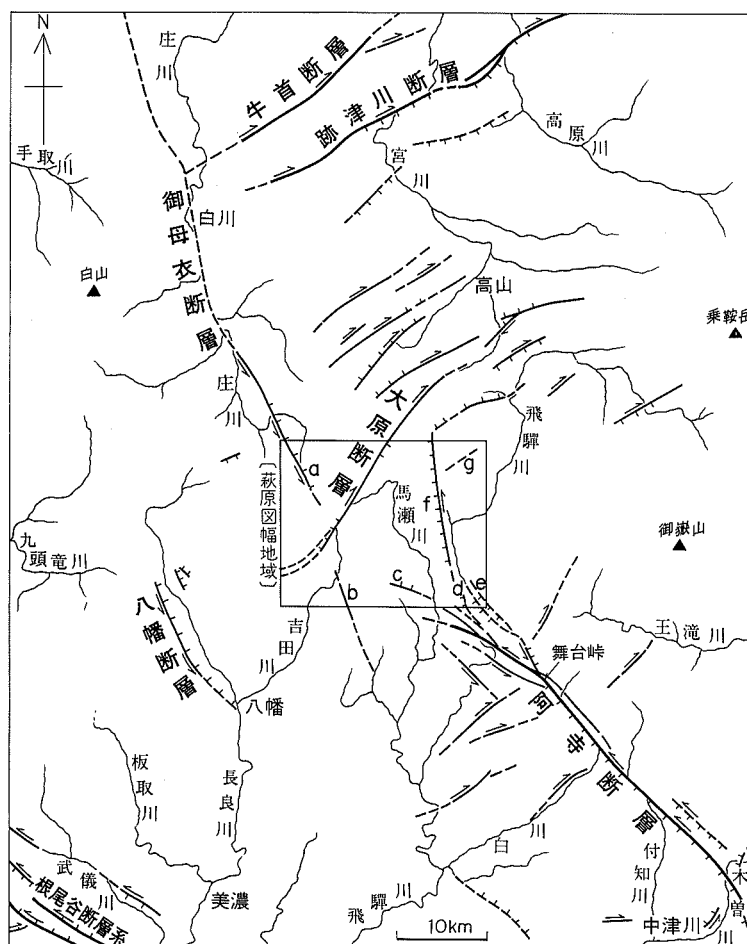
X. 活断層及び地震

X. 1 活断層概説

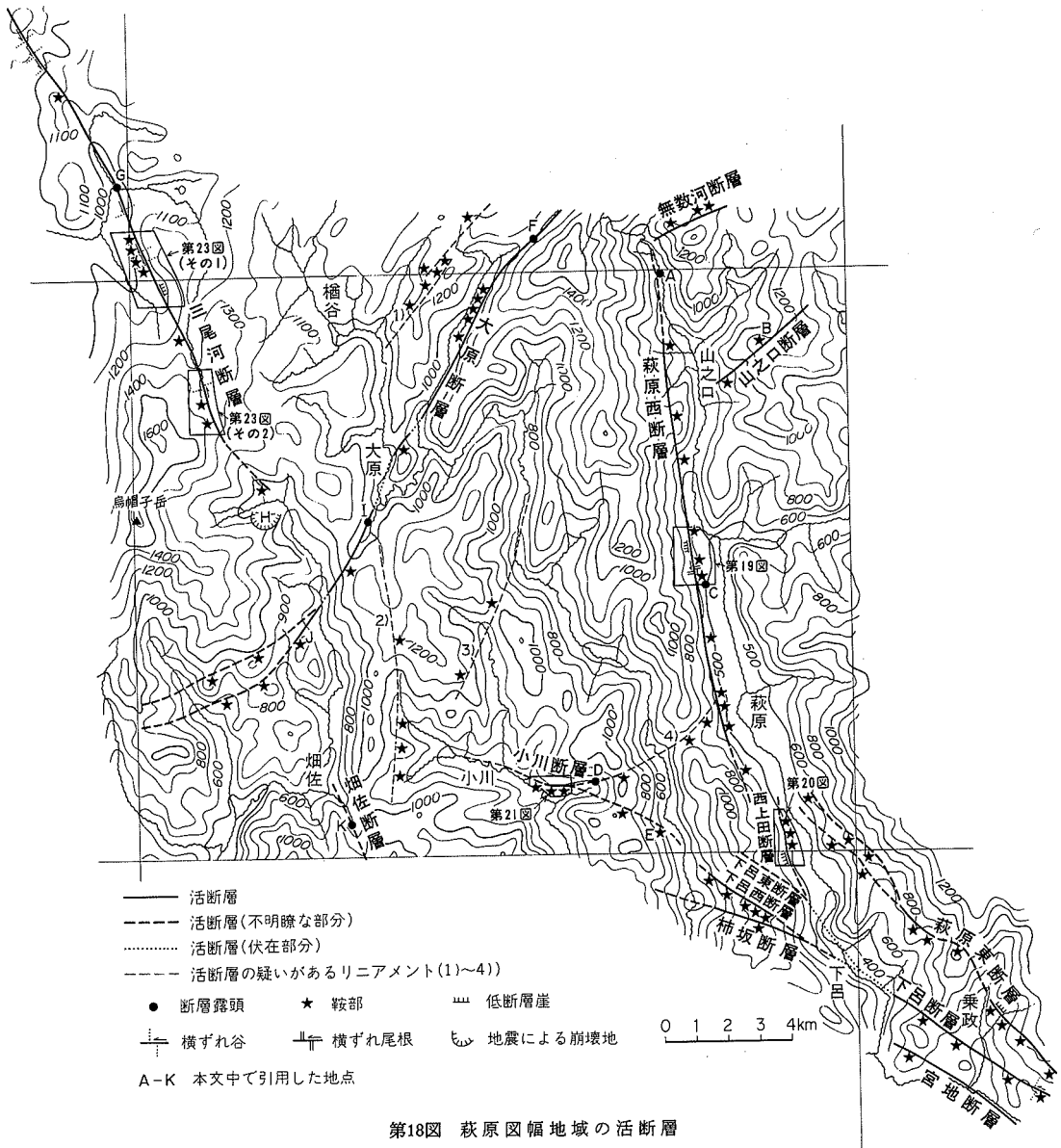
本図幅地域を含む中部山岳地域には、阿寺断層、根尾谷断層、跡津川断層などの我が国最大規模の内陸活断層が存在する。また、同地域は北畿三角地域や伊豆半島周辺に次いで活断層密度が高く、各断層

の活動度や被害地震の密度も高い(活断層研究会, 1980; 垣見, 1983). 中部山岳地域に分布する活断層は横ずれ変位の卓越するものが多く, これらの断層は走向と変位のセンスによって共役な2系統の断層に分けられる(河田, 1982). すなわち, 一つは阿寺断層に代表される北西-南東走向の左横ずれ断層群であり, 他の一つは跡津川断層によって代表される北東-南西走向の右横ずれ断層群である(第17図).

「萩原」図幅地域には阿寺断層の北西部が含まれ, 同断層系を構成する萩原断層及び西上田断層が図幅地域の東部を北北西-南南東方向に通過する. また, 同系統の断層として図幅地域の南部及び北西部に小川断層, 畑佐断層及び三尾河断層が存在する(第17, 18図). 一方, 北東-南西走向の右横ずれ断層としては大原断層が存在し, 本図幅地域西半部を斜めに横断している. このほかか同系統の断層として図幅地域北東部に山之口断層が存在する. これらの活断層の中では, 西上田断層, 三尾河断層及び飛驒川西岸の萩原断層(萩原西断層)が相対的に鮮明なリニアメント及び変位地形を有し, 上部更新統の可能



第17図 萩原図幅地域を中心とする中部山岳地域の活断層. 実線は活断層, 破線は推定活断層を示す. 矢印は横ずれの方向, ケバは落下側を表す. 加藤・杉山(1985)に加筆・修正を加えたもの



性が高い扇状地堆積物を変位させている。これに対して、大原断層は直線状の谷などからなるリニアメントは明瞭であるが、断層変位地形に乏しい。また、小川断層、畑佐断層及び山ノ口断層は、相対的にリニアメントが不明瞭であり、断層変位地形も乏しい。これは一つには断層沿いに段丘などの断層変位を永くとどめ得る地形・地質要素が少ないことによるが、同時にこれらの断層の活動性が相対的に低いことを反映している可能性がある。

X. 2 活断層各論

阿寺断層 (辻村, 1926)

阿寺断層は、中津川市の東部から坂下町、付知町、加子母村及び下呂町を経て萩原町北部に達する北西-南東走向、総延長約 70 km の我が国最大規模の内陸活断層である。本断層沿いには、加子母川 (白川) や付知川などの左横ずれ屈曲を伴う断層谷を始めとする様々な断層地形が発達し、その研究は 1920 年代の辻村 (1926) や岡山 (1930) までさかのぼる。その後、阿寺断層は、地質学的には 1950 年代後半からの地質図幅調査 (片田ほか, 1961; 河田, 1961; 山田, 1961; 山田ほか, 1974 など)、同断層周辺に分布する濃飛流紋岩類の研究 (河田ほか, 1961; 濃飛流紋岩団体研究グループ, 1973, 1976; 小井土, 1974 など) 及び小断層や節理の解析研究 (木村, 1963; UI, 1973) などを通じて調査・研究が進められてきた。これらの成果は山田ほか (1976) 及び山田 (1978) にまとめられている。一方、本断層は同様に 1950 年代の末頃から活断層として注目され始め、岡山 (1959, 1966)、杉村・松田 (1962)、木曾谷第四紀研究グループ (1964)、SUGIMURA and MATSUDA (1965)、仁科 (1968, 1973)、杉村 (1973)、岡田 (1975, 1981)、岡田・松田 (1976)、活断層研究会 (1980)、平野 (1981)、平野・中田 (1981)、HIRANO (1982) などによって、主として地形学的な観点から研究されてきた。そして、最近では地質調査所 (1982, 1986) 及び岡田ほか (1987) によってトレンチ掘削調査が実施されている。また、このほかに地球物理学的な研究 (青木, 1981; 江坂・古本, 1981; 佐々木, 1981; 田中, 1981; 村上ほか, 1984 など) や地球化学的な研究 (吉川ほか, 1982; 杉崎ほか, 1984a, b など) も進められている。このように、阿寺断層は我が国において最も詳しくかつ最も多方面からの研究が進められている活断層であるが、これらの研究の大部分は下呂以南の阿寺断層中・南部を対象としたものであり、本図幅地域を含む同断層北部の研究はあまり進んでいない。

これまでの研究成果をまとめると、阿寺断層の累積左横ずれ変位量は 5-10 km、累積垂直変位量は北東側の相対的隆起 700-800 m 程度と推定される (山田, 1978; 岡田, 1981 など)。また、断層の活動周期は 2000-3000 年程度と推定され (HIRANO, 1982; 地質調査所, 1986)、平均変位速度は 1000 年当たり左横ずれ 3.5 m、北東側の相対的隆起 70 cm 程度と見積られている (平野・中田, 1981)。

阿寺断層は「萩原」図幅地域を含む舞台峠以西の地域では、いくつかの分岐断層から構成されている (第 17, 18 図)。これらの断層には、萩原断層 (山田ほか, 1976)、下呂断層 (岡田, 1975) 宮地断層 (岡田, 1975) 及び夏焼断層 (山田, 1978) などがある。このうち、下呂断層は下呂の西方で更に西上田、下呂東、下呂西及び柿坂の各断層に分岐する (山田・河田, 1976; 彦坂・吉田, 1978)。これら 4 つの断層は、中部電力下呂発電所放水路トンネルの掘削に際して、幅 100-500 m 程度の顕著な破碎帯として確認されている (彦坂・吉田, 1978)。これらの各断層のうち、萩原断層及び西上田断層は本図幅地域を通過する。また、下呂東断層の北西延長も本図幅地域を通過すると推定されるが、その推定位置に明瞭なりニアメントや変位地形は認められない。以下に、萩原断層及び西上田断層について記述する。

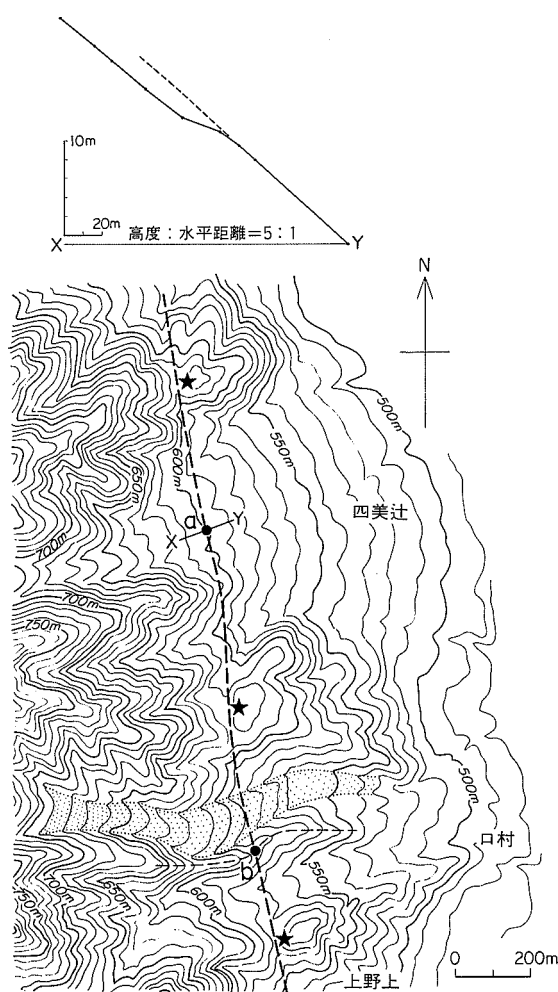
1) 萩原断層 (山田ほか, 1976)

本断層は「加子母」図幅地域の下呂町御殿野付近から北西に延び、同町乗政、大林、大洞付近を経て

本図幅地域の萩原町中呂付近に達し、その北の同町萩原-上呂付近で飛驒川を斜めに横切り、更に同川西岸の野上^{きびゆう}、黍生付近を通過して萩原町山之口の西方に達するとされている(山田, 1978; 活断層研究会, 1980など)。しかし、飛驒川西岸の萩原断層北部は、後述するように野上付近からそのまま南へ延び、同川を横切ることなく萩原町古閑^{ふるせき}の南方へ達する可能性が高い。また、萩原断層が飛驒川を横断することを示す確かな証拠もこれまでのところ得られていない。このため、本報告では萩原断層を2つの断層に区分し、飛驒川東岸域のものを萩原東断層、同西岸域のものを萩原西断層と呼ぶ(第18図)。

a 萩原東断層

萩原東断層は、既述のように下呂町御厩野から萩原町中呂付近まで約13kmにわたって追跡される北西-南東走向の断層である。本断層は地形的には鞍部列及び山地斜面の高度不連続部として追跡される



第19図 萩原西断層の変位地形。四美辻-上野上付近。太い破線は断層通過位置、星印は鞍部を示す(地形基図は萩原町の1万分の1地形図)。断層線は等高線を見易くするため破線で示した(第20, 21図も同様)

が、下呂町乗政付近を除いてそのリニアメントは全体的に不明瞭である。また、横ずれ変位を示唆する谷や尾根の屈曲もほとんど認められない。

乗政東方の三ツ石には、断層南西側の相対的隆起を示す、低位扇状地面を切る比高数 m の逆向き低断層崖が存在する。この地点では岡田ほか(1987)によりトレンチ掘削調査が実施され、扇状地堆積物と濃飛流紋岩類とが接する断層面(走向 $N35^{\circ}W$, 傾斜 $75^{\circ}-80^{\circ}E$)が確認されるとともに、同断層の左横ずれ変位を示す証拠が得られている。また、トレンチ壁面の観察及び出土した考古遺物の年代から、本断層は5000-6000年前以降少なくとも3回の断層活動を行ったと推定されている。

萩原東断層は「加子母」図幅地域の北西端部以北では、約500mの間隔で並走する2つの不明瞭で幅をもつリニアメント(鞍部列及び山地斜面の高度不連続部)からなり、これに沿って幅100-200mの破砕帯が存在する(山田ほか, 1976; 山田, 1978)。

b 萩原西断層

本断層は萩原町山之口の北西方から山之口川及び飛驒川の西岸に沿って同町古

関の南まで追跡される $N10^{\circ}W$ 走向の断層であり、地形的に明瞭な部分の長さは約 13 km である。萩原西断層は片田ほか (1961) の地質図に既に地質断層として明示されており、地形的には東上がりの垂直変位を示唆する鞍部の連続として認められる。萩原町四美辻付近及び同町羽根から古関にかけての地域では、本断層の東側に美濃帯の中生層が小規模に分布する。この事実は萩原西断層が地質学的にも東上がりの垂直変位成分をもつ断層であることを示している。一方、本断層に沿っては横ずれ変位を明瞭に示す地形及び地質学的証拠はほとんど認められない。わずかに四美辻と野上との中間に当たる第 19 図地点 b 付近で 50-100 m 程度の尾根及び河谷の左ずれ屈曲が認められる。

萩原西断層は、四美辻から黍生にかけての地域では扇状地堆積物の分布域を通過する。このうち、四美辻の扇状地 (第 19 図地点 a) では、断層通過部に沿って扇状地面の勾配が緩くなっており、同面は 2-3 m の東上がりの垂直変位をこうむっていると推定される (同図断面図)。

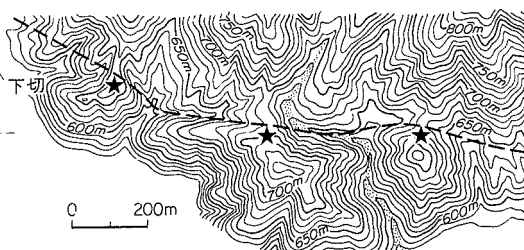
今回の調査では萩原西断層の露頭を直接観察することはできなかったが、岩田 (1983) 及び萩原町 (1984) は山之口西方及び四美辻付近などに本断層のもとと推定される断層破砕帯が存在することを報告している。また、本断層沿いには北東-南西走向の小断層が頻繁に観察されるが、中でも山之口川上流の第 18 図地点 A には $N10^{\circ}-20^{\circ}E$ 走向の幅 4 m に達する断層ガウジ帯が存在する。また、野上西方の同図地点 C 付近には $N20^{\circ}-70^{\circ}E$ 走向の小断層が発達し、このうちの数本の断層は濃飛流紋岩類とこれを覆う扇状地堆積物とを最大 1 m 程垂直方向に変位させている (恒石, 1976 ; 岩田, 1983)。

2) ^{にしうえだ}西上田断層 (山田・河田, 1976)

本断層は萩原町西上田小字上上田^{かみうえだ}付近に存在する地形的に極めて明瞭な $N10^{\circ}W$ 走向の活断層であり、既述のように下呂東、下呂西及び柿坂断層などとともに下呂断層の北西方への一分岐延長と考えられる。西上田断層は、最初、中部電力中呂発電所放水路トンネルの掘削 (昭和 48-52 年) に際して幅 540 m に達する破砕帯として発見され、その後地表において断層露頭や変位地形が確認されるという発見の経緯を有している (山田・河田, 1976 ; 彦坂・吉田, 1978 ; 山田, 1978 ; 岡田, 1981 など)。

西上田断層は第 20 図に示したように、地形的に認められる部分の長さは 2 km 足らずと比較的短い。この間の断層地形は極めて明瞭である。「下呂」図幅地域の最北端に位置する第 20 図の地点 f では、東へ向かって下る高位扇状地面 (時代未詳) を切る比高 5-6 m の逆向き低断層崖が存在する。その北の地点 a-c 及び e には、東上がりの垂直変位を示す断層鞍部が連続する。また、地点 d には断層凹地が存在し、これを利用して溜め池が造られている。このように、西上田断層では東上がりの垂直変位が顕著に認められるが、横ずれ変位を示す明瞭な証拠は見いだせない。また、西上田断層は第 20 図に示したように、全体としては $N10^{\circ}W$ の走向を有するが、詳細に見た場合には左雁行配列した 2 つあるいは 3 つのほぼ南北走向の断層セグメントからなると考えることもできよう。

今回の調査では西上田断層の露頭を発見することはできなかったが、既述のように中呂発電所放水路トンネルの掘削に際して幅 540 m に達する断層破砕帯の存在が確認されている (彦坂・吉田, 1978)。このことは、地表において地形的に認識される西上田断層が実際には 500 m 以上の幅をもつ同断層破砕帯のごく一部に過ぎないことを示している。また同時に、活断層として最近の変位運動の起っている部分は、破砕帯内部の狭い範囲に限られていることを示唆している。また、山田・河田 (1976) は、第 20 図の地点 g で走向 N-S ないし $N20^{\circ}E$ 、傾斜 $70^{\circ}E$ 、幅 1.5 m の断層粘土帯を中心とする幅 10 m 程度の断層破



↑ 第21図 小川断層の変位地形。小川東方。太い破線は断層通過推定位置，星印は鞍部，打点部は左ずれ方向に屈曲した沢を示す(地形基図は明方村の1万分の1地形図)

← 第20図 西上田断層の変位地形。上上田付近。a-c及びe: 断層鞍部，d: 断層凹地，f: 逆向き低断層崖，g: 断層露頭(地形基図は萩原町の1万分の1地形図)

砕帯を発見している。この破砕帯は地形的に認められる西上田断層の約250m西に位置するが、走向方向(北ないしN20°E方向)へ延長すると地形的に認められる西上田断層に収れんする。このことから、地点gの破砕帯は西上田断層の一部又はその分岐断層と考え得る。

おがわ 小川断層(松田・恒石, 1970)

本断層は明方村小川付近から東南東へ延び、馬瀬川流域の馬瀬村惣島付近へ達すると推定される長さ6-7km程度の断層で、位置的には下呂断層の北西延長に当たる(第18図)。

小川断層は小川東端の小字下切からその東方約1.5kmまでの区間では南上がりの垂直変位を示唆する鞍部の連続として認識される(第21図)。この鞍部列に沿う横ずれ変位地形は不明瞭で、わずかに1つの沢が左横ずれ方向に屈曲しているのが認められる。また、この鞍部列からなるリニアメント(小川断層)の中・東部は、地質図に示した濃飛流紋岩類を切るほぼ東西走向の断層と一致する。

下切以西の地域では、本断層は弓掛川沿いの低地とその北側山地との境界をなす直線的な急崖に沿って西北西へ延び、小川西端の小字上切付近へ達すると推定されている(松田・恒石, 1970)。しかし、この地域では直線的な崖のほかには活断層の存在を示唆する地形及び地質学的証拠は得られなかった。

一方、下切の東約1.5kmより東の地域では、本断層は直線状の谷と小鞍部からなる西北西-東南東方向及びほぼ東西方向の2つのやや不明瞭なリニアメントとして認められる。このうち、西北西-東南東方向のものは馬瀬村惣島まで約3kmにわたって追跡され、南隣「下呂」図幅地域内の下呂西断層のリニアメントに連続すると思われる。このリニアメントに沿っては、惣島付近(第18図地点E)に左横ずれ変位を示唆する根尾すじの屈曲を伴う鞍部が存在するが、このほかには明瞭な変位地形は認められない。一方、ほぼ東西方向のリニアメントは、上述した濃飛流紋岩類を切る断層と一致するが、明瞭な変

位地形は認められない。下切の東約2 kmの第18図地点Dではこのリニアメントに沿って珪長岩の岩脈が存在する。岩脈中には $N60^{\circ}-70^{\circ}E$ 走向の小断層が発達し、最も顕著なものは幅10 cmの断層粘土帯を伴う。

^{やまのくち}
山之口断層 (活断層研究会, 1980)

本断層は活断層研究会(1980)により、萩原町山之口小字中切付近から北東へ延びる長さ約7 kmの確實度Iの右横ずれ活断層とされている。しかし、活断層とされた尾根上の鞍部や直線状の谷からなるリニアメントは、既述した西上田断層や萩原西断層に比べて不明瞭である。中切の北東約2 kmの第18図地点Bには右横ずれ変位と考へ得る尾根すじの屈曲を伴う鞍部が存在するが、このほかには横ずれ変位を明瞭に示す地形的証拠は認められない。一方、山之口断層は地質学的には濃飛流紋岩類を切る断層として認められ(第22図)、萩原付近における小坂火砕岩類(N_1)の分布の北限及び未区分火砕岩類(N_2)の分布の南限に当たっている(地質図参照)。

このように、山之口断層は地質学的には阿寺断層(萩原西断層)と共役な右横ずれ断層と考えられるが、そのリニアメント及び右横ずれ変位地形はあまり明瞭でなく、確實度の高い活断層とする根拠は乏しい。

^{おっぼら}
大原断層 (松田・恒石, 1970)

本断層は北隣「三日町」図幅地域の飛驒一之宮付近からほぼ宮川に沿って南西に延び、本図幅地域の清見村大原及び明方村坂本を経て同村^{けら}気良の西方に達する総延長約30 kmの断層である。大原断層は大原以北の地域では濃飛流紋岩類、大原から坂本にかけての地域では美濃帯の坂本峠層、坂本以南の地域では主として烏帽子岳火山岩類の分布域を通過し、断層のトレースは全体として緩いS字状を描く(第17図)。



第22図 山之口断層による溶結凝灰岩中の破碎帯。山之口川東岸，山之口，上田北方2 km

大原断層は、「三日町」図幅地域の宮川流域及び本図幅地域北部の小原川流域では、鞍部の連続からなるリニアメントとして認められる。宮川流域では、本断層両側の山地高度の差から南東上がりの垂直変位が推定されている(河田, 1982)。一方、小原川流域では、これらの鞍部が同川に向かって下る西向き山腹斜面上に逆向き断層崖状に形成されていることから、北西上がりの垂直変位(最大で30-40 m程度)が推定される。これらの地域では宮川流域の湯谷付近を除いて、横ずれ(右横ずれ)を示す変位地形は不明瞭である。また、宮川上流のツメタ谷奥の峠(第18図地点F)には幅200 mの断層角礫帯が存在し、その中に幅2 mの断層粘土帯があることが確認されている(恒石, 1976)。

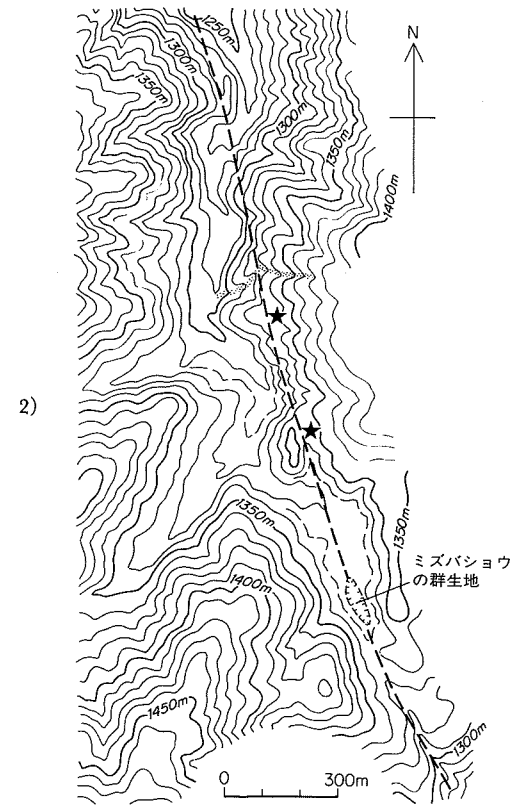
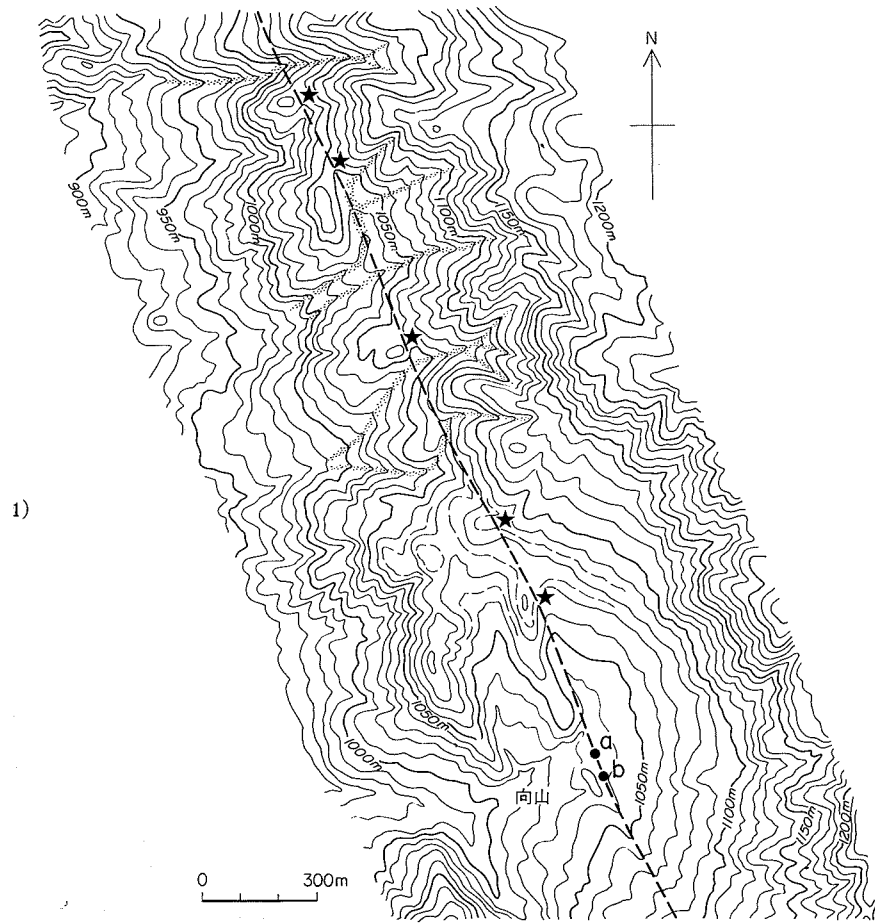
大原付近では本断層は片田ほか(1961)、山田ほか(1974)及び本研究の地質図に示されている濃飛流紋岩類と美濃帯の坂本峠層との境界をなす北東-南西走向の断層に一致する。この断層により、北西-南東方向に延びる別の両層境界断層がみかけ上約2 km右横ずれ方向にくい違っている(地質図参照)。しかし、この付近では右横ずれを示唆する変位地形は認められず、大原の東方に断層鞍部が認められるにすぎない。この鞍部付近には断層粘土帯が存在することが確認されている(YOSHIDA, 1972)。大原の南では本断層は直線状の谷に沿って南下し、坂本峠を通過して坂本に達すると推定される。大原の南の第18図地点Iには幅1.5 mの断層ガウジ帯が存在する。また、坂本峠では、本断層を境として美濃帯の坂本峠層(南東側)と吉田川安山岩類(北西側)とが接している(地質図参照)。

坂本以南の地域では、大原断層は直線状の谷及び鞍部の連続からなる2つのリニアメントとして認められる(第18図)。これらのリニアメントは北部の小原川及び宮川流域のものに比べて不明瞭であり、横ずれ変位は認められない。第18図に示した南側のリニアメント上の地点Jでは、烏帽子岳火山岩類の基底に少なくとも40 m以上の南東上がりの高度不連続が認められる。また、尾根の高度も南東側が90 m程高い。烏帽子岳火山岩類の基底には多少の凹凸があるものの、このような顕著な高度不連続は他に認められない。従って、地点Jにおける烏帽子岳火山岩類の基底高度及び尾根高度の不連続は、大原断層の南東上がりの変位運動によって形成された可能性が高い。2つのリニアメント沿いの他の地点では、烏帽子岳火山岩類及び基盤岩類の断層変位を示す証拠は得られなかった。

以上のように、大原断層は烏帽子岳火山岩類を切っている可能性が高いことから、第四紀になってからも活動した断層と推定される。しかし、同断層が第四紀の後期に活動したことを示唆する地形的証拠は北東部を除いて乏しい。特に、右横ずれを示す地形的証拠は宮川流域のごく一部に限られている。従って、大原付近における見かけ上2 kmに達する基盤岩類の右横ずれ変位のすべてを第四紀における断層運動の結果と考えることには問題がある。

三尾河断層(松田・恒石, 1970)

本断層は明方村北端の山中峠付近から北北西に延び、「三日町」図幅地域の南西端部をかすめ、「白山」図幅地域の荘川村三尾河に達する北北西-南南東方向の活断層である。この間、三尾河断層は顕著な左横ずれ及び東落ち変位地形の連続として認められ、基盤岩類の露出する三尾河付近を除いて烏帽子岳火山岩類の分布地域を通過する。山中峠以南の地域では明瞭な断層地形は認められないが、恒石(1976)によれば、本断層は坂本まで延び、大原断層により切られるとされている。一方、三尾河断層の北方延長は御母衣断層(活断層研究会, 1980)又は白川断層(恒石, 1980)と呼ばれ、三尾河から御母衣湖及び白川街道沿いに北北西に延び、更に小矢部川の上流域を経て金沢東方の医王山付近にまで達するとされている。



第23図 三尾河断層の変位地形. 1) : 向山-寺河戸付近, 2) : 山中峠の北方.
 太い破線は断層通過位置, 星印は鞍部, 打点部は断層を横切る主な小河谷を示す



第24図 荘川村向山(第18図地点a)の扇状地面に見られる逆向き低断層崖。上流側(東側)から下流側(西側)を望む

る(活断層研究会, 1980)。三尾河断層を含めた御母衣断層の総延長は約 70 km に達し, 断層の長さの点では阿寺断層及び跡津川断層むかいかいやまに匹敵する。

本図幅地域北西端部の荘川村向山付近から「三日町」図幅地域の南西端部にかけては, 第 23 図に示したように沢の左ずれ屈曲と西側隆起を示す断層鞍部が認められる。谷の左ずれ屈曲量は最大 100 m 以上に達する。また, 地形的に認められる東落ちの垂直変位量は最大 15 m 以上に達する。向山の別荘地内(第 23 図の地点 a)には, 低位扇状地面(年代未詳)を切る比高約 1.5 m の西側(下流側)上がりの逆向き低断層崖が存在する(第 24 図)。また, 古い空中写真及び地形図によると, その南の第 23 図地点 b でも, 扇状地面に比高数 m 程度の逆向き低断層崖が認められる。しかし, この部分は最近, 人工的に地形の改変が行われたため, 明瞭な断層地形は残っていない。三尾河断層は向山の南ではほぼ寺河戸林道てらこうどに沿って南下し, 寺河戸川と庄川本流との分水界上の顕著な鞍部を通過する。この鞍部より南では庄川源流に沿って南下し, 山中峠に達する。山中峠の北には, ミズバショウの群生地となっている凹地及び西側隆起を示す断層鞍部が存在する(第 23 図)。この部分では横ずれ変位地形は比較的不明瞭で, 沢の左横ずれは 1 か所だけで認められる。

三尾河断層の露頭は本図幅地域内では観察されなかったが, 「白山」図幅地域内の三尾河北方の庄川河床(第 18 図地点 G)で基盤岩類を切る本断層の露頭が確認されている(恒石, 1976)。恒石(1976)によると, この露頭における三尾河断層は, 基盤岩類が小断層によりレンズ状に細かく剪断された古い時代の破砕帯とこれを切り, 河床礫をもみ込んだ幅 1 m の断層粘土帯とからなる。河床礫を包有する断層粘土帯は, 活断層としての三尾河断層の活動によって形成されたものと推定される。

畑佐断層はたき(恒石, 1976)

本断層は恒石(1976)により本図幅地域南西部の明方村畑佐しもどきょうの北方から南隣「下呂」図幅地域の和良村下土京付近まで 17 km にわたり追跡される北北西-南南東走向の断層として命名されるとともに, 1969 年に発生した岐阜県中部地震を起こした断層とされている。次節で述べるように, この地震に際しては



第25図 畑佐断層(N25°W, 80°W)の露頭。恒石(1976)により報告された第18図地点K。明方村, 相谷川

地震断層の出現は認められていない(松田・恒石, 1970)が, 余震の震央分布はこの断層に沿っている(恒石, 1970)。また, 地震被害の著しかった地域も同断層周辺に集中している(松田・恒石, 1970)。

畑佐断層は畑佐南方の相谷川^{あいだに}から和良村の鹿倉川^{かくら}最上流部にかけての約4 kmの区間では, 直線状の谷からなるリニアメントとして認識される。恒石(1976)は相谷川流域の第18図地点Kで, N25°W 走向, 80°西傾斜, 幅85 cmの断層粘土帯を確認し, その東側には幅10 mの断層角礫帯が存在することを報告している(第25図)。また, 断層粘土上に南へ20°-32°傾斜する条線を認めるとともに, その内部に発達する小構造から左横ずれの断層運動を推定している。相谷川の中流域と畑佐には, 各々リニアメント上及びその北方延長上に河成段丘が存在するが, これらの段丘面には断層変位は認められない。

上述した約4 kmの区間より南及び北の地域では, 活断層の存在を示唆する地形及び地質学的証拠は得られなかった。

以上のように, 畑佐断層は実際に地震を起こした断層と考えられ, 顕著な破碎帯を伴うことが確認されている一方で, 活断層としての明瞭な証拠を欠いている。このことは, 畑佐断層が長期にわたる活動履歴をもつものの, 活断層としての活動度は阿寺断層や三尾河断層に比べて低いことを示していると思われる。

なお, 恒石(1976)は畑佐断層を三尾河断層の南方延長と考え, 三尾河-畑佐断層は大原断層によって3.6 km 右横ずれ方向に変位させられているとしている。しかし, これまでに述べた大原断層, 三尾河断層及び畑佐断層の性状並びにそれら周辺の地形や地層分布には, この考え方を積極的に支持する証拠は見いだせない。

その他のリニアメント

「萩原」図幅地域には, このほかに次のような活断層の疑いがあるリニアメントが存在する(第18図)。

- 1) 清見村檜谷東方, 北東-南西方向, 長さ約4 km
- 2) 明方村奥住東方, 南北方向, 長さ約8 km
- 3) 馬瀬村黒石西方, 北北東-南南西方向, 長さ約7 km
- 4) 馬瀬村名丸付近, 北東-南西方向, 長さ約4 km

これらのリニアメントはいずれも直線状の谷及び鞍部列からなるが, 明瞭な変位地形を伴っていない。このうち, 1) のリニアメントはほぼ大原断層と平行している。また, 4) のリニアメントは小川断層の東方への分岐断層の延長に当たり, 濃飛流紋岩類及び花崗閃緑岩を切る地質断層とほぼ一致する。

X. 3 地 震

「萩原」図幅地域及びその周辺では, 第5表に示したような被害地震が発生している。

このうち, 1586年の地震(一般に, 天正地震又は白山地震と呼ばれる)は, 恒石(1980)によって白川断層(御母衣断層)の活動によって生じたとされている。この地震に際しては, 白川谷の帰雲山西側斜面が大崩壊を起こし, 帰雲城が城下町もろとも土石に埋った史実が有名であるが, 本図幅地域内の水沢上(第18図地点H)でも大規模な山崩れが発生したことが古文書(白鳥町長滝寺古文書等)や高鷲村史(山川, 1960)に記録されている(恒石, 1980; 飯田, 1987など)。これらの資料によると, この山崩れによって当時水沢上にあった鉾山の飯場, 住宅及び溶鉱炉等の諸設備がほとんどすべて壊滅するとともに, 水沢上川(吉田川の上流部)がせき止められ二つの池ができたと言われる(飯田, 1987)。なお, この崩壊地は白川断層の一部と考えられる三尾河断層の南東延長部に位置している。また, 粟田ほか(1986)は, この地震に際して舞台峠付近の阿寺断層沿いの地域に顕著な地震被害及び地変が生じたことなどを根拠として, 同地震の際に活動した断層の一つは阿寺断層であったとしている。

1906年の地震の震央はほぼ萩原断層上に位置するが, 同地震が萩原断層の活動によって生じたものかどうかは不明である。この地震はマグニチュードが5.9と小さく, 地震断層の出現はなかったものと考えられる。

1969年の岐阜県中部地震については松田・恒石(1970)によって詳しい現地調査がなされている。これによると地震断層の出現は認められていない。また, 渡辺・黒磯(1970)によると, 本地震の余震はN25°W方向に長さ25 kmにわたって延びる細長い範囲に集中している。恒石(1970)はこの余震の帯状分布域に沿って直線状の谷や断層破砕帯などが存在することを明らかにし, 既述のようにこれを畑佐断層と命名し, 本地震を起こした断層としている。

第5表 萩原図幅地域及びその周辺に震央を有する被害地震

発震年月日及び時刻	震央位置		マグニチュード	被害地域及び被害状況
	北緯	東経		
1586年1月18日1時頃 (天正13年11月29日) (天正地震)	36.0°	136.9°*	7.7-7.9*	飛騨白川谷の保木脇で大山崩れが発生し、綿雲城埋没、多数(300余人)圧死。白川谷全体で民家300余戸倒壊埋没。被害は畿内、東海、東山、北陸諸道に及ぶ。余震は1年余り続いた
1903年8月10日13時40分	36.2°	137.5°	5.5*	上宝村平湯付近で道路の崩壊、山崩れなどが発生
1906年4月21日4時38分	35.9°	137.25°	5.9*	萩原町で道路や障壁の破損、小坂町で道路の亀裂などが発生。前日の21時48分及び地震当日の21日15時53分にもかなりの規模の地震があった
1934年8月18日11時38分	35.7°	137.0°	6.2	重傷1人。八幡町付近で土蔵破損、落石、地割れ、道路の破損などが発生
1961年8月19日14時33分 (北美濃地震)	36.0°	136.8°	7.0	死者8人、負傷者43人。住家全壊12戸、半壊及び一部破損5戸、非住家被害8戸。道路損壊120か所、山崩れ99か所。被害は福井県和泉村及び大野市、岐阜県白鳥町石徹白付近、石川県白峰村付近など直径20kmの範囲に集中
1969年9月9日14時15分 (岐阜県中部地震)	35.8°	137.1°	6.6	死者1人、負傷者10人。住家一部破損86戸、非住家被害49戸。道路損壊7か所、山(崖)崩れ36か所。明方村及び和良村で被害が大きく、馬瀬村、萩原町、金山町でも被害があった
1972年8月31日17時07分	35.9°	136.8°	6.0	落石あり。高鷲村で停電した
1984年9月14日8時48分 (昭和59年長野県西部地震)	35.8°	137.6°	6.8	死者29人、負傷者10人。建物の全壊、流出14戸、同半壊73戸、一部破損565戸。道路損壊258か所。被害の多くは王滝川沿いに発生した土石流やその支流濁川の上流で発生した大規模な岩屑なだれ及び二次泥流によって引き起こされた。

宇佐美(1975, 1986)及び理科年表、昭和61年による。

* 印を付した値は宇佐美(1986)により改訂されたものであることを示す。

文 献

- 青木治三 (1981) 阿寺断層周辺地域の地震活動. 月刊地球, vol. 3, p. 257-262.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・奥村晃史 (1986) 1586年天正地震における阿寺断層の活動. 地震学会昭和61年度秋季大会講演予稿集, p. 134.
- CHIYARA, K., KOMATSU, UEMURA, T., HASEGAWA, Y., SHIRAISHI, S., YOSHIMURA, T. and NAKAMIZU, M. (1979) Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu Tectonic Belts (5) Geology and Tectonics of the Omi-Renge Tectonic Belt. *Sci. Rept. Niigata Univ.*, no. 5, p. 1-61.
- 地質調査所 (1982) 阿寺断層のトレンチ発掘調査. 地震予知連絡会会報, vol. 28, p. 299-303.
- (1986) 阿寺断層の第2次トレンチ発掘調査. 地震予知連絡会会報, vol. 36, p. 157-163.
- 江坂照也・古本宗充 (1981) 重力からみた阿寺断層の破碎帯. 月刊地球, vol. 3, p. 211-215.
- 藤本治義 (1957) 飛驒山地の地質研究 (飛驒変成岩類の地質時代論を中心として). 地質雑, vol. 63, p. 388-396.
- (1957) 飛驒変成岩の層位学的考察. 地球科学, no. 32, p. 4-7.
- ・鹿沼茂三郎・猪郷久義 (1962) 飛驒山地の上部古生界について. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 44-70.
- ・———・稻森 潤・猪郷久義 (1962) 飛驒変成岩の地質時代について. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 88-98.
- ・———・———・緑川洋一 (1962) 岐阜県清見村檜谷近傍の地質. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 76-82.
- ・———・緑川洋一 (1953) 岐阜県清見村のゴトランド系. 東京教育大地誌研究報告, no. 2, p. 11-16.
- 藤本治義ほか14名 (1960) 所謂一つ梨含礫片岩をめぐる諸問題—現地討論会記事—. 地質雑, vol. 66, p. 352-356.
- 萩原町 (1984) はぎわら文庫・第6集 萩原の風土と生きもの. 萩原町教育委員会, 245p.
- HAMADA, T. (1961) The Middle Paleozoic Group of Japan and its bearing on the geological history. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 13, part 1, p. 1-79.
- 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.5 8, p. 201-212.
- 彦坂六男・吉田和夫 (1978) 阿寺断層を抜く 中呂発電所放水路トンネル. トンネルと地下, vol. 9, p. 481-487.
- 平野信一 (1981) 阿寺断層の第四紀後期の断層活動と弛震発生予測. 月刊地球, vol. 3, p. 250-257.
- ・中田 高 (1981) 阿寺断層に沿う第四紀後期の断層変位から推定した地震活動. 地理学評論, vol. 54, p. 231-246.
- HIRANO, S. (1982) The Atera fault and its prehistoric activities — a geomorphic method for earthquake prediction —. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th ser., vol. 32, p. 109-125.

- 飯田 汲事 (1987) 天正大地震誌. 名古屋大学出版会, 552p.
- 稲森 潤 (1958) 一梨含礫片岩の礫状をなす岩石と基質部との境の性質について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 98-100.
- (1962) 一梨含礫片岩と所謂麦島片麻片類との関係について. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 83-87.
- ・緑川洋一 (1959) 一梨含礫片岩の基質部について (その1) 一梨川流域. 東京学芸大研究報告, vol. 10, p. 119-124.
- ・———— (1960) 一梨含礫片岩の礫状岩の形態について. 東京学芸大研究報告, vol. 11, p. 91-100.
- 石岡孝吉・木村敏雄・吉田鎮男 (1976) 岐阜県清見村一梨のアルバイト化した噴出岩について. マグマ発生の時間的空間的分布, 4.G.D.P. (国際地球内部ダイナミクス計画) II-1- (3) . II-2- (3) グループ, p. 14-15.
- 礒見 博・河田清雄・山田直利 (1967) 濃飛流紋岩類—その地質学的概観—. 日本地質学会見学案内書 (名古屋). 「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩類」, p. 8-17.
- 岩田 修 (1983) 萩原町の地形的特徴. 岐阜県地学教育, vol. 19, p. 32-42.
- 垣見俊弘 (1983) 日本内陸の活断層と被害地震の地域的相関. 地調月報, vol. 34, p. 295-309.
- 亀井節夫 (1962) 飛驒山地のデボン系について. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 33-43.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石に見られる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, vol. 68, p. 211-244.
- 加納 博 (1959) いわゆる一梨含礫片岩中の花崗質岩石について, 含花崗質岩礫岩の研究 (その1). 地球科学, no. 41, p. 13-19.
- KANUMA, M. (1958) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, part I. Stratigraphy. *Jub. Pub. Comm. Prof. H. Fusjimoto*, p. 1-48.
- 片田正人・河田清雄・坂本 亨・山田直利・村山正郎・礒見 博 (1961) 20万分の1地質図「飯田」. 地質調査所.
- 加藤完治 (1980) 岐阜県烏帽子岳火山岩類の層序と岩石 (日本火山学会講演要旨). 火山, Ser. 2, vol. 25, p. 100.
- 加藤碩一・杉山雄一 (1985) 50万分の1活構造図「金沢」. 地質調査所.
- 活断層研究会 (編) (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 河田清雄 (1960) 岐阜県檜谷付近の地質に関する新知見. 地球科学, no. 49, p. 39.
- (1961) 5万分の1地質図幅「付知」及び同説明書. 地質調査所, 69p.
- KAWADA, K. (1971) Geology and petrology of the Nohi rhyolite, with special reference to those along the Hida River. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 243, 49p.
- 河田清雄 (1981) 檜谷の飛驒外縁帯に見られる“先・濃飛花崗岩”とその変成作用について (予報). 総

- 合研究,「飛驒外縁帯」研究報告, no. 2, p. 118-121.
- 河田清雄(1982) 三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 72p.
 ———・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質: その
 2—濃飛流紋岩類—. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 木村敏雄(1963) 大町西方の花崗岩類, 下呂付近の“流紋岩類”の節理系について. 地質学雑誌, vol.
 69, p. 338.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1964) 岐阜県坂下町における阿寺断層による段丘面の転移. 第四紀研究,
 vol. 3, p. 153-166.
- 小林英夫(1958) 飛驒変成帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 123-140.
- 小井土由光(1974) 岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩—とくに, 赤石溶結凝灰岩層の細分について
 —. 地質雑, vol. 80, p. 307-322.
- 久野 久(1954) 火山及び火山岩. 岩波全書196, 岩波書店, 東京, 255p.
- 松田時彦・恒石幸正(1970) 岐阜県中部地震—1969年9月9日—被害地調査報告. 地震研究所彙報,
 vol. 48, p. 1267-1279.
- 水谷伸治郎・磯見 博・塚本 斉(1987) 岐阜県大野郡清見村の length-slow chalcocmy について. 地
 調月報, vol. 38, p. 113-130.
- 村上英記・山田功夫・小林 潮(1984) 活断層に伴う全磁力異常—跡津川断層・阿寺断層における全磁
 力調査—. 地震2, vol. 37, p. 397-405.
- 仁科良夫(1968) 阿寺断層の転移. 信濃教育, no. 977, p. 75-87.
 ———(1973) 中央高地の回転隆起. 地質学雑誌, vol. 79, p. 247-261.
- 野田勢次郎(1910) 20万分の1地質図幅「木曾」および同説明書. 地質調査所, 90p.
 ———・佐藤伝蔵(1919) 20万分の1地質図幅「高山」および同説明書. 地質調査所, 166p.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1973) 濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史. 地球科学,
 vol. 27, p. 161-179.
 ———(1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—とくに, 陥没運動と火山活動のステージについて—.
 地球科学, vol. 30, p. 193-205.
- 野沢 保(1959) ひだ構造帯の2, 3の礫状岩について, 地質雑, vol. 65, p. 272-279.
 ———(1959) ひだ変成岩の時代について. 地質雑, vol. 65, p. 463-469.
 ———・河田清雄・河合正虎(1975) 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地
 質調査所, 79p.
- 岡田篤正(1975) 阿寺断層中北部, 舞台峠周辺の地形発達と断層変位地形. 地理学評論, vol. 48, p. 72-
 78.
 ———(1981) 活断層としての阿寺断層. 月刊地球, vol. 3, p. 372-382.
 ———・粟田泰夫・奥村晃史・東郷正美(1987) トレンチ掘削調査による阿寺断層系萩原断層の活動
 時期と間隔の解明. 地学雑誌, vol. 96, p. 322-325.
 ———・松田時彦(1976) 岐阜県東部, 小野沢峠における阿寺断層の露頭と新时期断層運動. 地理学評

- 論, vol. 49, p. 632-639.
- 岡山俊雄 (1930) 中央日本山地の切峰面及び区分. 地理学評論, vol. 6, p. 479-499.
- (1959) 阿寺断層とその最近の運動 (演旨). 日本地理学会 1959年度春期大会報告, p. 32.
- (1966) 坂下断層崖—阿寺断層の最近の運動—. 駿台史学, no. 18, p. 34-56.
- 尾崎裕司 (1987) 両白山地第三紀鮮新世—第四紀火山の岩石学的研究. 日本火山学会 1987年度秋季大会講演予稿集, p. 90.
- 佐々木嘉三 (1981) 坂下町相沢における阿寺断層の構造. 月刊地球, vol. 3, p. 228-231.
- SEKI, Y. (1959) Petrological studies on the circum-Hida crystalline schists I, Crystalline schists in the Gamata and Naradani district, Gifu Prefecture. *Saitama Univ. Sci. Rep.*, ser. B, vol. 3, p. 209-220.
- 柴田秀賢 (1962) 岐阜県大野郡清見村檜谷—梨礫質片岩について, 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 76-82.
- ・鹿沼茂三郎・稲森 潤・緑川洋一 (1962) 岐阜県清見村檜谷付傍の地質. 飛驒山地の地質研究会, 「飛驒山地の地質研究」, p. 76-82.
- 柴田 賢・野沢 保 (1978) 飛驒変成帯の角閃石の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 73, p. 137-141.
- ・———・内海 茂 (1980) 飛驒外縁帯の K-Ar 年代. 総合研究「飛驒外縁帯」研究報告, no. 1, p. 110-112.
- ・佐々木政次・河田清雄 (1971) 岐阜県大野郡清見村森茂北方の黒雲母花崗岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 22, p. 603-606.
- ・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar 年代測定結果—2—地質調査所未公表資料. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- 杉村 新 (1973) 大地の動きをさぐる. 岩波書店, 236p.
- ・松田時彦 (1962) 断層運動の軌跡. 科学, vol. 32, p. 433.
- SUGIMURA, A. and MATSUDA, T. (1965) Atera fault and its displacement vectors. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 76, p. 509-522.
- 杉崎隆一・井戸正彦・武田 浩・磯部由美子・佐竹 洋・林 美光・中村則明・水谷義彦 (1984a) 活断層より放出されるガス (1) 炭酸ガスについて—断層ガスの化学的特徴と断層活動—. 地震2, vol. 37, p. 45-54.
- ・———・———・———・———・——— (1984b) 活断層より放出されるガス (2) 水素について—断層ガスの化学的特徴と断層活動—. 地震2, vol. 37, p. 55-65.
- 田中 穰 (1981) 濃飛地区の地殻変動. 月刊地球, vol. 3, p. 220-227.
- 富田 達・唐木田芳文 (1951) 本邦における先震旦紀岩石の発見. 地質学会第9回西日本支部例会講演要旨.
- 辻村太郎 (1926) 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造 (予報). 地理学評論, vol. 2, p. 130-152, 192-218.
- 恒石幸正 (1976) 岐阜県中部地震に関連した断層. 地質学論集, no. 12, p. 129-137.

- 恒石幸正 (1980) 天正 13 年白山地震 (1586) と白川断層. 地震学会昭和 55 年度秋季大会講演予稿集, p. 110.
- Ui, H. (1973) Fractures in the Atera fault zone and its environs. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 113-121.
- 宇佐美龍夫 (1975) 資料 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 335p.
- (1986) 歴史地震事始. 185p.
- 宇都浩三・山田直利 (1985) 岐阜県坂下町上野玄武岩および高山市南方の玄武岩溶岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, p. 47-52.
- 脇田浩二 (1983) 岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層に見られる異地性溶岩体と海底地すべり堆積物. 地調月報, vol. 34, p. 329-342.
- (1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 89p.
- ・磯見 博 (1986) 岐阜県坂本峠地域における三畳紀・ジュラ紀放射虫化石の産出とその意義. 地調月報, vol. 37, p. 325-333.
- ・古谷 裕・岡村行信 (1981) 岐阜県郡上八幡北方より前期石炭紀異形サンゴの発見. 地質雑, vol. 87, p. 601-604.
- 渡辺 晃・黒磯章夫 (1970) 岐阜県中部地震 - 1969 年 9 月 9 日 - の余震について. 地震研究所彙報, vol. 48, p. 1195-1208.
- 山田直利 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「加子母」及び同説明書. 地質調査所, 25p.
- (1978) 阿寺断層を追って, 地質ニュース, no. 283, p. 37-49; no. 284, p. 30-36.
- ・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋 (1985) 高山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 111p.
- ・河田清雄 (1976) 馬瀬川ダム中呂発電所新設工事第 3 工区工事ずい道掘削地域の地質調査報告 (受託調査報告). 地質調査所, 15p.
- ・——— (1983) 飛騨小坂付近の濃飛流紋岩類 - とくに小坂火砕岩類の産状と噴出火道について - . MAGMA, no. 67, p. 45-49.
- ・———・諸橋 毅 (1971) 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, vol. 25, p. 52-88.
- ・小林武彦 (1988) 御嶽山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 136p.
- ・坂本 亨・野沢 保・遠田朝子 (1974) 50 万分の 1 地質図幅「金沢」第 2 版. 地質調査所.
- ・須藤定久・恒見俊弘 (1976) 阿寺断層周辺地域の地質構造図. 地質調査所.
- YOSHIDA, S. (1972) Configuration of Yamaguti zone - analytical study on a fold zone -. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 371-429.
- 吉川清志・高橋 誠・加藤 完 (1982) 阿寺断層における土壌ガス, 溶存ガス組成について. 地震学会昭和 57 年度春期大会講演予稿集, p. 96.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 60**GEOLOGY**

OF THE

HAGIWARA DISTRICT

By

Kiyoo KAWADA, Hiroshi ISOMI and Yūichi SUGIYAMA

(Written in 1987)

(ABSTRACT)**GENERAL REMARKS**

The Hagiwara District is situated in the Mino-Hida Mountains. Geologically, this district covers the Hida Marginal Belt and the northern part of the Mino Belt, which are zonally arranged on the Inner Side of Southwest Japan.

The Hida Marginal Belt is exposed in the northwestern part of the district and is mainly composed of metamorphosed Middle Paleozoic formations named the Kiyomi Groups. Metagabbro and peridotite are accompanied with the Paleozoic formations. The peridotite occurs along the boundary between the Hida Marginal Belt and the Mino Belt and is separated from the Mino Belt by the fault.

The Mugishima Granite which corresponds to the Jurassic Funatsu Granitic Rocks occupies the northern part of the Hida Marginal Belt, and is in fault contact with the Paleozoic formations of the Hida Marginal Belt.

The Mino Belt is occupied by olistostromal and normal clastic deposits, both of Jurassic age. These deposits are exposed in three isolated areas in the mapped district, and are newly named

Table 1

Geological age		Stratigraphic division	
Cenozoic	Neogene-Quaternary	Holo-cene	Alluvium
		Pleis-tocene	River terrace, fan, talus and collapse deposits
		Pliocene-Pleistocene	Eboshidake Volcanic Rocks Ryūgamine Volcanic Rocks Olivine basalt
	Intrusive rocks	Andesite dikes	
Mesozoic	Late Cretaceous-Paleogene	Granophyre Diorite Mizore Granite Granite porphyry and monzonite porphyry Hagiwara Granodiorite Porphyry	
		Akatani Welded Tuff Funayama Welded Tuff	
	Nōhi Rhyolites	Undivided pyroclastic rocks	Osaka Pyroclastic Rocks
		Yoshidagawa Andesites	
Palaeozoic	Jurassic	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;"> <p>〈Hida Marginal Belt〉</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 5px;">Mugishima Granite</div> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 5px;">Metagabbro and peridotite</div> </div> <div style="width: 45%;"> <p>〈Mino Belt〉</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 5px;">Sakamotōge Formation</div> <div style="display: flex; justify-content: space-around; margin-top: 5px;"> <div style="text-align: center;"> <p>Olistolith in the Sakamotōge Formation</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Limestone</div> </div> <div style="text-align: center;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Greenstone</div> </div> <div style="text-align: center;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Chert</div> </div> </div> </div> </div>	
	Tri-assic		
	Carboniferous-Permian		
Devonian	Kiyomi Group	Hitotsunashi Formation Hayashinohira Formation	Matsutani Crystalline Schist

the Sakamotōge Formation. Jurassic radiolarian fossils are found from shale of the formation which contains the Triassic to Carboniferous olistolithes of limestone, chert and greenstone. Cretaceous(?) andesitic rocks, the Yoshidagawa Andesites, cover both the formations of the Hida Marginal Belt and the Mino Belt.

Late Cretaceous felsic volcanic rocks, the Nōhi Rhyolites widely distributed in the central Chubu region, form a huge volcanic pile consisting chiefly of pyroclastic flow deposits. They occupy the widest area of the mapped district. Granodiorite porphyry intruded successively after

the eruption of the rhyolites as stocks or dikes. Thereafter, granite porphyry and monzonite porphyry intruded mostly in a dike form. A stock of biotite granite, the Mizore Granite, represents the final stage of the Cretaceous to early Paleogene igneous activity in the mapped district. These intrusions took place mainly in the terrain of the Mino Belt and the Nōhi Rhyolites.

Andesite dikes of younger age, probably of Neogene Tertiary, are intruding into the older rocks at several places.

Pliocene-Pleistocene volcanic rocks such as andesite and basalt cover the older rocks in the western part of the mapped district. Late Pleistocene to Holocene gravel beds are distributed along the main rivers in the mapped district.

Geologic succession of this district is summarized in Table 1.

PALEOZOIC FORMATIONS AND INTRUSIVE ROCKS OF THE HIDA MARGINAL BELT

Hida Marginal Belt is composed of the Devonian Kiyomi Group, the Matsutani Crystalline Schist, metagabbro and peridotite. These rocks suffered the regional metamorphism in a more or less degree.

Kiyomi Group

The Kiyomi Group is divided into the Hayashinohira Formation and the Hitotsunashi Formation, both bounded by the fault.

Hayashinohira Formation

The Hayashinohira Formation is distributed around Naradani in the northwestern part of the mapped district. It consists of slate, sandstone, tuffaceous sandstone and limestone. The thickness is estimated to be about 700 meters. At Hayashinohira, just north of Naradani, dark grayish limestone of the formation yields Devonian fossils such as *Favosites* sp., *Clathrodictyon* sp. and *Amphipora* sp. The formation strikes N50-60° E with dips 60-70° NW. The formation has remarkable fissility and is weakly metamorphosed into phyllite or semi-schist. In the upper reaches of Matsu Tani (river), the formation is thermally metamorphosed by the Late Cretaceous granite (Mizore Granite), and changed to biotite hornfels.

Hitotsunashi Formation

The Hitotsunashi Formation is characterized by conglomerate schist, which contains mainly pebbles of granite and gneiss in a tuffaceous matrix. A few pebbles of granophyre, dacite-rhyolite and basalt are found in the formation. Some of these pebbles attain to several tens centimeters across and are highly deformed into a lenticular or vein-like form. In the upper reaches of the Hitotsunashi Tani (river), the pebbles are included less than these in the lower reaches. The matrix is grayish green or purplish gray in color, and metamorphosed to epidote-chlorite-plagioclase-quartz schist.

Matsutani Crystalline Schist

The Matsutani Crystalline Schist is distributed in the south of Naradani. It is mainly composed of pelitic and psammitic schists. The schist has a distinct schistosity trending N60-70° E with

dips of 70-80°NW, which is conformable to the bedding plane.

Conspicuous porphyroblasts of albite are commonly found. The representative rock is graphite-garnet-chlorite-muscovite-albite-quartz schist. Quartzose schists and mafic schists are rarely found. Mineral assemblages of the mafic schists are actinolite-epidote-muscovite-albite-quartz.

The Matsutani Crystalline Schist is in fault contact with the Hayashinohira Formation in the upper reaches of Matsu Tani (river).

Metagabbro

Metagabbro occurs as sheets or dikes intruding into the Hayashinohira Formation around Naradani. The rock is dark green in color and partially shows weak schistosity. Variation of megascopic features is observed in the intrusive mass.

Porphyritic metagabbro commonly contains plagioclase, hornblende and clinopyroxene as phenocrysts. Non-porphyritic metagabbro contains clinopyroxene, hornblende and plagioclase as an essential mineral.

Peridotite

The peridotite is distributed south of Naradani, having about 500 m width, and occupies the southeastern marginal part of the Hida Marginal Belt. The rock is dark green or bluish dark green, and contains olivine and orthopyroxene as essential minerals. Almost all parts of the peridotite are altered to serpentinite.

Mugishima Granite

The Mugishima Granite is distributed around Mugishima and extends to the northern-neighbor district.

Lithologically, the Mugishima Granite is divided into four types, as follows: 1) diorite-quartz diorite, 2) tonalite-granodiorite, 3) granite, and 4) quartz monzodiorite.

Diorite-quartz diorite is distributed along Maze Gawa (river). It is fine- to medium-grained, and dark greenish gray. It is composed of plagioclase, hornblende, biotite and a small amount of quartz, and contains sphene as an accessory mineral.

Tonalite-granodiorite is distributed to the west of Mugishima, constituting the major facies of the Mugishima Granite. It is coarse- to medium-grained biotite-hornblende tonalite to granodiorite with a marked schistosity.

Granite occurs in the diorite-quartz diorite as small lenticular intrusives along Maze Gawa (river) in the south of Mugishima. It consists of quartz, microcline, plagioclase and biotite, without schistosity.

Quartz monzodiorite as a minor intrusive was subsequently intruded into the tonalite-granodiorite. K-Ar age of biotite from the quartz monzodiorite shows 142 ± 5 Ma.

MESOZOIC FORMATIONS OF THE MINO BELT

Sakamototōge Formation and others

The Sakamototōge Formation mainly consists of mudstone, shale and sandstone, among which mudstone is dominant. The Jurassic radiolarian fossils are found in mudstone. The for-

mation abundantly contains olistolithes of limestone, chert and greenstone.

The typical olistostrome facies lies in the area around the Sakamoto Tōge (pass) in the western part of the mapped district. The limestone olistolith which contains fusulinids occurs at many sites within the typical olistostrome facies. After the fusulinid zonation, the lowest horizon is the middle Late Carboniferous *Fusulinella-Fusulina* Zone. The upper Late Carboniferous *Triticites* Zone, the Lower Permian *Pseudoschwagerina* Zone, and the middle to upper Middle Permian *Neoschwagerina* Zone are ascertained. The uppermost horizon is the lower Late Permian *Ya-beina* Zone. However, the lower Middle Permian *Parafusulina* Zone has not been observed in the mapped district. The chert olistolith is more in number than the limestone olistolith. The Triassic radiolarian fossil is found in a chert olistolith. However, a part of chert is supposed to be Permian and Carboniferous, because of the close association with the fusulinid-bearing limestone. Greenstone olistolith is rather small in number. Judging from the close association with the fusulinid-bearing limestone, the geological age of the greenstone may be Permian and Carboniferous. Olistoliths of limestone and greenstone are rare in the middle and eastern parts of the mapped district. It is noteworthy that the length-slow chalcedony, which is very rare in Japan, is found in a chert olistolith near Sakamoto Tōge (pass). The characteristic feature of the northern border of the Mino Belt containing the mapped district is the presence of the length-slow chalcedony and the limestone of Carboniferous fusulinid zones and absence of the limestone of *Parafusulina* Zone.

The Sakamototōge Formation is intensively folded with dips of generally high angle. The general trend of the formation in the western part of the mapped district is NE-SW, but it abruptly changes to E-W in the western margin of the distribution area. The formation in the western part of the mapped district is always in fault contact with the Nōhi Rhyolites. The formation in the middle and eastern parts of the Hagiwara District is similar in lithology to the formation in the western area mentioned above except for the scarcity of olistolith.

YOSHIDAGAWA ANDESITES

The Yoshidagawa Andesites are distributed to the north of Sakamoto Tōge (pass) and unconformably cover both the rocks of the Mino Belt and the Hida Marginal Belt. North of Mizore, the andesites are intruded by the Mizore Granite. They consist of augite-hornblende andesite lava and associated pyroclastic rocks and are about 300 meters in thickness.

The relation between the Nōhi Rhyolites and the Yoshidagawa Andesites is not known because the both are separated in distribution. Almost all parts of the Yoshidagawa Andesites have been changed into biotite hornfels or actinolite-biotite hornfels by thermal metamorphism of the Mizore Granite.

NŌHI RYOLITES

The Nōhi Rhyolites of Late Cretaceous age extend in a NW-SE trend from the northern margin of the Ryōke Belt to the Hida Belt passing through the Mino Belt and the Hida Marginal Belt in central Japan. They elongate about 130 km, with a maximum width 50 km. The Nōhi Rhyolites in the mapped district correspond to the central to western part of the whole mass.

The Nōhi Rhyolites in the mapped district consist mainly of rhyolite-rhyodacite welded or nonwelded tuffs and contains a small amount of clastic sediment and rhyolite lava.

In the mapped district, the western margin of the Nōhi Rhyolites are demarcated by the fault with the Sakamototōge Formation of the Mino Belt. In the central part of the district, however, the rhyolites unconformably overly the Sakamototōge Formation which crops out as an inlier within the Nōhi Rhyolites mass.

The Nōhi Rhyolites in the mapped district are divided into four units as follows: 1) Osaka Pyroclastic Rocks, 2) Undivided pyroclastic rocks, 3) Funayama Welded Tuff and 4) Akatani Welded Tuff.

The Osaka Pyroclastic Rocks are distributed along Hida Gawa (river) and Yamanokuchi Gawa (river) in the eastern part of the district. They are mainly composed of non-welded tuff-tuff breccia with lesser amounts of rhyolite welded tuff. Thin rhyolite lava flows are intercalated within them. They are about 300 m in total thickness.

Undivided pyroclastic rocks are widely distributed in the central to western part of the mapped district. They are composed mainly of rhyolite welded tuff and subordinately of non-welded tuff-tuff breccia. Stratigraphic relation between these rocks and the Osaka Pyroclastic Rocks is not confirmed, because the both are in fault contact to each other.

The Funayama Welded Tuff is distributed in the central to eastern part of the mapped district. It overlies the Osaka Pyroclastic Rocks as well as undivided pyroclastic rocks. It is dark gray or dark bluish green in color, and is made exclusively of rhyodacite welded tuff containing clino- and orthopyroxenes. Conspicuous large pumice lenses are commonly found. The thickness of the Funayama Welded Tuff is about 400 m.

The Akatani Welded Tuff is distributed in the northern and the southern parts of the mapped district. It overlies undivided pyroclastic rocks in both parts. It is made of rhyolite welded tuff, and is about 300 m in thickness.

LATE CRETACEOUS TO EARLY PALEOGENE INTRUSIVE ROCKS

Hagiwara Granodiorite porphyry

The Hagiwara granodiorite porphyry occurs as stocks or dikes of a small scale, intruding into the Nōhi Rhyolites. The biggest intrusive mass in the mapped district is found along the east bank of Hida Gawa (river). In the upper reaches of the Sakura Dani (river), quartz diorite-diorite occur in the granodiorite porphyry as a spheroidal shape. The quartz diorite-diorite is fine to medium-grained, commonly contains biotite, hornblende, monoclinic pyroxene, plagioclase, quartz and opaque iron minerals.

Granodiorite porphyry is light gray or light greenish gray. The rock has a conspicuous porphyritic texture, and contains large phenocrysts of alkali feldspar and plagioclase, attaining to 3 cm in length. Main constituent minerals of the phenocrysts are quartz, alkali feldspar, plagioclase, biotite and hornblende. Groundmass is holocrystalline and microgranitic. Essential constituents of the groundmass are quartz, alkali feldspar and plagioclase.

Granite porphyry

Granite porphyry occurs as dikes in the Sakamototōge Formation and the Nōhi Rhyolites.

The rock is pale gray and porphyritic. It contains large phenocrysts of alkali feldspar, plagioclase, quartz and small amounts of hornblende and biotite. Groundmass is composed of holocrystalline aggregates of felsic minerals.

Monzonite porphyry

The monzonite porphyry is exposed in the west bank of Maze Gawa (river) near Ogawabayashi, Maze-mura. The outcrop is very tiny and covered by the terrace deposit. The rock is fine to medium-grained and porphyritic in texture. Main constituent minerals of the phenocrysts are alkali feldspar and plagioclase. Groundmass is composed of microgranitic aggregate of alkali feldspar, plagioclase and small amount of quartz.

Mizore Granite

The Mizore Granite is distributed in the upper reaches of Yoshida Gawa (river) near Mizore, Myōkata-mura. The granite is intruded into the Sakamoto Formation and the Yoshidagawa Andesites and the contact metamorphic aureole is considerably extensive in these rocks. It is pinkish, medium-grained biotite granite. Lithologically, this granite can be correlated so the Shirakawa Granite of latest Cretaceous to earliest Paleogene, which is distributed in the Shirakawamura District to the north of the mapped district.

Diorite

A small intrusive mass of diorite is exposed in the upper reaches of the Matsutani Gawa (river) in Kiyomi-mura. It is intruded into the Hayashinohira Formation. The rock is fine- to medium-grained and the main constituent minerals are hornblende, clinopyroxene and plagioclase.

Granophyre

Granophyre is intruded into the Nōhi Rhyolites as a dike swarm around Ogawa Tōge (pass) to the southeast of Hatasa. Small dikes are several meters in width and large dikes are about one hundred meters. These dikes trend north-northeast with steep dip. The rock is light gray, and contains alkali feldspar, plagioclase and quartz as phenocrysts. Groundmass is composed of microcrystalline aggregates of felsic minerals and graphic intergrowth of quartz and alkali feldspar is recognized.

NEOGENE

Andesite dikes

Dikes of augite andesite and hornblende andesite are intruded into the Sakamoto Formation and the Nōhi Rhyolites. These andesite dikes are supposed to be of Miocene age.

PLIOCENE TO PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS

Olivine basalt

The olivine basalt lava is distributed south of Naradani, Kiyomi-mura and it unconformably covers the older rocks. The rock is purplish gray or brownish gray, hard and compact. Main

phenocryst minerals are olivine and plagioclase. Groundmass is composed of lath-shaped plagioclase, orthopyroxene and brown-colored glass.

Augite olivine basalt dike is found at the upper reaches of the Kotani Gawa (river), about 4 km northwest of Ogawa, Myōkata-mura. It penetrates the Nōhi Rhyolites with a width of 10 meters. It contains xenoliths of biotite granite. The age of these basalts is assumed to be latest Pliocene, because the similar basalt in Takayama-shi was dated as 2.03 ± 0.20 Ma by K-Ar method.

Ryūgamine Volcanic Rocks

The Ryūgamine Volcanic Rocks are distributed in the northwestern part of the district and extend to the northern-neighboring district. They unconformably cover the Mugishima Granite and the Nōhi Rhyolites. These volcanic rocks are composed of hypersthene-augite andesite lava and associated pyroclastic rocks.

Eboshidake Volcanic Rocks

The Eboshidake Volcanic Rocks cover the western part of the mapped district and extend to the western and the eastern districts. They form a highly dissected volcanic edifice around Eboshi Dake (mountain) of 1,625 m altitude.

They unconformably cover the Mugishima Granite, the Yoshidagawa Andesites, the Sakamototōge Formation and the Nōhi Rhyolites.

The Eboshidake Volcanic Rocks consist of andesite lava, tuff-tuff breccia and associated lake deposit. They have been formed through several stages of volcanism around 1 Ma.

Andesite lavas consist mainly of augite-hypersthene andesite and subordinately of augite-hypersthene-hornblende andesite.

PLEISTOCENE AND HOLOCENE

Terrace and fan deposits

Terrace and fan deposits are distributed along the main river of the district. Especially, these deposits are well developed along the Hida Gawa (river), where three different levels of the terrace surface (t_1 , t_2 and t_3) are recognized. These deposits are composed of gravel, sand and clay of fluvial origin. Terrace deposit for each level is a few to ten meters in thickness.

Talus deposit

Talus deposit is only poorly developed on the gentle slope underlain by the Nōhi Rhyolites. It consists of angular to subangular boulders of the rhyolites and the granodiorite porphyry with sand and clay. The thickness of the deposit is variable.

Collapse deposits

Collapse deposits are distributed near Mizore in the western part of the mapped district and are mainly composed of blocks and debris of the Eboshidake Volcanic Rocks. The deposits were formed by land-slides triggered by the Tenshō Earthquake which occurred in 1586.

Alluvium

Alluvium is recognized only along the rivers. The deposits are composed of gravel and sand. In this districts the deposits are well developed along the valley bottom of Hida Gawa (river), Yamanokuchi Gawa (river) and the Maze Gawa (river). The thickness of the deposit is variable, and attains to about 10 meters.

ACTIVE FAULT

In the Hagiwara District, an active fault system called the Atera Fault or Fault System and other five active faults (the Oppara, Miogo, Hatasa, Ogawa and Yamanokuchi Fault) are confirmed.

The Atera Fault System is one of the largest active faults in central Japan and extends for over 70 km from the northern end of the mapped district to the east of Nakatsugawa in the southern part of the Tsumago District in the NW-SE trend. The fault system comprises several NW-SE- to NNW-SSE-trending faults in echelon arrangement, being accompanied with some NE-SW-trending conjugate faults. Most of the NW-SE- to NNW-SSE-trending faults show the left-lateral strike-slip displacement.

The **Atera Fault System** in the Hagiwara District is running along the Hida River, and is composed of the NNW-SSE-trending **Hagiwara-nishi and Nishiuwada Faults** (about 13 km and 2 km long respectively) and the NW-SE-trending Hagiwara-higashi Faults (about 13 km long). The former two faults have displaced the Quaternary terrace surfaces, and many sharp fault saddles are observed along the faults. The Hagiwara-higashi Fault in this district has no clear displaced topography although it has dislocated the Quaternary terrace deposits at Norimasa (about 12 km southeast of Hagiwara) in the Kashimo District.

The other five active faults in the Hagiwara District are classified into the faults of NNW-SSE to WNW-ESE trend (the Miogo, Hatasa and Ogawa Faults) and those of NE-SW trend (Oppara and Yamanokuchi Faults). The former faults are parallel to the Atera Fault System and have a left-lateral strike-slip component, while the latter, which are in the conjugate relation to the former, have a right-lateral one.

Among them, the **Miogo Fault** has displaced the late Quaternary terrace surfaces vertically and some small streams left-laterally, cutting through the Pliocene to Pleistocene Ehoshidake Volcanic Rocks in the northwestern corner of this district. Many fault saddles and a fault pond are observed along the fault. This fault is the southern extension of the Miboro Fault which is inferred to have caused the Tenshō Earthquake in 1586.

The **Hatasa fault** is recognized as a NNW-SSE-trending lineament of about 4 km long represented by a straight valley near Hatasa in the southwestern part of this district. No clear displaced topography is found along the lineament although sheared zones are developed in the Nōhi Rhyolites exposed on the valley floor. The Gifuken-chubu Earthquake in 1969 is attributed to the fault based on the focal distribution of the aftershocks of the quake.

The **Ogawa Fault** situated in the southern part of this district is recognized as a row of cols and is considered to be a western extension of the Atera Fault System. The displaced topographies along the fault are not so sharp and continuous as those of Miogo and Nishiuwada Faults except that one stream flowing across the fault is sharply bent left-laterally.

The **Oppara Fault** is cutting across the western half of this district in the NE-SW trend and

extends up to the north-neighboring Mikkamachi District. The whole length of the fault attains to about 30 km. Some kerocols and kernbutts are developed, and sheared zones with fault gouge are observed along the fault. No clear laterally-displaced topography is observed although it has displaced the boundary between the Devonian Kiyomi Group and the Nōhi Rhyolites about 2 km right-laterally near Oppara.

The **Yamanokuchi Fault** situated in the northeastern corner of this district is considered to be a conjugate fault of the Hagiwara-nishi Fault. It is expressed by kols and a straight valley which are not so sharp as a displaced morphology.

ECONOMIC GEOLOGY

In the mapped district, several metallic and non-metallic ore deposits were once worked.

Metallic ore deposits

Some metallic mines had been worked in the district such as Hatasa, Koike and Mansei. The Hatasa Mine dug out chalcopyrite, galena, sphalerite and silver ore from the contact between the Nōhi Rhyolites and the andesite dike near Hatasa, Myōkata-mura. The Narai Mine produced magnetite and chalcopyrite from the contact metamorphosed limestone near Mizore, Myōkata-mura. The Mansei Mine dug out sphalerite and galena from the contact between granodiorite porphyry and the limestone near Kuroishi, Maze-mura. Above all mines are closed at present.

Non- metallic ore deposits

Fluorite deposits were worked in the metamorphosed Nōhi Rhyolites near Horinouchi and Namaru, Maze-mura. These mines are closed at present.

萩原地域の紡錘虫石灰岩——萩原地域の地質への補足資料——

磯見 博

Fusulinid-bearing Limestones in the Hagiwara District—
Appendix to Geology of Hagiwara District

Hiroshi ISOMI

1. ま え が き

原図幅地域内の“レンズ状”の石灰岩を含む先白亜紀の地層については、鹿沼による層序学的研究(鹿沼, 1952, 1953, 1954; KANUMA, 1958a)及び古生物学的研究(KANUMA, 1953b, 1958b, 1959, 1960)が公表されている。鹿沼は紡錘虫の分帯に基づき、古生層を明山層(上部石炭系の下部層)、大原層(上部石炭系の上部層)、奥明方層(下部二畳系)及び奥住層(中部二畳系)に区分した。鹿沼はこれらの地層の紡錘虫動物群を明らかにし、特に *Triticites* 帯の大原層と *Pseudoschwagerina* 帯の奥明方層とは整合である、と主張した。この意味において、大原層と奥明方層の最下部とが典型的に露出するイラス谷、その北東に接するオーイラス地区とコイラス地区は、美濃帯とよばれる中部地方の不変成の“古生層”分布域の中で、言わば古典的なフィールドである。

鹿沼の紡錘虫の生層序に関する研究成果は、今日でも本質的に有効であることは言うまでもない。しかし、美濃帯の古生層と言われていた地層について、1970年代の後半からコノドントの研究が、1980年代には放散虫の研究が、それぞれ盛んに行われるようになり、チャートの多くの部分が三畳系であること、さらに、砂岩・頁岩の恐らくすべてが、少なくともその圧倒的な大部分がジュラ系であることが判明した。萩原図幅地域内でも、砂岩・頁岩がジュラ系であること、チャートの一部が三畳系であることが、最近判明した(脇田・磯見, 1986)。この意味において、萩原図幅地域内の“古生層”の地質に関する従来のデータは、ジュラ紀のオリストストロームであるとす新しい視点から、見直さねばならない。

筆者による萩原図幅のための地質調査は1964年に行われた。筆者の得た暫定的な地質図は、15万分の1の岐阜県地質鉱産図(岐阜県, 1970)の中に簡略された形で取り入れられている。この地質図は、古生層と考えた地層が実際はジュラ紀のオリストストロームであることの判明

した今日では、根本的な改訂を要することは言うまでもない。このため、筆者は過去の野外調査データを上記の新しい視点から再解釈するとともに、非常に短期間(約1週間)ではあるが補足的な野外調査を行った。

この補足調査では、道路工事が進捗中であった明山林道沿いの、新しい露頭の観察のほかに、いくつかの地区において、石灰岩の露頭を再検討し、下記の事項が確認できた。1) 多くの石灰岩の露頭は走向方向への連続性に乏しい。以前の調査において連続した岩本と筆者が考えたものが、再観察によって、多数の小岩体に分かれることの判明した場合が少なくない。2) 以前の地質調査の時点で観察された、いくつかの紡錘虫石灰岩は、洪水によりえぐり取られ、現在は見られなくなっている。このことは、以前に観察された石灰岩が、走向方向への連続性を持たない、小さな岩体であることを示す。3) 比較的大きな石灰岩の岩体の周辺に、それとは分離した、同質の石灰岩が非常に小さな岩体として露出することがある。小岩体の形は不規則であり、その角はある程度の円磨を受けている。オリストロームが固化した後に、小岩体もとの石灰岩から分離したのでないことは、周囲の泥質堆積物に断層による変形が見られないことから明らかである。

以上の観察結果は、これまで連続した岩体とみなされてきた石灰岩が、ジュラ紀のオリストストローム中に含まれた、多数の、比較的小さな異地性岩体の集まりであることの確認にほかならない。

1964年の筆者の図幅調査では、鹿沼の詳細な記述の無かった地域、つまりイラス谷、オーイラス、コイラスの3区域以外の地域について、紡錘虫石灰岩の調査を集中的に行った。上記の3地域については、主要なルートを観察したにとどまる。したがって、この報文におけるこれら3区域の紡錘虫石灰岩の記述は、主として鹿沼の研究に基づくことを明記しておく。

先に述べたように、紡錘虫を含む石灰岩は、オリスト

ストローム中に含まれる異地性岩体(オリストリス)である。石灰岩中の紡錘虫の示す年代は、石灰岩を含む地層全体の年代ではなく、異地性岩体の年代にすぎない。しかし、それが異地性岩体となる以前には、どこに位置していたか、という古地理の問題は、オリストロームの生い立ちにまつわる重要な問題である。特に、萩原図幅地域内の紡錘虫石灰岩には、美濃帯の他の地域のそれに見られない、いくつかの特色がある。すなわち、後で詳述するように、

- 1) *Fusulinella-Fusulina* 帯が存在すること、
- 2) 狭義の *Triticites* 帯が存在すること、
- 3) 初期二畳紀型の *Triticites* の密集した層準、つまり *Pseudoschwagerina* 帯の下部亜帯(奥明方層の下部)が存在すること、
- 4) 狭義の *Parafusulina* 帯(中部二畳系の最下部)が確認されないこと、
- 5) *Yabeina* 帯(上部二畳系の最下部)が比較的多くの地点で確認されること、

などの紡錘虫動物群から見た特徴は、紡錘虫石灰岩がジュラ紀のオリストローム中に異地性岩体として取りこまれる前の古地理を考察するのに、非常に重要な基礎データとなる。

先に述べたように、イラス谷、オーイラス、コイラスの3区域の紡錘虫石灰岩については、鹿沼の論文中に鹿沼自身によって述べられた事項を紹介するとともに、鹿沼の多くの論文中に見られる種々のデータから間接的に“読みとられる”事項についての、石灰岩が異地性岩体

(オリストリス)であるとする、新しい視点からの筆者による解釈をも述べる。記述にあたっては、鹿沼の記述と筆者の解釈とが混同しないように特に留意した。また、筆者の推定の根拠となったデータを明記した。これら3区域以外の地域の紡錘虫石灰岩の記述は、筆者自身の得た野外調査のデータ及び筆者の採集標本の化石同定結果に基づく。紡錘虫の大部分は大阪教育大学の山際延夫教授により同定されたものである。一部の地区の紡錘虫石灰岩については、名古屋大学の水谷伸治郎教授の化石薄片を利用させていただいた。

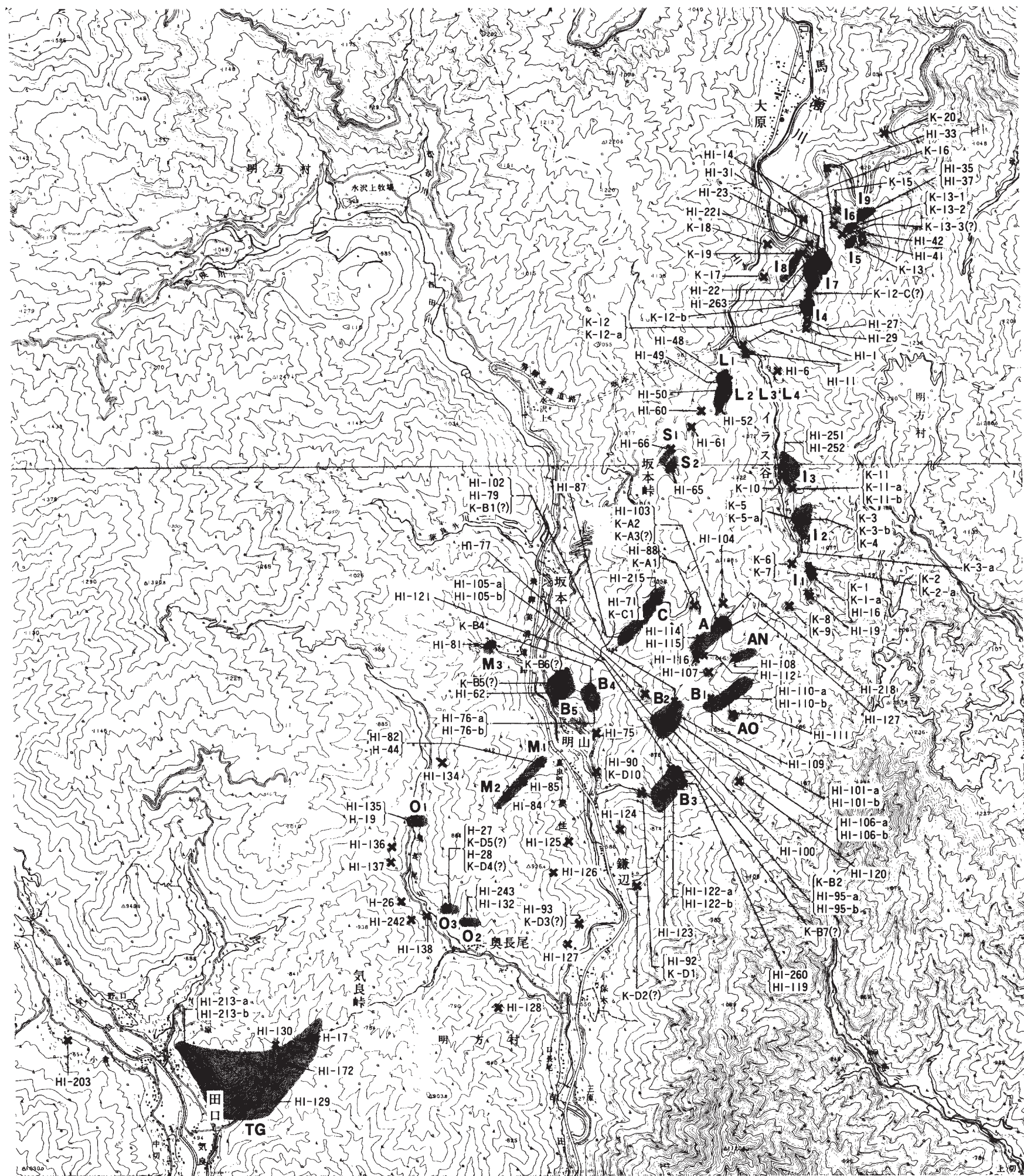
2. 紡錘虫による層序区分

石炭系を2分する区分法によれば、*Fusulinella-Fusulina* 帯(秋吉統^{あきよし}+栗木統^{くりき})は上部石炭系の中部にあたり、*Triticites* 帯(氷川統^{ひかわ})は上部石炭系にあたる。本報告における石炭系の区分は、この方式による。

鹿沼による明山層(*Fusulinella-Fusulina* 帯)、大原層(*Triticites* 帯)、奥明方層(*Pseudoschwagerina* 帯)などの地層名は、その地質年代の根拠となった紡錘虫石灰岩がジュラ紀の坂本峠層の中に含まれるオリストリスであることが判明した今日では、そのままでは使用出来ない。しかし、萩原図幅内の坂本峠地域に、西南日本内帯としては非常に珍しい *Triticites* 帯が美濃帯で初めて確認されたこと、しかも典型的に発達することに関連して、美濃帯の上部古生界における、いわば古典的な地層名となり、多くの文献中に引用されている。この古典的な地層名を生かすため、この報文では、明山層を、坂本峠地域におけ

付表 A-1 二畳系の層序区分

		標準層序区分	紡錘虫帯		
二畳系	上部		<i>Palaeofusulina</i> aff. <i>sinensis</i> - <i>Colaniella parva</i> Zone		
	中部	玖磨統	<i>Yabeina-Lepidolina</i> Zone	<i>Lepidolina kumaensis</i> Zone	
				<i>Yabeina globosa</i> Zone <i>Lepidolina multiseptata shiraiwensis</i> Zone	
	下部	赤坂統	<i>Neoschwagerina</i> Zone	<i>Neoschwagerina margaritae</i> Zone	<i>Colania douvillei</i> Zone
				<i>Neoschwagerina craticulifera</i> Zone	
	下部	鍋山統	<i>Parafusulina-Neoschwagerina</i> Zone	<i>Neoschwagerina simplex</i> Zone	<i>Parafusulina kaerimizensis</i> Zone
<i>Pseudofusulina ambigua</i> Zone				<i>Misellina claudiae</i> Subzone	
<i>Pseudofusulina vulgaris</i> Zone <i>Pseudoschwagerina morikawai</i> Zone				<i>Triticites simplex</i> Zone	



付図A-1 主要な化石産地及び石灰岩体の分布 HIは筆者の、Kは鹿沼の化石産地であることを示す
 国土地理院発行2万5千分の1地形図「飛騨大原」,「二間手」使用

る *Fusulinella-fusulina* 帯の石灰岩を意味するものとして、再定義して使用する。同様に、大原層を *Triticites* 帯の石灰岩を意味するものとして、奥明方層を *Pseudoschwagerina* 帯の石灰岩を意味するものとして、それぞれ再定義して使用する。

二畳系の紡錘虫による分帯については、細かな点では研究者により差異があるが、二畳系を下位より、*Pseudoschwagerina* 帯 (下部二畳系, 坂本沢統), *Parafusulina-Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の下部, 鍋山統), *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の中-上部, 赤坂統), 及び *Yabeina-Leopidolina* 帯 (上部二畳系の下部, 球摩統) に区分し, 上部二畳系の上部を *Palaeofusulina* aff. *sinensis-Codonofusiella parva* 帯とすることでは, 研究者の間で意見が一致している。本報告における二畳系の区分は, 日本地質産誌 (英文) の二畳系の章 (ISOMI, 1977) において使われた紡錘虫の標準分帯 (付表 A-1) に従う。

Pseudoschwagerina 帯に関しては, 鹿沼の初期の論文 (1953a) では, 下部二畳系の下半部だけが *Pseudoschwagerina* 帯とされ, 上半部は *Pseudofusulina* 帯として区別された。しかし, 後期の論文 (KANUMA, 1958a) では, 下部二畳系の全体を *Pseudoschwagerina* 帯としており, *Pseudofusulina* 帯という名称は使われていない。なお, 鹿沼は奥明方層を, 下部亜層と上部亜層とに2分した。筆者が下部二畳系の中部層とした *Pseudofusulina vulgaris* 帯は, 鹿沼によれば奥明方層の上部亜層に含まれる。しかし, 鹿沼が奥明方層の下部亜層とした石灰岩のうち, *Pseudofusulina* を多産するものは, 本報告では下部二畳系の中部層に属するものとした。OTA (1977) は山口県の秋吉台における *Triticites simplex* 帯 (Pl α) (TORIYAMA, 1954, 1958; 大田, 1968) を, 下部の *Triticites simplex* 亜帯 (Pl α 1) と上部の *Pseudoschwagerina* (*P.*) *muongthensis* 亜帯 (Pl α 2) とに2分した。萩原図幅地域では, 上部石炭系上部層の *Triticites* 帯の直上に, 初期二畳紀型の *Triticites* により特徴づけられ, かつ *Triticites* 以外の *Schwagerinid* を含まない層準が, しばしば認められる。この層準は OTA (1977) による *Triticites simplex* 亜帯 (Pl α 1) に相当する。この層準を特に, 下部二畳系の最下部と呼ぶ。

下部二畳系の中層部 (*Pseudofusulina vulgaris* 帯) と上部層 (*Pseudofusulina ambigua* 帯) との区別は, 萩原図幅の石灰岩のように, 化石の保存が悪く, 種の決定が困難な場合には, しばしば困難である。本報告では, *Pseudofusulina* のほかに, *Triticites* がかなり多く含まれる化石産地を下部二畳系の中部層とする。 *Triticites* がほとんど, または全く見いだされない場合で, i) *Pseudofusulina* のほか

に, 小型の *Misellina* が見いだされる場合, 及び ii) *Pseudofusulina krafftii* var. *magna* が多数含まれる場合を, 下部二畳系の上部層 (秋吉台の *Pseudofusulina ambigua* 帯 [Pl γ] に相当する層準) と見なすことにする。なお, 鹿沼の層序総括論文 (KANUMA, 1958a) では, 筆者の定義による下部二畳系上部層にあたる化石帯は, 広義の *Parafusulina* 帯 (= *Parafusulina-Neoschwagerina* 帯) の下部亜帯として扱われているが, この層準の紡錘虫は萩原図幅の地域内では, 鹿沼の得た化石試料中において, 鹿沼により確認されていない。

ところで, 中部二畳系の下部層 (狭義の *Parafusulina* 帯, *Parafusulina-Neoschwagerina* 帯) は, *Parafusulina kaerimizensis* のような典型的な *Parafusulina* で特徴づけられる場合 (*P. kaerimizensis* 帯など) と, *Neoschwagerina simplex* のような原始的な *Neoschwagerinid* で特徴づけられる場合 (*N. simplex* 亜帯など) とがある。萩原図幅の地域内では, 典型的な *Parafusulina* も, 原始的な *Neoschwagerinid* も, いずれも見いだされない。すなわち, 中部二畳系の下部を指示する紡錘虫は確認されていない。中部二畳系の下部層は, 欠除していると思なされる。なお, 中部二畳系の下部層を指示する紡錘虫が萩原図幅地域内に確認されないことは, 鹿沼の層序総括論文の中に掲載された紡錘虫化石帯の地理的分布を示した表 (KANUMA, 1958a) の中に既に示されている。

萩原図幅地域で認められた *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の中-上部) の化石は, 大部分がその上半部 (*Neoschwagerina margaritae* 帯) に属する。 *Neoschwagerina margaritae* 帯と考えられる化石産地では, *Neoschwagerina* のほかに, *Verbeekina verbeeki* が産出する。 *Verbeekina verbeeki* は, 上記の化石帯の上位の *Yabeina* 帯にも産出すると考えられる。

萩原図幅の地域内では, 10 地点で, *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) またはそれと同層準と考えられる紡錘虫が認められる。萩原図幅地域の *Yabeina* 帯は, *Yabeina* によって特徴づけられる場合と, *Neoschwagerina minoensis* によって特徴づけられる場合がある。 *Yabeina* 帯では, *Codonofusiella*, *Kahlerina* など小型の紡錘虫がしばしば認められる。

3. イラス谷上流地域

イラス谷の上流地域には, 付図 A-1 に示されるように, かなり厚い石灰岩の地層が, 3 地区に分かれて分布する。これらの石灰岩の岩体を, 南のものから北のものへの順に, I1 岩体, I2 岩体, I3 岩体と呼ぶ。 I1 岩体は上部石炭系中部層 (*Fusulinella-Fusulina* 帯) よりなる。 I2 岩体は上部石炭系上部層 (*Triticites* 帯) と下部二畳系

(*Pseudoschwagerina* 帯) とからなる。I3 岩体は主として下部二畳系からなるが、上部石炭系上部層をも含むものと考えられる。

3.1 I1 岩体

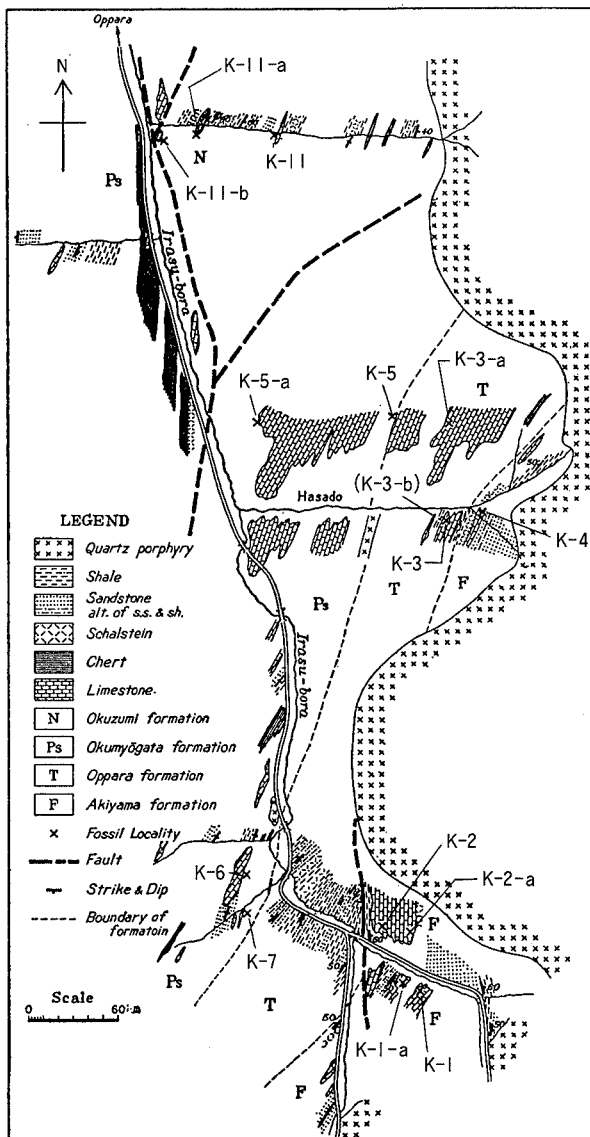
I1 岩体は、KANUMA (1958a) において、奥イラスボラと呼ばれた地区に露出する。I1 岩体 (奥イラスボラ) は幅 (東西方向) 約 40 m、長さ (南北方向) 100 m 弱の小さな岩体にすぎないが、鹿沼 (KANUMA, 1958a) により明山層 (上部石炭系中部層, *Fusulina*-*Fusulina* 帯) の模式地に指定された。

3.1.1 I1 岩体における鹿沼による明山層 (*Fusulina*-

Fusulina 帯) の模式層序

I1 岩体 (奥イラスボラ) における明山層の模式断面区間 (付図 A-2 の地点 K-1 から地点 K-2 までの区間) では、鹿沼により下記の模式層序が記載された (KANUMA, 1953b, p. 24; 1958a, p. 9) : 上位 (断面区間の西部) から下位 (断面区間の東部) へ

- 4) 淡灰色石灰岩……上部には厚さ 3-5m の鯛状石灰岩が挟まれ、その中に *Staffella* sp. と *Fusulina*(?) sp. の破片とが産出。下部には海ユリの茎の破片の密集した、厚さ 3m の石灰岩が挟まれ、その中にまれに *Wedekindellina*(?) *hidaensis*



付図 A-2 鹿沼によるイラス谷上流地域のルートマップ (KANUMA, 1958a, p. 14, Fig. 1 を再録。化石産地番号は付図 A-1 の化石産地に対応させて、筆者が加筆)

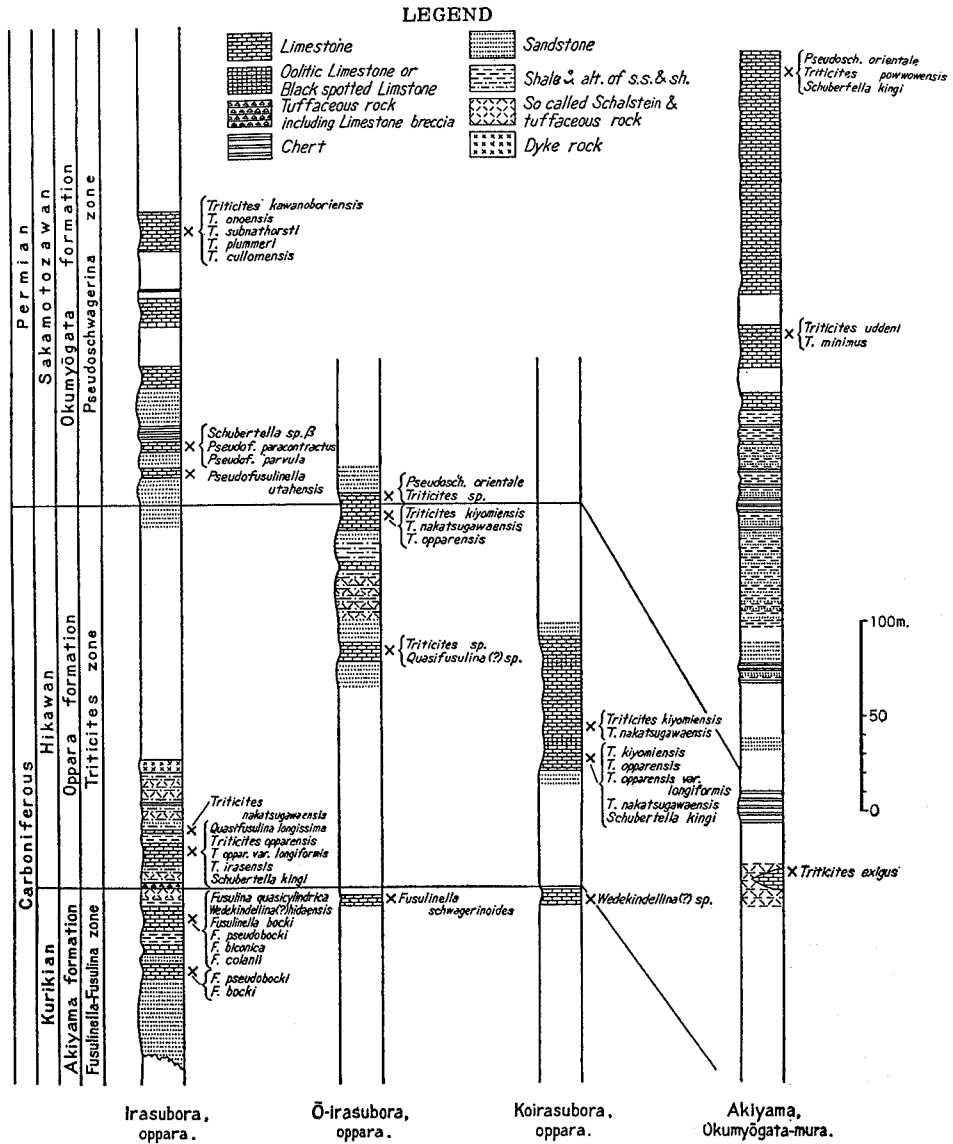
- KANUMA と *Fusulinella cf. chuangshanensis* LEE & CHEN とが含まれる……………17 m
- 3) 暗灰色-青灰色石灰岩……………*Fusulinella bocki* MÖLLER, *Fusulinella biconica* (HAYASAKA), *Fusulinella colani* LEE & CHEN, *Fusulinella schwagerinoides* (DEPRAT) 及び *Fusulina quasicylindrica* (LEE) を産出……………12.5 m
- 2) 黒色石灰岩……………1 m
- 1) 灰白色石灰岩……………保存の悪い *Fusulinella*

pseudabocki LEE & CHEN 及び *Fusulinella bocki* MÖLLER を産出……………6.5 m

3.1.2 I1 岩体の *Fusulinella-Fusulina* 帯について

KANUMA (1958a) では, I1 岩体 (奥イラスボラ) における明山層 (*Fusulinella-Fusulina* 帯) の模式層序の記載のほか, イラス谷上流地域のルートマップ及び総合柱状図が掲載されている. 鹿沼によるルートマップを付図 A-2, 柱状図を付図 A-3 として, それぞれを掲載する.

I1 岩体 (奥イラスボラ) の模式層序の記載と付図 A-2



付図 A-3 鹿沼によるイラス谷, オーイラスボラ, コイラスボラ及び明山付近の柱状断面 (KANUMA, 1958a, p. 15, Fig. 15 を再録)

と付図 A-3 とを照合すると、次のことが分かる。

① I1 岩体の鹿沼による模式層序は、奥イラスボラの谷の右岸(北側)の断面と左岸(南側)の断面の一部とを組み合わせたものである。すなわち、谷の左岸(南側)の東半部の層序の上に、谷の右岸(北側)の層序を重ねたものである。

② 鹿沼のルートマップに示された、谷の右岸(北側)の断面における厚い石灰岩は、明山層の模式層序の第4層と第3層とを含む、と判断できる。鹿沼のルートマップでは、谷の右岸(北側)の厚い石灰岩の中に、2つの化石産地がしるされている。西部の化石産地(付図 A-2 の地点 K-2)は模式層序の第4層を意味し、東部の化石産地(付図 A-2 の地点 K-2-a)は第3層を意味する、と判断できる。

③ 鹿沼のルートマップに示された、奥イラスボラの谷の左岸(南側)の断面の東半部を占める石灰岩は、模式層序の第1層と、恐らく第2層とを含む、と判断される。この図(付図 A-2)では、谷の左岸(南側)の石灰岩の中に、2つの化石産地がしるされている。東部の化石産地(地点 K-1)を含む石灰岩は、それが I1 岩体(*Fusulinella-Fusulina* 帯)の最下部にあたること、及び総合柱状図(付図 A-3)から見て、模式層序の第1層であると判断される。西部の化石産地(地点 K-1-a)を含む石灰岩は模式層序の中に含まれていない、と筆者は判断する。

④ KANUMA (1953b)によれば、I1 岩体の中で、ある石灰岩(これを第1の石灰岩と呼ぶ)は *Wedekindellina* (?) *hidaensis* を含む。この石灰岩が模式層序の第4層に属することは明らかである。別の石灰岩(これを第2の石灰岩とよぶ)では、*Fusulina quasicylindrica*, *Fusulinella colanii*, *F. schwagerinoides*, *F. bocki* などが共存する。この石灰岩は明らかに模式層序の第3層に属する。もう1つの石灰岩(これを第3の石灰岩とよぶ)では、*Fusulinella biconica*, *F. bocki* 及び *F. pseudoboeki* が共存する。鹿沼による模式層序の記載によれば、模式層序の第3層の中では、*Fusulinella bocki* と *F. biconica* が産出するが、*F. pseudoboeki* は産出しない。したがって、第3の石灰岩はその種構成が模式層序の第3層、第1層と一致しないことから、模式層序の断面区間内に露出する石灰岩に由来したのではなく、断面区間外に露出する石灰岩に由来した、と判断される。したがって、鹿沼のルートマップ(付図 A-2)にしるされた4つの化石産地のうちで、問題の第3の石灰岩の産地と考えられるのは地点 K-1-a だけである。

筆者は、鹿沼による化石産地 K-1-a にほぼ一致すると判断される産地 HI-16 から採取した石灰岩から、

Fusulinella bocki, *F. pseudoboeki*, *F. sp.*, *Profusulinella sp.* を同定した。HI-16 の紡錘虫群の中には確実な *Fusulinella biconica* は確認できなかったが、i) *F. bocki* と *F. pseudoboeki* が確認できたこと、ii) 模式層序の第3層を特徴づける *Fusulina quasicylindrica*, *F. colanii* 及び *Fusulinella schwagerinoides* が認められなかったことにおいては、HI-16 の紡錘虫群と問題の第3の石灰岩の紡錘虫群とは本質的に一致する。この事実は、鹿沼の第3の石灰岩が K-1-a から産出した、とする筆者の推論を裏付ける。

⑤ 谷の左岸(南側)の、地点 K-1-a を含む石灰岩は、産出化石から見て、その東側に露出する模式層序の第1層(地点 K-1)とともに、明山層(*Fusulinella-Fusulina* 帯)の下部亜層に属する、と見なすのが妥当である。

鹿沼の総合柱状図では、I1 岩体における *Fusulinella-Fusulina* 帯の上部に関しては谷の右岸(北側)の岩相が、下部に関しては左岸(南側)の岩相が、それぞれ忠実に表現されているのに対して、生層序のデータは、岩相層序に無関係に、大局的な上下関係が分かるように、極めて概念的に記入されている。

上記の考察に基づいて、I1 岩体(奥イラスボラ)の層序を筆者は次のように解釈する。

1) I1 岩体のうち奥イラスボラの谷の左岸(南側)に分布する岩体は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部亜帯に属する。

2) 下部亜帯の下半部は、模式層序の第1層(地点 K-1)及び第2層の石灰岩で代表される。層厚(模式層序の第1層+第2層)は7.5m。

3) 下部亜帯の上半部は、地点 K-1-a の石灰岩で代表される。この石灰岩の層厚は、鹿沼のルートマップ(付図 A-2)から判断して7-8m と見積もられる。

4) I1 岩体における *Fusulinella-Fusulina* 帯の下部亜帯の全層厚は、露出のない区間(約7.5m)を含めて、約22m と見積もられる。

5) 奥イラスボラの谷の右岸(北側)に分布する I1 岩体は *Fusulinella-Fusulina* 帯の上部亜帯に属する。

6) *Fusulinella-Fusulina* 帯の上部亜帯の下半部は、模式層序の第3層(地点 K-2-a の石灰岩)で代表される。層厚は12.5m。

7) *Fusulinella-Fusulina* 帯の上部亜帯の上半部は、模式層序の第4層(地点 K-2 の石灰岩)で代表される。層厚は17m。

8) I1 岩体(奥イラスボラ)における *Fusulinella-Fusulina* 帯の上部亜帯の全層厚は29.5m である。

3.1.3 鹿沼による *Fusulinella-Fusulina* 帯の分帯について

KANUMA (1958a) は *Fusulinella-Fusulina* 帯を下部化石帯と上部化石帯とに2分した。

下部化石帯は、I1岩体(奥イラスボラ)におけるI1岩体の模式層序の第1層と第2層により代表される。このほか、先に3.1.2の項で述べた理由から、地点K-1-aの石灰岩を筆者は下部化石帯の地層に加える。

下部化石帯は下記の化石を含む。

Fusulinella bocki MÖLLER

F. pseudobocki LEE & CHEN

* *F. biconica* (HAYASAKA)

*の記号を付けた種は、地点K-1-aから産出したと筆者が判断した種である。下部化石帯は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部(秋吉統)に属すると考えられる。

上部化石帯は、I1岩体の模式層序の第3層と第4層とを意味する。

上部化石帯から産出する種は、次のとおりである。

Fusulina quasicylindrica

Fusulinella colanii LEE & CHEN

** *F. schwagerinoides* (DEPRAT)

F. bocki MÖLLER

F. biconica (HAYASAKA)

Wedekindellina (?) *hidaensis* KANUMA

**の記号を付けた種は、KANUMA (1953b) により記載されたにもかかわらず、KANUMA (1958a) による上部亜帯からの産出種のリストでは脱落している。上部化石帯は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の上部(栗木統)に属すると考えられる。

3.1.4 I1岩体における *Fusulinella-Fusulina* 帯の層序の総括

奥イラスボラの谷の左岸(南側)には、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部亜帯が露出する(付図A-2参照)。

Fusulinella-Fusulina 帯の下部は、I1岩体(奥イラスボラ)における模式層序の第1層(層厚6.5m)である。地点K-1において、次の化石を産出する。

産地 K-1 (模式層序の第1層)

Fusulinella bocki MÖLLER

F. pseudobocki LEE & CHEN

K-1の層準は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部化石帯を代表する。恐らく秋吉統に対比される。

Fusulinella-Fusulina 帯の下部亜帯の上部は、地点K-1-aを含む厚さ約7-8mの石灰岩である。地点K-1-aから次の化石を産出した。

産地 K-1-a

Fusulinella bocki MÖLLER

F. pseudobocki LEE & CHEN

F. biconica (HAYASAKA)

K-1-aの層準は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部化石帯に属する。

恐らく鹿沼による化石産地K-1-aに一致すると思われる地点HI-16から、筆者は次の化石を見出した。

産地 HI-16

Fusulinella bocki MÖLLER

F. pseudobocki LEE & CHEN

F. sp.

Profusulinella sp.

HI-16から産出した紡錘虫は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部化石帯に属する。

奥イラスボラの谷の右岸(北側)には、*Fusulinella-Fusulina* 帯の上部亜帯が露出する。

Fusulinella-Fusulina 帯の上部亜帯の下部は、I1岩体における模式層序の第3層(層厚12.5m)である。地点K-2-aにおいて次の化石を産出する。

産地 K-2-a

Fusulina quasicylindrica (LEE)

Fusulinella colanii LEE & CHEN

F. schwagerinoides (DEPRAT)

F. bocki MÖLLER

F. biconica (HAYASAKA)

K-2-aの層準は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の上部化石帯に属する。恐らく栗木統に対比される。

Fusulinella-Fusulina 帯の上部亜帯の上部は、I1岩体の模式層序の第4層(層厚17m)である。地点K-2において次の化石を産出する。

産地 K-2

Wedekindellina (?) *hidaensis* KANUMA

* *Fusulinella cf. chuanshanensis* LEE & CHEN

Fusulina (?) sp.

Staffella sp.

K-2の層準は、*Fusulinella-Fusulina* 帯の上部化石帯に属する。*の記号を付けた種は、KANUMA (1953b) には記載されていない。

I1岩体(奥イラスボラ)における*Fusulinella-Fusulina* 帯の下部亜帯の石灰岩の全層厚は約17m、上部亜帯の石灰岩の全層厚は約30mと、それぞれ見積もられる。下部亜帯の露出する谷の左岸(北側)と、上部亜帯の露出する谷の右岸(南側)との間に、小断層が推定されるが、両亜帯の石灰岩の接触部は、野外では直接確認できない。

3.2 I2岩体(ハサド谷)

I1岩体(奥イラスボラ)の北方約400mのハサド谷には、鹿沼のルートマップ(付図A-2)によれば、東西約

150 m の区間に、石灰岩がほぼ連続的に露出する。これが I2 岩体である。I2 岩体の東半部は KANUMA (1958a) により、大原層 (上部石炭系上部層, *Triticites* 帯) の模式地に指定された。

I2 岩体の幅 (東西方向) は約 150 m である。長さ (南北方向) は約 280 m と推定される (付図 A-1)。

3.2.1 I2 岩体における鹿沼による大原層 (*Triticites* 帯) の模式層序

I2 岩体 (ハサド谷) の大原層 (*Triticites* 帯) の基底部 (付図 A-2 の地点 K-3) の厚さ 21 m の地層、及びその東側の地層について、鹿沼は次の層序を記載した (鹿沼, 1954, p. 144; KANUMA, 1958a, p. 11) : 上位より

- 6) 灰白色石灰岩 …… *Triticites nakatsugawensis* MORIKAWA を含む …… 1 m
 - 5) [露頭無し …… 7 m]
 - 4) 青色鱗状石灰岩 …… *Triticites opparensis* KANUMA, *T. opparensis* var. *longiformis* KANUMA, *T. irasensis* KANUMA, *Quasifusulina* sp., *Schubertella kingi* DUNBAR & SKINNER を含む …… 13 m
 - 3) 砂岩・頁岩互層 …… 緑色岩を斑点状に混在する …… 7 m
- 断層 —
- 2) 緑色岩 …… 上部の 1 m の部分は角れき状の石灰岩を含む …… 8 m
 - 1) 青灰色石灰岩 …… *Fusulinella* sp. を含む …… 4 m
- 上記の層序の中で、第 4 層及び第 6 層が *Triticites* 帯 (大原層) に属する石灰岩である。

第 6 層と第 4 層とからの紡錘虫の産出については、KANUMA (1958a) に掲載された柱状図—付図 A-3—及び KANUMA (1958b) によった。模式層序の記載文の中で使われた種名の一部が、柱状図 (付図 A-3) 及び化石記載論文においては別の種名に変更されたこと、模式層序の記載文の中では、後で 3.2.3 の項で触れるように、化石の産出に関しても若干の混乱が生じていること、がその理由である。

3.2.2 鹿沼による *Triticites* 帯の分布について

大原層の *Triticites* 帯は、下部亜帯 (*T. opparensis* 亜帯) と上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) とに区分された (鹿沼, 1954 ; KANUMA, 1958a)。この分帯の根拠は次のとおりである :

1) 上部亜帯の帯種である *Triticites kiyomiensis* KANUMA は、下部亜帯の帯種である *T. opparensis* KANUMA に比べて、より進化した種である。

2) *T. kiyomiensis* KANUMA は、*Triticites* 帯の下部を代表する I2 岩体 (ハサド谷) の模式層序の第 4 層から産出

しない。

Triticites 帯の下部亜帯 (*T. opparensis* 亜帯) と上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) とから産出する種は、次のとおりである (KANUMA, 1958a, p. 13)。

Triticites opparensis 亜帯 (下部亜帯) の産出種

Triticites opparensis KANUMA

T. opparensis var. *longiformis* KANUMA

T. irasensis KANUMA

Quasifusulina longissima MÖLLER

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

Triticites kiyomiensis 亜帯 (上部亜帯) の産出種

T. kiyomiensis KANUMA

T. nakatsugawensis MORIKAWA

* *T. pygmaeus* DUNBAR & CONDRA

T. opparensis KANUMA

T. opparensis var. *longiformis* KANUMA

* *T. irasensis* KANUMA

Quasifusulina sp.

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

* の記号を付けた種は、KANUMA (1958a) の上部亜帯産出種に含まれていない。しかし、KANUMA (1958b) の中では、これらの種が上部亜帯の帯種 (*Triticites kiyomiensis*) と共存することを示すデータが見受けられる。

* *Triticites pygmaeus* は、I2 岩体のある層準 (産地 K-3-a) 及び I5 岩体 (コイラスボラ) の中のある層準 (産地 K-13) では、上部亜帯の帯種と共存する。

* *Triticites irasensis* は、I6 岩体 (コイラスボラ) のある層準 (産地 K-13-1) において、上部亜帯の帯種と共存する。

3.2.3 I2 岩体 (ハサド谷) から産出した *Triticites* 帯の紡錘虫について

I2 岩体では、*Triticites* 帯の下部亜帯が典型的に発達する (鹿沼, 1954 ; KANUMA, 1958a)。下部亜帯の紡錘虫の産出層は、I2 岩体の *triticites* 帯 (大原層) の模式層序 (KANUMA, 1958a) の第 4 層である。KANUMA (1958a) によって記載され、または記載種の共存種として報告された、下部亜帯の紡錘虫は、次の 5 種である。1) *Triticites opparensis* KANUMA, 2) *T. opparensis* var. *longiformis* KANUMA, 3) *T. irasensis* KANUMA, 4) *Quasifusulina* sp., 5) *Schubertella kingi* DUNBAR & SKINNER。これらの紡錘虫が模式層序の第 4 層から産出したことは確かである。

I2 岩体では、東側の地層が下位で、西側の地層が上位である。I2 岩体のルートマップ (付図 A-2) に示された岩相分布状態から見て、*Triticites* 帯の分布域の中にするされた化石産地のうち、東部の化石産地が模式層序の

第4層を表し、上記の下部亜帯の紡錘虫の産地である、と判断される。これを産地K-3と呼ぶ。

KANUMA (1958b) は、I2岩体の *Triticites* 帯から、*Triticites nakatsugawensis* MORIKAWA を記載した。記載種は共存種をもたない。この記載種の産出層準は、以下に述べる根拠から、模式層序の第6層と判断される。

KANUMA (1958a) の模式層序のオリジナルな記載文の中では、*T. nakatsugawensis* は *T. opparensis* などの *Triticites* 帯の下部亜帯の紡錘虫と共に、模式層序の第4層から産出する。第6層の産出種の記事は見られない。しかし、I2岩体の *Triticites* 帯の石灰岩の岩相をほぼ正確に表した柱状図(付図A-3)によれば、*T. nakatsugawensis* は模式層序の第6層から産出し、第4層の紡錘虫群の中には *T. nakatsugawensis* という種名は見出されない。このように、*T. nakatsugawensis* の産出層準について、データのくい違いが見られる。

KANUMA (1958a) はKANUMA (1958b) より以前に書かれた論文と判断できる。前者の中であげられた紡錘虫の種名のいくつかは、後者の中では別の種名に改められた。模式層序の記載文中では古い種名が使われているのに対し、付図A-3の中で使われている種名は、KANUMA (1958b) の中で改められた種名と一致する。したがって、模式層序の記載文の中に見られる紡錘虫の産出記事は鹿沼の研究の中間段階のデータに基づくものであり、付図A-3に書かれた紡錘虫の産出層序と種名は研究の最終段階を表す、と判断できる。

T. nakatsugawensis は *Triticites* 帯の上部亜帯(*T. kiyomiensis* 亜帯)の重要な構成種であり、後で述べるI4岩体(オーイラスボラ)、I5岩体(コイラスボラ)及びI6岩体(コイラスボラ)では、常に上部亜帯の帯種と共存する。また、次に述べるように、I2岩体では、問題の模式層序の第6層より上位(西側)の石灰岩から、典型的な *Triticites* 帯の上部亜帯の紡錘虫が産出する。したがって、*T. nakatsugawensis* を産出する第6層は上部亜帯の最下部を表す、と筆者は判断する。

I2岩体(付図A-2)では、模式層序の第6層にあたる薄い石灰石に対して、鹿沼は化石産地の記号をしるしていない。このため、筆者は第6層を表す石灰岩の露頭に化石産地の記号を書き加えた。この化石産地を産地K-3-bと呼ぶ。

KANUMA (1958b, 1960) は、I2岩帯のある石灰岩から、次の紡錘虫を報告した。1) *Triticites kiyomiensis* KANUMA, 2) *T. pygmaeus* DUNBAR & CONDRA, 3) *T. opparensis* KANUMA, 4) *Schubertella kingi* DUNBAR & GONDRA。これらの紡錘虫は、*Triticites* 帯の上部亜帯に属する。

これらの紡錘虫は、I2岩体のルートマップ(付図A-3)において、*Triticites* 帯の分布域の中部にしるされた化石産地から産出した、と判断される。

3.2.4 I2岩体の *Triticites* 帯の総括

I2岩体(ハサド谷)における *Triticites* 帯の層厚は、59 mと見積もられる。

I2岩体の下部(地点K-3)において、次の化石が産出する(付図A-2)。

産地 K-3

Triticites opparensis KANUMA

T. opparensis var. *longiformis* KANUMA

T. irasensis KANUMA

Qaasifusulina cf. *longissima* (MÖLLER)

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

K-3は *Triticites* 帯の下部亜帯(*Triticites opparensis* 亜帯)を代表する。なお、K-3は、I2岩体の第4層にあたる。

付図A-2に示されているように、産地K-3の西方7 mの地点に、薄い石灰岩が露出する。この石灰岩は、鹿沼がハサド谷の大原層から記載した下記の紡錘虫の産出層と判断される。この化石産地をK-3-bと呼ぶ。付図A-2及び付図A-3では、K-3の石灰岩とK-3-bの石灰岩との間は頁岩となっているが、記載では、両石灰岩の間は露頭のない区間である、と明記されている。したがって、両図に見られる、両石灰岩の間の頁岩の記号は、製図のミスと判断される。

産地 K-3-b

Triticites nakatsugawensis MORIKAWA

K-3-bは *Triticites* 帯の上部亜帯(*T. kiyomiensis* 亜帯)に属すると考えられる。

ハサド谷に沿った大原層の分布区間、つまりI2岩体(ハサド谷)の *Triticites* 帯の分布区間の、中心よりやや西寄りの地点(付図A-2の地点K-3-a)から、KANUMA (1958b, 1960) は次の種を報告した。

産地 K-3-a

Triticites kiyomiensis KANUMA

T. pygmaeus DUNBAR & CONDRA

T. opparensis KANUMA

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

K-3-aは、先に述べたK-3-bより約15 m 上位の層準にあたり、*Triticites kiyomiensis* 亜帯(上部亜帯)の下部を代表する。

I2岩体(ハサド谷)に露出する *Triticites* 帯の石灰岩のうち、下部の13 m(模式層序の第4層)または20 m(模式層序の第4層に無露頭区間[5]を加えた場合)だけが、下部亜帯(*Triticites opparensis* 亜帯)に属する。残りの39

m (模式層序の第6層及びその上位) または46m (無露頭区間[5]を加えた場合) は上部亜帯 (*Triticites kiyomiensis* 亜帯) に属する。

I2岩体 (ハサド谷) における大原層の上限は、断層により切られる。

3.2.5 I2岩体の下部二畳系から産出する紡錘虫について

I2岩体の西半部は、下部二畳系により占められる。

KANUMA (1958a) では、ハサド谷ぞいのルートにおいて、下部二畳系の最下部にあたる地点と、下部二畳系の最上部にあたる地点とに、化石産地の記号がしるされている (付図A-2)。前者の化石産地を地点K-5とする。後者の化石産地を地点K-5-aとする。

KANUMA (1958a) には、I2岩体の下部二畳系から産出する紡錘虫に関する記事は全く見られない。しかし、鹿沼 (1953a) の「濃飛国境地域柱状図」によれば、ハサド谷の柱状図において、下部二畳系の基底部に置かれた厚さ20m以上の石灰岩 (この柱状図の産地No. 11) は、*Triticites montiparus*, *T. subobsoleta*, *T. haydeni*, *T. aff. satoi* など二畳紀型の *Tricites* 4種と、*Pseudoschwagerina* sp. とを産出する。この化石を含む石灰岩の産地が地点K-5である、と筆者は考える。その理由は次のとおりである。

KANUMA (1958, b) においてI2岩体の付近から報告した化石産地を見ると、ハサド谷の北方約500mの地点K-10 (I3岩体) の石灰岩は、二畳紀型の *Triticites* に富むが、*Pseudoschwagerina* を伴わない。ハサド谷の南方約350m (I1岩体の西方約80m) の地点K-6は *Pseudofusulina* を産出し、そのすぐ近くの地点K-7は *Pseudofusulinella* を産出するが、両地点とも *Triticites* を産出しない。これらの3地点が、鹿沼 (1953a) の、ハサド谷付近の柱状図に示された、下部二畳系の最下部の含化石層でないことは明らかである。なお、鹿沼 (1953a) に添付された柱状断面図では、問題の *Pseudofusulina* を産出する石灰岩 (地点K-6) は *Schwagerina* cf. *modica* を含む同図の産地No. 14として、*Pseudofusulinella* を産出する石灰岩 (地点K-17) は *Neofusulinella itoi* を含む同図の産地No. 13として、いずれも、奥イラス地区の柱状断面の下部二畳系の上半部とされている。また、この断面図における問題の産地No. 11が先に触れた地点K-10を意味するのでないことは、地点K-10の石灰岩 (I3岩体) が *Triticites* だけを産出し、*Pseudoschwagerina* を伴わないことが、鹿沼 (1953a) の中で既に明記されていることにより証明できる。ちなみに、地点K-10 (I3岩体) の石灰岩は、問題の柱状断面図の中では、図示されていない。

したがって、ハサド谷及びその付近に産出する、

Triticites に富み、*Pseudoschwagerina* を伴う石灰岩は、地点K-5の石灰岩以外には考えられない。

この地点K-5から産出したと判断される紡錘虫は、下部二畳系の紡錘虫の代表として重要な位置を占めるにもかかわらず、1953年より後の論文において記述されていない。その理由について推測してみる。

付図A-2から分かるように、鹿沼による化石産地K-5 (ハサド谷沿い) の位置は、*Triticites* 帯の石灰岩の露出域のすぐ西側の空白域の中にしるされている。このことは、化石産地K-5の紡錘虫が、露頭そのものから採取されたのではなく、大きな転石から採取されたのかもしれない、と筆者は推定する。K-5の紡錘虫が転石から得られたにせよ、ハサド谷の石灰岩層の中に *Triticites* に富み、*Pseudoschwagerina* を伴う、下部二畳系の化石帯が発達することを表すことにおいて、K-5の紡錘虫は、地質学的に重要な意義をもつことには、変わりはない。

KANUMA (1960) では、イラス谷上流地域のある石灰岩から、*Staffella* sp. が *Pseudofusulina* sp. と共存することが報告されている。これらの化石内容だけからでは決められないが、恐らく下部二畳系の中部-上部である。鹿沼の化石産地の中で、問題の *Staffella* sp. と *Pseudofusulina* sp. との産出が期待されるのは付図A-2の地点K-5-aだけである。したがって、地点K-5-aから *Staffella* sp. と *Pseudofusulina* sp. が産出したことは、ほぼ確かであると筆者は考える。

3.2.6 I2岩体下部二畳系の総括

I2岩体の西半部は、下部二畳系により占められる。I2岩体における下部二畳系の全層厚は85-65mと見積られる。

I2岩体の下部二畳系の最下部の石灰岩 (地点K-5) は、鹿沼 (1953a) によれば次の化石を産出する。

産地 K-5

Triticites montiparus [EHRENBERG (MÖLLER)]

T. subobsoleta (OZAWA)

T. haydeni (OZAWA)

T. aff. satoi FUJIMOTO

Pseudoschwagerina sp.

先の項で述べたように、K-5の化石は転石から採取されたのかも知れない。

I2岩体における初期二畳紀の石灰岩の最上部は、地点K-5-aにおいて、紡錘虫を含む。下記の種が、KANUMA (1960) によって報告された。

産地 K-5-a

Pseudofusulina sp.

Staffella sp.

これらの紡錘虫は恐らく下部二畳系の中部 - 上部を指示する。

3.3 I3岩体(ハサド谷の北方, ミズボラーキリズミ間の区域)

ハサド谷の北方約300mのミズボラーの谷と, 更にその北方約350mのキリズミの谷との間において, イラス谷の右岸(東側)の山腹に, 石灰岩がほぼ連続的に露出する。この石灰岩をI3岩体と呼ぶ。I3岩体の輪郭は台形型で, その底辺は, 長さ約300mで, イラス谷にそって南北に走る。キリズミの谷の南側の山腹における石灰岩の分布から見て, 台形の高さ(I3岩体の幅)は約120mと推定される。

3.3.1 イラス谷上流地域(I2岩体を除く)から, 鹿沼により報告された初期二畳紀の紡錘虫について I3岩体(ミズボラーキリズミ間)では, 鹿沼により下記の紡錘虫が報告された。

鹿沼によれば, 「ハサドキリズミ間の石灰岩」は, 「*Pseudoschwaferina*が発見されず, *Triticites*のみからなる」ファウナを産出する(鹿沼, 1953a, p. 30)。その産地は, 鹿沼(1953a)に示された化石産地から判断して, I3岩体の中央部より少し南寄りの地点である。その地理的位置は, 地点K-10のあたりと思われる。この化石産地から, 次の紡錘虫が報告された(KANUMA, 1958a, b)。

1) *Triticites kawanoboriensis*, 2) *T. kawanoboriensis* var. *masekowensis*, 3) *T. onoensis*, 4) *T. sabnathorsti*, 5) *T. cf. plummeri*, 6) *T. cullomensis*, 7) *T. subventricosus*。

この紡錘虫ファウナは, 下部二畳系の最下部(秋吉台の*Triticites simplex* 亜帯 [Pl α 1] に相当)の層準を示す。

この石灰岩(地点K-10)は, その産出化石から見て下部二畳系の最下部と判断されるにもかかわらず, 鹿沼によるイラス谷上流地域の総合柱状図(付図A-3)では, 下部二畳系の基底部ではなくて, かなり上位に置かれている。この柱状図において, 下部二畳系の基底部に置かれているのは*Pseudofusulinella*を含む石灰岩(地点K-7)であり, *Pseudofusulina*を含む石灰岩(地点K-6)がその上におかれた。

しかし, KANUMA (1958a)により下部二畳系の下部とみなされた*Pseudofusulina*を含む石灰岩(地点K-6)は, *Triticites* が全く産出しないことから判断して, 下部二畳系の下部層ではなく, むしろ下部二畳系の中部層(*Pseudofusulina vulgaris*帯)とみなすべきである。同様に, KANUMA (1958a)の柱状図(付図A-3)の中で, 下部二畳系の基底部に置かれた石灰岩(地点K-7)から産出する*PseudoFusulinella*を, 下部二畳系の下部層ではなく, 中部層とみなすことは, 十分に可能である。ちなみに, 鹿沼

(1953a)の柱状図では, *PseudoFusulinella*を含む地点K-7の石灰岩と*Pseudofusulina*を含む地点K-6の石灰岩は, いずれも下部二畳系の中部層に位置づけられている。

3.3.2 I3岩体(ミズボラーキリズミ間)の下部二畳系の総括

ミズボラーとキリズミとの間の, 地点K-10から, 鹿沼により下記の紡錘虫が報告された(KANUMA, 1958a; 1958b)。

産地 K-10

Triticites kawanoboriensis FUJIMOTO

T. kawanoboriensis var. *masekawensis* KANUMA

T. onoensis KANUMA

T. subnathorsti KANUMA

T. cf. plummeri DUNBAR & CONDRA

T. cullomensis DUNBAR & CONDRA

T. subventricosus DUNBAR & SKINNER

K-10の層準は, 下部二畳系の下部層に属する。

筆者は地点K-10より少し北方と思われる下記の2地点で紡錘虫を採取した。

産地 HI-251

Triticites cf. *simplex* (SCHELLWIEN)

T. aff. kuroiwaensis TORIYAMA

T. spp.

Quasifusulina sp.

HI-251の層準は, 下部二畳系の下部層の下部である。前記のK-10とほぼ同層準である。

産地 HI-252

Pseudofusulina krafftii var. *magna* TORIYAMA

Pseudofusulina spp.

HI-252は, 下部二畳系の最下部の産地(HI-251)に非常に近接した産地であることから判断して, 恐らく下部二畳系の中部層(*Pseudofusulina vulgaris*帯)であろう。

なお, *P. krafftii* var. *magna*は, 下部二畳系の中部層(*Pseudofusulina vulgaris*帯)に出現し始めるが, 多量に産出するのは下部二畳系の上部層になってからである。この意味において, 産地HI-252が下部二畳系の上部層に属する可能性も残されている。

上記の3地点から産出する紡錘虫から見て, I3岩体(ミズボラーキリズミ間)のかなりな部分, 少なくとも西半部は, 確実に下部二畳系である。I3岩体の東半部は, 化石のデータは無いが, 上部石炭系上部層であることが期待される。

3.4 イラス谷上流地域の小さな石灰岩体

I1岩体(奥イラスボラー)の西方約80m, イラス谷の左岸(西側)には, 小レンズ状の石灰岩が多い。ルートマツ

プ(付図A-2)及び付図A-1において,地点K-6及び地点K-7とした2地点から,鹿沼により二疊紀前期の紡錘虫が報告され(KANUMA, 1958a),記載された(KANUMA, 1959, 1960).

産地 K-6

Pseudofusulina parvula (SCHELLWIEN)

Pseudofusulina paraconeractus KANUMA

Mesoschubertella sp.

K-6の層準は,化石内容と*Triticites*が産出しないことから判断して,下部二疊系の中部層と考えられる.産地K-6の石灰岩は,厚さ約6-7mの小さな異地性岩体である.

産地 K-7

Pseudofusulinella utahensis THOMPSON & BISSEL

K-7の層準は,先に述べたK-6と同様に,恐らく下部二疊系の中部層であろう.産地K-7の石灰岩は,厚さ約2-3mの非常に小さな異地性岩体である.

I1岩体(奥イラスボラ)の南方にも,数地点に小さなレンズ状石灰岩がある.3地点で化石の産出が知られている.

産地 HI-19

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

N. cf. craticulifera (SCHWAGER)

HI-19の層準は,中部二疊系の上部層(*Neoschwagerina margaritae*帯)である.山腹に位置するため,露出状態は十分に観察されないが,小さな異地性岩体と思われる.

鹿沼(1953a)では,地点K-8と地点K-9を含む地域は*Fusulinella-Fusulina*帯とされている.K-8及びK-9は,上部石炭系中部層に属する.

I2岩体(ハサド谷)の石灰岩の東端から東へ8mの地点(K-4)の石灰岩は,I2岩体の鹿沼による模式層序の第1層である.地点K-4の石灰岩は,I2岩体とは別の小さな異地性岩体と見なされる.この石灰岩は,次の化石を産出する.

産地 K-4

Fusulinella sp.

K-4の石灰岩は*Fusulinella-Fusulina*帯(上部石炭系中部層,明山層)に属する.I2岩体の鹿沼による模式層序の記載によれば,産地K-4の石灰岩は厚さ4mで,その上位に厚さ9mの緑色岩類を伴う.

ハサド谷の北方約300mのミズボラの谷に分布する碎屑岩類の中には,緑色岩類及び石灰岩からなる小さな異地性岩体が,多数含まれる.付図A-2によれば,恐らく幅5m以下の石灰岩が,3地点に露出する.これらの化石産地を地点K-11,地点K-11-a,地点K-11-bとし

て表す.KANUMA(1958a)によれば,3地点の石灰岩は次の紡錘虫を産出する.

産地 K-11, K-11-a及びK-11-b

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

これら3産地の石灰岩の層準は,あるものは中部二疊系上部層(*Neoschwagerina margaritae*帯)であり,あるものは中部二疊系中部層(*N. craticulifera*帯)と考えられる.

4. オーイラスボラ及びコイラスボラ地域

4.1 I4岩体(オーイラスボラ)

I4岩体を作る石灰岩の大部分は,後期石炭紀の*Triticites*帯に属するが,石灰岩の最上部は前期二疊紀の狭義の*Pseudoschwagerina*帯に属する.I4岩体では*Triticites*帯の上部が最も典型的に観察され,*Pseudoschwagerina*帯との層序関係も観察される.

4.1.1 I4岩体の*Triticites*帯上部と*Pseudoschwagerina*帯

オーイラスボラの左岸(西側)の山腹斜面において,I4岩体の南東縁の地点K-12-aからその北西約100mの地点K-12-bに至る断面について,鹿沼により下記の層序が記載された(鹿沼,1954;KANUMA,1958a).

- 6) 灰白色細粒石灰岩……*Pseudoschwagerina cf. orientale* FUJIMOTO及び*Triticites* sp.を含む(地点K-12-a) ……………5m
- 5) 灰白色微細な鱗状石灰岩……*Triticites kiyomiensis* KANUMAを含む(地点K-12) ……………19m
- 4) [露頭なし……………23m]
- 3) 灰白色石灰岩 ……………2m
- 2) [露頭なし……………38m]
- 1) 灰白色珪質石灰岩 …… *Quasifusulina* sp.を含む(地点K-12-b) ……………9m

I4岩体では北側の地層が古く,南側の地層が新しい.

上記の層序における第1層は,産出化石だけからでは層準は決まらないが,第5層より下位であるから,*Triticites*帯(上部石炭系中部層)であることは確実である.

第5層は*Triticites*帯の上部亜帯(*T. kiyomiensis*亜帯)に属する.

第6層は下部二疊系最下部に属する.

第5層と第6層は,ひと続きの,厚さ24mの石灰岩層を作る.ひと続きの石灰岩層の中の,下部の19mの部分(第5層)が*Triticites*帯の上部亜帯に属し,上部の5mの部分(第6層)だけが下部二疊系最下部である.I4岩体では上部石炭系上部層と下部二疊系は整合であつ

て、両層の間に層序的な間隙は無い、と鹿沼は結論した(鹿沼, 1954; KANUMA, 1958a)。

4.1.2 I4岩体の *Triticites* 帯から産出する紡錘虫について

I4岩体の総合柱状図(付図A-3)によれば、*Pseudoschwagerina orientale* と *Triticites* sp. を含む石灰岩(第6層)の直下の石灰岩(第5層)から、上記の *Triticites kiyomiensis* のほかに、*T. nakatsugawensis* と *T. opparensis* が産出することになっている。

KANUMA (1958a) の中で、第5層の化石内容に関して、総合柱状図(付図A-3)と層序記載文とでは、わずかながら食い違いがある。鹿沼(1954)にも、I4岩体の層序が記載されている。この初期の論文によれば、第5層は *Triticites kiyomiensis* のほかに、*T. sp.* を含む。この *T. sp.* が総合柱状図(付図A-3)では *T. nakatsugawensis* 及び *T. opparensis* に改められた、と考えられる。いっぽう、KANUMA (1958b) ではI4岩体(オーイラスボラ)の *Triticites* 帯の *Triticites* としては、*T. kiyomiensis* があげられているにすぎず、*T. nakatsugawensis* と *T. opparensis* の種名は見当たらない。したがって、I4岩体の第5層からの *T. nakatsugawensis* と *T. opparensis* との産出に関しては、古生物学的証拠は認められない。

4.1.3 I4岩体の *Triticites* 帯の総括

I4岩体の *Triticites* 帯の全層厚は、96 m と見積もられる。I4岩体の内部では北西側が下位で、南東側が上位である。

I4岩体における *Triticites* 帯の最下部をなす灰白色珪質石灰岩は、厚さ9 m。I4岩体の北西端の地点 K-12-b において、次の化石を産出する。

産地 **K-12-b**

Triticites sp.

Quasifusulina cf. *longissima* (MÖLLER)

I4岩体における *Triticites* 帯の上部(第5層)は灰白色、微細な鱗状石灰岩からなり、厚さ19 m。I4岩体の南東縁に近い地点において、次の化石を産出する。

産地 **K-12**

Triticites kiyomiensis KANUMA

K-12は *Triticites* 帯の上部亜帯(*Triticites kiyomiensis* 亜帯)に属し、それを含む地層(第5層)の直上に、下部二畳系の最下部(第6層)が整合に載ると鹿沼により報告されていることから判断して、*Triticites* 帯の最上部の層準と見なされる。

4.1.4 I4岩体の下部二畳系から産出する紡錘虫について

鹿沼(1953a, 1954)によれば、I4岩体の第6層では、

Pseudoschwagerina sp. と二畳紀型の *Triticites* sp. が共存する。KANUMA (1958a) によれば、第6層では、保存の悪い *Pseudoschwagerina* cf. *orientale* と *Triticites* sp. とが共存する。同じ論文の p. 17 の記述及び総合柱状図(付図A-3)によれば、第6層では、*Pseudoschwagerina orientale* と *Triticites* sp. が共存する。KANUMA (1959) はオーイラスボラのある石灰岩から、*Pseudoschwagerina orientale* を記載した。鹿沼(1953a)の末尾に掲載された総合柱状図によれば、*Pseudoschwagerina* sp. と *Triticites* sp. とを含む第6層のほかに、*Pseudoschwagerina* sp. だけを含む薄い石灰岩があり、後者は前者の上位に置かれている。後者の石灰岩は、第6層の露頭を含む代表的な柱状図の測定区間の外に露出するのであろう。代表的な層序の記載文の中で、第6層の *Pseudoschwagerina* が保存が悪いことが明記されていることから見て、鹿沼が記載した *Pseudoschwagerina orientale* は、第6層の露頭とは別の露頭から記載されたのかもしれない。いずれにせよ、第6層の *Pseudoschwagerina* が鹿沼によって *P. orientale* と見なされたことは、第6層の記載文(KANUMA, 1958a) 中に見られる *P. cf. orientale* という表現から明白である。鹿沼が問題の2つの石灰岩をほぼ同層準と考えたことも明白である。

KANUMA (1958b) では、オーイラスボラのある石灰岩から、*Triticites uddeni* と *Triticites subventricosus* を記載し、これら2つの記載種がこの石灰岩中で *Triticites kawanoboriensis*, *T. kawanoboriensis* var. *masekawensis* 及び *T. onoensis* と共存することを報告した。これらの *Triticites* の産地と第6層との関係を示す記事は、鹿沼のどの論文にも見られないが、化石の示す年代から見て、I4岩体の第6層の一部から記載されたことは、ほぼ確かである。

4.1.5 I4岩体の下部二畳系の総括

I4岩体では、*Pseudoschwagerina* 帯の最下部だけが露出する。それはI4岩体の第6層で、灰白色細粒石灰岩からなり、厚さ5 m。I4岩体の東南端において、以下の紡錘虫を産出する。

産地 **K-12-a** (及びその走向延長部)

Pseudoschwagerina orientale FUJIMOTO

Triticites uddeni DUNBAR & SKINNER

T. subventricosus DUNBAR & SKINNER

T. kawanoboriensis FUJIMOTO

T. kawanoboriensis var. *masekawensis* KANUMA

T. onoensis KANUMA

K-12-aの層準は、下部二畳系下部層(秋吉台のPl α)に対比される。I4岩体においては、下部二畳系の下部層

は、その直下にある上部石炭系の最上部と岩相の類似したひと続きの石灰岩層であって、*Pseudoschwagerina orientale*を含む層準(第6層)と*Triticites kiyomiensis*を含む層準(第5層)とは整合である、と鹿沼は結論した(鹿沼, 1954; KANUMA, 1958a)。

4.2 I5岩体及びI6岩体(コイラスボラ)

鹿沼(1953a)によれば、コイラスボラの左岸において、上部石炭系上部層(*Triticites*帯)の2つのレンズ状石灰岩が、雁行して露出する。南の小さい岩体をI5岩体(厚さ約50m)、北の大きい岩体をI6岩体と呼ぶ。

4.2.1 I5岩体の*Triticites*帯の層序について

KANUMA(1958a)は、コイラスボラの*Triticites*帯の石灰岩から、下記の層序を記載した。ただし、産出化石はKANUMA(1958b)による。上位より、

- 5) 黒色鯛状石灰岩……………4 m
- 4) 灰白色結晶質石灰岩……………7 m
- 3) 灰白色塊状石灰岩……海ユリの茎の破片を含む……………12 m
- 2) 灰白色石灰岩……黒色の斑点を含む ……10 m
- 1) 灰白色石灰岩……*Triticites kiyomiensis* KANUMA, *T. nakatsugawensis* MORIKAWA 及び *T. pygmaeus* DUNBAR & CONDRA を含む……………11 m

第1層は*Triticites*帯の上部亜帯(*T. kiyomiensis*亜帯)に属する。鹿沼は北側が層序的な下位を、南側が上位を表すと考えたが、恐らくI4岩体に認められた傾向を、ここにも適用したのであろう。

鹿沼(1953a)から判断して、上記の層序はI5岩体を表す。

4.2.2 I5岩体の*Triticites*帯の総括

I5岩体の主部は灰白色の石灰岩からなり、南東縁に露出する黒色の鯛状石灰岩(厚さ4m)はI5岩体の最上部と見なされる。

I5岩体の北縁部を作る厚さ11mの石灰岩は、I5岩体の最下部と見なされ、*Triticites*が密集して産出する(鹿沼, 1953a)。地点K-13(第1層)から、次の紡錘虫を産出する。

産地 K-13

Triticites kiyomiensis KANUMA

T. nakatsugawensis MORIKAWA

T. pygmaeus DUNBAR & CONDRA

K-13は*Triticites*帯の上部亜帯(*T. kiyomiensis*亜帯)に属する。K-13の紡錘虫群は、*Triticites*帯の上部亜帯になって出現した種だけからなる。このことから判断して、K-13は恐らく上部亜帯の中でも比較的上位の層準に属する、と筆者は考える。

筆者は地点HI-42において、*Triticites*に富む石灰岩の転石を採集した。

産地 HI-42

Triticite yayamadakensis KANUMA

T. spp.

HI-42はI5岩体の産地K-13から由来した転石と見なされる。

4.2.3 I6岩体の*Triticites*帯について

付図A-3によれば、コイラスボラにおける*Triticites*帯の石灰岩の全層厚は約72mである。

柱状図の中で、*Triticites*帯の石灰岩の頂面から約54m下位の、*T. kiyomiensis*と*T. nakatsugawensis*とを含む層準が、I5岩体の第1層を意味することは明白である。石灰岩の頂面から約10m下位の鯛状石灰岩(厚さ4m)がI5岩体の第5層を意味することも明白である。すなわち、コイラスボラの*Triticites*帯の中部の、厚さ44mの層序は、I5岩体の第1層から第5層までの層序を、正確に再現している。

I6岩体の石灰岩の層序に関する具体的な記事は、鹿沼のどの論文にも見られない。鹿沼(1953a)の地質図によれば、I6岩体の層厚はI5岩体のそれより大きいと見なされる。

付図A-3に示された、コイラスボラの*Triticites*帯の石灰岩の全層厚値72mはI6岩体の全層厚値を表す、と筆者は判断する。この推定によれば、厚さ72mの層序のうち、上部(厚さ10m)と下部(厚さ18m)はI6岩体の層序を表し、中部(厚さ44m)だけがI5岩体を表す。

付図A-3では、I5岩体の第1層を意味する含化石石灰岩の下位に、厚さ4mの鯛状石灰岩(I6岩体)があり、さらにその下位に、厚さ14mの含化石石灰岩(I6岩体)がある。この最下部の含化石石灰岩(厚さ14m)をA層と呼ぶ。A層はI6岩体の最下部とみなされる。付図A-3によれば、A層は*Triticites kiyomiensis*, *T. opparensis*, *T. opparensis* var. *longiformis*, *T. nakatsugawensis*, *Schubertella kinai*を含む。KANUMA(1958b)によれば、コイラスボラの*Triticites*帯のある石灰岩は*T. kiyomiensis*, *T. irasensis*及び*Schubertella kingi*を含み、別の石灰岩は*T. opparensis*と*T. opparensis* var. *longiformis*を含む。これら2つの石灰岩の紡錘虫群を合体させると、A層の紡錘虫群に非常によく類似する。A層における*T. nakatsugawensis*を*T. irasensis*に置き換えると、KANUMA(1958b)の報告した2つの石灰岩の紡錘虫群となる。ちなみに、KANUMA(1958b)で記載された*T. irasensis*は、KANUMA(1958a)と鹿沼(1954)によるI2岩体(ハサド谷)の層序記載文では、*T. nakatsugawensis* var. *hemmi* MORIKAWAと呼ばれている。

これらのことから、KANUMA (1958b) の報告した、コイラスボラの2つの *Triticites* 石灰岩は、I6 岩体の A 層に属する、と筆者は判断する。

鹿沼 (1953a) の地質図では、I6 岩体にも化石産地の記号がしるされている。これは A 層の化石産地である。その位置は K-13-1 である。なお、この化石産地の露頭の下を通る沢沿いの道では、*Triticites* 石灰岩の転石が見出された。

鹿沼が付図 A-3 において、I6 岩体の A 層 (産地 K-13-1) を I5 岩体の第 1 層 (産地 K-13) の下位に置いたのは、A 層が *Triticites* 帯の上部亜帯に初めて出現した種と下部亜帯に既に出現した種とを含むのに対して、第 1 層が上部亜帯に初めて出現した種だけを含むためである、と筆者は推定する。

鹿沼 (1954) は、大原付近 (萩原図幅西部) における *Triticites* 帯について、「*Triticites* の進化状況」などから見て、ハサド谷 (I2 岩体) が *Triticites* 帯の下部を代表し、コイラスボラ (I5 岩体と I6 岩体) には上部が露出し、オーイラスボラ (I4 岩体) には最上部が露出する、と述べた。鹿沼の言う「*Triticites* の進化状況」とは、下部では *Triticites* 帯の下部亜帯 (*T. opparensis* 亜帯) の種だけが産出すること (I2 岩体の第 4 層)、上部では下部亜帯に既に出現した種と上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) に初めて出現した種とが共存すること (I6 岩体の A 層)、または上部亜帯に初めて出現した種だけが産出すること (I5 岩体の第 5 層)、最上部では上部亜帯の帯種が多量に産出すること (I4 岩体の第 5 層) を意味する。

4.2.4 I6 岩体の *Triticites* 帯の総括

I6 岩体の北西端に近い地点 K-13-1 から、次の化石が産出する。

産地 K-13-1

Triticites kiyomiensis KANUMA

T. opparensis KANUMA

T. opparensis var. *longiformis* KANUMA

T. irasensis KANUMA

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

K-13-1 の層準は *Triticites* 帯の上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) に属する。K-13-1 の紡錘虫群では、上部亜帯の帯種と下部亜帯 (*T. opparensis* 亜帯) に既に出現した種とが共存する。上部亜帯に初めて出現した種だけを産出する I5 岩体の下部含化石層 (産地 K-13) に比べて K-13-1 の層準は、より下位と見なされる。K-13-1 は I6 岩体の下部を代表する。

4.3 I7 岩体 (オーイラスボラ中流域)

I7 岩体はオーイラスボラの中流から、東と西の両側

の山腹にかけて分布する。岩体は NE-SW 方向に延びる。岩体の幅は約 150 m。谷の両側の山地における石灰岩の広がりには確認できないが、岩体の長さは 300 m を下回らない。

4.3.1 I7 岩体の中部二畳系

I7 岩体において確認された紡錘虫化石帯は、*Neoschwagerina* 帯だけである。

筆者は下記の 3 地点において紡錘虫石灰岩を得た。

産地 HI-22 及び 23

Neoschwagerina sp.

産地 HI-263

Neoschwagerina cf. *craticulifera* (SCHWAGER)

Verbeekina sp.

HI-22, HI-23 及び HI-263 の層準は、中部二畳系の中 - 上部 (*Neoschwagerina* 帯) に属する。HI-263 は、*N. cf. craticulifera* を産出するので、中部二畳系の中部層 (*N. craticulifera* 帯) に属する可能性がある。しかし、*Verbeekina* は、萩原図幅の地域では、中部二畳系の上部層 (*N. margaritae* 帯) に産出することが多い。したがって、HI-263 が中部二畳系の上部層に属する可能性も考えられる。

KANUMA (1960) はオーイラスボラの石灰岩から、*Neoschwagerina* sp. A を記載し、この種が *Verbeekina* sp. と共存することを述べた。その産地についての具体的な記事は、鹿沼の論文の中に見られない。しかし、鹿沼 (1953a) から判断して、I7 岩体からの化石採集地点の中の、少なくとも 1 つは、付図 A-2 の地点 K-14 の付近であろう。

産地 K-14

Neoschwagerina sp.

Verbeekina sp.

K-14 の *Neoschwagerina* sp. は、KANUMA (1958b) では、*Neoschwagerina* cf. *margaritae* DEPRAT となっており、KANUMA (1958a) では *Neoschwagerina maegaritae* となっている。また *Verbeekina* sp. は、KANUMA (1958a) と KANUMA (1958b) とともに、*Verbeekina verbeeki* (GEINITZ) となっている。いずれにせよ、*N. maegaritae* と *V. verbeeki* との産出から判断して、産地 K-14 の層準は *Neoschwagerina margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) である。

4.3.2 I7 岩体の地質構造について

I7 岩体の中央部において、イラス谷の谷底に砂岩や頁岩が露出する。しかし、この地区の谷の両側の山腹は、中部二畳系の石灰岩によって占められる。石灰岩と碎屑岩類との接触部そのものの露頭は見られないが、両者の間の境界は、その走向は、N-S に近く、その傾斜

は東へ約20°と判断される。要するに、17岩体の石灰岩は、緩く傾いた境界面をもって、砕屑岩類の上に載る。砕屑岩類は、言わば地窓のような分布状態を示す。

しかし、両層の境界部には、大規模な断層を指示する現象は見られないので、両者が断層で接するとは考えられない。問題の地区では、砕屑岩類の中に大きな異地性岩体として取り込まれた17岩体の下底面が、たまたま谷の底において観察されるのに過ぎない、と考えられる。とはいえ、17岩体が低角度の境界をもって砕屑岩類の上に載る現象が、11岩体(奥イラスボラ)の場合(KANUMA, 1958a, p. 13)に類似することは、注目に値する。

4.4 18岩体(オーイラスボラ下流の左岸の山地)

鹿沼(1953a)及びKANUMA(1958a)の地質図によれば、オーイラスボラ下流の左岸(西岸)の山地に、幅70m以上で、NE-SW方向に約300mの長さの石灰岩がある。この石灰岩を18岩体と呼ぶ。

鹿沼(1953a)によれば、付図A-1にK-19とした地点に、*Neoschwagerina*帯の化石産地がしるされている。K-19の石灰岩は、鹿沼(1953a)では18岩体とは断層で分けられた別個の小岩体とされているが、オーイラスボラ下流での筆者の野外調査によれば、18岩体の東端部と考えられる。

18岩体の主部からの化石の産出は、鹿沼のどの論文にも報告されていないが、産地K-19の*Neoschwagerina*帯の紡錘虫の産出から、18岩体は、17岩体と同様に中部二畳系中・上部からなる、と考えられる。

産地K-19の産出化石の種名は報告されていないが、*Neoschwagerina*が産出したことは、ほぼ確かである。

4.5 19岩体(コイラスボラ下流域)

19岩体は、コイラスボラの入口から右岸(東側)の山地へNE方向に延びる。岩体の幅は約80m。

19岩体の北西縁から南東へ約30mの、互いに近接した次の2地点の石灰岩から、下記の紡錘虫を見出した。

産地 HI-35

Pseudofusulina sp.

産地 HI-37

Pseudofusulina sp.

HI-35とHI-37の層準は、下部二畳系の中-上部である。

19岩体の中で、石灰岩の年代が判明しているのは、岩体の中央部の、北西寄りの区間だけである。この区間が下部二畳系の中-上部からなるのは確かであるにしても、19岩体の北西縁部及び南東部が、より下位または

上位の層準に達することも予想できる。

4.6 オーイラスボラ及びコイラスボラ地域の小さな石灰岩体

オーイラスボラ上流の14岩体の南では、谷の左岸(西側)の山腹において、次の2地点に紡錘虫を含む石灰岩の転石が見い出された。

産地 HI-27

Pseudofusulina sp.

HI-27の層準は下部二畳系の中-上部である。地点HI-27は、14岩体の南東端から20m程度しか離れていない。しかし、地点HI-27の転石の中には、14岩体の第6層を特徴づける、二畳紀型の*Triticites*は見られないので、14岩体とは別と見なされる。

産地 HI-29

Neoschwagerina sp.

N. cf. margaritae DEPRAT

HI-29は*Neoschwagerina margaritae*帯(中部二畳系の上部層)に属するのであろう。地点HI-29は、地点HI-27に非常に接近しているが、両者の層準は異なるから、互いに別の、非常に小さな異地性岩体と見なされる。

KANUMA(1958a)は、オーイラスボラから、*Fusulinella schwagerinoides*(DEPRAT)を含む石灰岩を報告した。付図A-3によれば、厚さ約6mの石灰岩である。KANUMA(1958b)に添付された紡錘虫の層序的・地理的分布表によれば、この石灰岩から、*Fusulinella schwagerinoides*のほか、*F. Pseudobocki*も産出する。KANUMA(1958a)に添付された小縮尺の地質図によれば、14岩体を意味する厚い石灰岩の北方に、薄い石灰岩がある。鹿沼(1953a)によれば、*Fusulinella-Fusulina*帯は*Triticites*帯の北西側に分布する。したがって、*Fusulinella*を含む石灰岩は、14岩体の北西側の薄い(厚さ約6m)石灰岩で、その位置は地点K-12-cの付近と推定される。

産地 K-12-c

Fusulinella schwagerinoides (DEPRAT)

F. pseudobocki LEE & CHEN

K-12-cは、*Fusulinella-Fusulina*帯(上部石炭系中部層)の上部化石帯に属する。

15岩体(コイラスボラ)の南東側の小さな沢において、15岩体とは反対側の山腹から由来した*Neoschwagerina*石灰岩の転石が見い出された。*Neoschwagerina*石灰岩は地点HI-41の付近に存在する、と筆者は判断する。

産地 HI-41

Neoschwagerina sp.

HI-41の層準は中部二畳系中-上部(*Neoschwagerina*帯)。

HI-41の石灰岩は非常に小さな異地性岩体と考えられ

る。

付図 A-3 によれば、コイラスボラに、*Wedekindellina* (?) sp. を含む、厚さ約 8 m の石灰岩がある。その露頭の詳細な位置は不明であるが、KANUMA (1958a) の記事から見て、恐らく、15 岩体の北西側の地点 K-13-3 に露出するのであろう。

産地 **K-13-3**

Wedekindellina (?) sp.

K-13-3 は、*Fusulinella-Fusulina* 帯 (上部石炭紀中部層) の上部化石帯に属する。

鹿沼 (1953a) ではコイラスボラの入口の左岸 (西側) の 2 地点に *Neoschwagerina* 帯の化石産地の記号がしるされている。KANUMA (1958a) によれば、下記の紡錘虫が産出する。

産地 **K-15** 及び **K-16**

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

Verbeekina verbeeki (GEIITZ)

これらの紡錘虫の示す層準は *Neoschwagerina margaritae* 帯である。

5. 馬瀬川に沿って北東 - 南西に走る地域

南西から北東に向かって流れる馬瀬川に沿った地帯には、石灰岩の小岩体が多い。KANUMA (1958a) によれば、馬瀬川に沿って、大原から萩原に向かう国道沿いに、中部二畳系の中 - 上部層 (*Neoschwagerina* 帯) が分布する。鹿沼 (1953a) では、第 1 図の次の 2 地点に、*Neoschwagerina* 帯の紡錘虫石灰岩の産地がしるされている。

産地 **K-18** 及び **K-20**

K-18 及び K-20 の化石内容の具体的な記事は、鹿沼の論文中に見られない。両地点に石灰岩の露出することを、筆者は野外で確認できなかった。これら 2 地点の石灰岩は、恐らく非常に小さな異地性岩体であろう。

産地 **HI-33**

Pseudoschwagerina sp.

Triticites sabnathorsti (LEE)

T. sp.

Pseudofusulina spp.

HI-33 の層準は下部二畳系の下部層である。この石灰岩は非常に小さな露頭であり、緑色岩類を伴う。

産地 HI-33 の例から分かるように、馬瀬川沿いの地帯に見られる小さな石灰岩は、中部二畳系中 - 上部に限られるのではなく、下部二畳系のものもある。

地点 K-18 の南方約 250 m の山腹 (地点 K-17) に、*Pseudoschwagerina* 帯 (下部二畳系の下部) の紡錘虫石灰岩

が、先に述べた鹿沼 (1953a) の地質図にしるされている。

6. イラス谷下流地域及びその南西の地域

イラス谷の下流部から坂本峠付近へと NE-SW に延びる地帯でも、多くの地点に石灰岩が露出する。

6.1 イラス谷下流地域

イラス谷下流地域では、3 地点に石灰岩が見い出されたが、いずれも小さな異地性岩体である。

イラス谷の入口付近で、右岸 (東側) に露出する石灰岩 (地点 HI-1) は、厚さ約 10 m であり、見かけの上盤側 (南東側) にチャートを伴う。

産地 **HI-1**

Triticites simplex (SCHELLWIEN)

T. aff. cullomensis DUNBAR & CONDRA

T. spp.

Pseudofusulina vulgaris var. *globosa* (SCHELLWIEN)

HI-1 から得た標本の中では、二畳紀初期型の *Triticites* だけを含む石灰岩が多いが、ほかに上記の *Pseudofusulina* を含むものもある。HI-1 の層準は、恐らく *Pseudofusulina vulgaris* 帯の下半部を代表すると考えられる。

産地 HI-1 の南南東約 300 m、イラス谷の左岸 (西側) の地点 HI-11 には、幅が数 m の非常に小さな鯛状石灰岩が露出する。

産地 **HI-11**

Nankinella ? sp.

上記の化石からは、二畳系か上部石炭系かは不明である。しかし、*Nankinella* が萩原図幅地域内では二畳系に多いこと、HI-11 の周辺では二畳紀の石灰岩だけが産出することから見て、HI-11 は恐らく二畳系のある層準を表すのであろう。

産地 **HI-6**

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

Yabeina ? sp.

Kahlerina spp.

HI-6 では、*N. cf. margaritae* を含む石灰岩が多い。HI-6 の層準は *Neoschwagerina margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) から *Yabeina* 帯の下部 (上部二畳系の最下部) にわたると考えられる。なお、HI-6 の標本には、小型有孔虫 *Climacommia* sp. が認められる。

6.2 イラス谷下流部の西方地域

イラス谷の下流部の西方約 400 m の地域において、イラス谷にほぼ平行に南から北へと流れ下る谷の下流部に、4 個の石灰岩体が、狭い間隔をおいて、次々に露出する。この谷では、泥質岩と砂岩とからなる坂本峠層の一

般走向はNE-SWであり、南東に急傾斜する。石灰岩もNE-SW方向に延びると考えられる。この谷に露出する石灰岩を、北側から南側へと、L1, L2, L3及びL4の石灰岩と呼ぶ。

6.2.1 L1 石灰岩

岩体の幅は約40m。この岩体では鯛状石灰岩が多く、化石に乏しい。しかし、L1岩体に由来する大きな転石から、次の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-48

Schwagerinidae gen. sp. indet.

Staffella sp.

これらの紡錘虫から詳細な地質時代は決められないが、Neoschwagerinidが見られないことなどから見て、HI-48の層準は、恐らく下部二畳系であろう。

6.2.2 L2 石灰岩

岩体の幅は40-50m。岩体の中で、北西部が下位で、南東部が上位と考えられる。岩体の下部に由来する大きな転石から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-49

Pseudofusulina sp.

Triticites spp.

ここでは、*Pseudofusulina* sp.だけを含む石灰岩と、小型の*Triticites*だけを含む石灰岩が認められる。HI-49の層準は、下部二畳系の中部層であり、その下限は下部二畳系の下部層に達する、と考えられる。

L2石灰岩の上半部は、地点HI-50の鯛状石灰岩において、下記の紡錘虫を産出する。

産地 HI-50

Pseudofusulina sp.

Misellina ? sp.

この層準は、下部二畳系の上部層(*Misellina claudiae*帯)と考えられる。

6.2.3 L3 石灰岩

岩体の幅は約20m。この石灰岩は、次の紡錘虫を含む。

産地 HI-52

Misellina spp.

この*Misellina*は、径が1.3mm前後であり、この属としては比較的小形である。この層準は、下部二畳系の上部層と見なされる。

なおL3石灰岩と北西側のL2石灰岩との間の、約20mの区間には、チャートが露出する。

6.2.4 L4 石灰岩

岩体の幅は約10m。化石は未発見である。

L4石灰岩と北西側のL3石灰岩との間の、約30mの

区間には、チャートが露出する。L4石灰岩の南東側にも、チャートが露出する。L2, L3及びL4の石灰岩は、「石灰岩とチャートとの互層」とも言える産状を示す。チャートから微化石が検出されていないので、チャートの年代が二畳紀なのか、三畳紀なのか、分からない。L2石灰岩の上半部とL3石灰岩とは年代がほぼ同じであるから、同一層準の反覆を表すものと考えられる。L2, L3及びL4の各石灰岩は、1) それらの堆積後に、それぞれ独立した岩体として、斜面を次々にすべり落ち、2) チャートの堆積していた、比較的深い堆積の場に到達して、チャートの中に挟みこまれた、と筆者は解釈する。L2, L3及びL4の3石灰岩は、石灰岩とチャートとの複合した、幅約150mの菱形に近い形の岩体である。

6.2.5 石灰岩・チャート複合岩体(L2・L3・L4)の西方の石灰岩

L2, L3及びL4の複合岩体の西方約100mの、尾根付近の地点HI-60に、石灰岩とチャートからなる小岩体のあることが、この尾根の北側の斜面に大きな転石の存在することから分かる。この大きな転石の石灰岩は、下記の紡錘虫を含む。

産地 HI-60

Triticites aff. *onoensis* KANUMA

T. spp.

HI-60の層準は、下部二畳系の下部層に属する。HI-49の石灰岩と、ほぼ同じ層準を表すと考えられる。

6.3 坂本峠の東方領域

坂本峠の東方の山地は非常に露出が悪いが、2つの谷(地点HI-65, HI-61)において、紡錘虫を含む石灰岩が見い出された。

地点HI-65を含む谷には、3つの石灰岩体がある。北からS1, S2, S3と呼ぶ。

一般走向をNE-SWと見なすと、S1石灰岩の幅は約50m。石灰岩の両側(北西側と南東側)に緑色岩類を伴う。露頭から化石を発見できなかったが、S1石灰岩に由来したと考えられる転石を産地HI-66の石灰岩とする。

産地 HI-66 (S1岩体)

a…… { *Pseudofusulina* spp.
Schufertella sp.

b…… *Neosahwagerina* sp.

aの層準は下部二畳系の中-上部、bの層準は中部二畳系の中-上部である。aとbとの年代は、かなり離れており、両者の中間の層準を占めるべき中部二畳系の下部層(*Parafusulina*帯)が、ここでは見当たらない。しかし、*Parafusulina*帯は、萩原図幅の地域内では、どこにも確

認されていない。また、下部二畳系と中部二畳系中-上部が幅 50 m 程度の石灰岩体の中に確認される例は、後で述べるように、奥長尾川沿いの O1 岩体（地点 HI-135）でも確認されている。

S2 石灰岩の幅は約 40m である。S1 石灰岩との間隔は約 50 m であり、S1 岩体の南側のチャート以外には、露頭は無い。S2 石灰岩から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-65** (S2 岩体)

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

N. cf. craticulifera (SCHWAGER)

上記の *Neoschwagerina* のほかに、小形有孔虫 *Climacommia* spp. が含まれる。この層準は、中部二畳系の上部層 (*Neoschwagerina margaritae* 帯) である。

S3 石灰岩は、幅が約 20 m。S2 石灰岩との間隔は約 60 m であり、断片的にチャートの露頭が見られる。S3 石灰岩からは化石を見い出していない。

S2 石灰岩の東南東約 360 m、地点 HI-61 の石灰岩は、小さな沢の東側の山腹に露出する。

産地 **HI-61**

Neoschwagerina sp.

Pseudofusulina ? sp.

両者は共存しない。しかし、HI-61 の石灰岩は小さな異地性岩体とみなされるから、両者はほぼ同じ層準に属すると思われる。HI-61 の層準は、小形の *Neoschwagerina* の産出から見て、中部二畳系の、恐らく中部層 (*Neoschwagerina craticulifera* 帯) であろう。

7. 吉田川左岸（東側）地域

7.1 A 岩体（明山ボラ・荒倉ボラ源流域）

A 岩体は長さ約 400 m、幅は約 130 m。A 岩体の西部は明山ボラの一支流の最上流により刻まれ、東部は三角点 1,188.5 m から南に流れ下る荒倉ボラの源流によって刻まれる。岩体の東端部は明山林道に露出する。

7.1.1 A 岩体から産出した紡錘虫

A 岩体の西部を刻む沢において、*Triticites* に富む石灰岩が 2 地点（地点 HI-114 及び HI-115）に見いだされた。

産地 **HI-114**

Triticites yayamadakensis KANMERA

T. aff. matsumotoi KANMERA

Quasifusulina ? sp.

HI-114 から得た標本は、上記の *Triticites* に富むが、まれに *Quasifusulina* と思われる紡錘虫の破片をも含むことがある。この紡錘虫フアウナは、鹿沼による *Triticites* 帯の上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) と見なされる。したが

って、HI-114 は上部石炭系上部層の上半部に属する。

産地 **HI-115**

Triticites aff. yayamadakensis var. *evectus* KANMERA

T. cf. biconica TORIYAMA

T. spp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

HI-115 の層準は、下部二畳系の下部層（秋吉台の *Triticites simplex* 帯に相当）である。

産地 HI-114 は、幅 2 m ぐらいの小露頭に過ぎない。それから南へ約 10 m の露頭の無い区間を経て、石灰岩が南に向かって連続的に露出する。地層の傾斜を垂直と見なすと、空白区間は約 10 m となる。南の厚い石灰岩の層厚は約 55 m と見積られる。この厚い石灰岩の北端部が、HI-115 である。HI-115 から南の石灰岩では、地質時代を明示する紡錘虫を見い出すことはできなかった。HI-114 の石灰岩（石炭系の最上部）と HI-115 の石灰岩（二畳系の最下部）とは約 10 m 離れているとはいえ、前者の石灰岩を後者の石灰岩体とは別の、孤立した小さな異地性岩体と見なさねばならない現象は、認められない。たとえば、両石灰岩の間に碎屑岩類がある、というような現象は見られない。両石灰岩は同一の石灰岩体に属する、と見なし得る。A 岩体の西半部では、石炭系と二畳系との境界は、H-114 と H-115 との間に求められる。

三角点 1,185.5 m のすぐ東側から南に向かって下がる沢（荒倉ボラの源流）に沿って、約 20 m の幅の石灰岩が露出する。この石灰岩は、A 岩体の東半部における北縁部を代表する。地点 HI-103 の石灰岩から以下の紡錘虫が見いだされた。

産地 **HI-103**

Triticites isaensis TORIYAMA

T. aff. montiparus [EHRENBERG (MÖLLER)]

T. spp.

Acervoschwagerina sp.

Quasifusulina sp.

HI-103 から得た標本は、二畳紀初期型の *Triticites* に富む。*Triticites* のほかに、*Quasifusulina* を含む標本も、まれに見られた。また、*Triticites* と *Acervoschwagerina* とを含む標本も、まれに見られた。HI-103 の層準は、下部二畳系の下部層（秋吉台の *Triticites simplex* 帯）であり、A 岩体の西部における HI-115 とほぼ同層準である。

産地 103 を含む沢の東山腹を通る明山林道では、A 岩体の石灰岩が連続して露出する。この連続露頭は、A 岩体の東北縁部の断面を表す。次の 2 地点において、紡錘虫が見いだされた。

産地 HI-218

Schwagerinidae gen. sp. indet.

Pseudofusulina ? sp.*Triticites* ? sp.

HI-218 で得た標本では、Schwagerinidae に属する紡錘虫の破片だけが認められる。その内で、大形のものはいずれも *Pseudofusulina* の破片、小形のものはいずれも *Triticites* 破片と思われるが、属の確実な同定はできなかった。Neoschwagerinidae が全く認められないこと、及び A 岩体の西部における断面から類推して、この産地では下部二畳系の中 - 下部が予想されることなどの理由から、HI-218 の層準は、恐らく、下部二畳系の中層である。

産地 HI-217

Pseudofusulina sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

HI-217 から得た標本では、Schwagerinidae に属する紡錘虫の破片だけが認められた、それらの大部分は *Pseudofusulina* と見なされる。HI-217 の層準は下部二畳系の中 - 上部と考えられる。

A 岩体の西半部においては、岩体の北西縁部は *Triticites* 帯 (上部石炭系上部層) によって占められ、残りの部分は下部二畳系よりなる。A 岩体の東半部においては、岩体の北西縁部の石灰岩は下部二畳系の最下部に属する。すなわち、A 岩体の東半部では、*Triticites* 帯 (上部石炭系上部層) は含まれず、全部が下部二畳系からなる。

KANUMA (1958b) は、荒倉ボラ上流域のある石灰岩から、*Triticites uddeni* と *T. minimus* を報告した。この産地を K-A2 と呼ぶ。また、荒倉ボラ上流域の別の石灰岩から、*Triticites cullomensis* を報告した。この産地を K-A3 と呼ぶ。これら 2 つの化石産地は、*Pseudofusulina* と共存しないことから、下部二畳系の下部層に対比される。K-A2 は A 岩体の東部の産地 HI-103 またはその付近、K-A3 は産地 K-2 と同じか、またはその付近と推定される。両産地の位置の推定については、次の項において述べる。

産地 K-A2 (地点 HI-103 またはその付近、恐らく南東側の山腹)

Triticites uddeni DUNBAR & SKINNER*T. minimus* (SCHELLWIEN)

K-A2 は下部二畳系の下部層に属する

産地 K-A3 (恐らく K-A2 またはその付近)

Triticites cullomensis DUNBAR & CONDRA

K-A3 は下部二畳系の下部層に属する。

7.1.2 明山ボラ上流域及び荒倉ボラ上流域から鹿沼

によって報告された二畳紀最前期の紡錘虫の産地について

明山ボラの中・上流、荒倉ボラの中・上流及びびイラス谷の上流の細かな地形は、昭和 30 年ごろの地形図は著しく精度が落ちる。たとえば、A 岩体西部の化石産地 HI-114 と HI-115 を含む谷は、明山ボラ流域の東部における重要な谷であるにもかかわらず、古い地形図には示されていない。このため、古い地形図を使って作られた鹿沼 (1953a) 及び KANUMA (1958a) の地質図から、化石産地の位置を判定することは極めて難しい。筆者は、萩原地域の地質図幅作製のための野外調査においては、古い地形図しかなかったため、やむなく航空写真によって、露頭の位置を決定した。この項目では、KANUMA (1958a, b) が明山ボラ・荒倉ボラの上流域から報告した二畳紀最前期の紡錘虫の、現在の新しい地形図の上での位置について考察する。

i) 産地 K-A1

Triticites exigus

KANUMA (1958a, b) は明山ボラの源流域から、*Triticites exigus* を含む石灰岩を報告した。これを産地 K-A1 と呼ぶ。KANUMA (1958a) の中の総合柱状図 (付図 A-3) では、*T. exigus* を含む小レンズ状の石灰岩は *Triticites* 帯とみなされた。鹿沼 (1953a) 及び KANUMA (1958a) の地質図では、*Triticites* 帯は三角点 1,188.5 m から南西へ 400-500 m の地点を中心とした、三角形の狭い地域に分布する。したがって、*T. exigus* を産出した K-A1 の石灰岩は、この *Triticites* 帯の分布域の中の石灰岩か、またはその付近と考えられる。

産地 K-A1 の推定された位置を、地質図上での三角点 1,188.5 m に対する位置関係だけに基づいて、現在の地形図にプロットすると、付図 A-1 の地点 HI-104 から北北西へ約 200 m、地点 HI-88 から北東へ約 150 m、明山ボラと荒倉ボラとを分ける尾根の地点となる。この地点を含む尾根の西側、南部及び東側を明山林道が通っており、現在はほぼ連続した露頭が見られるが、K-A1 と考えられる石灰岩は見当たらない。鹿沼 (1954) 及び KANUMA (1958a) によれば、*Triticites* 帯の石灰岩は明山ボラの谷頭の付近に位置する。筆者の踏査結果によれば、明山ボラの谷頭と見なされる区域内で石灰岩の露頭が見られたのは、地点 HI-88 だけであった。

筆者は地点 HI-88 の石灰岩から化石を採集できなかったが、筆者の観察によれば、この石灰岩は小さな岩体であり、緑色岩類を伴う。その産状は、KANUMA (1958a) の総合柱状図 (付図 A-3) に示された、*Triticites exigus* を含む K-A1 の石灰岩の産状によく類似する。

以上の根拠から、K-A1の位置は地点HI-88である、と筆者は判断する。したがって、K-A1はA岩体に属するのではなく、別の、非常に小さな異地性岩体である。

KANUMA (1958b)は産地K-A1の*Triticites exigus*を記載したが、その産出層準は*Triticites*帯ではなく、*Pseudoschwagerina*帯(下部二畳系)に改められた。

ii) 産地 K-A2

Triticites uddeni と *T. minimum*

KANUMA (1958a)は、「荒倉ボラ上流の、イラス谷に通じる高度約1,000mの山地」に露出する灰白色の石灰岩中に、上記の化石が含まれること、この石灰岩が*Pseudoschwagerina*帯に属することを述べた。KANUMA (1958b)によれば、K-A2は荒倉ボラの尾根に位置する。次に、K-A2の地理的位置の推定を試みる。

鹿沼(1953a)の地質図では、荒倉ボラ上流の*Pseudoschwagerina*帯の分布域に2つの石灰岩があり、いずれにも化石産地の記号がしるされている。南西の厚い石灰岩を第1の石灰岩、北東の小さな石灰岩を第2の石灰岩と呼ぶ。K-A2はそのどちらかに属する、と考えられる。

鹿沼(1953a)の地質図における*Pseudoschwagerina*帯の2つの石灰岩を、三角点1,888.5mに対する位置関係から判断すると、第1の石灰岩はB2岩体の北東半部を意味する、と筆者は判断する。

第2の石灰岩の位置は、地形図にプロットすると、地点HI-112から東へ数10mの尾根の上となる。この地点はA岩体の南東境界線から南東へ約80m離れるが、鹿沼(1953a)の地質図によれば、第2の石灰岩が*Pseudoschwagerina*帯の分布域内の小岩体であること、筆者の観察した現地での石灰岩の露出状況などから、第2の石灰岩はA岩体の一部である、と筆者は判断する。

*Pseudoschwagerina*帯は、B2岩体(第1の石灰岩)にもA岩体(第2の石灰岩)、いずれにも確認できるから、産地K-A2がB2岩体に属することも、A岩体に属することも、いずれも考え得る。しかし、K-A2が「荒倉ボラ上流の、イラス谷に通じる高度約1,000mの山地」に位置するとKANUMA (1958a)が述べたことなどから、産地K-A2の石灰岩はA岩体の一部である、と筆者は判断する。筆者の野外調査の結果から判断して、産地K-A2は地点HI-103の付近、恐らく、その南東の山腹であろう。

iii) 産地 K-A3

Triticites cullomensis

KANUMA (1978b)は、荒倉ボラ上流域のある石灰岩から、上記の化石を記載した。荒倉ボラ上流域からの*T.*

*cullomensis*の産出は、KANUMA (1958a)にはまだ見られず、K-A3の位置は「荒倉ボラとイラス谷との境界域」とされており、K-A2の位置が単に「荒倉ボラ」または「荒倉ボラの上流域において、イラス谷に通じる高度約1,000m」とされているのに比べて、産地の説明がやや異なる。しかし、KANUMA (1958b)では、K-A3もK-A2も、ともに「荒倉ボラの尾根」となっている。

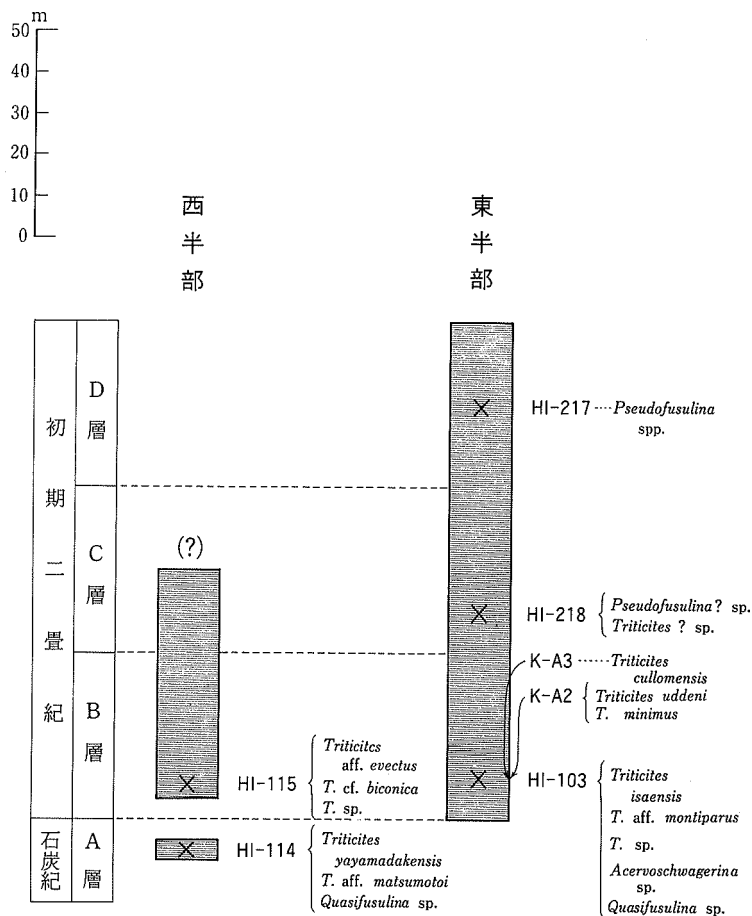
産地K-A3では*T. cullomensis*の共存種は認められないが、I3岩体の産地K-10では*T. cullomensis*は二畳紀初期型の*Triticites*6種と共存することから、K-A3の年代が二畳紀最前期であることは確かである。K-A3はK-A2と全く同層準である。産地K-A3は、先に“第1の石灰岩”と呼んだ石灰岩(=B2岩体)と“第2の石灰岩”と呼んだ石灰岩(=A岩体)の、いずれかに属する、と判断できる。そのどちらかを特定することは困難であるが、「荒倉ボラとイラス谷との境界域」という辞句から、産地K-A3はA岩体であろう、と判断できる。荒倉ボラとイラス谷とを分ける境界の尾根から、B2岩体が遠く離れているのに対し、A岩体は境界の稜線に非常に近いからである。恐らくK-A3は、K-A2とほぼ同じ場所か、またはK-A2に非常に近い場所であろう。

7.1.3 A岩体における石灰岩の層序の総括

先に述べたように、A岩体では、筆者の見出した化石産地に、鹿沼によって記載された化石の推定産地を加えると、上部石炭系の上部層から1地点(HI-114)、下部二畳系の下部層から4地点(HI-115, HI-103, HI-103の付近と推定されるK-A2とK-A3)、下部二畳系の中層から2地点(HI-218及びHI-217)において、化石が見出されたことになる。

A岩体の西半部及び東半部の模式的な柱状図を付図A-4に示す。A岩体の石灰岩は、産出化石によって、下位よりA層、B層、C層及びD層に区分できる。A層は上部石炭系上部層半部に属する。A層はA岩体の西半部だけに確認された。B層は下部二畳系の下部層である。C層とD層は下部二畳系の中層である。*Triticites*はC層(産地HI-218)ではかなり多いが、D層では確認できなかった。C層は下部二畳系中層の下半部を、D層は上半部を、それぞれ表すのであろう。

これらの地層の分布には、下位の地層が北西側に、上位の地層が南東側に分布する、という規則性が認められる。すなわち、A岩体の石灰岩は南東側に向かって若くなる同斜構造をなす、と解釈できる。層理面は見られなかったが、地層の傾斜を垂直と仮定すれば、下部二畳系の全層厚は、明山林道の連続露頭で見られるように、下部二畳系の全層厚は、垂直層の場合には約120m、傾斜



付図 A-4 A 岩体における紡錘虫石灰岩の模式的柱状断面

を 60° とすれば約 100 m となる。下部二疊系の全層厚を 120 m と見なした場合、下部二疊系下部層の層厚は 40 m くらい、中部層は 80 m くらいと見積られる。

7.2 B 岩体群 (B1, B2, B3, B4, B5 岩体) の共通性

B1, B2, B3, B4 及び B5 の 5 つの石灰岩体は、次のような共通性がある。

i) 岩体の伸びの方向は NE-SW である。ある岩体の北東部と次の岩体の南西部とは、幅がほぼ等しい。

ii) 岩体の主部は下部二疊系によって占められる。

B1 岩体と恐らく B5 岩体では、岩体の幅の狭い中軸部は、上部石炭系上部層と下部二疊系最下部によって占められ、岩体内部に背斜構造が推定できる。残りの 3 岩体については、データ不足のため、岩体内部構造は分からないが、背斜構造の推定を否定するデータは認められない。

iii) 岩体の南東縁の狭い部分は、中部二疊系中・上部

(*Neoschwagerina* 帯) または上部二疊系最下部 (*Yabeina* 帯) によって占められる。ただし、B4 岩体の南東縁部では、このような若い石灰岩は未確認である。

これらの石灰岩体は、5 つの分離した異地性岩体に分かれる以前には、非常に細長い、連続した石灰岩の“帯”を作っていたと思われる。

7.3 B2 岩体 (荒倉ボラ中流域の西部)

荒倉ボラの中流域において、荒倉ボラとその北の明山ボラとを分ける尾根に分布する。走向方向の長さは約 300 m。幅は約 200 m。ただし、岩体の東部では、岩体の南限の境界線は、直線状ではなく、SE に凸な弧状をなす。このため、岩体の東半部では、幅は 100 m 前後へと減少する。

7.3.1 B2 岩体から産出する紡錘虫

B2 岩体では、下記の 6 地点において、紡錘虫が採集された。

地点 HI-101 で採集した標本では、次の 2 種類の紡錘虫石灰岩が識別された。それらは産出層準が少し異なるものと思われる。

産地 **HI-101-a**

Triticites sp. (cf. *T. sp.* NIHKAWA, 1978)

この標本では、小型の *Triticites* が密集して産出する。*Triticites* の種名は決められなかった。しかし、高山市北東の福地地域の一の谷層群における *Triticites* (上部石炭系上部層) の上部から記載された、*Triticites* sp. (NIHKAWA, 1978) に一致する種が認められた。HI-101-a には、*Triticites* 以外の *Schwagerinid* は見られない。HI-101-a の層準は、恐らく上部石炭系の上部層 (狭義の *Triticites* 帯) であろう。ただし、下部二畳系の下部層である可能性も残されている。

産地 **HI-101-b**

Schwagerina cf. *etoi* TORIYAMA

S. ? spp.

Triticites cf. *exsculptus* IGO

T. ? sp.

この標本では、*Triticites* と、*Schwagerina* とが共存する。*Schwagerina* のなかには、秋吉台の下部二畳系中部層 (*Pseudofusulina vulgaris* 帯) から記載された *Schwagerina etoi* (TORIYAMA, 1958) によく類似した紡錘虫が認められた。*Triticites* のなかには、高山市北東の福地の上部石炭系 (*Triticites* 帯) の上部から記載された、*T. exsculptus* (IGO, 1957) と思われる紡錘虫がある。*Schwagerina* cf. *etoi* と *T. cf. exsculptus* とは、同一薄片内で共存する。HI-101-b の層準は恐らく、下部二畳系下部層の上半部を代表するのであろう。

地点 HI-106 において採集した標本でも、次の 2 種類の紡錘虫石灰岩が識別された。これらは、産出層準が少し異なると思われる。

産地 **HI-106-a**

Triticites cf. *nakatsugawensis* var. *hemmi* MORIKAWA

T. spp.

この標本では、小型の *Triticites* だけが含まれる。保存状態が悪く、種名の決定は困難である。しかし、小型の *Triticites* の中には、関東山地の *Triticites* 帯 (上部石炭系の上部層) から記載された、*T. nakatsugawensis hemmi* (MORIKAWA, 1953) と思われる紡錘虫が含まれる。HI-106-a の層準は、恐らく、上部石炭系上部層 (*Triticites* 帯) であろう。

産地 **HI-106-b**

Triticites sp. A

T. sp. B

T. spp.

Schwagerininae gen. sp. indet.

この標本では、*Triticites* が多い。そのほかに、*Triticites* よりはむしろ *Schwagerina* (または小型 *Pseudofusulina*) に近いと思われる紡錘虫もまれに含まれるが、これは破片で、属の決定も不可能である。*Triticites* には小型のものと、比較的大型のものがある。小型の *Triticites* の中の、*T. sp. A* としたものは、秋吉台の *T. simplex* 帯 (下部二畳系の下部層) と *Pseudofusulina vulgaris* 帯 (下部二畳系の中部層) とから記載された *T. suzukii* (OZAWA) 及び *T. tantula* TORIYAMA (TORIYAMA, 1958) に類似性を示す。比較的大型の *Triticites* の中で、*T. sp. B* とした種は、初房が少し大きい点を除けば、イラス谷の I3 岩体における下部二畳系下部層土から記載された *T. onoensis* KANUMA、及び九州の矢山岳石灰岩における下部二畳系の下部層から記載された *T. yayamadakensis* var. *evectus* KANMERA (KANMERA, 1958) に類似性を持つ。したがって、HI-106-b の層準は、下部二畳系の下部層に属する。恐らく、下部二畳系の下部層の上半部を代表するのであろう。

地点 HI-105 で採集した標本の中では、次の 2 種類の紡錘虫石灰岩が識別された。これらは産出層準が少し異なると思われる。

産地 **HI-105-a**

Triticites aff. *nakatsugawensis* MORIKAWA

T. spp.

この標本では、*Triticites* が多量に含まれている。*Triticites* 以外の *Schwagerinid* は見られない。標本の数はただ一個にすぎないが、*T. aff. nakatsugawensis* が見出されるから、HI-105-a の層準は、恐らく *Triticites* 帯 (上部石炭系上部層) の最上部であろう。なお、*T. nakatsugawensis* は、先に述べたように、大原層における *Triticites* 帯の上部亜帯 (*T. kiyomiensis* 亜帯) の構成種である。

産地 **HI-105-b**

Acervoschwagerina sp.

HI-105-b では、*Acervoschwagerina* だけが認められ、他の紡錘虫は存在しない。HI-105-b の層準は下部二畳系の中-上部である。地点 HI-105 では、下部二畳系下部層が確認できない。ここでは、下部二畳系中・上部が上部石炭系上部層と直接接しているのであろう。

産地 **HI-79 (= HI-102)**

Pseudofusulina knaffti var. *magna* TORIYAMAMA

P. spp.

Mesoschubertella sp.

HI-79では、Schwagerinidとしては*Pseudofusulina*だけが認められ、*Triticites*は見い出されない。*P. krafftii magna*は下部二畳系の中層と上層とに産出するが、特に上層の中にしばしば産出する。HI-79の層準は、下部二畳系の中層の上層または下部二畳系の上層と見なされる。

地点HI-95において採集した標本の中では、次の2種類の紡錘虫石灰岩が識別される。HI-95-aは大きな露頭の北部に、HI-95-bは大きな露頭の南部に、それぞれ産出する。

産地 HI-95-a

Pseudofusulina spp.

Aceroschwagerina aff. *endoi* HANZAWA

Misellina spp.

この標本の中では、*Pseudofusulina*が多く、*Aceroschwagerina endoi*と思われる紡錘虫をしばしば伴う。まれに*Misellina*を少量伴う。HI-95-aの層準は、下部二畳系中層の上層または下部二畳系上層と見なされる。

産地 HI-95-b

Neoschwagerina aff. *margaritae* DEPRAT

N. cf. minoensis DEPRAT emend. OZAWA

N. spp.

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

この標本は、*Neoschwagerina*と*Verbeekina*とにより特徴づけられる。*N. spp.*と記したもののなかには、*N. craticulifera*型のものもあるが、それは比較的まれである。HI-95-bの層準は、*Neoschwagerina*帯(中部二畳系中・上層)よりは、むしろ*Yabeina*帯(上部二畳系の下層)と見なされる。

産地 HI-100

Neoschwagerina minoensis DEPRAT emend. OZAWA

N. spp.

Verbeekina verbeeki GEINITZ

*N. spp.*と記されたものの多くは、*N. margaritae*型である。HI-100の層準は、恐らく上部二畳系の下層(*Yabeina*帯)であろう。HI-100の石灰岩は、その化石内容から見ても、露頭の位置関係から見ても、HI-95-bの石灰岩の北西延長にあたる。

7.3.2 B2岩体に属すると判断される石灰岩から鹿沼により記載された紡錘虫

i) KANUMA (1958a)は、荒倉ボラのある石灰岩から*Pseudofusulina krotowi*, *P. vulgaris* var. *fusififormis*及び*P. vulgaris* var. *pseudowatanabei*が産出することを述べた。その後、KANUMA (1959)は、上記の*Pseudofusulina* 3種のうち、1番目の種と3番目の種を記載した。この紡錘虫石

灰岩の産地をK-B1とよぶ。化石産地K-B1の地理的位置に関する推定を以下に述べる。

鹿沼(1953a)では、上記の*Pseudofusulina*(産地K-B1)は*Pseudofusulina*帯に属する。この鹿沼の地質図では、荒倉ボラの流域に、*Pseudofusulina*帯の化石産地が3つ記されている。これらのうち、西部の化石産地をaと呼ぶ。aは、7.1.2.の項において筆者が“第一の石灰岩”と呼んだもの(B2岩体の北東半部)である。中部の化石産地は、荒倉ボラの谷の右岸(北岸)の小さな石灰岩で、bと呼ぶ。東部の化石産地は、荒倉ボラの上流の小さな石灰岩で、cと呼ぶ。

鹿沼の地質図における化石産地b及びcを、新しい地質図上に、三角点1,188.5mに対する位置関係から推定してみる。化石産地bは、筆者の化石産地HI-107からSESへ約150m離れた地点に落ちるが、石灰岩の大きさ、大局的な地形、産出化石などを総合して、鹿沼の化石産地bはHI-107の石灰岩である、と筆者は判断する。化石産地cは、筆者の化石産地HI-104から、S12°Eの方向へ約280mも離れた地点に落ちるが、前回と同様な理由から、化石産地cは地点HI-104の石灰岩である、と筆者は判断する。

KANUMA (1958a)は、典型的な下部二畳系中・上層(=*Pseudofusulina*帯)の紡錘虫ファウナとしてあげた2つの化石群—このうちの1つが産地K-B1の化石群である—では*Pseudofusulina*は*Triticites*と共存しない、ということを強調した。化石産地cにあたりと判断される化石産地HI-104では、*Pseudofusulina*と*Triticites*が共存する。したがって、化石産地cは問題の化石産地K-B1ではない、と判断できる。化石産地bにあたりと判断される化石産地HI-107及びその付近の石灰岩は、化石に乏しく、化石が薄片中に見い出される場合でも、保存の悪い*Pseudofusulina*の破片が少量含まれるにすぎない。

したがって、化石産地aが問題の化石産地K-B1であろうと筆者は推定する。言い換えると、7.1.2において、第1の石灰岩(=B2岩体)と呼んだもの、すなわち、B2岩体の北東半部の石灰岩が化石産地K-B1の石灰岩である、と推定される。

更に、鹿沼が荒倉ボラの*Pseudofusulina*帯から報告した紡錘虫の産地K-B1はB2岩体の北西部(産地HI-102の付近)であろう、と筆者は判断する。

産地 K-B1 (B2岩体の北西部。HI-102の付近?)

Pseudofusulina krotowi (SCHELLWIEN)

P. vulgaris var. *pseudowatanabei* KANUMA

P. vulgaris var. *fusififormis* (SCHELLWIEN)

K-B1の層準は下部二畳系の中層である。

なお、B2岩体をNE-SW方向に縦断する尾根とその北東斜面は、下部二畳系の中-上部(産地HI-79, HI-102, HI-105-b)の分布域である。この地域の北東部(HI-79, HI-102)では下部二畳系上部層が確認された。南西部の石灰岩(HI-105-b)は下部二畳系中部層の可能性が高い。したがって産地K-B1の産地はHI-105-bの付近である可能性も残されている。

ii) KANUMA (1958a)は、荒倉ボラの中部二畳系の中-上部層に*Neoschwagerina margaritae*と*Verbeekina verbeeki*とが産出することを報告し、KANUMA (1960)の中で、荒倉ボラのある石灰岩から*Verbeekina ellipsoidalalis*を記載し、それが*Neoschwagerina* sp.と共存することを述べた。鹿沼により記載された*Verbeekina*の産地を産地K-B2とよぶ。

鹿沼の地質図(鹿沼, 1953a)によれば、荒倉ボラの*Neoschwagerina-Verbeekina*帯(中部二畳系中・上部)とされた地域の石灰岩に、7地点に化石産地の記号がしるされている。このうちの1つ、地点HI-111(A0岩体の一部)では、*Triticites*を含む石灰岩(石炭紀または二畳紀最前期)だけが認められることから見て、明らかに誤りである。このことは鹿沼が荒倉ボラ流域の東南の半分の地域全体を*Neoschwagerina-Verbeekina*帯と見なしたため、その地域内の紡錘虫石灰岩をすべてこの化石帯に無理に押し込んだ、という事情によるものであろう。後述する産地K-B7を除いて、他の5つの化石産地には、*Neoschwagerina*を含む石灰岩が認められた。筆者は荒倉ボラ流域の6地点において、*Neoschwagerina*帯の石灰岩を見い出したが、そのうちで、*Verbeekina*を含む石灰岩は、B2岩体の東南端の産地HI-95-bと、その北東への直接的な走向延長である産地HI-100とである。これらの石灰岩には、保存の良い*Verbeekina*が多数見い出される。鹿沼が記載した*Verbeekina*の産地K-B2は、産地HI-95-bとHI-100とを含むB2岩体の南東縁部である、と筆者は判断する。鹿沼(1953a)の地質図では、非常に細長い石灰岩体の西南端、筆者の産地HI-95-bの付近に、化石産地が記されている。これが産地K-B2であると筆者は判断する。

産地 K-B2 (B2岩体の東南縁部, HI-95-bか、またはその付近)

Verbeekina ellipsoidalalis CHEN

Neoschwagerina cf. *margaritae* DEPRAT

K-B2の層準は中部二畳系の上部層(*Neoschwagerina*帯)である。

7.3.3 B2岩体の地質構造

B2岩体は石灰岩だけからなる。石灰岩の層理面が見

られないため、地質構造を解析する直接的な手がかりは見当たらない。しかし、石灰岩から産出する紡錘虫群集の年代を判定し、各層準の示す地理的配列のパターンから、大局的な地質構造を解明することは可能である。

B2岩体における種々の層準の地理的配列は、次のとおりである。北西より南東へと

- i) 下部二畳系の上部層(産地HI-102)
- ii) 下部二畳系の中-上部(産地HI-105-b)
- iii) 上部石炭系の最上部(産地HI-105-a, HI-106-a, 及びHI-101-a)。この3つの化石産地は、B2岩体の延びの方向に一致したNE-SW方向の非常に狭いベルトの中に位置する。このベルトはB2岩体の中軸部を表す)
- iv) 下部二畳系の下部層(産地HI-106-b及びHI-101-b)
- v) 下部二畳系の中層(産地HI-95-a)
- vi) 上部二畳系下部層-中部二畳系上部層(HI-95-b及びHI-100)。これら2つの産地はB2岩体の東南縁部を代表する

以上のデータから、B2岩体が、上部石炭系の最上部層(*Triticites*帯)からなる中核部をもった、背斜構造である、と解釈できる。この構造を付図A-5に概念的に表す。

B2岩体の幅は約200mである。上部二畳系の下部層(*Yabeina*帯)からなる南東縁部の幅を15mと見なし、上部石炭系の上部層(*Triticites*帯)からなる中軸部の幅を30mと見なす。その場合、下部二畳系の分布域は、背斜の北西翼では幅70m、南東翼では幅85mとなる。

付図A-5に示されるように、北西翼部では、下部二畳系の下部層が確認されていない。それが欠除している可能性が高い。南東翼でも、下部二畳系下部層の分布域の幅は非常に狭い。15mか、それ以下と推定される。ここでも下部二畳系下部層のかなりな部分、少なくとも下部層の下半部が失われている可能性がある。

B2岩体の背斜の中で相対的に最も若い南東翼の下部二畳系産地HI-95-aは、恐らく下部二畳系中部層の上半部を代表する。南東翼では下部二畳系上部層が欠けていると考えられる。

7.4 B1岩体(荒倉ボラ中流域の東部)

B1岩体の長さは約400、幅約100mである。

石灰岩は化石に乏しいが、B1岩体の南西部の2地点で紡錘虫が見い出された。明山林道ではB1岩体の北東端部の、ほぼ連続した露頭が見られるが、林道沿いでは紡錘虫を見出すことはできなかった。

B1岩体の北西部(HI-109)及び南西部(HI-110)におい

て、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-109

Triticites montiparus [EHRENBERG (MÖLLER)]

T. cf. ozawai TORIYAMA

T. sp. C

Pseudofusulina ? sp.

HI-109 から採集された標本は、特徴的に *Triticites* に富む。しかし、*Triticites* よりは大型の紡錘虫で、*Pseudofusulina* と思われる紡錘虫をも少量含む。*Triticites* sp. C とした種は、HUZIMOTO (1936) により関東山地から *Triticites simplex* として記載されたものに良く類似するが、後者より初房が大きい。恐らく新種であろう。*Triticites cf. ozawai* と記した紡錘虫は、正縦断面ではないが、秋吉台の *Triticites simplex* 帯(下部二畳系の最下部) から記載された *Triticites ozawai* (TORIYAMA, 1958) に、その特徴が良く似ている。HI-109 の *Triticites* はいずれも、少量の *Pseudofusulina* ? sp. と共存する。HI-109 の層準は下部二畳系下部層の上半部と思われるが、下部二畳系中部層の下半部かも知れない。

地点 HI-110 で採集された標本には、2 種類の紡錘虫石灰岩が認められる。HI-110-a は、沢の右岸(北西側)の石灰岩から産出したもので、*Triticites* に富むのを特徴とする。HI-110-b は、*Neoschwagerina* を含む石灰岩の転石である。これは沢の左岸(南東側)の石灰岩に由来し、B1 岩体南東縁を代表すると思われる。

産地 HI-110-a

Triticites spp.

Pseudoschwagerina ? sp.

HI-100-a の標本では、*Triticites* が圧倒的に優勢であり、大型の *Triticites* が多い。*Pseudoschwagerina* の破片と思われるものがまれに含まれ、*Triticites* と共存する。HI-110-a の層準は、下部二畳系の下部層と見なされる。

産地 HI-110-b

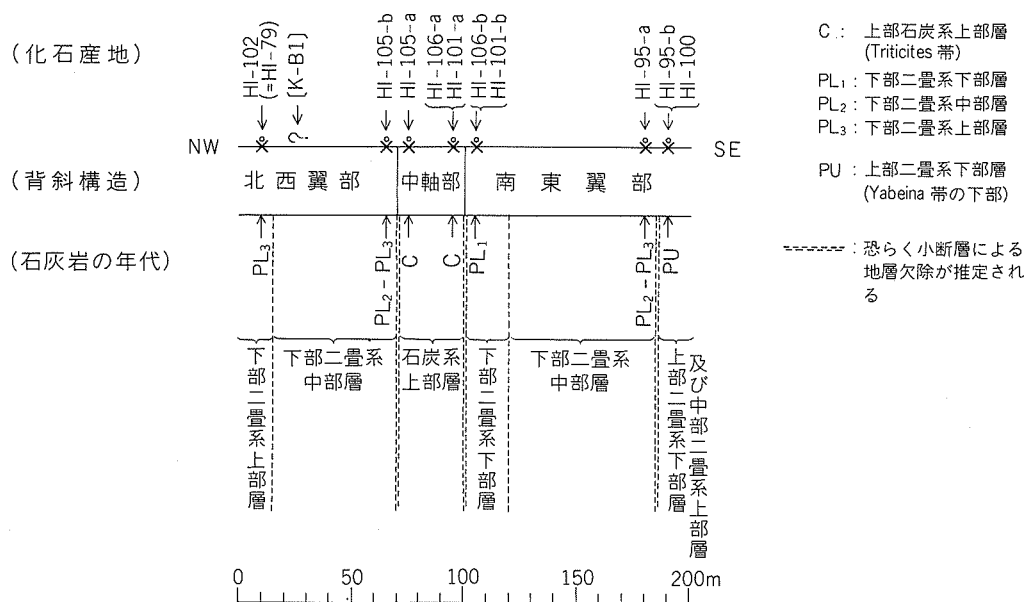
Neoschwagerina sp.

HI-100-b の標本では、*Neoschwagerina* の破片だけが含まれる。HI-110 の層準は、中部二畳系の中- 上部(*Neoschwagerina* 帯)である。

B1 岩体では、3 つの化石産地において、地層の年代が判明したにすぎない。地質構造を推定するにはデータが少なすぎる。

産地 HI-110-b (中部二畳系中- 上部, *Neoschwagerina* 帯) は、B1 岩体の南東縁部を特徴づける。HI-110-b の地質構造上の位置は、B2 岩体における *Yabeina* 帯の石灰岩のそれに相当する。

B2 岩体の南東の境界線は、B2 岩体の東半部では、NE に凸な弧状の線を描き、このため岩体の幅は約 100 m と減少する(付図 A-6)。岩体の幅が約 100m であることは、B1 岩体と B2 岩体東半部に共通である。B1 岩体の幅が約 100m にすぎないにもかかわらず、岩体の南東縁部が若い地層(*Neoschwagerina* 帯または *Yabeina* 帯)によ



付図 A-5 B2 岩体の NW-SE 方向の断面模式図 (垂直層を相対して地形の効果が無視できるものとし、単純化して地層配列傾向を示す)

り占められることは、B1 と B2 の両岩体に共通である。

7.5 B3 岩体 (荒倉ボラ下流域)

B3 岩体の幅は約 200 m, 長さは約 300 m である。なお、B3 岩体では、岩体南東縁部の *Neoschwagerina* 石灰岩分布域の中に、厚さ 2-3 m の緑色岩類が見い出された。これは偽礫状の石灰岩を含む。

B3 岩体では、下記の 4 地点において、紡錘虫が見い出された。

産地 HI-121

Pseudofusulina spp.

HI-121 で採集された標本では、*Pseudofusulina* だけが含まれる。その *Pseudofusulina* はすべて破片化しており、種名が決定できない。HI-121 の層準は下部二畳系の中-上部。

産地 HI-123

Pseudofusulina spp.

HI-123 の *Pseudofusulina* のなかには、*p. krafftii* var. *magna* タイプのものが認められた。HI-123 の層準は、恐らく下部二畳系上部層と思われる。

B3 岩体の分布する尾根の西斜面には、数地点に石灰岩の大きな露頭が見られる。これらの露頭から由来した転石の中には、*Pseudofusulina* を含む石灰岩が認められたが、それをもたらした露頭は特定できなかった。尾根の西斜面は下部二畳系が広く分布すると推定される。なぜなら、転石のなかには、*Neoschwagerina* 石灰岩は見い出されないからである。

地点 HI-122 で得られた標本では、2 種類の紡錘虫石灰岩 (HI-122-a 及び HI-122-b) が認められた。a は露頭の北部を、b は恐らく南部を代表する。

産地 HI-122-a

Pseudofusulina spp.

Schwagerina spp.

HI-122-a の標本では、*Pseudofusulina* と *Schwagerina* が共存する。HI-122-a の層準は下部二畳系の中-上部である。

産地 HI-122-b

Neoschwagerina spp.

Neoschwagerina spp. としたもののなかには、*N. craticulifera* タイプのものが多く認められる。HI-122-b の層準は中部二畳系中-上部である。*Neoschwagerina craticulifera* 帯 (中部二畳系中部層) かも知れない。

産地 HI-260 (= HI-119)

Neoschwagerina aff. *muratai* MORIKAWA & SUZUKI

N. aff. craticulifera (SCHWAGER)

Parafusulina ? sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

この標本では、*Neoschwagerina* がかなり多く含まれる。*N. muratai* は赤坂石灰岩の *N. margaritae* 帯から記載された種である (MORIKAWA & SUZUKI, 1961)。HI-119 の層準は *Neoschwagerina* 帯の上半部 (*N. margaritae* 帯, 中部二畳系上部層) に属する、と考えられる。

B2 岩体において背斜構造の中軸部を作った石炭系上部層 (*Triticites* 帯) は、B3 岩体には確認できなかった。B2 岩体の中軸部の北西側と南東側において、*Triticites* 帯の地層の上に乗った下部二畳系下部層 (進化した *Triticites* に富む層準) も、B3 岩体では確認できなかった。岩体中軸部から化石が見い出されていないため、B3 岩体の内部に背斜構造があるかかないかは、分からない。

産地 HI-260 (中部二畳系上部層) と HI-122-b (中部二畳系中-上部) は、B3 岩体の南東縁部に位置する。若い地層が岩体の南東縁部を占めることは、B3 岩体、B2 岩体、B5 岩体及び B1 岩体に共通した、B 岩体群の著しい特徴である。

7.6 B4 岩体 (明山ボラ下流域)

B4 岩体の幅は、B3 岩体や B2 岩体より少し狭く約 180m と見積られる。NE-SW 方向での長さは 100m 程度に過ぎない。B4 岩体では、地点 HI-76 において、紡錘虫石灰岩が見い出された。

地点 HI-76 の石灰岩から次の 2 種類の紡錘虫石灰岩が認められた。

産地 HI-76-a

Triticites kuroiwaensis TORIYAMA

T. subnathorsti (LEE)

T. spp.

この標本では、*Triticites* だけが含まれ、HI-76-a の層準は、下部二畳系の下部層である。

産地 HI-76-b

Pseudofusulina spp.

P. aff. aganoensis FUJIMOTO

Acervoschwagerina aff. *endoi* HANZAWA

Paraschwagerina ? sp.

Triticites ? sp.

この標本では、*Pseudofusulina* が多い。HI-76-b の層準は、下部二畳系の中部層 (*Pseudofusulina vulgaris* 帯) である。

鹿沼 (1953a) の中に掲載された地質図には、B4 岩体の北西縁に近い地点 (地点 K-B4) と、地点 HI-76 またはそのすぐ南の地点とに、レンズ状の石灰岩が画かれており、そのおのおのに "*Pseudoschwagerina* 帯" (下部二畳系

の中-下部)の化石産地が記されている。鹿沼による化石産地のうち、南部のものが産地 HI-76-b にあたると思われる。

鹿沼による北部の化石産地 K-B4 から産出した紡錘虫の種名は鹿沼のどの論文にも述べられていないが、二畳紀前期の前半を示す紡錘虫が産出したことは明らかである。

産地 K-B4

“*Pseudoschwagerina* 帯”(二畳紀前期の前半)の紡錘虫 B4 岩体の中で紡錘虫により石灰岩の年代が判明しているのは、2 地点(地点 HI-76 及び K-B4) だけである。このデータだけからでは地質構造は推定できない。

また、B4 岩体では、岩体の東南縁部にその存在が期待される *Neoschwagerina-Yaberina* 帯の石灰岩は未確認である。

7.7 B5 岩体(明山の北方)

B5 岩体の幅は約 200m。NE-SW 方向への岩体の長さは短く、約 150m にすぎない。

B5 岩体では、熱変成を受けて再結晶した石灰岩が多く、化石の発見は非常に困難である。筆者は岩体の南東縁に近い地点 HI-62 において、紡錘虫石灰岩を見出した。

産地 HI-62

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT

N. cf. craticulifera (SCHWAGER)

HI-62 の層準は中部二畳系の上部層 (*N. margaritae* 帯) と考えられる。

上記の産地以外では筆者は化石を発見できなかった。しかし、鹿沼(1952)は、「この石灰岩は……中部に *Triticites cf. montipana* を多く含み、共有化石の点からも Uralian のものである」と述べている。この化石産地を産地 K-B5 と呼ぶ。この引用文における *T. cf. montipara* は *T. cf. montiparus* [EHRENBERG (MÖLLER)] と改称すべきである。

産地 K-B5

Triticites cf. montiparus [EHRENBERG (MÖLLER)]

T. sp.

K-B5 は、鹿沼によれば、*Triticites* 帯(上部石炭系上部層)である。

なお、鹿沼(1952)の記述から、*T. montiparus* は狭義の *Triticites* 帯だけでなく二畳紀の最前期からも産出する、と鹿沼が考えていたことがうかがわれる。産地 K-B5 に関する記事は、その後のどの論文にも見られず、その実態は不明である。したがって K-B5 が下部二畳系下

部層に属する可能性が残されている。その場合でも、K-B5 は下部二畳系下部層の最下部〔たとえば OTA (1977)の秋吉台の生層序区分における Pl α 1, *T. simplex* 亜層に相当]であり、次に述べる K-B6 よりも下位の層準を表すのであろう、と筆者は判断する。なお、K-B5 は B2 岩体の上部石炭系上部層(産地 HI-105-a, HI-106-a, HI-101-a)に、化石内容も、それが岩体軸部に位置することも類似することに注目する。

さらに、鹿沼(1952)は、B5 岩体の「北限において *Pseudoschwagerina orientalis*, *Triticites powwoensis*, *T. montipara* を含み、狭義の *Pseudoschwagerina Zone* を示す化石を含む転石を得た」ことを述べた。この化石の産出地点を K-B6 と呼ぶ。鹿沼(1958a)によれば、産地 K-B6 から下記

産地 K-B6

Pseudoschwagerina orientalis FUJIMOTO

Triticites sp.

Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER

K-B6 の層準は下部二畳系下部層の上半部と考えられる。

B2 岩体に認められた背斜構造が B5 岩体の中にあるとすれば、B2 岩体の中における種々の地層の配列のパターンは、B5 岩体の中にも認められるはずである。この見地から、先に述べた3つの化石産地の年代を解釈する。

B5 岩体の中央部の産地 K-B5 において、古い地層(*Triticites* 帯, 上部石炭系の上部)が認められるのは、背斜構造の中軸部の表れである、と解釈できる。

B5 岩体の北部の産地 K-B6 において確認された下部二畳系下部層は、背斜構造の北生翼部の一部として、解釈できる。

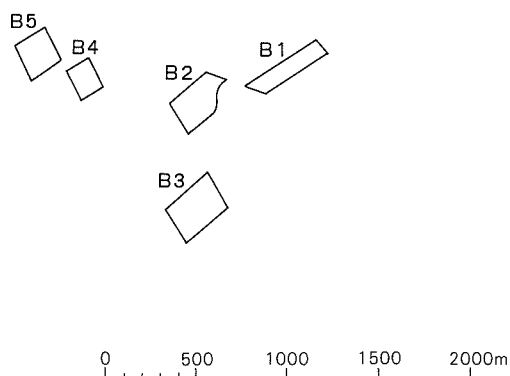
B5 岩体の中にその存在が期待される背斜構造の南翼部に関しては、それを裏づけるデータは無い。しかし、B5 岩体の南東縁部が、B1, B2, B3 の3岩体の場合と同様に、若い地層(*Yabeina* 帯-*Neoschwagerina* 帯)によって占められることは、産地 HI-62 の *Neoschwagerina* 石灰岩によって証明される。

要するに、B2 岩体において認められた背斜構造、及び岩体南東縁部に特徴的な *Neoschwagerina* 石灰岩の狭いベルトは、B5 岩体の3つの化石産地の示す年代から見て、B5 岩体にも推定できる。

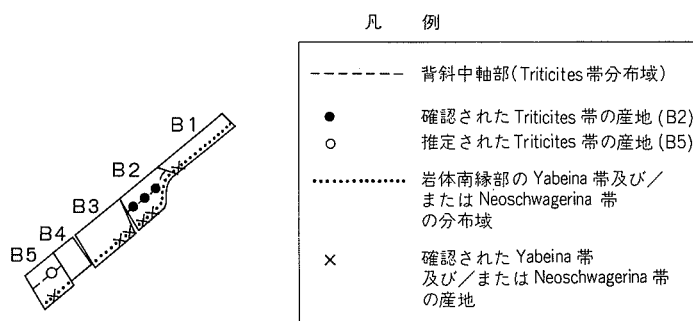
7.8 B 岩体群 (B1, B2, B3, B4 及び B5) の分離以前の、元の形の復元

B1, B2, B3, B4 及び B5 の5岩体は、それぞれ隣りの岩体と岩体の幅が合致するだけでなく、岩体を構成する

B 岩体群の現在の配置



分解前の状態への復元



付図 A-6 B 岩体群の(現在の配置)復元図

石灰岩の年代に関して、本質的な共通性が認められる。隣の岩体との間に NW-SE 方向の横ずれを想定し、これによって生じる岩体の相対的な横ずれ移動を元に戻せば、2 岩体はほとんどギャップなしに接合する。このような操作を岩体すべてについて行くと、5 岩体は非常に細長い、長さ約 1,400m の石灰岩の“帯”となる。この“帯”の幅は約 200m、東北端部 (B2 岩体の東半部と B1 岩体) では約 100m であり、NE-SW に走る。付図 A-1 に示された岩体の形に基づいた、B 岩体群の復元を付図 A-6 に示す。

一般走向に直交する NW-SE 方向での、岩体間のずれの量は、B5 岩体と B4 岩体との間で最も小さく約 200 m であるが、B4 岩体と B3 岩体との間で最も大きく、約 650m に達する。このような顕著なずれは、水平移動断層によって生じたとすれば、断層運動の影響は、石灰岩体を取り巻く他の岩石にも当然生じるはずである。し

かし、石灰岩を取り巻く砕屑岩層の褶曲構造の完成後に、このような著しい断層運動が生じたとは、考えにくい。問題の NW-SE 方向の断層の想定される区域には、このような大きな横ずれ断層運動を示唆する現象は、認められない。また、各岩体の北東端や南西端には、明白な断層の露頭は認められない。

細長い石灰岩の“帯”の 5 岩体の分解は、ジュラ紀の坂本峠層の堆積期に既に生じていたと考えられる。しかし、堆積期の末期に、非常に細長い“帯”が、砕屑物と共に斜面を滑り下がる運動の過程において、既成の NW-SE 性の弱線に沿って割れ、5 つの岩体に分かれ、それぞれ独自の移動を行い、現在見られるような 5 岩体の位置関係が生じた、と考えることもできよう。

ちなみに、萩原図幅地域内で、壊れないで残っている、細長い石灰岩の“帯”の長さは、次の項 (7.9) で述べる明山ボラ中-上流域の C 岩体において最も長く、約

500 mである。後の項で述べる田口の石灰岩岩体では、岩体の長さは約1,200 mに達するが、その幅は約500 mもあり、この岩体の形は細長い“帯”ではなく、むしろ台形である。

7.9 C岩体(明山ボラ中・上流の北西部)

C岩体は、幅は最も広い所でも約60 mにすぎないが、谷の北西山腹に沿ってNE-SW方向に長く続き、長さ約500 mに達する。C岩体もほとんど石灰岩だけからなる。しかし、ところによっては(たとえば地点HI-71)、緑色岩類を伴うことがある。

石灰岩は化石に乏しいが、C岩体の南西端部に近い地点HI-87、岩体の中央部を代表する地点HI-71、及び岩体の北東端部の地点HI-215(明山林道)において、紡錘虫が見い出された。

産地 HI-87

Neoschwagerina spp.

Chusenella sp.

HI-87は*Neoschwagerina*帯(中部二畳系中-上部)に属する。*Chusenella*は*Neoschwagerina*帯の下部から出現し始めるが、*Neoschwagerina*帯の上部と*Yabeina*帯に産出する場合が多い。HI-87の層準は、恐らく*N. margaritae*(中部二畳系の上部層)であろう。

産地 HI-71

Neoschwagerina cf. *margaritae* DEPRAT

HI-71の層準は*N. margaritae*帯(中部二畳系の上部層)と考えられる。

地点HI-71の付近は石灰岩体の幅は広く、約60 mと見積られる。北側に薄いチャートを伴う。

鹿沼(1953a)によれば、産地HI-71に当たる地点に、*Neoschwagerina*帯の化石産地が記されている。この化石産地をK-C1と呼ぶ。産地HI-71は、坂本峠から明山ボラ流域に通じる古い山道に面している。KANUMA(1960)では、鹿沼のそれ以前の論文において*N. margaritae*または*N. cf. margaritae*の種名を、*N. sp. A*として記載した。*N. sp. A*の産地の1つとして、明山ボラがあげられている。この産地がK-C1であることは明白である。

産地 K-C1(恐らく産地HI-71の付近)

Neoschwagerina sp. A

産地 HI-215

Neoschwagerina sp.

HI-215の層準は*Neoschwagerina*帯である。

産地HI-215の付近では、明山林道に沿って、C岩体の石灰岩の連続露頭が見られる。ところどころに緑色岩類の薄い挟みが見られる。明山林道に沿った露頭では、C

岩体の幅は30 m程度である。C岩体の石灰岩は、その主要な部分が*N. margaritae*帯に属すると思われる。

7.10 明山ボラ流域の小さな石灰岩体

明山ボラ流域には、先に述べたB4岩体、C岩体、及びA岩体西半部を除けば、石灰岩は少ない。明山ボラの入口、B2岩体の北西方、及びA岩体西半部の南東方に、紡錘虫石灰岩の小岩体が見い出されたにすぎない。

明山ボラの入口から北東へ約50 mの地点HI-75に、幅数mのレンズ状の石灰岩が見られる。これは小さな異地性岩体と見なされる。ただし、すぐ近くのある露頭に由来する巨大な転石の可能性もないわけではない。次の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-75

Mesoschubertella cf. *thompsoni* SAKAGAMI

Acervoschwagerina sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

*Acervoschwagerina*は種属不明のSchwagerinidと共存する。Schwagerinidには、*Pseudofusulina*の破片と思われるものも、*Triticites*の破片と思われるものも見られるが、いずれも属の確認が出来ない。*Mesoschubertella*を含む標本には、他の紡錘虫は含まれない。HI-75の層準は下部二畳系の中部層(*Pseudofusulina vulgaris*)と考えられる。

B2岩体の北東約200 mの地点HI-77では、幅2 m程度の小さなレンズ状の石灰岩が、山腹に露出する。石灰岩は緑色岩類と共存し、緑色岩類の中に取りこまれたような産状を呈する。下記の紡錘虫が見い出された。

産出 HI-77

Pseudofusulina spp.

Schwagerina krotowi (SCHELLWIEN)

Triticites aff. *simplex* (SCHELLWIEN)

T. sp.

HI-77の石灰岩では肉眼的に*Pseudofusulina*の多いが目につく。*Pseudoschwagerina*と思われる紡錘虫もまれに見い出されたが、これを薄片中で確認することはできなかった。HI-77の層準は下部工畳系の中部層(*Pseudofusulina vulgaris*帯)と見なされる。

A岩体の北西縁から北北西へ約200 m、明山ボラの谷の上流の地点HI-88に、幅5 m前後の小レンズ状の石灰岩が露出する。石灰岩は緑色岩類(火山砕屑岩)を伴う。この石灰岩から筆者は化石を見い出さなかった。KANUMA(1958a, b)は明山ボラの「谷頭」のある石灰岩から、次の産出を報告した。

産地 K-A1 (= HI-88)

Triticites exigus (SCHELLWIEN & STAFF)

K-A1の層準は下部二畳系の下部層である。

A 岩体西半部の南東縁から南東へ数 10 m 離れた地区に、次の二つの紡錘虫石灰岩の小露頭が見い出された。

産地 **HI-116**

Acervoschwagerina endoi HANZAWA

Pseudofusulina spp.

Triticites spp.

HI-116 で得た標本の中では、*Pseudofusulina* に富む石灰岩が多く、*Acervoschwagerina* と共存することもある。*Pseudofusulina* の一部はいわゆる“*P. vulgaris*”タイプである。*Triticites* は小型であり、それを含む標本の中は *Pseudofusulina* は見られない。HI-116 の層準は下部二畳系の中部層 (*P. vulgaris* 帯) である。

産地 **HI-112**

Acervoschwagerina endoi HANZAWA

Pseudofusulina spp.

この標本では *Pseudofusulina* が多く、たいていの場合、*A. endoi* を含む。石灰岩中に *Acervoschwagerina* が多量に含まれるのが、HI-112 の露頭観察において、まず目につく。高山市北方の丹生川地方では、*A. endoi* は下部二畳系の中-上部に産出する (Igo, 1964, 1965, 1967) が、この種が特に多産するのは下部二畳系上部層においてである。HI-112 の層準は下部二畳系の中-上部に対比されるが、恐らく下部二畳系の上部層を代表するのであろう。

HI-112 と HI-116 の石灰岩は、A 岩体の延びの方向である N40° E の線上に並ぶ。両地点は約 50 m しか離れていない。しかし、HI-116 は、*Pseudofusulina* に富み、HI-112 は *Acervoschwagerina* に富む、という含有化石の違いがあり、年代も異なると考えられる。したがって、両石灰岩体は別個の小さな異地性岩体である、と見なしておく。

7.11 荒倉ボラ流域の小さな石灰岩体

荒倉ボラ流域には、A 岩体、B1 岩体、B2 岩体及び B4 岩体のほかに、幅 10-20 m またはそれ以下の、小さな石灰岩体が多数認められる。幅が数 10 m に達する、かなり大きな岩体も、まれに見られる。

A 岩体から北西へ約 80 m の地点には、幅 2 m 程度の、非常に小さな石灰岩の露頭が認められた。この石灰岩は下記の紡錘虫を含む。

産地 **HI-104**

Triticites spp.

Pseudofusulina sp.

Nankinella sp.

この層準は、下部二畳系の中-下部である。

HI-104 の露頭より約 20 m 高い所を、明山林道が通っている。林道工事のズリに覆われたため、昭和 60 年の地

質調査の際には、この露頭は見られなかった。A 岩体と B1 岩体との間を NE から SW へと流れる沢の両側の山腹には、多数の石灰岩の露頭が見られる。これらは一般に化石に乏しいが、以下の 2 地点から紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-107**

Pseudofusulina spp.

Triticites ? sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

この層準は下部二畳系の中部層 (*Pseudofusulina vulgaris* 帯) と考えられる。

地点 HI-107 から北東約東約 250 m の地点 HI-108 にかけて、石灰岩の小岩体のほかに、チャートの小岩体が多い。石灰岩とチャートの複合体が小さな異地性岩体を作ると見られる場合もある。地点 HI-108 の石灰岩は、沢の底で見られる露頭は小さいが、明山林道に沿って露出する石灰岩は、HI-108 の石灰岩につながると考えられる。したがって、産地 HI-108 を含む石灰岩は、幅は恐らく 70 m 以上、長さ 100 m 程度の、かなり大きな岩体と見なされる。この岩体を付図 A-1 では AN 岩体として示した。この石灰岩は化石に乏しいが、産地 HI-108 において、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-108 (AN 岩体)**

Neoschwagerina spp.

この標本では、小型の *Neoschwagerina* の破片がまばらに含まれるに過ぎない。HI-108 の層準は、恐らく、*Neoschwagerina* の下部 (中部二畳系の中部) と思われる。

鹿沼 (1953a) においては、B1 岩体に属する *Neoschwagerina* 石灰岩が北東へ約 500 m の地点まで延びるものとして、石灰岩の分布が示されている。この石灰岩の北東端は AN 岩体 (産地 HI-108) を意味する、と筆者は判断する。AN 岩体と B1 岩体は、鹿沼の地質図における石灰岩の分布とは異なり、直接的につながらない。B 岩体群の主要な部分を構成する下部二畳系の化石は、AN 岩体の中に確認されていない。

荒倉ボラ中流域の東部で、B1 岩体のすぐ南東に位置する石灰岩体を A0 岩体と呼ぶ。A0 岩体の幅は比較的広く、40 m 前後であるが、NE-SW 方向での岩体の延びは短く、数 10 m に過ぎない。A0 岩体の東部では、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-111 (AO 岩体)**

Triticites spp.

この標本では、小型の *Triticites* だけが認められ、九州の矢山岳石灰岩の *Triticites* 帯から記載された、*T. yayamadakensis* KANMERA (KANMERA, 1955) に良く類似す

るものがある。HI-111の層準は、恐らく *Triticites* 帯(上部石炭系の上部層)であろう。ただし、それが下部二畳系の最下部(OTA, 1977による, 秋吉台の *Triticites simplex* 亜帯 [pl α 1] に相当する層準)である可能性も残されている。

鹿沼(1953a)では、A0岩体(産地HI-111)を含めて荒倉ボラ東南域の全域が *Neoschwagerina-Verbeekina* 帯とされており、明らかにA0岩体に、化石産地がしるされている。この化石産地が、*Neoschwagerina-Verbeekina* 帯(中部二畳系中-上部)でなくて、石炭系上部又は二畳系最下部に属することは、上記の産出化石によって証明された。

B3岩体の南西端から、南西へ40-50mの地点(HI-92)に、厚さ約3mの小レンズ状の石灰岩が露出する。地点HI-92の石灰岩は非常に小さな異地性岩体として、泥質岩の中に取り込まれている。

鹿沼(1953a)は、荒倉ボラに *Fusulinella* sp. が産出することを指摘した。その後、鹿沼(1954)及びKANUMA(1958a)は、荒倉ボラの入口から東方へ約400mの地点の厚さ約1.5mの石灰岩レンズ(K-D1)から次の化石が産出することを述べた。地点K-D1の位置は地点HI-92に一致する。

産地 K-D1

Fusulinella Pseudobocki LEE & CHEN

この化石は *Fusulinella-Fusulina* 帯(上部石炭系上部層)を指示する。

筆者はこの石灰岩から、下記の紡錘虫を見出した。

産地 HI-92

Pseudoschwagerina sp.

Triticites noinsky var. *paula* TORIYAMA

T. kuroiwaensis TORIYAMA

T. samaricus RAUSER-CERNOUSSOVA

T. aff. ozawai TORIYAMA

T. aff. ellipsolidalis TORIYAMA

HI-92の標本では、*Pseudoschwagerina*と *Triticites* が共存する。*Triticites* の個体数は非常に多い。HI-92の層準は、明らかに下部二畳系の下部層である。

産地HI-92の付近では、*Fusulinella* を含む石灰岩は認められなかった。産地HI-92から明らかに初期二畳紀の紡錘虫が産出するにもかかわらず、それと同一地点と考えられる、鹿沼の化石産地K-D1から、*Fusulinella* が報告された。この食い違いの原因については、次のような可能性が考えられる。1) HI-92の石灰岩体は、*Pseudoschwagerina*と *Triticites* を含む石灰岩と *Fusulinella* を含む石灰岩との複合体である。このことは、石灰岩体の厚さが3mに過ぎないので、考えにくい。2) *Fusulinella*

は個体として、または *Fusulinella* 石灰岩の岩屑として、初期二畳紀の石灰岩の中に取り込まれた。つまり、*Fusulinella* は、いわゆる誘導化石である。3) 鹿沼の調査時点では、産地HI-92の石灰岩体のすぐ近くに、厚さ1.5mの、別の *Fusulinella* 石灰岩があったが、その後に生じた崖崩れにより、その石灰岩が失われた。この可能性は考えにくい。なぜなら、筆者が産地HI-92から化石を採集したのは1964年で、鹿沼がK-D1から化石を採集してから、恐らく10年くらいしか経過していなかった。その時点では、谷が洪水で荒された形跡はなかった。筆者は石灰岩中に *Pseudoschwagerina* の破片と思われる化石を見出したので、*Fusulinella* 石灰岩を探したが、HI-92の付近に、別の石灰岩体は見い出されなかった。現在見られるような洪水による斜面の崩れは筆者の調査後に生じたものである。4) 鹿沼の報告した *F. Pseudobocki* には種と属の同定に問題がある。鹿沼の同定したこの種は、記載されていないから、この可能性が残る。初期二畳紀にも産出する *Fusulinidae*、たとえば *Pseudofusulinella* かも知れない。以上の四つの可能性のうち、4)の可能性が高いと考えられる。いずれにせよ、産地HI-92の石灰岩の年代は初期二畳紀であり、石炭紀ではない。

荒倉ボラ流域の東南部、B3岩体の東方約400mの山腹に、小さな石灰岩が露出する。この石灰岩は下記の紡錘虫を含む。

産地 HI-120

Neoschwagerina spp.

N. spp. の中には、*N. craticulifera* タイプのものと、*N. margaritae* タイプのものとが認められる。HI-120の層準は *N. margaritae* 帯(中部二畳系の上部層)と考えられる。

7. 12 明山の南方及び鎌辺の付近の小さな石灰岩体

明山の南方約200m(明山ボラの入口と荒倉ボラの入口との中間)、県道ぞいの地点HI-90には、「厚さ約12mの輝緑凝灰岩が露出し、この中に偽礫状の石灰岩が密集して混在する」(鹿沼, 1954)。偽礫状の石灰岩から鹿沼は下記の紡錘虫を報告した。

産地 K-D10 (= HI-90)

Pseudoschwagerina sp.

Triticites ? sp.

この偽礫状の石灰岩は下部二畳系下部層に属する。

筆者は、上記の石灰岩角礫から、下記の紡錘虫を見出した。

産地 HI-90 (= K-D10)

Neoschwagerina craticulifera (SCHWAGER)

Pseudofusulina ? sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

上記の三つの化石は、それぞれ別の標本中に見い出されたものであり、共存しない。第1の種 (*N. craticulifera*) を含む石灰岩は中部二畳系中部層または上部層に属する。第2の種と第3の種との年代ははっきりしないが、それらは下部二畳系の中 - 上部に属する可能性が高い。

鹿沼は、この“偽礫状”の石灰岩を含む緑色岩類は二畳系の基底部を表す、と解釈した。産地 **K-D10** の紡錘虫の産出及び石灰岩を含む緑色岩類の層位学的意義は、KANUMA (1958a) では言及されていない。なお、この偽礫岩の石灰岩を含む緑色岩類は、「同時堆積の石灰岩が破碎して輝緑凝灰岩中に混入してできた地層」と鹿沼 (1954) により解釈された。筆者は *Neoschwagerina* を見出したので、**HI-90** (= **K-D10**) の層準を *Neoschwagerina craticulifera* 帯 (中部二畳系中部層) か、またはそれより上位であることが分かった。

鎌辺の北方、荒倉ボラの入口の南方 300m の山腹の小さな石灰岩体から下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-124**

Yabeina sp.

HI-124 から見い出された *Yabeina* は *Y. katoi* タイプである。**HI-124** の層準は、*Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) の下部と考えられる。

鎌辺の石灰岩から *Pseudofusulina* が報告され (KANUMA, 1958a), 記載された (KANUMA, 1959)。この産地は、KANUMA (1958a) によれば、地点 **K-D2** である。この石灰岩は著者は確認していないが、恐らく小さな石灰岩体と思われる。

産地 **K-D2**

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN)

K-D2 の層準は *P. vulgaris* 帯 (下部二畳系中部層) である。

KANUMA (1958a) においては、産地 **K-D2** の石灰岩を含む地区は、鹿沼の命名した奥明方層 (下部二畳系) の上部亜層の模式地とされた。産地 **K-D2** から *P. vulgaris* が産出し、*P. vulgaris* 帯の存在が確認されたためと思われる。*P. vulgaris* 帯と認められる層準が、萩原図幅の地域の多くの地点で見い出されるにもかかわらず、確実に *P. vulgaris* と同定された紡錘虫は、産地 **K-D2** 以外には、報告されていない。筆者の採集した、多くの産地からの標本中にも確認されなかった。

8. 吉田川右岸 (西側) 地域

吉田川の右岸 (西側) の山腹では、4 地区に紡錘虫が見い出された。

坂本の南西方の地区では、沢沿いの地点に緑色岩類に

挟まれて薄い石灰岩が露出する (これを **M3** 岩体と呼ぶ)。大型の紡錘虫は見られず、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-81** (**M3** 岩体)

Codonofusiella sp.

Landschichtes ? sp.

Reichelina ? sp.

HI-81 の層準は *Yabeina* 帯 (上部二畳系の最下部) である。真虫原の西の谷には、ほぼ谷沿いに、二つの石灰岩体 (**M1** 岩体と **M2** 岩体) が見られる。

東部の **M1** 岩体は、**NE-SW** 方向に 300m 以上の区間にわたり延びる。岩体の幅は 60m。

M1 岩体の東部から下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-82** (**M1** 岩体)

Neoschwagerina aff. *margaritae* DEPRAT

N. aff. muratai MORIKAWA & SUZUKI

N. spp.

この標本では、*N. aff. margaritae* が優勢である。赤坂石灰岩の *N. margaritae* 帯から記載された *N. muratai* (MORIKAWA & SUZUKI, 1961) に良く類似するものも見い出される。したがって、**HI-82** の層準は *Neoschwagerina margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) と考えられる。

M1 岩体の西部では、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-85** (**M1** 岩体)

Neoschwagerina spp.

N. spp. の中には、*N. margaritae* タイプのものが含まれる。**HI-85** の層準は、*N. margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) と考えられる。

M1 岩体からの水谷伸治郎氏の採集標本では、下記の紡錘虫が見い出された。水谷による化石の産地は、産地 **HI-82** より約 50m 西方の地点と考えられる。

産地 **H-44** (**M1** 岩体)

Neoschwagerina spp.

Yabeina sp.

Verbeekina verbeeki GEINITZ

Neoschwagerina spp. の中には、*N. margaritae* タイプのものが多い。*Yabeina* もまれではない。まれに *Verbeekina* が見い出される。この層準は *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) の下部と考えられる。

M2 岩体は長さは約 300m、幅は恐らく 30-40mm と見積られ、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-84** (**M2** 岩体)

Neoschwagerina craticulifera SCHWAGER

N. spp.

HI-84 の層準は *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の中 - 上部)

である。

M1 岩体と M2 岩体とは元はひと続きの岩体であって、NW-SE 方向の線によって切られ、西南部 (M2 岩体) が東北部 (M1 岩体) に比べて相対的に 20-30m だけ SE 方向に水平移動した、と見なされる。M1 岩体と M2 岩体とを合わせると、長さ約 600m の非常に細長い岩体となる。M2 岩体の幅が M1 岩体に比べて狭いのは、岩体の幅が北東から南西に向かって減少することを表すが、北東部 (M1 岩体) に *Neoschwagerina* 帯と *Yabeina* 帯とが認められるのに対し、南西部 (M2 岩体) では *Neoschwagerina* 帯だけが認められることに対応するのも知れない。両岩体の間には断層は認められなかった。

M1 岩体と M2 岩体は、岩体が長軸方向に長く続くこと、及び岩体の主要な部分が *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系中-上部) からなり、下部二畳系が確認されないことから見て、明山ボラの C 岩体に非常によく類似する。恐らく M1・M2 岩体と C 岩体は、異地性岩体となる前には、つながっていたのであろう。

鎌辺の西方、吉田川の右岸 (西側) の山地には、二つの小さな石灰岩体が見い出される。岩体はいずれも長さ 100m 程度、幅は恐らく 20-30m である。

北部の岩体から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-125

Neoschwagerina aff. *margaritae* DEPRAT

N. spp.

Yabeina ? sp.

chusenella sp.

Schwagerinidae gen. sp. indet.

HI-125 から得た標本では、*Neoschwagerina* が多く、Schwagerinid を伴うこともある。HI-125 の層準は、恐らく *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) の下部であろう。

南部の岩体から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-126

Pseudofusulina sp.

Schubertella ? sp.

Misellina ? sp.

小型の紡錘虫のなかには、*Schubertella* 及び *Misellina* と思われるものがある。HI-126 の層準は下部二畳系の中-上部。恐らく下部二畳系上部層であろう。

鎌辺の南西 (小保木の北西) の、吉田川右岸の山腹には、長さ 100m 程度のレンズ状の小さな石灰岩体が二つある。このうちの南西部の岩体から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 H-127

Pseudofusulina krafftii var. *magna* TORIYAMA

P. cf. *yobarensis* (OZAWA)

P. aff. *fusiformis* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH)

P. spp.

Acervoschwagerina aff. *endoi* HANZAWA

HI-127 の層準は恐らく下部二畳系の上部層と考えられる。ただし、下部二畳系の中部層 (*Pseudofusulina vulgaris* 帯) の下部かも知れない。

北東部の岩体 (地点 HI-93) からは、筆者は紡錘虫を見出すことは出来なかった。

KANUMA (1958a) は鎌辺の南方から *Neoschwagerina margaritae* の産出することを報告した。この鹿沼による化石産地 (K-D3) の具体的な位置は明らかでない。吉田川の左岸 (東側) の地域では、坂本峠層はほとんど露出しない。したがって、K-D3 が吉田川の右岸に位置することは明らかである。KANUMA (1958a) の地質図によれば、鎌辺の南西 (小保木の北西) の吉田川左岸の山腹に、石灰岩がある。この石灰岩は長さ約 200m の岩体として描かれているが、これは二つの岩体に分けるべきである。二つの岩体が互いに接近して露出するが、これらは NW-SE 方向の石英斑岩の岩脈によって切られている。

南西の岩体は北東の岩体に対して、相対的に約 50m だけ南東にずれていて、両岩体はひと続きではない。このうち、西南の岩体が、先に述べた産地 HI-127 を含む、下部二畳系の中-上部に属する石灰岩である。産地 K-D3 は、筆者が化石を発見できなかった東北の岩体 (HI-93) に属するのも知れない。

産地 K-D3 (HI-93?)

Neoschwagerina margaritae DEPRAT

K-D3 は、*N. margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) と考えられる。

9. 奥長尾川の流域

奥長尾川の流域では、9 地点において紡錘虫石灰岩が見い出された。これらを北より南へと、順次記載する。

奥長尾川の中流の、左岸 (東側) には、山腹の石灰岩の転石から、下記の化石が見い出された。

産地 HI-34

Kahlerina spp.

この層準は、恐らく *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) と推定される。

地点 HI-135 に露出する石灰岩は、奥長尾川流域としては例外的に、かなり大きな岩体で O1 岩体と呼ぶ。O1 岩体の露頭の幅は約 50m と見積られる。O1 岩体において、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-135 (O1 岩体)

Pseudofusulina spp.

Acervoschwagerina sp.

HI-135の層準は、恐らく *Pseudofusulina vulgaris* 帯(下部二畳系の中部層)であろう。

O1岩体から水谷伸治郎氏により採集された標本には、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 H-19 (O1岩体)

Neoschwagerina spp.

Yabeina sp.

Kahlerina spp.

*Neoschwagerina*のなかには、*N. margaritae*タイプのもが見い出される。多くの標本(7枚の薄片のうちの4枚)のなかに、*Yabeina*が確認され、なかには、*Y. globosa*タイプのもが見い出される。H-19の層準は、明らかに *Yabeina* 帯(下部二畳系の下部層)に属する。

産地 HI-135の紡錘虫化石群と産地 H-19の紡錘虫化石群とは、いずれもO1岩体から産出するにもかかわらず、年代が著しく異なる。前者が下部二畳系中部層または上部層を指示するのに対し、後者は上部二畳系の最下部を指示する。このことは、中間の化石帯、すなわち *Parafusulina* 帯(中部二畳系下部層)と *Neoschwagerina* 帯(中部二畳系中-上部)の少なくとも下半部が欠如する、と見なすことによって説明できる。H-19と同様に下部二畳系が *Neoschwagerina* 帯上部または *Yabeina* 帯下部の地層と直接接する例は、吉田川左岸(東側)の山地のB岩体群(B1, B2, B3, B5の各岩体)においても確認されている。

奥長尾川の右岸(西側)の小さな石灰岩体から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-136

Neoschwagerina spp.

Yabeina ? sp.

*Neoschwagerina*のなかには、*N. margaritae*タイプのものが多い。*Yabeina*と思われる紡錘虫は、*Y. katoi*に良く類似する。HI-136の石灰岩体は小さな岩体であるから、両者は同じ層準に属し、*Yabeina* 帯(上部二畳系の下部層)の下半部に属する、と考えられる。

奥長尾川流域では、碎屑岩類の一般走向も、石灰岩体の伸びの方向も、E-W方向である。産地 HI-136の石灰岩体の伸びの東の延長にあたる、奥長尾川の左岸(東側)には、かなり厚いチャートが露出し、チャートは局部的に緑色岩類を伴う。HI-136の石灰岩は、チャートの岩体とは別個の、非常に小さな異地性岩体と見なされる。

上記の石灰岩より約120m南の、奥長尾川の右岸(西側)の山腹では、小さな石灰岩体から下記の紡錘虫が見

い出された。

産地 HI-137

Neoschwagerina spp.

野外では大型の *Neoschwagerina* を少量含む部分が見られたが、薄片中で確認できなかった。HI-137の産出層準は *Neoschwagerina* 帯(中部二畳系の中-上部)に属するであろう。

奥長尾川の右岸の山腹の高所からの石灰岩の転石から水谷伸治郎氏によって採集された標本では、下記の紡錘虫が見い出される。

産地 HI-26

Neoschwagerina margaritae DEPRAT

N. spp.

Yabeina sp.

Kahlerina spp.

Parafusulina ? sp.

H-26の標本では、*Neoschwagerina* と *Yabeina* は共存する。*Yabeina* のなかには、*Y. globosa* タイプのもが認められる。*Yabeina* を含む標本では、*Kahlerina* が含まれる。幅3mm 移度またはそれ以下の *Schwagerid* が *Yabeina* と共存する標本も1個認められた。HI-26の層準は *Yabeina* 帯(上部二畳系の下部層)であり、H-19と同層準である。

地点 HI-138 では、道路沿いの露頭の幅は約10mに過ぎないが、石灰岩体は西方へ、少なくとも200mは延びる。下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-138

Yabeina sp.

Neoschwagerinidae gen. sp. indet.

Chusenella sp.

Kahlerina sp.

HI-138で得た標本4つのうち、2つの標本において *Yabeina* が認められた。他の2つの標本で *Neoschwagerinid* が認められた。*Yabeina* は *Y. globosa* タイプである。

Chusenella が共存する。1つの標本では、*Kahlerina* が *Yabeina* と共存する。HI-138の層準は *Yabeina* 帯(上部二畳系の下部層)である。

産地 HI-138の西方約50mの地点では、次の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-242

Neoschwagerinidae gen. sp. indet.

この石灰岩が産地 HI-138の石灰岩につながることは明白である。HI-242の層準も *Yabeina* 帯と考えられる。なお、HI-242の標本には、小型有孔虫 *Hemigordius* が多数含まれる。これは、関東山地において *Verbeekina verbeeki*

及び *Neoschwagerina margaritae* と共存する *Hemigordius japonica* OZAWA (HIZUMOTO, 1936) によく類似する。

奥長尾の村落の北方の谷 (ジョウガボラ) には、幅約 60m のかなり大きい石灰岩体がある。これを O2 岩体と呼ぶ。O2 岩体南部において、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-243 (O2 岩体)

Triticites spp.

Quasifusulina ? sp.

ある標本では、*Triticites suzukii* または *T. tantula* と思われる小型の *Triticites* が含まれる。他の標本では、*T. simplex* によく類似するが、それより少し小型の *Triticites* が見い出された。別の標本では、*Quasifusulina* と思われる紡錘虫が *Triticites* と共存する。HI-243 の層準は、下部二畳系最下部と考えられる。

ジョウガボラと奥長尾川とを分ける尾根にも、かなり大きな石灰岩の岩体がある。これを O3 岩体と呼ぶ。

O3 岩体の西端部は奥長尾川の左岸 (東岸) の山腹に露出する。この露頭に由来した転石から、水谷伸治郎氏によって採集された標本の中に、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 H-27 (O3 岩体)

Neoschwagerina spp.

HI-27 の層準は中部二畳系中 - 上部。

産地 H-28 (O3 岩体)

Schwagerina okafujii TORIYAMA

Schwagerinidae gen. sp. indet.

H-28 の石灰岩中には *Schwagerinid* だけが見い出され、*Neoschwagerinid* は全然認められない。H-28 の層準は下部二畳系中部層と考えられる。

O3 岩体は下部二畳系中部層 (H-28) と中部二畳系中 - 上部 (H-27) とを含み、その意味において、O3 岩体は O1 岩体に類似する。

KANUMA (1958a) は、奥長尾の *Neoschwagerina-Verbeekina* 帯から *Pseudofusulina aganoensis* と *Neoschwagerina margaritae* とが産出することを述べた。KANUMA (1958a) の地質図では、奥長尾の村落より北の奥長尾川流域には、O1 岩体と判断される石灰岩、産地 HI-138 と判断される石灰岩、及び O3 岩体と判断される石灰岩が示されている。この地域では、*Pseudofusulina* を含む石灰岩と *Neoschwagerinid* を含む石灰岩との両方とも見い出されるのは、O1 岩体と O3 岩体だけである。したがって、鹿沼の記載した *P. aganoensis* の産地は O1 岩体か、O3 岩体のいずれかである、と考えられる。

KANUMA (1958a) は中部二畳系中・上部 (*Neoschwager-*

ina 帯) の分布地の一つとして、奥長尾の付近とカミオクとをあげている。カミオクとは奥長尾川の上流を意味する。これらの地名を使うと、O1 岩体はカミオク、O3 岩体は奥長尾の付近となる。*P. aganoensis* の産地は奥長尾であると書かれているから、この紡錘虫は O3 岩体から記載されたのかも知れない。

次に、*Pseudofusulina aganoensis* の層位的産出層準を文献から調べてみる。1) *P. aganoensis* は関東山地の正丸峠付近のある石灰岩から初めて記載された。HUZIMOTO (1936) によれば、*P. aganoensis* は *Yabeina* 帯の化石 (*Neoschwagerina minoensis*, *Yabeina shiraiwensis* など) と共存するとされている。しかし、正丸峠地域の紡錘虫をその後詳細に研究した MORIKAWA (1955) によれば、*P. aganoensis* の見い出された 3 つの石灰岩のいずれにおいても、*P. vulgaris* など下部二畳系中 - 上部を特徴づける紡錘虫が共産する。2) 美濃帯では、*P. aganoensis* は伊吹山石灰岩層の *Pseudofusulina ambigua* 亜帯から記載された (KOBAYASHI, 1957)。*P. ambigua* 亜帯は、その最上部 (*Cancellina nipponica* の出現する部分) 以外は、下部二畳系上部層に属する。そこでは、*P. aganoensis* は *Cancellina* と共存しない。すなわち、伊吹山石灰岩では *P. aganoensis* は下部二畳系上部層から産出する。3) 美濃帯では、*P. aganoensis* は、根尾川流域の魚金山地域からも報告されている (SASHIDA, 1980)。それによれば、*P. aganoensis* は *P. krafftii norikurensis* の多産する層準から約 20m 上位に産出する。ここでは *P. aganoensis* は他の紡錘虫と共存しないが、下部二畳系上部層の紡錘虫とみなされる。以上の三つの石灰岩における *P. aganoensis* の産出層準から見て、鹿沼が奥長尾から記載した *P. aganoensis* は、*Neoschwagerinids* を含む層準 (中部二畳系中 - 上部) から産出したのではなくて、同一岩体のなかの、下部二畳系中 - 上部に属する層準から産出した、と筆者は判断する。

なお、KANUMA (1960) は、奥長尾から *Neoschwagerina* sp. A を記載した。これが KANUMA (1958a) において *N. margaritae* としたものであることは明らかである。この記載種の共存種に関する記事は見られない。*P. aganoensis* と *Neoschwagerinid* とが同一標本中で共存することを示唆するデータは、鹿沼の多くの論文中に全く見られない。

結論として、鹿沼が奥長尾川流域から記載した *Pseudofusulina aganoensis* は、たぶん O3 岩体の H-28 の石灰岩 (下部二畳系中部層) から産出したのであろう、と筆者は推定する。同様に、N. sp. A は、たぶん O3 岩体の H-27 の石灰岩 (中部二畳系中 - 上部) から産出したのであろう、と筆者は推定する。

産地 **K-D4** (O3 岩体)

Pseudofusulina aganoensis HUZUMOTO

K-D4 は下部二畳系中部層と考えられる。

産地 **K-D5** (O3 岩体)

Neoschwagerina sp. A (= *N. margaritae* DEPRAT)

K-D5 は中部二畳系の中-上部に属する。

奥長尾の村落から南東へ約 600m の地点には、初期二畳紀の石灰岩が露出する。これは小さな石灰岩体である。石灰岩は、ハンマーでたたくと特異な臭気を発する石灰岩で、紡錘虫は散在して含まれる。次の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-128**

Pseudofusulina spp.

Schubertella sp.

この層準は、恐らく *Pseudofusulina vulgaris* 帯 (下部二畳系の中-上部層) であろう。

10. 気良地域

坂本峠層の分布域の西部にあたる気良地域では、田口からその東方にかけて、非常に大きな石灰岩体が分布する。これは台形に近い輪郭を示し、長さは最大辺で約 1,200m、幅は約 500m であり、萩原図幅地域内の石灰岩体としては異例の面積を占める。気良地区では田口石灰岩 (TG) を除くと、石灰岩は少ない。

10.1 田口石灰岩 (TG 岩体)

田口石灰岩では、4 地点で紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-172**

Pseudofusulina krafftii var. *magna* TORIYAMA

Pseudofusulina spp.

この層準は、下部二畳系の上部層と考えられる。

田口石灰岩の北西端の、砕石場の跡 (地点 HI-213) において、2 種類の紡錘虫石灰岩が見い出された。

産地 **HI-213-a**

Schwagerinidae gen. sp. indent.

Acervoschwagerina ? sp.

HI-213-a の標本では Schwagerinid だけが認められ、*Pseudofusulina* と思われるものがある。*Acervoschwagerina* と思われるものも見い出された。HI-213-a の層準は下部二畳系の中-上部である。

産地 **HI-213-b**

Neoschwagerina cf. *craticulifera* (SCHWAGER)

N. sp.

HI-213-b の層準は *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の中-上部) である。

田口石灰岩の南部では、下記の紡錘虫が見い出され

た。

産地 **HI-129**

Neoschwagerina spp.

Colania douvillei (OZAWA)

Yabeina sp.

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

Pseudofusulina sp.

HI-129 のどの標本にも、*Neoschwagerina* が認められ、*N. margaritae* タイプのものが認められる。これと *Colania douvillei* が共存する標本もある。*N. margaritae* タイプの *Neoschwagerina* を含む標本では、*Verbeekina* も含まれる。一つの標本では *Yabeina* も認められ、この標本では *Pseudofusulina* が共存する。HI-129 の層準は *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) であり、恐らくその下部と考えられる。なお、*Verbeekina* と *N. margaritae* タイプの *Neoschwagerina* とを含む 1 標本には、小型有孔虫の *Hemigordius japonica* OZAWA が含まれる。これは、関東山地において、*N. margaritae* 及び *V. verbeeki* と共存する (HIZUMOTO, 1936)。

田口石灰岩の北縁の地点では、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **HI-130**

Yabeina sp.

Neoschwagerina spp.

Yabeina のなかに *Y. globosa* タイプのものが認められた。HI-130 の層準は *Yabeina* 帯 (上部二畳系下部層) の下部に属するのであろう。

田口石灰岩の北東端で、水谷伸治郎氏によって採集された標本では、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 **H-17**

Neoschwagerina aff. *minoensis* DEPRAT emend. OZAWA

N. spp.

Yabeina sp.

Verbeekina verbeeki (GEINITZ)

Schwagerinidae gen.sp.indent.

H-17 のどの標本にも、*Neoschwagerina* 及び、または *Yabeina* が認められる。*Neoschwagerina* のなかには、*N. margaritae* タイプや、*N. minoensis* に良く類似したものも見い出される。H-17 の標本では、たいていの場合、*Verbeekina* が含まれる。H-17 の層準は *Yabeina* 帯 (上部二畳系の下部層) である。なお、*N. margaritae* タイプの *Neoschwagerina* を含む標本の中には、小型有孔虫 *Hemigordius japonica* OZAWA が含まれる。

田口石灰岩は、上に述べた紡錘虫の産出により、次のように分けられる。下位より

- 1) “*Pseudofusulina*” 帯 (下部二畳系の上部)
……………HI-172及びHI-213-a
- 2) *Neoschwagerina* 帯 (中部二畳系の中-上部)
……………HI-213-b
- 3) *Yabeina* 帯 (上部二畳系の最下部)
……………HI-129, HI-130及びH-17

田口石灰岩から紡錘虫石灰岩が見い出されたのは5地点に過ぎないため、岩体の内部構造を推定する手掛かりは得られない。地質構造が不明なため、石灰岩の層厚を見積もることは出来ない。田口石灰岩が広い面積を占めることから見て、この岩体でも上部石炭系の最上部や二畳系の下部が含まれる可能性がある。しかし、中部二畳系中-上部 (*Neoschwagerina* 帯) 及び上部二畳系下部 (*Yabeina* 帯) が、田口石灰岩の構成において、B 岩体群におけるよりも、大きな割合を占めるものと考えられる。

10.2 その他の小岩体

田口岩体の周囲には、石灰岩体は少ない。田口岩体から西へ約900m、小倉の付近の山腹の石灰岩から、下記の紡錘虫が見い出された。

産地 HI-203

Neoschwagerina spp.

Verbeekina cf. *verbeeki* GEINITZ

この *Neoschwagerina* spp. の中には、*margaritae* タイプのものが認められる。HI-203の層準は *N. margaritae* 帯 (中部二畳系の上部層) と考えられる。なお、*N. margaritae* タイプの *Neoschwagerina* を含む標本には、小型有孔虫 *Cribrogerina* 及び *Hemigordius* が含まれる。この *Hemigordius* は、関東山地において *V. verbeeki* 及び *N. margaritae* と共存する、*Hemigordius japonica* OZAWA (HIZUMOTO, 1936) に非常に良く類似する。

11. ま と め

萩原図幅内に認められる多数の紡錘虫石灰岩は、ジュラ紀の坂本峠層の中に含まれた異地性岩体である。この資料では、石灰岩体の中に認められる紡錘虫化石の種名、紡錘虫化石帯、地質年代、石灰岩体の大きさと輪郭、岩体内部の地質構造を記述した。岩体及び地点別の紡錘虫化石リストを付表A-2に示した。

萩原図幅地域内の石灰岩における紡錘虫分帯は、次のとおりである：

Fusulinella-Fusulina 帯 (上部石炭系の中部層)

Triticites 帯 (上部石炭系の上部層)

Pseudoscfwaerina 帯 (下部二畳系)

Neoschwagerina 帯 (中部二畳系の中-上部)

Yabeina 帯 (上部二畳系の下部層)

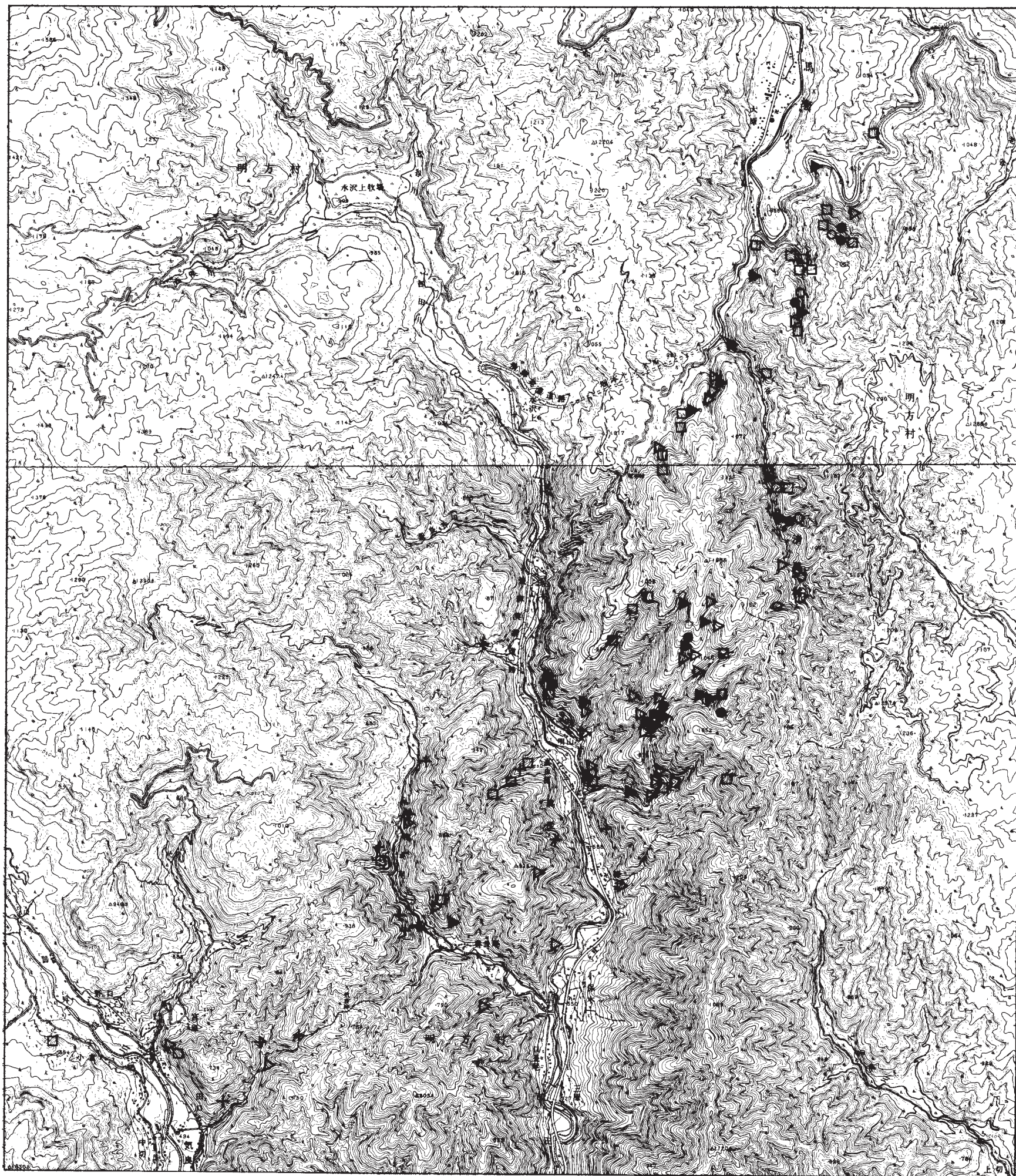
萩原図幅地域内の石灰岩における紡錘虫化石帯の地理的分布の状況は、次のように要約される (付図A-7)。1) 石炭系 (*Fusulinella-Fusulina* 帯と *Triticites* 帯) の石灰岩の分布範囲は比較的狭い。2) 下部二畳系の下部層の石灰岩は多くの地点で確認された。この層準は、二畳紀型の *Triticites* が多産することで特徴づけられ、秋吉台石灰岩層の *Triticites simplex* 帯に相当する。3) 下部二畳系の中-上部の石灰岩、すなわち、秋吉台石灰岩層の *Pseudofusulina vulgaris* 帯に相当する層準及びより上位の下部二畳系の石灰岩は、石灰岩分布域内に全域的に認められた。4) 中部二畳系の下部層の石灰岩、すなわち、*Parafusulina* 帯の石灰岩は、萩原図幅地域内では、どこにも見い出されなかった。5) 中部二畳系の中-上部の石灰岩、すなわち、*Neoschwagerina* 帯の石灰岩は、石灰岩分布域内で全域的に見い出された。6) 紡錘虫石灰岩の層位学的上限は *Yabeina* 帯の下半部、すなわち上部二畳系の最下部に達する。*Yabeina* 帯の石灰岩の分布は、萩原図幅内の石灰岩分布域の西半部に限られるとはいえ、産出地点の数は多い。

萩原図幅地域の紡錘虫石灰岩は、伊吹山の石灰岩 (KOBAYASHI, 1957)、船伏山の石灰岩 (MATSUMARU, 1966)、郡上八幡の石灰岩 (KANUMA, 1958a) で代表される美濃帯の主部の大きな石灰岩体に比べると、上記の1)、2) 及び4) が著しい特徴としてあげられる。萩原図幅地域のすぐ南の郡上八幡の石灰岩に比べると、6) も特徴の一つとしてあげられよう。ただし、郡上八幡の石灰岩においては、従来の研究 (KANUMA, 1958a) では *Yabeina* 帯が報告されていないが、同石灰岩の分布域の東部 (下呂図幅地域内) では、筆者の検討中の試料によれば、局地的に *Yabeina* 帯が含まれている。

地質学的に見れば、萩原図幅地域内の紡錘虫石灰岩には、美濃帯の主部の大きな石灰岩体に比べて、次のような特徴があげられる。1) 石灰岩体は小さい。比較的大きな田口岩体 (TG 岩体, 0.5 × 1.2km) を除けば、最大級の岩体でも幅は0.2kmにすぎない。また、長さ0.6kmに達するものは非常に細長い岩体である。岩体の大きさが小さい代わりに、石灰岩体の数は非常に多い。2) 個々の紡錘虫化石帯の層厚は薄い。このため、非常に小さな石灰岩体の内部に、複数の化石帯が見い出されることが多い。3) 紡錘虫化石は、しばしば機械的に破壊されている。紡錘虫化石の保存状態は、一般に非常に悪い。

文 献

HUZUMOTO (FUJIMOTO), H. (1936) Stratigraphical and palaeontological studies of the Titibu System of

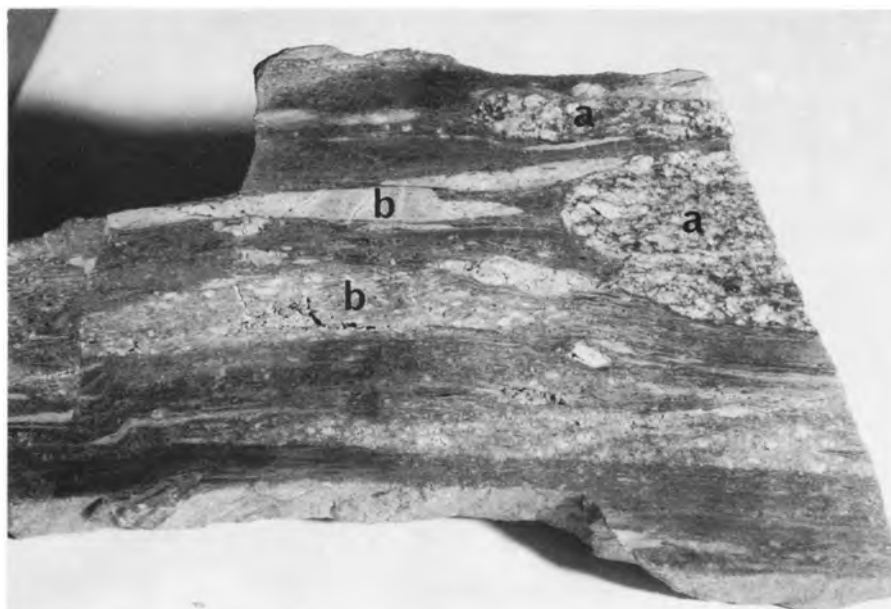


付図 A-7 紡錘虫化石帯の地理的分布

○ *Fusulinella-Fusulina* Zone (上部石炭系の中部層, 鹿沼による明山層) ● *Triticites* Zone (上部石炭系の上層, 鹿沼による大原層) ▶ Lower subzone of *Pseudoschwagerina* Zone (下部二疊系の下部, 鹿沼による奥明方層の下部) ▷ Middle and Upper subzones of *Pseudoschwagerina* Zone (下部二疊系の中部-上部, 鹿沼による奥明方層の中部-上部) □ *Neoschwagerina* Zone (中部二疊系の中部-上部, 鹿沼による奥住層の上部) + *Yabeina* Zone (上部二疊系の下部, 鹿沼による奥住層の最上部)
 国土地理院発行 2万5千分の1地形図「飛騨大原」, 「二間手」使用

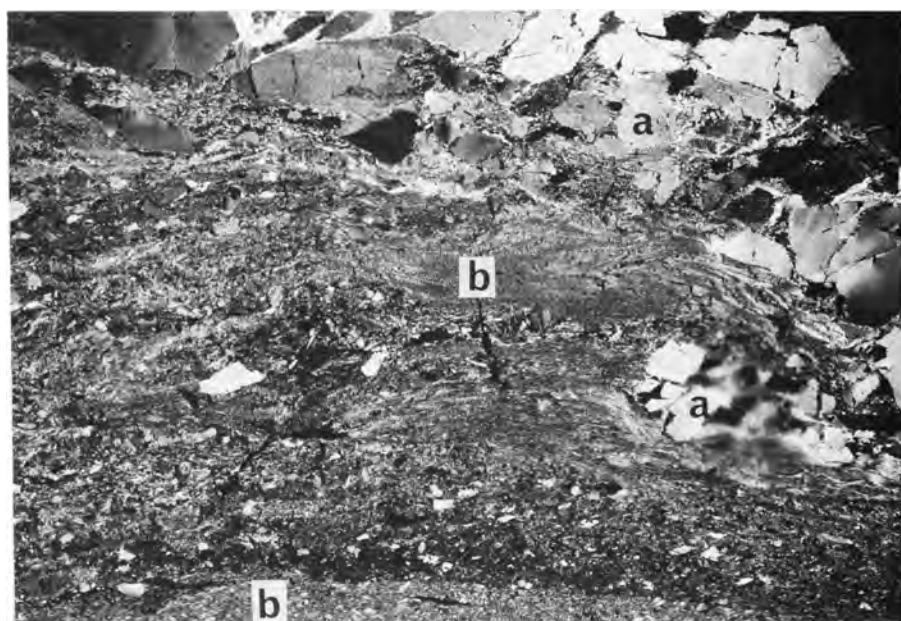
- the Kwanto-mountainland. Part 2. Palaeontology. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku*, vol. 1, no. 2, p. 29-124.
- 岐阜県 (1970) 岐阜県地質鉱山図 (縮尺 1:1,500,000) . 岐阜県.
- IGO, H. (1957) Fusulinids from Fukuji, southeastern part of the Hida Massif, Central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 5, p. 155-246.
- (1964) Permian fusulinids of Nyukawa, Central Japan. Part 1. Some fusulinids from the Shiroy and Kono Formations. *Jour. Paleontology*, vol. 38, p. 637-649.
- (1965) Permian fusulinids of Nyukawa, Central Japan. Part 2. Some fusulinids from the lower part of the Sote Formation. *Jour. Paleontology*, vol. 39, no. 2, p. 210-223.
- (1967) Permian fusulinids of Nyukawa, Central Japan. Part 3. Some fusulinids from the upper Sote Formation and the Ozu Formation. *Mem. Meiji-gakuen Woman's Junior College*, vol. 4, p. 1-19.
- ISOMI, H. (1977) Permian System, in TANAKA, K. & NOZAWA, T. eds., *Geology and Mineral Resources of Japan*, 3rd edit., vol. 1 Geology. Geol. Surv. Japan, p. 106-146.
- KANMERA, K. (1955) Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. Part II — Fusulinids of the Upper Carboniferous. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 27, no. 3-4, p. 177-192.
- (1958) Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. Part III — Fusulinids of the Lower Permian. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 6, no. 3, p. 153-215.
- 鹿沼 茂三郎 (1952) 飛騨高原南部及西南部の地質学的研究 (予報). 東京学芸大研報, vol. 3, p. 23-33.
- (1953a) 岐阜県濃飛国境地帯の上部石炭と下部二畳系について. 東京学芸大研報, vol. 5, p. 27-32.
- (1954) 濃飛国境地帯における石炭系と二畳系の境界について. 東京教育大地質鉱物研究, vol. 3, p. 143-147.
- KANUMA, M. (1953b) On some Moscovian fusulinids from the southern part of the Hida Plateau, Gifu Prefecture, Japan. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 4, p. 23-54.
- KANUMA, M. (1958a) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau and the northeastern part of the Mino Mountainland. Part. I. Stratigraphy. *Jub. Pub. Comm. Prof. H. Fujimoto*, p. 1-48.
- (1958b) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau and the northeastern part of the Mino Mountainland. Part II. Paleontology, No. 2. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 9, p. 27-57.
- (1959) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau and the northeastern part of the Mino Mountainland. Part II. Paleontology, No. 3. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 10, p. 59-107.
- (1960) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau and the northeastern part of the Mino Mountainland. Part II. Paleontology, No. 4. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 11, p. 55-83.
- KOBAYASHI, M. (1957) Paleontological study of the Ibukiyama Limestone, Shiga Prefecture, Central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 5, p. 247-311.
- MATOUMARU, K. (1966) Fusulinids from the Funafuseyama Limestone in Yamagata-Gun, Gifu Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan*, N. S., vol. 64, p. 338-350.
- MORIKAWA, R. (1953) *Triticites* limestone found in Okuchichibu. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 1, no. 2, p. 115-122.
- (1955) Schwagerininae in the vicinity of the Shomaru Pass, eastern part of the Kwanto Mountainland, Central Japan. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 2, no. 1, p. 45-114.
- (1958) Fusulinids from the Akasaka Limestone (Part 1). *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 3, no. 1, p. 93-130.
- and SUZUKI, Y. (1961) Fusulinids from the Akasaka Limestone (Part 2). *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 4, no. 1, p. 43-74.
- NIIKAWA, I. (1978) Carboniferous and Permian fusulinids from Fukuji, Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. IV, vol. 8, no. 4, p. 533-610.

- 新川 公(1980) 岐阜県吉城郡上宝村福地地域の地質と化石層序. 地質雑, vol. 86, p. 25-36.
- 大田正道(1968) 地向斜型生物礁複合体としての秋吉台石灰岩層. 秋吉台科学博物館報告, no. 5, p. 1-44.
- OTA, M. (1977) Geological studies of Akiyoshi. Part I. General geology of the Akiyoshi Limestone Group. *Bull. Akiyoshi-dai Museum of Natural History*, no. 12, p. 1-33.
- SASHIDA, K. (1980) Some Permian fusulinids from the Yoganeyama district, Gifu Prefecture, Central Japan. *jub. Pub. Comm. Prof. S. Kanno*, p. 291-308.
- TORIYAMA, R. (1954) Geology of Akiyoshi. Part I. Study of the Akiyoshi Limestone Group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 4, no. 1, p. 39-97.
- (1958) Geology of Akiyoshi. Part III. Fusulinids of Akiyoshi. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 7, p. 1-264.
- 脇田浩二・儀見 博(1986) 岐阜県坂本峠地域における三疊紀・ジュラ紀放射散虫化石の産出とその意義, 地調月報, vol. 37, p. 325-333.



A

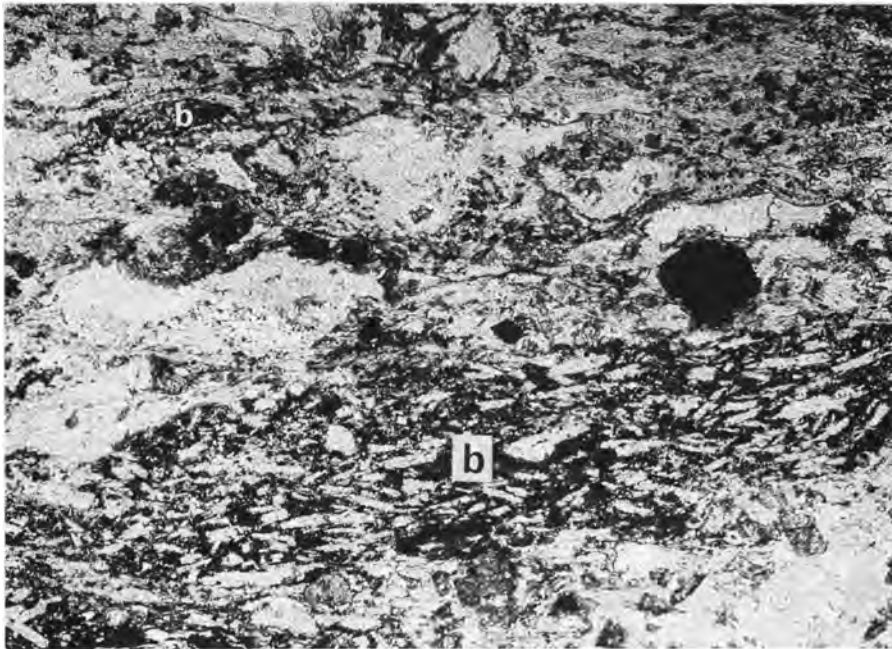
5cm



B

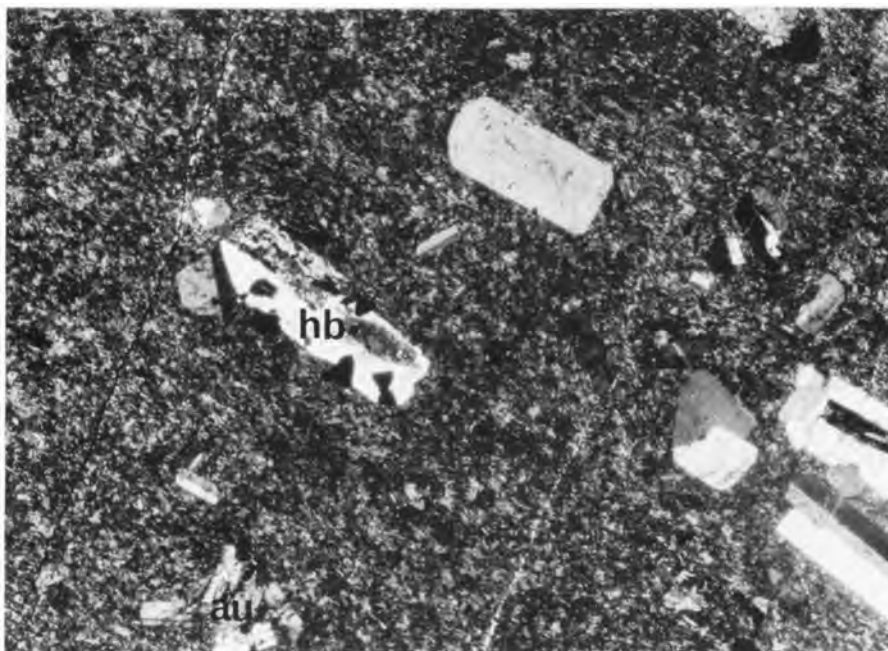
1mm

- A. 花崗岩及び火山岩の礫を含む一梨層(礫岩片岩)
a: 圧碎された花崗閃緑岩の礫で、やや引き伸ばされている
b: 細長くレンズ状に引伸ばされた流紋岩又はデイサイトの礫(清見村一梨谷, GSJ R40813)
- B. 花崗岩及び火山岩の礫を含む一梨層の顕微鏡写真. 記号はAと同じ. スケールの長さ1mm(以下同じ)
(清見村一梨谷, GSJ R40814, 直交ポラーラ)



A

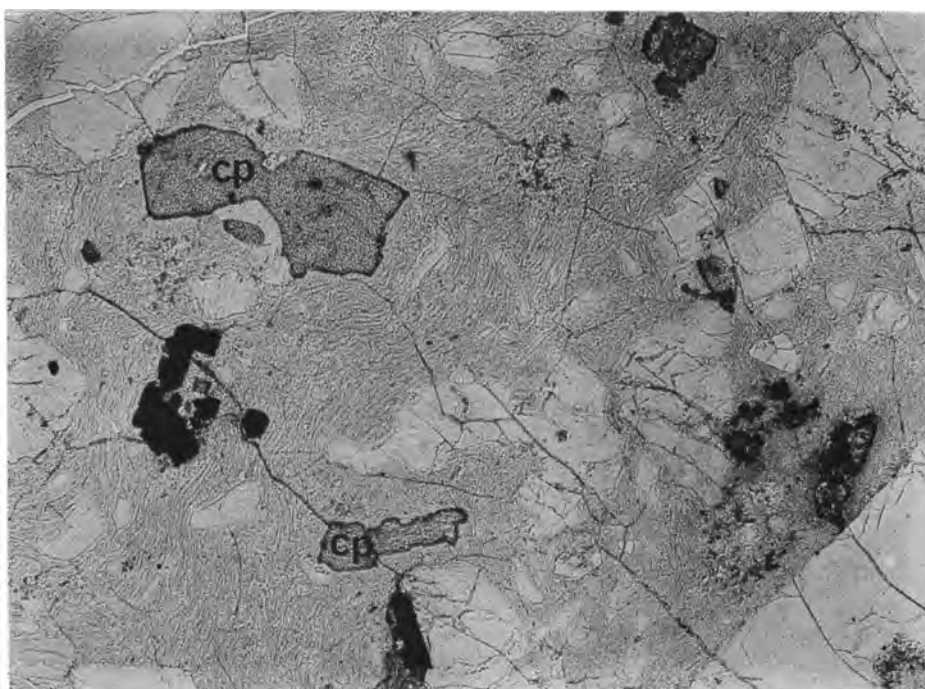
1mm



B

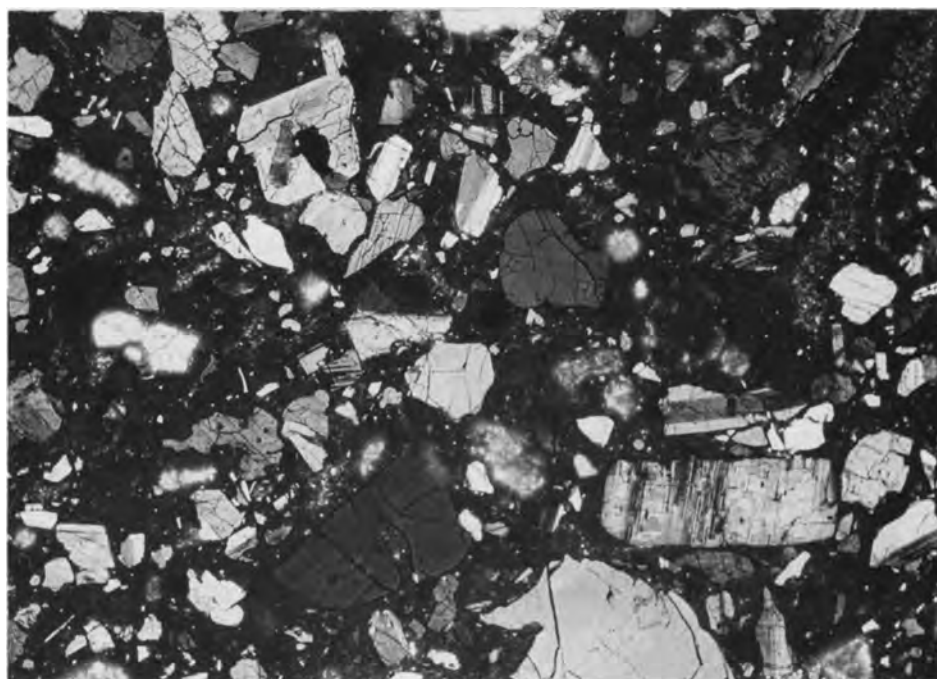
1mm

- A. 玄武岩の細礫を含む一梨層の顕微鏡写真。玄武岩礫(b)は短冊状斜長石(曹長石化)と不透明鉄鉱物からなる。基質部は斜長石・緑れん石及び不透明鉄鉱物からなる(清見村一梨谷, GSJ R40825, 下方ポーラー)
- B. 普通輝石安山岩(吉田川安山岩類)の顕微鏡写真。斑晶は、斜長石, 緑色角閃石(hb), 変質した普通輝石(au)などからなる。石基は、短冊状斜長石の配列による流理構造(左上-右下)を示す(明方村松谷川上流, GSJ R40825, 直交ポーラー)



A

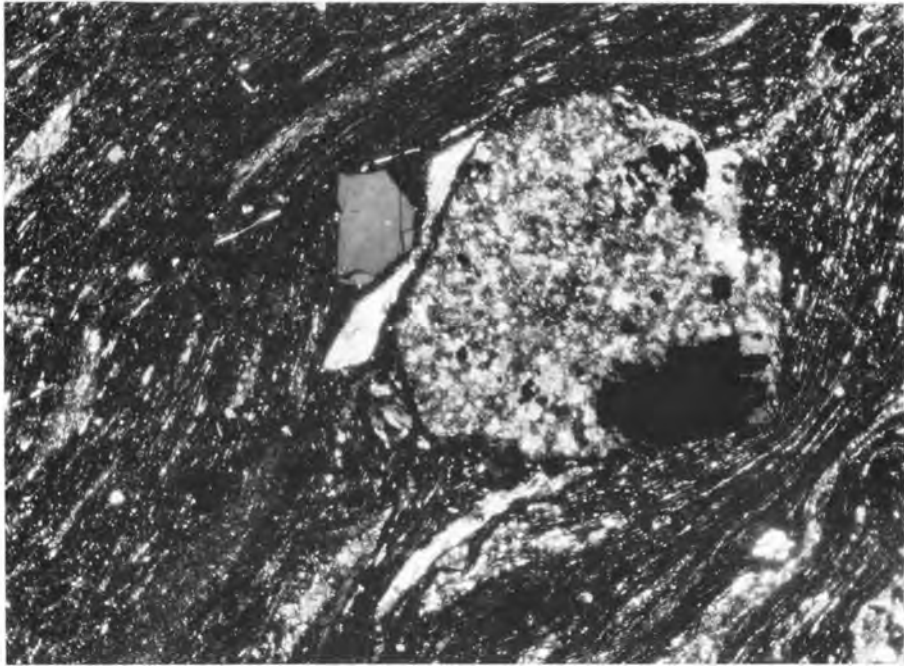
1mm



B

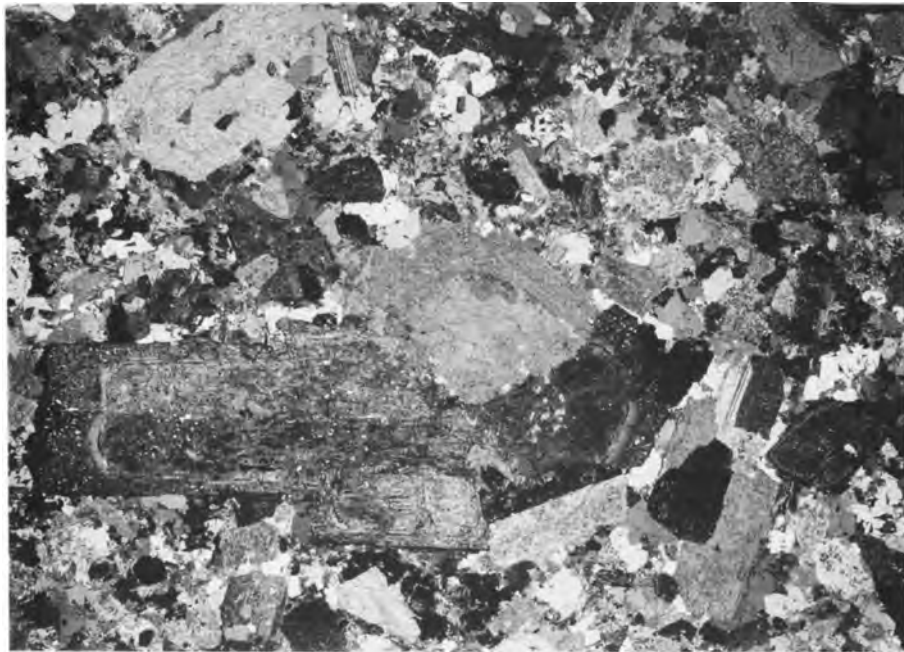
1mm

- A. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(船山溶結凝灰岩)の顕微鏡写真。斜長石、石英、単斜輝石(cp)などの結晶片に富み、基質のガラス片は強く溶結している(金山町浅谷南方, GSJ R40851, 下方ポーラー)
- B. A と同一薄片の一部(直交ポーラー)。右端上部に本質レンズが認められる



A

1mm



B

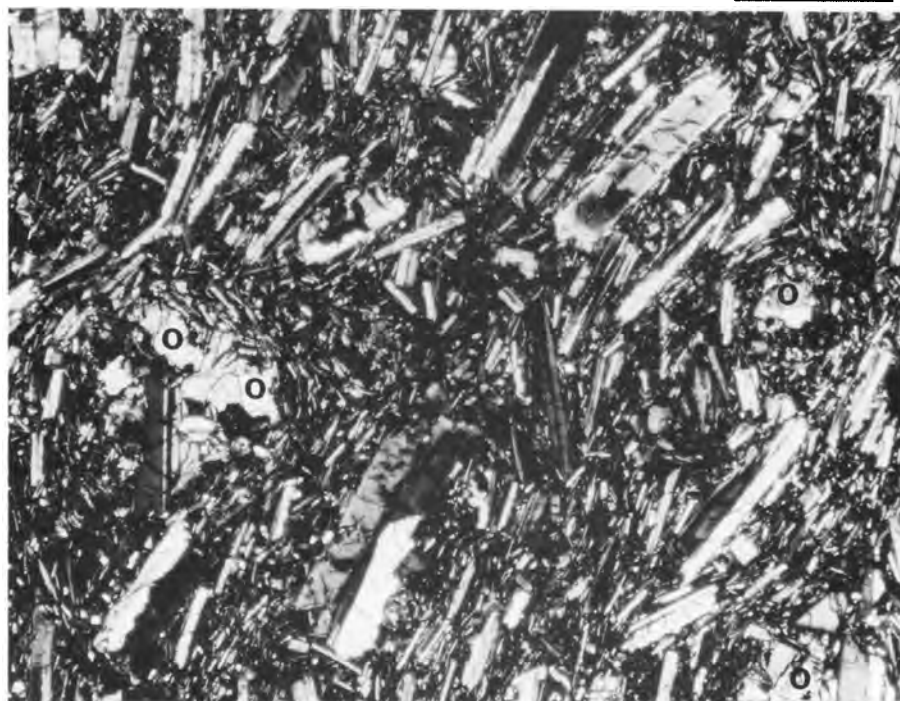
1mm

- A. 溶結ガラス質凝灰岩(未区分火砕岩類)の顕微鏡写真。結晶片に乏しく、著しく偏平化したガラス片によるユークタキサイト構造を示す。中央の岩片は流紋岩(馬瀬村老谷, GSJ R40853, 直交ポーラー)
- B. 萩原花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真(萩原町桜谷, GSJ R40852, 直交ポーラー)



A

1mm



B

1mm

- A. 黒雲母花崗岩(水沢上花崗岩)の顕微鏡写真. 中央上部の黒色部は螢石の他形結晶(明方村水沢上, GSJ R40840, 直交ポーラー)
- B. かんらん石玄武岩の顕微鏡写真. かんらん石斑晶(O)は斜長石に比べて少量である(清見村橋谷南東方, GSJ R80845, 直交ポーラー)

文献引用例

河田清雄・磯見 博・杉山雄一（1988） 萩原地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，82p + 付録 40p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KAWADA, K., ISOMI, H. and SUGIYAMA, Y. (1988) *Geology of the Hagiwara district*. With Geological sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 82p. (in Japanese with English abstract 10 p.) + Appendix 40 p.

昭和 63 年 3 月 3 日 印 刷

昭和 63 年 3 月 7 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 小 宮 山 一 雄

印 刷 所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町 78

©1988 Geological Survey of Japan