

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第80号

NI-53-7-11

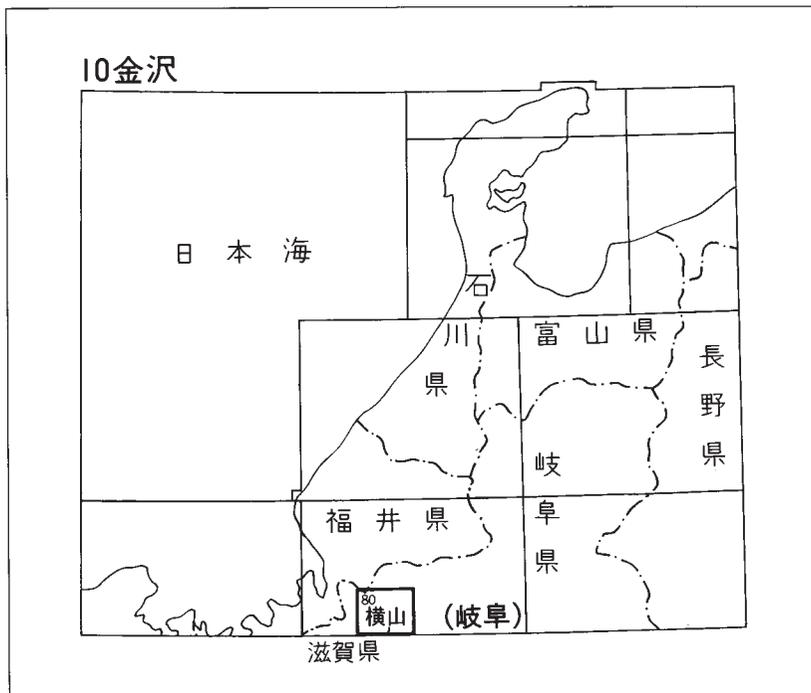
## 横 山 地 域 の 地 質

斎藤 眞・沢田順弘

平成 12年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

10-67 今庄 Imajō NI-53-7-14 (未刊行, unpublished)	10-68 冠山 Kammuriyama NI-53-7-10 (未刊行, unpublished)	10-69 根尾 Neo NI-53-7-6 (1964)
10-79 敦賀 Tsuruga NI-53-7-15 (1999)	10-80 横山 Yokoyama NI-53-7-11 (2000)	10-81 谷汲 Tanigumi NI-53-7-7 (1991)
11-5 竹生島 ChikubuShima NI-53-7-16 (未刊行, unpublished)	11-6 近江長浜 Ōmi-Nagahama NI-53-7-12 (1957)	11-7 大垣 Ōgaki NI-53-7-8 (1955)

## 目 次

I. 地 形	(斎藤 眞)	2
II. 地 質 概 説	(斎藤 眞・沢田順弘)	6
III. 美濃帯堆積岩コンプレックス	(斎藤 眞)	10
III. 1 研究史		11
III. 2 岩相の記載方法		14
III. 3 概説		17
III. 4 摺曲ユニット		17
III. 5 左門岳ユニット		19
III. 6 舟伏山ユニット		24
III. 7 久瀬ユニット		33
III. 8 化石と地質年代		41
III. 8. 1 軟体動物化石		41
III. 8. 2 紡錘虫化石		41
III. 8. 3 放散虫化石		46
III. 8. 4 地質年代		53
III. 9 対 比		55
III. 10 地質構造		56
III. 10. 1 ユニット境界をなす衝上断層		56
III. 10. 2 ユニット内の衝上断層		56
III. 10. 3 花房山シンフォーム		57
IV. 火成岩類	(沢田順弘・斎藤 眞)	57
IV. 1 研究史		57
IV. 2 概 説		58
IV. 3 貝月山花崗岩		59
IV. 3. 1 岩体区分と岩体の構造		59
IV. 3. 2 貝月山花崗岩の岩石記載		61
IV. 3. 3 貝月山花崗岩の放射年代		68
IV. 3. 4 貝月山花崗岩の岩石化学		70
IV. 4 岩 脈		79
IV. 4. 1 中粒白雲母花崗岩		80
IV. 4. 2 普通角閃石閃緑斑岩		80
IV. 4. 3 かんらん石玄武岩		80
IV. 4. 4 輝石普通角閃石石英閃緑岩		81

IV. 4. 5	かんらん石普通輝石安山岩	84
IV. 4. 6	普通角閃石閃緑岩	84
IV. 4. 7	安山岩角礫岩	84
IV. 4. 8	斜方輝石玄武岩質安山岩	85
IV. 4. 9	斑状普通角閃石輝石安山岩	85
IV. 4. 10	岩脈の放射年代	86
IV. 4. 11	岩脈の岩石化学	86
V.	接触変成作用 (斎藤 眞)	92
V. 1	接触変成作用	92
V. 1. 1	概論・研究史	92
V. 1. 2	変成帯	93
V. 2	貝月山花崗岩の地下構造	93
VI.	第四系 (斎藤 眞)	96
VI. 1	概説・研究史	96
VI. 2	中位段丘堆積物	96
VI. 3	低位段丘堆積物	96
VI. 4	小扇状地及び緩斜面堆積物	97
VI. 5	地すべり及び大規模崩壊堆積物	98
VI. 6	沖積低地堆積物	99
VI. 7	埋め立て地	99
VII.	地質構造 (斎藤 眞)	101
VII. 1	南北系の断層	102
VII. 2	東北東-西南西系の断層	104
VII. 3	西北西-東南東系の断層	105
VII. 4	貝月山花崗岩貫入後の構造発達史	107
VIII.	資源地質 (斎藤 眞)	108
VIII. 1	鉍 山	108
VIII. 1. 1	土倉鉍山	109
VIII. 1. 2	日坂鉍山	110
VIII. 1. 3	北伊吹鉍山	110
VIII. 1. 4	その他	110
VIII. 2	温 泉	110
VIII. 2. 1	久瀬温泉	111
VIII. 2. 2	藤橋村西横山	111
VIII. 2. 3	今後の展望	111
VIII. 3	採 石	111

IX. 災害地質	(齋藤 眞)	112
IX. 1 大規模崩壊と地質学的要因		112
IX. 2 小扇状地及び緩斜面堆積物の形成と防災		113
IX. 3 貝月山花崗岩分布地域の土砂流出		113
文 献		114
Abstract		122

## 図・表・付図 目次

第1図 横山地域の行政区分図	2
第2図 横山地域及びその周辺地域のJERS-1 (ふよう1号) によるSAR画像	3
第3図 横山地域の地形と地質との関係	5
第4図 横山地域の地質総括図	7
第5図 横山地域の地質概略図	8
第6図 美濃帯一丹波帯東部の地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)	10
第7図 美濃帯堆積岩コンプレックスを構成する2岩相のブロックダイアグラム	11
第8図 美濃一丹波帯堆積岩コンプレックスのユニット区分図	13
第9図 横山地域付近の美濃一丹波帯堆積岩コンプレックスのユニット区分対比図	14
第10図 本報告における美濃帯堆積岩コンプレックスを構成する岩相の記載方法	15
第11図 混在岩の区分. 含まれる岩種の違いによって区分	15
第12図 檜曲ユニットのルートマップ	18
第13図 左門岳ユニットのルートマップ (1)	19
第14図 左門岳ユニットのルートマップ (2)	20
第15図 尾根を作るチャートと10km程度連続する層状珪質泥岩の露頭	21
第16図 左門岳ユニットの粗粒砂岩	22
第17図 砂岩の薄片写真	23
第18図 左門岳ユニットの礫岩	24
第19図 舟伏山ユニットと久瀬ユニットの境界部のルートマップ	25
第20図 舟伏山ユニットの下限に発達する衝上断層 (1)	25
第21図 舟伏山ユニットの下限に発達する衝上断層 (2)	26
第22図 舟伏山ユニットの混在岩の大露頭	27
第23図 舟伏山ユニットのルートマップ	28
第24図 舟伏山ユニットのメランジュ基質を構成する混在岩	29
第25図 基質に緑色の部分と暗灰色の部分のある混在岩	30
第26図 葉状構造の発達した混在岩	30
第27図 舟伏山ユニットの緑色岩とチャートの露頭写真	31

第28図	舟伏山ユニットの緑色岩の薄片写真	32
第29図	「谷汲」地域西部，久瀬－谷汲地域のルートマップ	34
第30図	「谷汲」地域西部，久瀬－谷汲地域の地質図	35
第31図	久瀬ユニットの混在岩主体の部分のルートマップ	36
第32図	久瀬ユニットの泥岩の岩体の多い部分のルートマップ	37
第33図	久瀬ユニットの各岩相の露頭写真	38
第34図	久瀬ユニットの混在岩	39
第35図	久瀬ユニットの珪質泥岩，凝灰質泥岩の薄片写真	40
第36図	久瀬ユニットのチャート角礫岩	41
第37図	本地域の石灰岩から産出した化石の位置図	42
第38図	M1地点から産出した厚歯二枚貝化石	42
第39図	本地域および「冠山」地域で産出した放散虫化石の試料採集地点	46
第40図	左門岳ユニットの泥岩から産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	47
第41図	左門岳ユニットの珪質泥岩から産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	49
第42図	舟伏山ユニットから産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	50
第43図	久瀬ユニットから産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真	52
第44図	本地域の岩相と化石から決められる年代の関係	54
第45図	貝月山花崗岩と美濃帯堆積岩コンプレックスの境界付近のルートマップ	60
第46図	貝月山花崗岩と美濃帯堆積岩コンプレックスの接触部	61
第47図	貝月山花崗岩のスラブモード組成	62
第48図	貝月山花崗岩のスラブ写真	65
第49図	貝月山花崗岩の顕微鏡写真	66
第50図	花崗岩及び岩脈の放射年代を検討した試料の採集地点図	69
第51図	花崗岩及び岩脈の化学組成分析・岩石記載を行った試料の採集地点図	70
第52図	貝月山花崗岩のハーカー図	74
第53図	貝月山花崗岩のノルムQz-ab-or図及びACF図	78
第54図	玄武岩岩脈群の産状	79
第55図	岩脈の産状	82
第56図	岩脈の顕微鏡写真	83
第57図	岩脈のハーカー図	88
第58図	貝月山花崗岩の接触変成作用による変成鉱物分布図	92
第59図	変成鉱物の顕微鏡写真	94
第60図	混在岩の基質に晶出した堇青石の斑状変晶	95
第61図	貝月山花崗岩の地下構造を示したブロックダイヤグラム	95
第62図	本地域南西端の中位段丘堆積物	97
第63図	低位段丘堆積物に小扇状地堆積物が重なる露頭	98

第64図	本地域の大規模崩壊地形の航空写真	99
第65図	本地域の地すべり及び大規模崩壊堆積物	100
第66図	本地域の断層と断層露頭	101
第67図	川上断層の断層露頭	102
第68図	坂本断層による貝月山花崗岩のカタクレーサイト	103
第69図	日坂断層の断層露頭	105
第70図	広瀬断層の断層露頭	106
第71図	玄武岩岩脈と花崗岩の境をなす川上断層の一部	107
第72図	本地域の地殻水平歪み（1985年－1983年）	108
第73図	本地域の地質資源分布図	109
第74図	土倉鉦山選鉦所跡	110
第1表	本地域の石灰岩から報告されている紡錘虫化石	43
第2表	本地域および「冠山」地域（R1のみ）で産出した放散虫化石	44
第3表	貝月山花崗岩及び岩脈の放射年代	68
第4表	貝月山花崗岩の化学組成とCIPWノルム組成	71
第5表	岩脈の化学組成とCIPWノルム組成	87
付図	ルートマップ・露頭・試料採集地点位置図	119
Fig.1	Summary of the geology in the Yokoyama district	123
Fig.2	Tectonic division of the Yokoyama district	124



## 横山地域の地質

齋藤 眞\*・沢田順弘\*\*

「横山」地域<sup>1)</sup>の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究(地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成)として行われたものである。本報告は平成8-10年度に200日以上行った野外での調査・研究の成果に基づいている。野外調査に当たっては、美濃帯堆積岩コンプレックスと第四系、及び全体の地質構造を齋藤が担当し、貝月山花崗岩を沢田が担当した。全体の調整は齋藤が行った。

貝月山花崗岩の岩石記載の一部は杉井完治氏(現京都市消防局)の1988年度島根大学理学部地質学科卒業論文を参考にし、併せて岩石試料、岩石薄片も活用させていただいた。また同氏から地質に関する情報を教えていただいた。岐阜大学工学部小嶋 智教授からは未公表資料の提供を受けた。現地調査の際には、藤橋村役場からさまざまな情報提供を受けた。岐阜県庁総務部消防防災課からは地質災害に関する情報提供を受けた。藤橋村在住の宮川貞夫氏からは現地調査の協力を受けた。(財)資源・環境観測解析センター(ERSDAC)には、JERS-1(ふよう1号)のデータの使用にあたって便宜を図っていただいた。岐阜営林署(現岐阜森林管理署岐阜事務所)、大津営林署(現滋賀森林管理署)、福井営林署(現福井森林管理署)には国有林内調査の便宜を計っていただいた。以上の方々に深くお礼申し上げる。また、国際協力室脇田浩二技官から未公表資料の提供を受けた。JERS-1(ふよう1号)のデータの画像処理は環境地質部土田 聡技官、地質部巖谷敏光技官に依頼した。なお、本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館野上貴嗣、大和田 朗、福田和幸、北海道支所佐藤卓見の各技官及び島根大学総合理工学部の大島由美子、松野貴子の両氏の製作によるものである。

本報告で用いている岩石資料のうち、GSJ R68112等のGSJ RNo.の付いている試料は、地質標本館に登録・保存されている。

\*地質部 \*\*島根大学

1) 本報告では国土地理院発行の5万分の1地形図の地域を指す時に「横山」地域のように「」をつけて記述する

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Yokoyama, Gifu, Shiga, Fukui, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Paleogene, Miocene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Mino sedimentary complex, Samondake Unit, Funafuseyama Unit, Kuze Unit, Kaizukiyama Granite, basalt dike, terrace deposits, radiolaria, K-Ar age, contact metamorphism

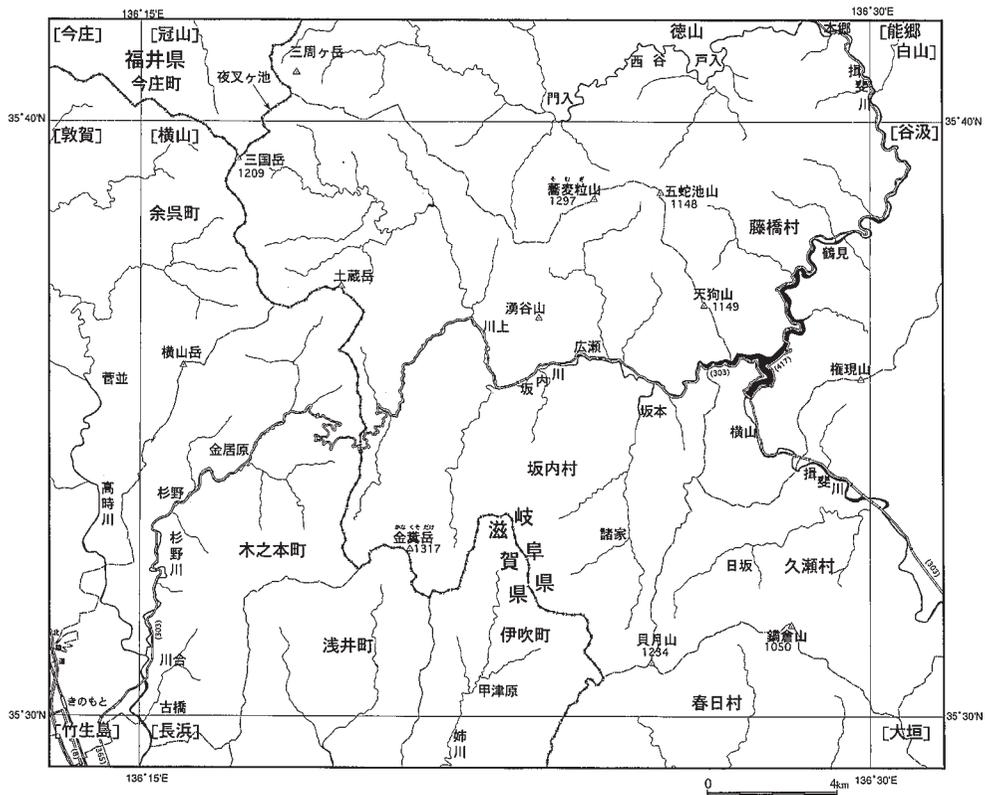
# I. 地 形

(斎藤 眞)

「横山」地域は、北緯 $35^{\circ}30'$ - $35^{\circ}40'$ 、東経 $136^{\circ}15'$ - $136^{\circ}30'$ の範囲を占め、琵琶湖北東方の岐阜県、滋賀県、福井県の県境に位置する。本地域の中央部から東側は岐阜県揖斐郡坂内村、藤橋村、久瀬村、春日村が占める。西部は滋賀県伊香郡余呉町、木之本町、東浅井郡浅井町、坂田郡伊吹町が占める。また本地域城北西部の狭い地域を福井県南条郡今庄町の南東端が占める（第1図）。

## 水系

本地域の岐阜県側は揖斐川の上流域で、支流の坂内川流域の大部分が本地域中部を占めている。滋賀



第 1 図 横山地域の行政区分図



第 2 図 横山地域及びその周辺地域のJERS-1 (ふよう1号) によるSAR画像 (合成開口レーダー画像)  
経緯線で囲まれた地域が横山地域. 使用画像 撮像年月日: 1993年7月11日 PATH 069, ROW 241.  
データ提供 (財) 資源・環境観測解析センター (ERSDAC) .

県側は琵琶湖に注ぐ高時川、姉川の上流域で、北部の福井県側は日野川の最上流部に位置する。日野川は、北に流れ福井市内で九頭竜川に合流し、日本海に注いでいる。各県境はすべてこれらの水系の分水嶺になっている。

本地域では標高1,000m以上の地域が県境を中心に存在し、そこから分岐した尾根（岐阜県坂内村と藤橋村の旧徳山村との境界をなす）にも広がっている。本地域の標高最高地点は岐阜-滋賀県境にある金かた囊くそだけ岳の1,317mで、本地域北部の坂内村と藤橋村徳山との境界にある蕎麦粒山そむぎやまの1,297mがこれに続く。最低点は本地域東縁の揖斐川沿いで、標高10mを切る。標高差は1,200m以上ある。

## 地形と地質構造の関係

本地域南部の貝月山を中心とする地域には貝月山花崗岩が分布し、その東側に衛星岩体が存在する（第3図a）。この他の地域は、ユニット境界に注目して大局的に見れば北に緩く傾斜した構造を持つジュラ紀の美濃帯堆積岩コンプレックスで占められている。貝月山花崗岩の貫入後には、花崗岩体に大きな変位を与えた右ずれ成分をもつ南北性の断層活動があり、その後東西圧縮に伴う北西-南東方向及び北東-南西方向の断層が形成された。以下に地形とこれらの地質構造の関係を示す。

### a. 花崗岩分布地域の地形

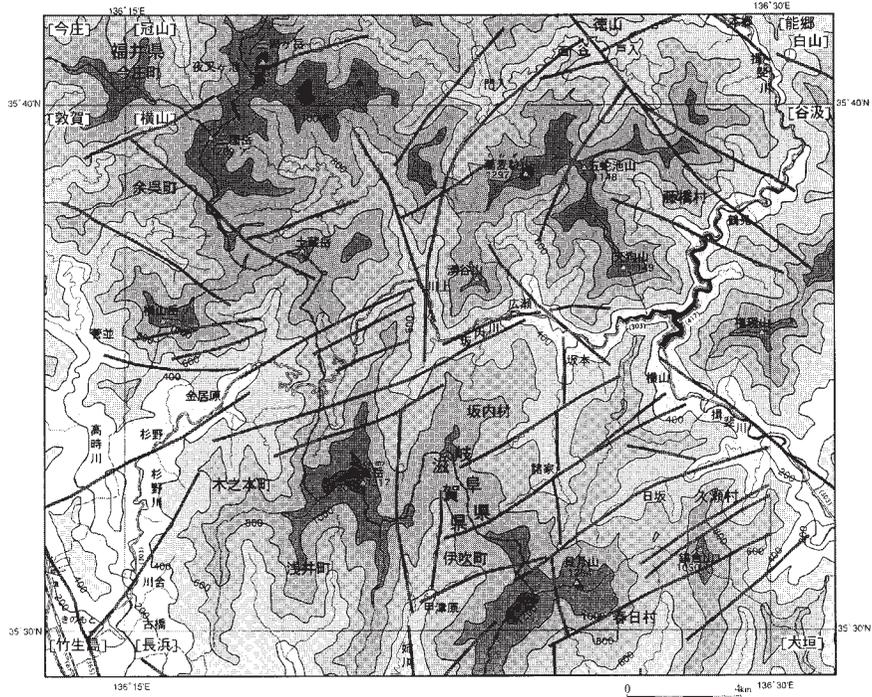
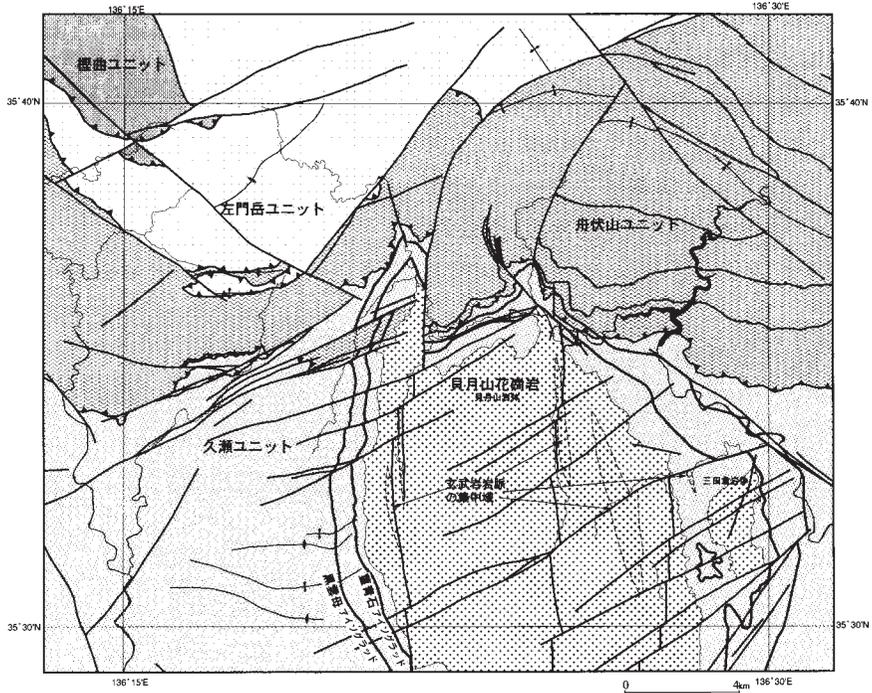
貝月山花崗岩の分布地域では、花崗岩地域特有のなだらかな地形を呈する。このことは地形図のみならず、人工衛星（JERS-1；ふよう1号）による本地域の合成開口レーダー（SAR）画像（第2図）においても認められる。すなわち、花崗岩分布域が大局的にはなだらかであるが、多数の細かい谷が網状に映し出されている。そして、貝月山花崗岩の周辺的美濃帯堆積岩コンプレックスは、接触変成作用を受けたために風化浸食に強くなり、地形的に花崗岩体を取り巻く尾根をなしている。これらは、金囊岳から南北に延びる尾根や鍋倉山から南北に延びる尾根として明瞭に認められる。また、花崗岩と堆積岩コンプレックスの境界は、山腹の傾斜の変更点として容易に認識できる。

### b. リニアメントと断層

本地域のJERS-1のSAR画像（第2図）では、明瞭なリニアメントが数多く認識できる（第3図b）。この中で最も明瞭なものは、本地域中央部を南北に貫く2本の平行なリニアメントと、中部から南部の花崗岩分布域に認められる北東ないし東北東方向の平行なリニアメント群である。両者のうちの幾つかは活断層研究会編（1980）によって、活断層の疑いのあるリニアメントとして記載されている。本研究による地質構造の解析から、両者とも破砕帯を伴う断層が、差別浸食によってリニアメントとして認識されていることが明らかになった。南北方向のリニアメントのうち坂内村川上を通るものは、坂内川河床において幅数10mの断層破砕帯をもつ断層である。坂内村坂本から南に延びるものも白川河床に破砕帯が認められ、断層であることが確かめられた。北東ないし東北東方向の平行なリニアメント群は右横ずれ成分のある断層群からなり、南北方向の断層を変位させていることも明らかになった（第VII章）。しかし、これらが活断層である証拠は見いだされていない。また北東ないし東北東方向の断層に沿って温泉掘削が行われ、久瀬村日坂と藤橋村横山で温泉が湧き出ている（第VII章）。

### c. 美濃帯堆積岩コンプレックスの組織地形

美濃帯堆積岩コンプレックスの分布域にも、いくつかの組織地形が認められる。本地域の北西部では、



第 3 図 横山地域の地形と地質との関係

a (上) ; 地質概略図

b (下) ; 埋谷面図 (谷幅500m以下を埋積、コンターは200m間隔) および人口衛星写真で認められるリニアメント (網線) .

南に凸に尾根が張り出した地形が認められる。これは、左門岳ユニットの地層の走向が南に緩く湾曲（褶曲）しているために、地層の硬軟を反映した差別浸食によって、湾曲した尾根筋、谷筋となって現れたものである。特に本地域北縁部の三国岳北方から「冠山」地域内の三周ヶ岳に延びる尾根は、厚いチャートが険しい尾根地形を作る（第15図A）。同様の地形は、南西部の木之本町川合付近でも認められる。ここではメランジュが卓越する久瀬ユニットであるが、比較的地層が側方に連続する地域で、尾根は地層の走向に沿って東北東から北北東に変化する。

舟伏山ユニットが分布する本地域中部の坂内村川上北西方では、特に土蔵岳の北東方の尾根沿いに石灰岩が分布しており、ここにはなだらかな面が認められる。これは石灰岩地帯に特有の河食から取り残された台地状の地形に類似する。

本地域中央部の坂内村広瀬周辺や西部の木之本町金居原では、舟伏山ユニットの南限となる部分に、山腹の傾斜が緩くなる傾斜変更点がある。この部分には、舟伏山ユニットとその下位の久瀬ユニットを画する衝上断層群が存在するために、その断層帯が通る部分の傾斜が上下より緩くなって地形に現れていると考えられる。

#### d. 段丘

本地域は、全域にわたって起伏の激しい山地であるが、河川勾配が比較的緩く、揖斐川本流を除いて谷幅も比較的広いことから、主要な河川沿いに低位段丘が発達する。揖斐川本流沿いではダム湖に沈んだものも多いが、坂内川沿いの坂内村坂本-広瀬周辺や、杉野川の金居原より下流の地域では低位段丘が発達している。また、花崗岩分布域の谷沿いにも、低位段丘の平坦面が広がっている。これらの段丘と山地の境には、小扇状地が発達していることが多い。

本地域南西部の古橋周辺には中位段丘面が広がっている（第62図）。

#### e・崩頓地形

坂内相川上の北方（ナンノ谷）と土蔵岳の南斜面には比較的大きな崩壊地形が認められ、その崩壊物が分布している。

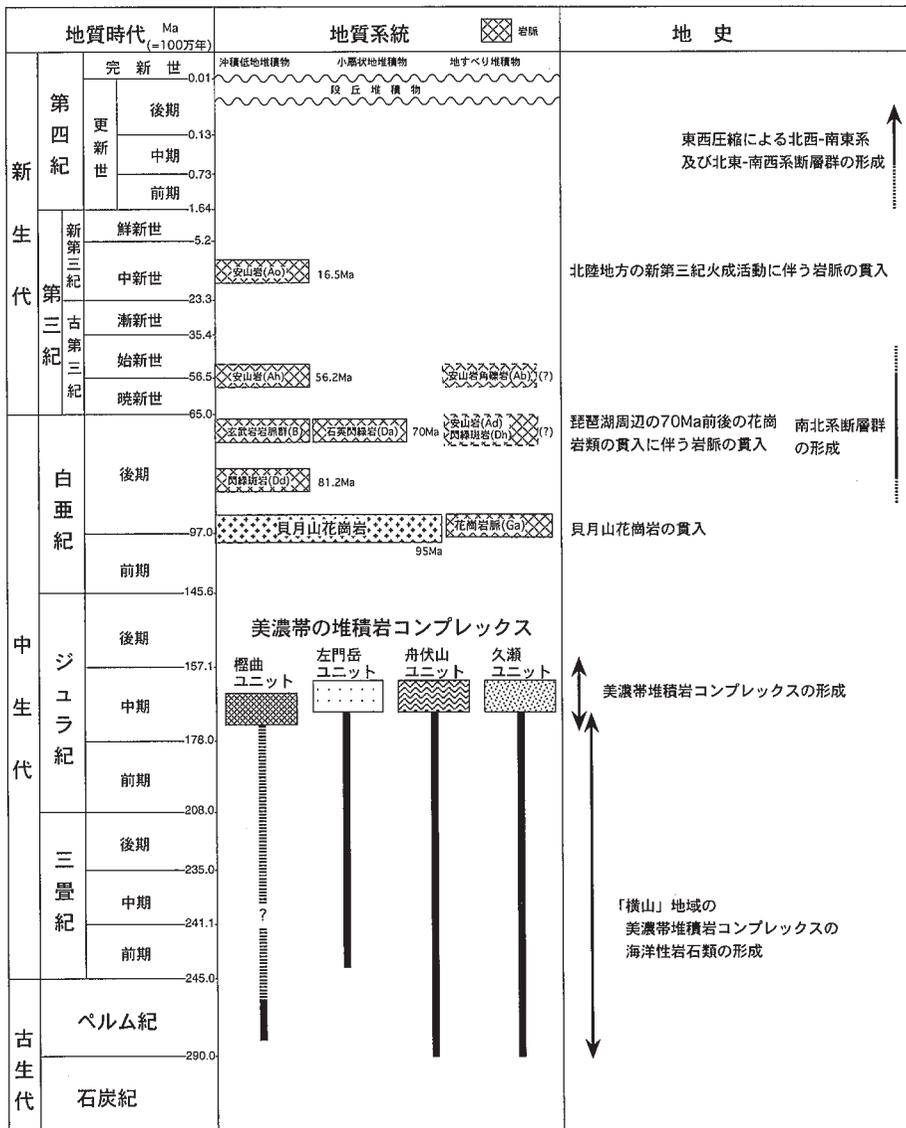
本地域南西部の浅井町には小規模な地すべり地形が西向の斜面上に見られる。ここでは大まかに見れば、メランジュ基質の鱗片状劈開面が西に緩く傾く構造を持っているため、流れ盤となり、地すべり堆積物が山腹に残存し、明瞭な地すべり地形をなしている。

## II. 地 質 概 説

（斎藤 眞・沢田順弘）

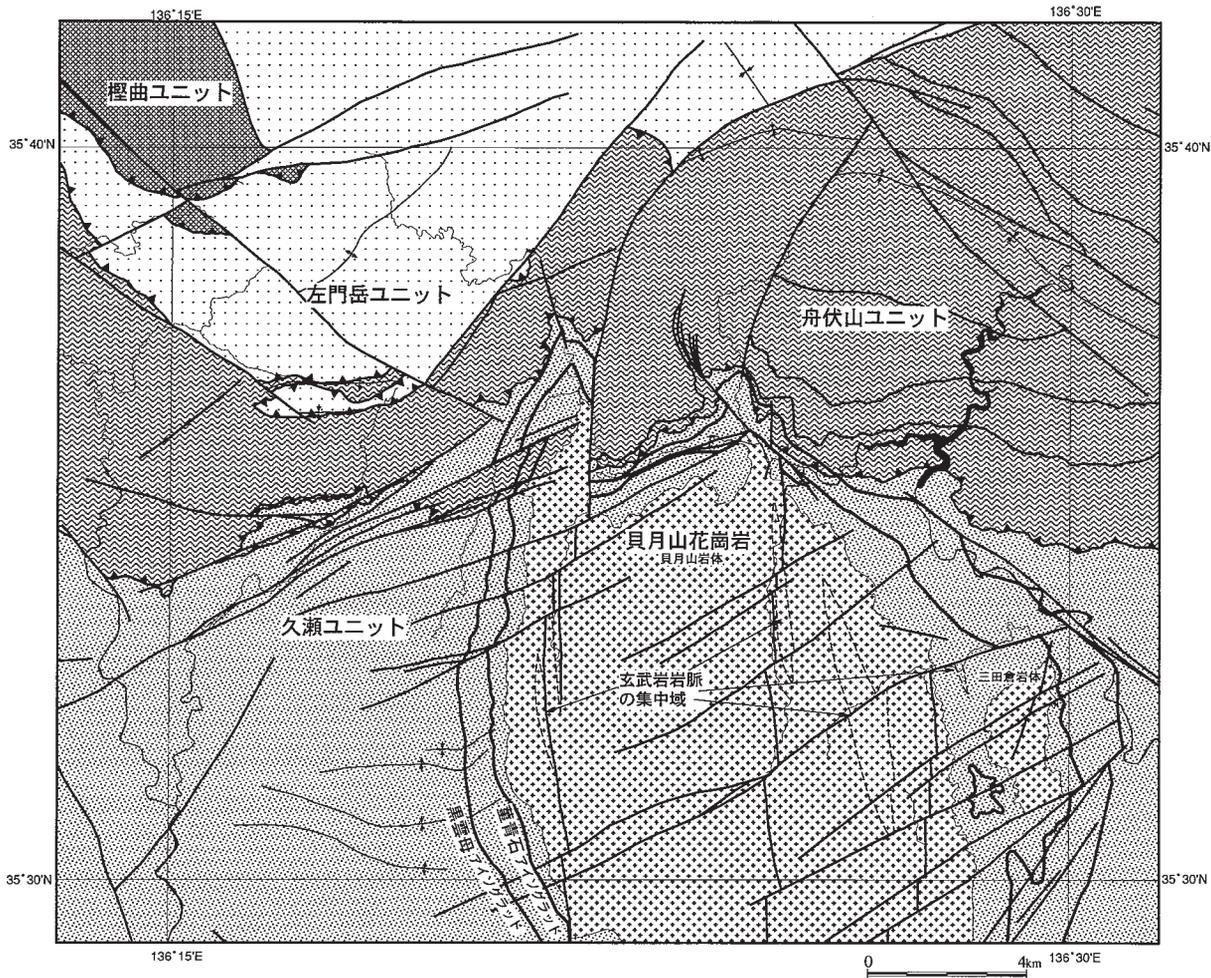
「横山」地域は、琵琶湖の北東方に位置する。本地域は地帯区分上は美濃帯の西部にあたる。根尾谷

活断層系と柳ヶ瀬－義老活断層系に挟まれた地域で、断層破碎帯に起因した南北系、北西－南東系、東北東－西南西系のリニアメントが数多く認められる。本地域に分布する地質系統のうち、美濃帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスが多くを占める。白亜紀の中頃には貝月山花崗岩が貫入し、周囲の美濃帯堆積岩コンプレックスに接触変成作用を及ぼし、みかけの幅が3kmに及ぶ接触変成帯（董青石帯、黒雲母帯）が形成された。後期白亜紀には玄武岩岩脈をはじめとする多くの岩脈が貫入した。第四系は中



第4図 横山地域の地質総括図

美濃帯堆積岩コンプレックスの形成年代は、本地域の泥岩、酸性凝灰岩、珪質泥岩から産出した放散虫化石の示す最も新しい年代に基づいている。本地域で放散虫化石の得られなかった檜曲ユニットについては、栗本ほか（1999）に従っている。各ユニットから下に伸びる線は、本地域内のそれぞれのユニットに含まれる海洋性岩石の年代範囲を示す（破線は不明部分）。



第5図 横山地域の地質概略図 第四系等は除いて表現した。

位及び低位段丘堆積物，地すべり堆積物，小扇状地堆積物，沖積低地堆積物などからなる．本地域に分布する地質系統を第4図に，また第四系を除いた地質概略図を第5図に示す．

### 美濃帯堆積岩コンプレックス

美濃帯堆積岩コンプレックスは，堆積岩を主体とし，緑色岩（玄武岩類）を伴う複合岩体で，ジュラ紀の付加コンプレックスである．美濃帯堆積岩コンプレックスに相当するジュラ紀の付加コンプレックスは西南日本内帯では丹波帯，足尾帯にも広く分布する．

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは構成岩類の時代の違いや，岩相と地質構造の違いをもとに4つのユニットに区分され，それぞれは北傾斜の衝上断層によって境されている．北西側の構造的上位より南の構造的下位に向かって，<sup>がしお卯</sup> 檜曲，<sup>きもんだけ</sup> 左門岳，<sup>みなふせやま</sup> 舟伏山，<sup>くぜ</sup> 久瀬の4つのユニットの順に分布する．檜曲，舟伏山の両ユニットは緑色岩に富むメランジュで特徴づけられ，その中でも特に舟伏山ユニットの下部は緑色岩に富む．左門岳ユニットは，砂岩とチャート，層状珪質泥岩からなり，チャート，砂岩，泥岩からなるメランジュを伴う．砂岩は層厚が大きく一般に泥岩片に富み，礫岩を伴う特徴を持つ．久瀬ユニットは含礫泥岩を多く含むメランジュからなる．特に本地域南東部では含礫泥岩が多い．また，この地域には，砂岩，泥岩の卓越するメランジュが分布し，石灰岩のブロックをしばしば含む．

本地域北東部は東隣の「谷汲」図幅から続く西北西プランジの花房山シンフォームがあり，本地域東部の多くはその南西翼に当たる．南西部では，西に緩く傾くプランジを持った開いたシンフォームとアンチフォームがあり，全体として西に緩く傾く構造を持つ．

### 貝月山花崗岩

貝月山花崗岩は山陽帯の花崗岩類に属し，白亜紀中頃の約95MaのK-Ar年代（黒雲母，白雲母）を持つ．大部分は粗粒等粒状の角閃石含有黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩からなり，小規模の白雲母花崗岩，斑状花崗岩類を伴う．これまで諸説あった貝月山花崗岩の地表での分布が明らかになり，貝月山花崗岩は地表では貝月山岩体と三田倉岩体（本地域南東部の久瀬村三田倉谷を中心に分布）に分かれて分布することが判明した．両者の間に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスはルーフであり，貝月山花崗岩は地下で連続する単一の岩体を構成する．

また，貝月山花崗岩は周囲の美濃帯堆積岩コンプレックスに著しい接触変成作用を与えている．堇青石帯－黒雲母帯の地表での見かけ幅は東部では3kmに及び，西部では1-1.5kmである．

### 岩脈

貝月山花崗岩の一部と同様の岩相の白雲母花崗岩（約95Ma），閃緑斑岩（約80Ma），玄武岩岩脈群（南北－北北西方向，約70Ma），石英閃緑岩（約70Ma），玄武岩質安山岩（約56Ma），かんらん石紫蘇石普通輝石安山岩（16.5Ma）の5ステージの岩脈が貫入している．この他に時代未詳のものがある．

### 第四系

第四系は中位及び低位段丘堆積物，地すべり及び大規模崩壊堆積物，小扇状地堆積物，沖積低地堆積

物からなる。中位段丘堆積物は本地域南西部にのみ分布し、低位段丘堆積物、小扇状地堆積物、沖積低地堆積物は河川沿いに分布する。地すべり及び大規模崩壊堆積物は本地域中西部の山腹に分布する。

### 貝月山花崗岩貫入後の地質構造

貝月山花崗岩の貝月山岩体西部を南北に切る川上断層（新称）では、約3kmの右横ずれ変位がある。玄武岩岩脈群（約70Ma）は川上断層をはじめとする南北断層系にほぼ平行で、玄武岩脈と貝月山花崗岩がこの断層系の断層で接していることがある。このことから、本地域は玄武岩岩脈群の貫入の前後の時期に南北系の断層・割れ日系が形成される応力場に置かれていたと考えられる。

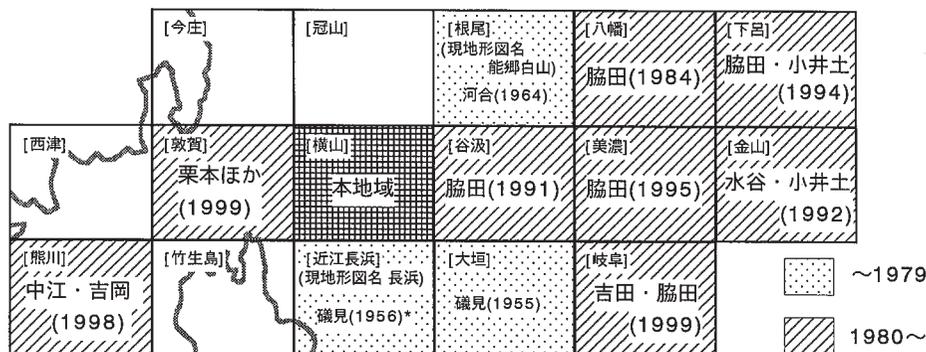
その後、現在の応力場と同様の東西圧縮に伴う北西-南東系、北東-南西系の断層活動があり、それらの断層は南北系の断層と玄武岩岩脈群を変位させている。本地域内には活断層はないが、本地域南西端に隣接して柳ヶ瀬断層、北東端に隣接して掛斐川断層、東端に隣接して谷汲断層の各活断層がある。谷汲断層の延長部は本地域内に存在するが、本地域内で活断層である証拠は見つかっていない。

## III. 美濃帯堆積岩コンプレックス

(斎藤 眞)

ジュラ紀付加コンプレックスは、西南日本内帯の丹波帯、美濃帯、足尾帯に分布している。西隣の「敦賀」図幅（栗本ほか、1999）によって、美濃帯と丹波帯の堆積岩コンプレックスにおいて設定されたユニット（コンプレックス）間の対比がなされた。

本地域の調査研究によって「谷汲」図幅（脇田、1991）などの美濃帯堆積岩コンプレックスの一連の



第6図 美濃帯-丹波帯東部の地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

\*「近江長浜」図幅の説明書は1956年出版、地質図幅は1957年出版。

研究成果と、丹波帯と美濃帯の境界を含む「敦賀」図幅地域が、堆積岩コンプレックスが沈み込み帯で形成されたとする認識が確立した1980年以降の5万分の1地質図幅によって、連続的に追跡できるようになった(第6図)。

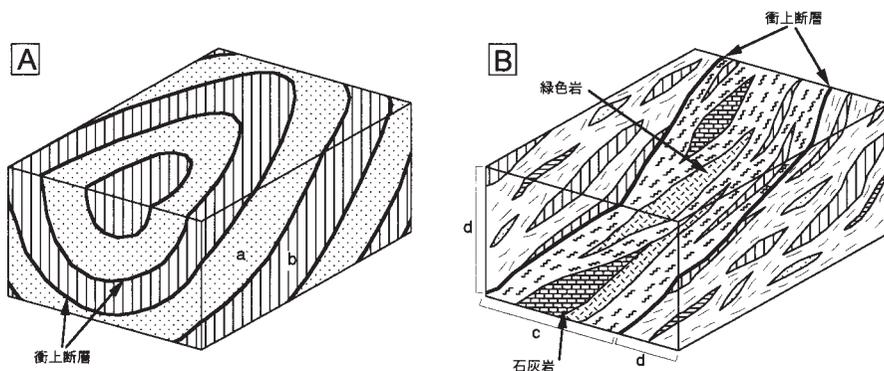
### III. 1 研究史

#### 美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスの研究史

美濃-丹波帯の地層群は、石灰岩中の大型化石や紡錘虫化石などの年代を基にして後期古生代の地層群とされ、地向斜堆積物からなるいわゆる“秩父古生層”と呼ばれてきた。しかし、1970年代以降、チャートから三疊紀コノドント化石が産出したことによって、この地層群に三疊系が含まれることが明らかになった(Koike *et al.*, 1971)。さらに木曾川沿いの犬山地域ではシルト岩からジュラ紀のアンモナイト(Sato, 1974)が、砂岩からは中生代型の材化石(西田ほか, 1974)が発見され、美濃-丹波帯の地層群すべてが“古生層”とする考え方が疑問視されるようになった。

1970年代末から、珪質岩、泥質岩の年代が放散虫化石によって決定できるようになった。従来“古生層”と呼ばれていた地質体の珪質岩・泥質岩などから続々と三疊紀とジュラ紀の放散虫化石の産出が報告された(例えば, Yao *et al.*, 1980)。そしてペルム紀-ジュラ紀(一部白亜紀初頭, Wakita, 1988a)に至る様々な年代を示す放散虫化石が数多く発見された。この結果、“古生層”の語は使われなくなった。現在では、美濃-丹波帯の地層群は、現世のプレート沈み込み帯との比較から、“地向斜堆積物”ではなくて、付加コンプレックス(過去の付加体)として認識されるようになった。

また、放散虫化石を用いた詳細な地質の検討も進展し、美濃帯をはじめとする地域の堆積岩コンプレックスには、主にチャートと碎屑岩が衝上断層で繰り返すいわゆるチャート・碎屑岩コンプレックス



第7図 美濃帯堆積岩コンプレックスを構成する2岩相のブロックダイアグラム(斎藤, 1997を一部修正)

A; 整然相を構成するチャート碎屑岩コンプレックス

美濃帯堆積岩コンプレックスでは、チャート-碎屑岩シーケンスが衝上断層で積み重なる典型的な場合は少なく、チャートの上位の泥岩部分にも衝上断層が形成され、主に粗粒碎屑岩からなる部分(ジュラ紀)(a)と主にチャートからなる部分(三疊紀-ジュラ紀)(b)が衝上断層で積み重なることが多い。このブロックダイアグラムは上麻生地域(斎藤・塚本, 1993)をモデルにした。

B; メランジュ

泥質基質(主にジュラ紀)に様々なブロック(主にペルム紀-ジュラ紀)を含む。緑色岩や石灰岩に富む部分(c)と乏しい部分(d)がある。このブロックダイアグラムは久瀬地域(斎藤, 1993)をモデルにした。

(Kimura and Hori, 1993) からなる整然相 (第7図A) と、基質 (例えば泥岩や玄武岩凝灰岩) にブロック (例えば砂岩, チャート) が含まれるメランジュ (melange) (第7図B) の2つのタイプの岩相があることが明らかになってきた。

チャート・碎屑岩コンプレックス (第7図A) では、下位から上位に向かって珪質粘土岩 (いわゆる砥石型頁岩; Imoto, 1984), チャート, 珪質泥岩, 泥岩, 砂岩ないし砂岩泥岩互層からなるチャート-碎屑岩シーケンス (例えば松岡, 1989) が復元・認識された。そして珪質粘土岩の基底部に形成された衝上断層によってチャート・碎屑岩コンプレックスの中に繰り返し積み重なる構造があることが明らかになった (Kimura and Hori, 1993)。

メランジュ (第7図B) は一般に泥岩などの基質に、チャートや石灰岩などの基質とは岩質の異なる岩体を含む複雑な地質体を指す。この成因として、1980年代初頭には海底地すべり堆積物が考えられ、オリストストローム (olistostrome) と呼ばれたこともあった。しかし、メランジュの形成過程には、オリストストロームの他に、泥ダイアビルや広域にわたる剪断変形、そしてそれらの複合作用が有り得る (Raymond, 1984)。従って、記載的に melange (メランジュ, メランジェ, メランジ) を用いることが望ましいとされている (Raymond, 1984)。メランジュにおいても放散虫化石を用いて復元層序の検討が行われている。美濃帯での復元例として、斎藤 (1993) はペルム紀の玄武岩からなる海山に石灰岩ないしチャートが重なり、三疊系-ジュラ系はチャート-碎屑岩シーケンスからなるものを報告している。また、脇田 (1988a) は後期ジュラ紀-白亜紀初頭の泥質岩が存在するものを認識している。

チャート・碎屑岩コンプレックスやメランジュから復元された岩相層序は、プレート層序 (Taira *et al.*, 1988) ないし海洋プレート層序 (Matsuda and Isozaki, 1991) と同様の層序を持つ。この層序では上位に向かって陸源碎屑物が増え、陸に近づきながら堆積したことを示す。

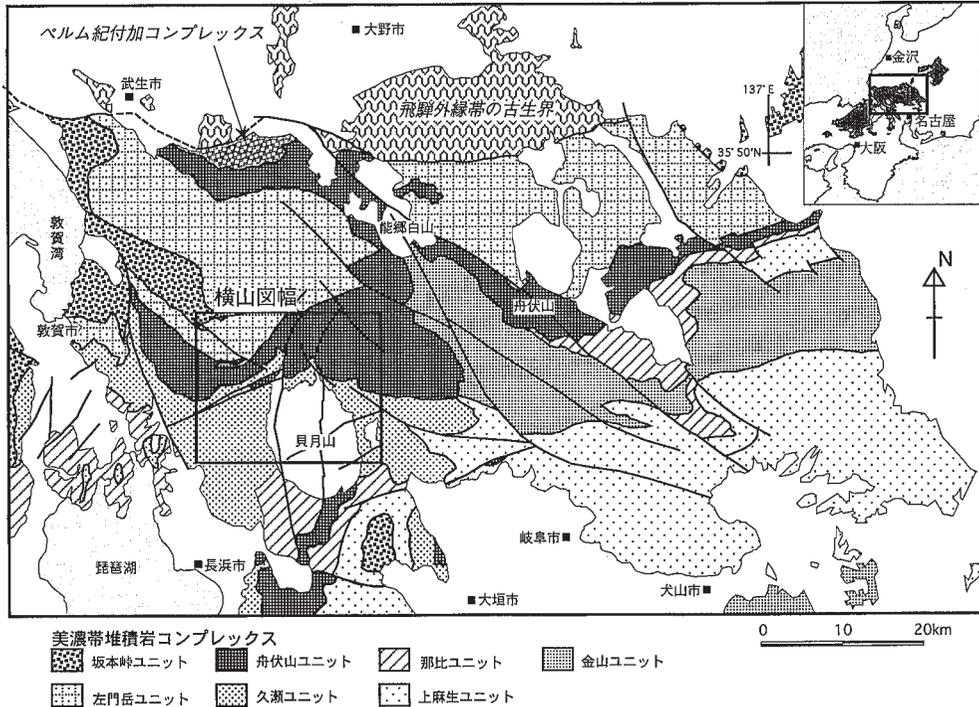
美濃帯の地層群の内部の区分では、Adachi (1976) が緑色岩の分布の有無を基に、緑色岩-石灰岩相と砂岩-チャート相の区分を提唱した。丹波帯では石賀 (1983), Imoto (1984) が、初生的な岩相層序の違いを基に I 型, II 型地層群に区分し、後者が前者に衝上断層を介して重なっていることを明らかにした。結果的には丹波帯も緑色岩に乏しい I 型地層群と緑色岩を多く含む II 型地層群に区分されることになった。この後、美濃-丹波帯では、陸源碎屑物の堆積年代から近似される形成年代、初生的な岩相層序、チャート碎屑岩コンプレックスやメランジュといった岩相、そして地質構造の違いから内部を区分する試みが始まった。Wakita (1988b) は美濃帯中西部、Otsuka (1988) は美濃帯東部の堆積岩コンプレックスを衝上断層で境された複数のユニットないしコンプレックスに区分した。Nakae (1992) は丹波帯を複数のコンプレックスに区分した。これらの成果によって、美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスは構造的上位のユニット (コンプレックス) ほど形成年代が古いと考えられるようになった。

本報告では、Wakita (1988b) を基に、脇田ほか (1992), 栗本ほか (1999) の研究成果と本報告の成果を用いて美濃帯堆積岩コンプレックスの区分を行った (第8図)。

## 横山図幅地域周辺の研究史

本図幅地域周辺の地質図としては、大築・清野 (1919) の20万分の1地質図幅に始まる。

1980年以前の美濃帯堆積岩コンプレックスに関する研究には以下のものがある。岐阜県側では、北隣



第8図 美濃一丹波帯堆積岩コンプレックスのユニット区分図

Wakita (1988b) をもとに栗本はか (1999), 吉田, 脇田 (1999) 及び本報告の成果に基づいて作製.

の「冠山」地域から本地域北半部にかけての地質について梶田 (1963) の研究がある。本地域中部では Hattori (1976) が詳細な地質の研究を行っている。中部から南東部にかけての地質については宮村 (1965) の研究があり、さらに南隣の「長浜 (旧近江長浜)」地域の伊吹山周辺までも含めて Miyamura (1967) が総合的な研究を行っている。滋賀県側では塚野・伊藤 (1967) が「敦賀」地域東部から本地域西部の地質を広域的にまとめ、石炭紀-ペルム紀の紡錘虫化石を報告している。

Hattori (1976) が調査を行った地域では、緑色岩類の岩石学的な検討 (服部, 1979) や緑色岩類の変成分帯の研究 (服部, 1978) が行われている。また、貝月山花崗岩の南東側では、鈴木 (1975) が接触変成作用の検討を行った。畠中 (1965) は銅を産した本地域中西部の土倉鉱山で、鉱体付近の岩相と構造の詳細な記載を行っている。

周辺地域では、福井県側の「冠山」地域南西部から「今庄」地域にかけての地域で磯見 (1955b), 西田 (1962) の研究があり、石灰岩から石炭紀-ペルム紀の紡錘虫化石を報告している。「敦賀」地域内では塚野・伊藤 (1965) の研究がある。岐阜県側の揖斐川沿いでは、尾原 (1957) が現在建設中の徳山ダムとその下流側の杉原ダム周辺の地質を報告している。放散虫化石による時代決定が可能になった1980年代以降の本地域内の地質の研究はない。周辺の5万分の1地質図幅の調査研究の一覧は第6図に示した。

1980年以降では、山本 (1985) が本地域南側の伊吹山周辺と東側の根尾村南部地域で、放散虫化石を用いた年代の検討と地質構造の検討を行い、ペルム紀石灰岩を多く含むジュラ紀の地質体が石灰岩・緑

色岩に乏しいジュラ紀の地質体に衝上していることを明らかにした。この研究を受けて斎藤（1989, 1993）が「谷汲」図幅地域の岩相、放散虫年代、地質構造の検討を行った。本地域に隣接した「冠山」地域南部ではKojima and Saito（2000）が地質と放散虫化石の報告を行っている。また、小林・大塚（1997）は北東側の「能郷白山（旧根尾）」地域内の左門岳ユニットの地質について、小林（1998）は同地域の放散虫化石について報告している。

本地域及び周辺の土地分類基本調査（表層地質図）には次のものがある。横山（岐阜県, 1995）、大垣（岐阜県, 1983）、冠山・能郷白山（岐阜県, 1998）、長浜（経済企画庁, 1968）、今庄・冠山・敦賀・横山（滋賀県, 1990）、竹生島（滋賀県, 1987）、冠山・横山（福井県, 1988）、敦賀・竹生島（福井県, 1985）、竹波・今庄（福井県, 1986）。

本地域と周囲の美濃-丹波帯研究によるユニット区分の対比を第9図に示す。その分布は第8図に既に示した。

5万分の1熊川図幅 中江・吉岡(1998)		5万分の1敦賀図幅 栗本ほか(1999)		本図幅		5万分の1 谷汲図幅 脇田(1991)	5万分の1 根尾図幅 河合(1964)	Wakita(1988b)	20万分の1岐阜図幅 脇田ほか(1992)	濃尾山地 服部・吉村(1982)	
II型地層群	多田コンプレックス	II型地層群	樫曲コンプレックス	II型地層群	樫曲ユニット			坂本峠ユニット	舟伏山及び坂本峠ユニット*	春日野相	
	下根来コンプレックス		尾羽梨コンプレックス		左門岳ユニット		美濃層群 左門岳累層	左門岳ユニット	左門岳ユニット		高倉相及び今庄相
	河内コンプレックス		菅並コンプレックス		舟伏山ユニット	舟伏山ユニット	越前層群 徳山層	舟伏山ユニット	舟伏山及び坂本峠ユニット*		
	刀根コンプレックス	★	久瀬ユニット	夾区分		釜山ユニット	久瀬ユニット				
I地層群	椋川コンプレックス	I地層群	在原コンプレックス	I地層群				那比ユニット	那比ユニット		
	由良川コンプレックス				那比ユニット			那比ユニット	那比ユニット		

★ Ⅱ型とⅠ型の中間的要素を持ち、  
Ⅱ型の中類型である

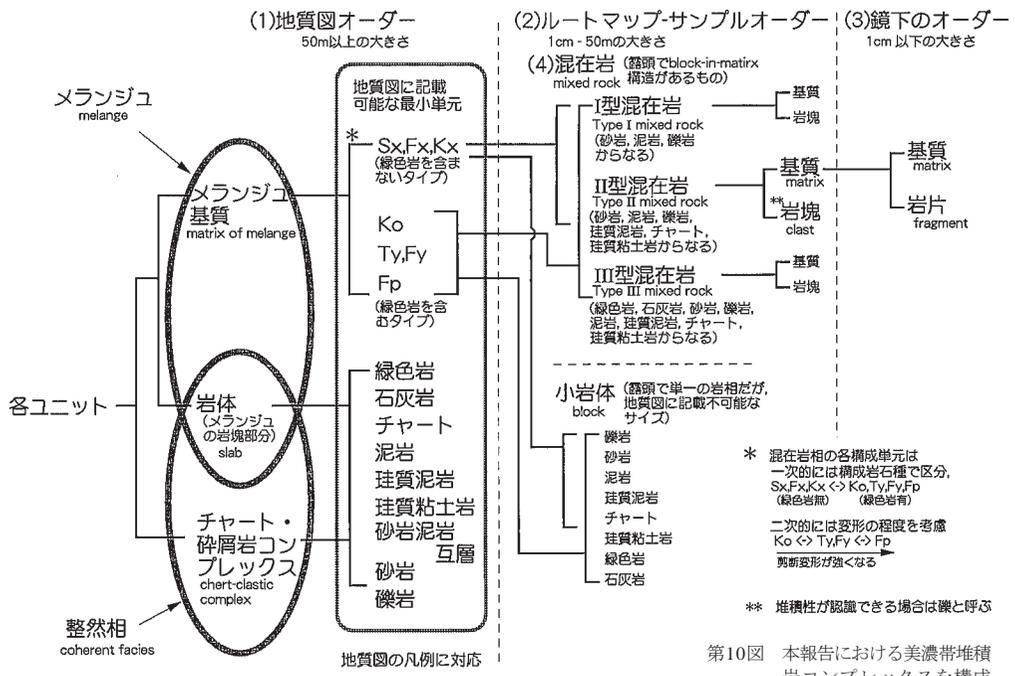
\*: 20万分の1岐阜図幅では、  
坂本峠ユニットと舟伏山ユ  
ニットを区別していない。

第9図 横山地域付近の美濃-丹波帯堆積岩コンプレックスのユニット区分対比図

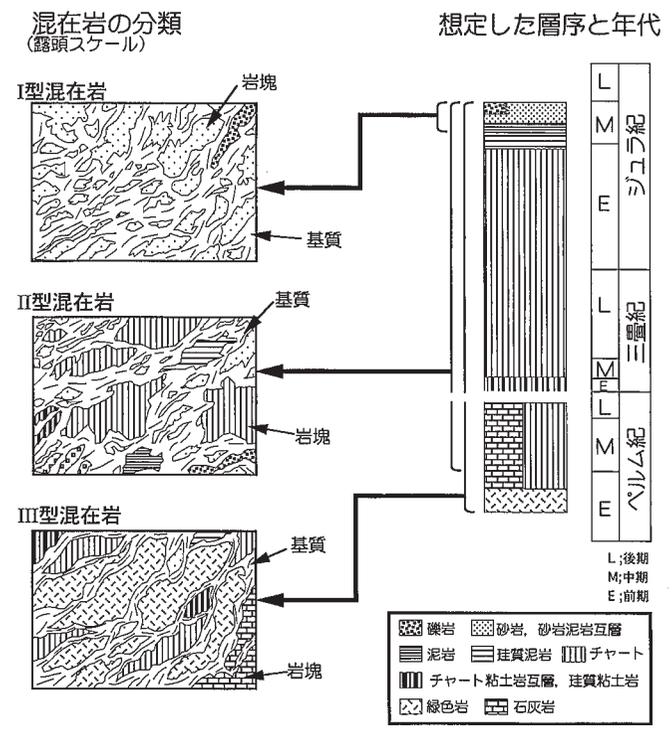
### III. 2 岩相の記載方法

付加コンプレックスの内部を岩相組み合わせの有意な違いに基づいて細分することは、付加コンプレックスの実体を把握するのに不可欠で、ひいては地質構造の解明、形成過程の考察につながる。美濃帯堆積岩コンプレックスでは、Wakita（1988b）は6つの構造層序単元に区分し、それぞれをユニットと呼んだ。一方丹波帯（Nakae, 1993）や美濃帯東部の木曾地域（Otsuka, 1988）では構造層序単元の定義には違いがあるものの、同様のオーダーの単元をコンプレックスと呼んでいる。本報告では本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスを、構成要素（岩相（岩石種、組織、量比）、各岩相の年代）と地質構造の違いから、4つの単元に区分した。このオーダーの単元に対して、本報告では、「ユニット」の名称を用いる。美濃帯堆積岩コンプレックスでWakita（1988b）以降用いられている「ユニット」と単元のオーダーとしては同じであるが、単元の構成要素の定義には違いがある。

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスを構成するユニットのうちの多くの部分をメランジュと呼ばれる岩相が占める。メランジュでは地質図上でも、ルートマップでも、手のひらサイズの岩石としてでも、



第10図 本報告における美濃帯堆積岩コンプレックスを構成する岩相の記載方法



第11図 混在岩の区分 含まれる岩種の違いによって区分。海洋プレート層序を念頭に置いて区分している。斎藤(1993)に基づく。

さらに顕微鏡下でもブロックが基質に含まれる構造 (block-in-matrix texture) が認められる。

本報告では、メランジュを呈する岩相を記載するために、ユニット以下を第10図に示す用語を用いて記載する。第10図では、使用する用語を5万分の1地質図幅のオーダー、人間が肉眼で認識できるルートマップからサンプルのオーダーと、顕微鏡下で認識できるオーダーによって便宜的に区別している。

以下に第10図に従って、本地域の岩相の記載方法を上位のオーダーから順に述べる。

#### (1) 地質図オーダー (50m以上のスケール)

本報告のユニットには、2つのタイプの岩相がある。メランジュと整然相である。メランジュの実体として地質図上に表現できるオーダーのブロックと基質に対して「岩体」と「メランジュ基質」の用語を与える。整然相を呈するものは、本地域では「チャート・砕屑岩コンプレックス」(Kimura and Hori, 1993) がある。

本地質図幅の凡例では、メランジュ基質を緑色岩を含まないもの (Sx, Fx, Kx) と含むもの (Ko, Ty, Fy, Fp) とに区分し、さらに緑色岩を含むものについては、剪断変形の程度で区別した。

岩体の内部は整然とした地層・岩体であるので、チャート・堆積岩コンプレックスと同じ凡例で表した。このオーダーより小さなオーダーの用語はない。

#### (2) ルートマップ・サンプルオーダー (1cm以上50m以下のスケール)

地質図上でメランジュ基質として表現した地質体 (例えばFx, Fy) は、より微視的にルートマップオーダーで見れば、ブロックが基質に含まれる構造がなく単一の岩相がみられる露頭と、ブロックが基質に含まれる構造が認められる露頭に分けられる。ブロックが基質に含まれる構造が認められる地質体を「混在岩」と呼ぶ。単一の岩相のものを「小岩体」と呼ぶ。「混在岩」は構成する岩石の種類によってI型、II型、III型の混在岩に区分される (第11図)。

混在岩の基質とブロックには「基質」と「岩塊」の用語を与える。岩塊は内部では整然としている。基質はさらに微視的に顕微鏡でみればブロックが基質に含まれる構造が認められ、複数の岩石種で構成されている。

#### (3) 鏡下のオーダー (1cm以下のスケール)

基質とブロックに「基質」と「岩片」の用語を与える。

本報告では、地質図オーダーのメランジュ基質 (例えばFx) を記載する場合、小岩体、岩塊、岩片についての記載は、特に断りがない限り岩体 (例えばFc) の記載で代表させる。ほとんどの場合サイズが異なるだけで内部の岩相は同じためである。

また、凡例でメランジュ基質を表現する場合や、本報告の記載で混在岩を記載する場合、特に必要でない限り「(メランジュ) 基質は\*\*\*\*岩、小岩体 (岩塊) は####岩からなる」という表現は用いず、メランジュ基質ないし混在岩を構成する岩石種を挙げて表現する。(メランジュ) 基質はより微視的に見ればブロックが基質に含まれる構造を持ち、特定の岩相で代表させることができないためである。

#### (4) 混在岩の記載方法

斎藤 (1989, 1993) の区分を踏襲する (第11図)。露頭で岩相を記載する際に、一次的には構成物 (岩石の種類) の違いによって区別する。これは岩石を区別する際に、例えば石灰岩やチャートというように岩石種によって区分することと同じで、区分が容易なためである。変形の程度などの要素は次のオー

ダーの区分のための要素である。

混在岩は構成する岩石種によって、Ⅰ型、Ⅱ型、Ⅲ型に区分した。Ⅰ型は礫岩、砂岩と泥岩からなるもの、Ⅱ型はⅠ型の要素（礫岩、砂岩、泥岩）と珪質泥岩、チャート、珪質粘土岩からなるもの、Ⅲ型はⅡ型の要素に石灰岩、緑色岩を含むものである。この区分方法は、美濃帯堆積岩コンプレックスから復元された層序のどの部分が混在化したかを想定して区分している（第11図）。室内作業で混在岩を構成する岩石の年代を決定し、復元層序を確かなものにすれば、混在岩の形成過程、メランジュの形成過程の解明の重要な手がかりになると考えているためである。

### Ⅲ. 3 概 説

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは、北西部から南に向かって4つのユニットに分けられる（第5図）。左門岳ユニットの大部分は整然相からなる。左門岳ユニットの一部と他の3ユニットはメランジュからなる。これらのユニットは北西の構造的上位より南の構造的下位に向かって、櫛曲、左門岳、舟伏山、久瀬の順に累重する。ユニットの境界をなす衝上断層の傾斜は大局的に見れば緩く北に傾くが、ユニット内部の層理面、鱗片状劈開面は高角度に傾斜していることが多く、衝上断層とは斜交している。

櫛曲ユニットはメランジュである。北西部にわずかに分布し、本地域内では緑色岩の小岩体、岩塊を含む。

左門岳ユニットは主に整然相からなるが一部にメランジュを伴う。整然相は、泥岩片を多く含む厚い砂岩や厚い珪質泥岩層、厚いチャートからなるチャート・碎屑岩コンプレックスからなり、しばしば礫岩を伴う。メランジュは主に砂岩・泥岩・チャートなどからなるⅠ型、Ⅱ型混在岩とそれらの小岩体からなる。本ユニットは、本地域西部で舟伏山ユニットに低角北傾斜の衝上断層で重なる。

舟伏山ユニットは緑色岩の岩体に富むメランジュで特徴づけられ、特に舟伏山ユニットの下部は緑色岩の岩体に富む。久瀬ユニットに対して著しい破碎帯を伴う低角北傾斜の衝上断層で重なる。

久瀬ユニットは本地域東部では含礫泥岩からなるメランジュ基質を多く含むメランジュである。南東部では砂岩・泥岩主体のメランジュ基質に特徴的に石灰岩の岩体が含まれるメランジュが分布する。南西部では、チャート、珪質泥岩、泥岩の大きな岩体があり、岩体内部の走向方向によく連続する。これらは緩く褶曲していて、大局的には水平に近い地質構造を持つ。

### Ⅲ. 4 櫛曲ユニット (Ty)

**名称** 西側の「敦賀」図幅（栗本ほか、1999）で櫛曲コンプレックスとして定義・記載された。

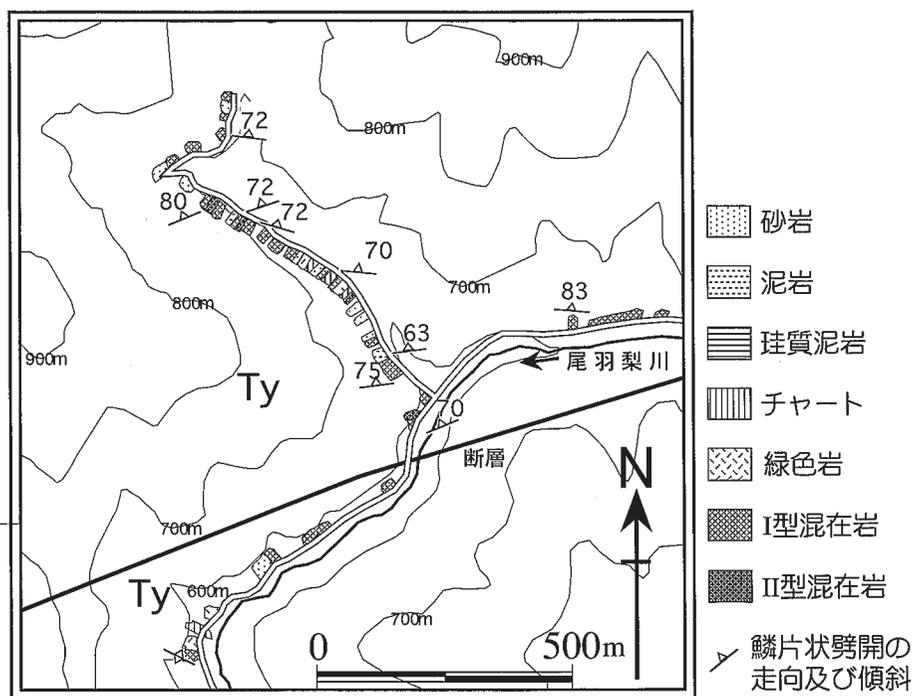
**対比** 服部・吉村（1982）の春日野相の側方延長である。美濃-丹波帯の構造的最上部に相当する。本地域の北西側では石炭紀の石灰岩を含み（磯見、1955b、西田、1962）、美濃帯では坂本峠ユニット（Wakita、1988b）、坂本峠層（河田ほか、1988）に対比される。栗本ほか（1999）は、中江・吉岡（1998）の多田、下根来の両コンプレックスに対比している。Wakita（1988b）、脇田ほか（1992）は舟伏山ユニ

ットの一部と考えた。

**分布** 本地域では北西部にのみ分布する。本地域内では少なくとも500mの厚さがある。主たる分布域は北西側の「今庄」地域内である。混在岩の鱗片状劈開面は一般に東西性の走向をもち本地域内の分布の南西縁では西北西方向の走向を持つ。

**構造関係** 美濃-丹波帯堆積岩コンプレックスの最も上位を占めると考えられるが、上限は不明である。栗本ほか（1999）は、本ユニットの下限は構造的低位の尾羽梨コンプレックス（本報告の左門岳ユニット相当）に接し、尾羽梨コンプレックスに衝上していると見なしている。本地域でも下限の境界は見つかっていないが、三国岳の北側斜面など、本ユニットの分布と内部の地質構造から考えて、明らかに左門岳ユニットの構造的上位に位置すると判断できる。

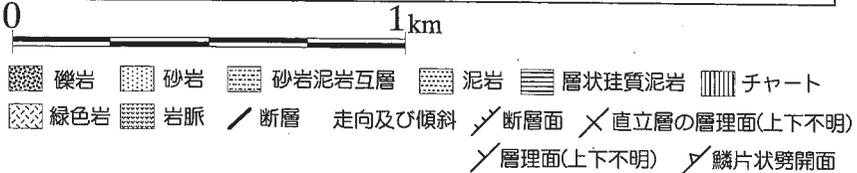
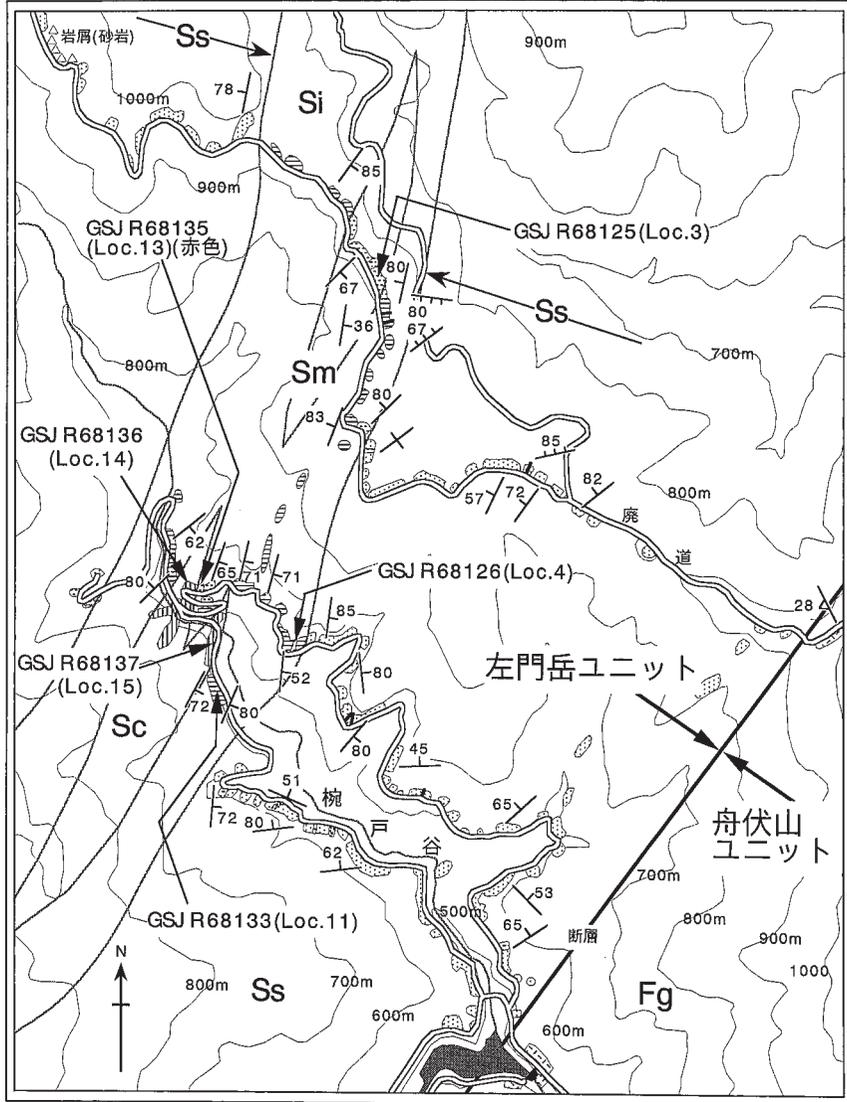
**産状と構造** 第12図に本地域北西部の尾羽梨川上流部に分布する本ユニットの産状を示した。本地域



内の櫛曲ユニットは緑色岩を含むメランジュ基質（Ty）だけからなり、地質図に表現できるサイズのブロックはない。混在岩の鱗片状劈開の走向は土蔵岳断層より北側ではほぼ東西、南側では西北西方向であり、高角で北に傾斜する。

**岩相** メランジュ基質（Ty）は斎藤（1993）のI型、II型、III型混在岩からなる。緑色岩、石灰岩、赤色泥岩、砂岩、チャート角礫岩及び泥岩の小岩体を含む。

III. 5 左門岳ユニット (Sx, Se, Scg, Sc, Si, Sm, Sal, Ss)



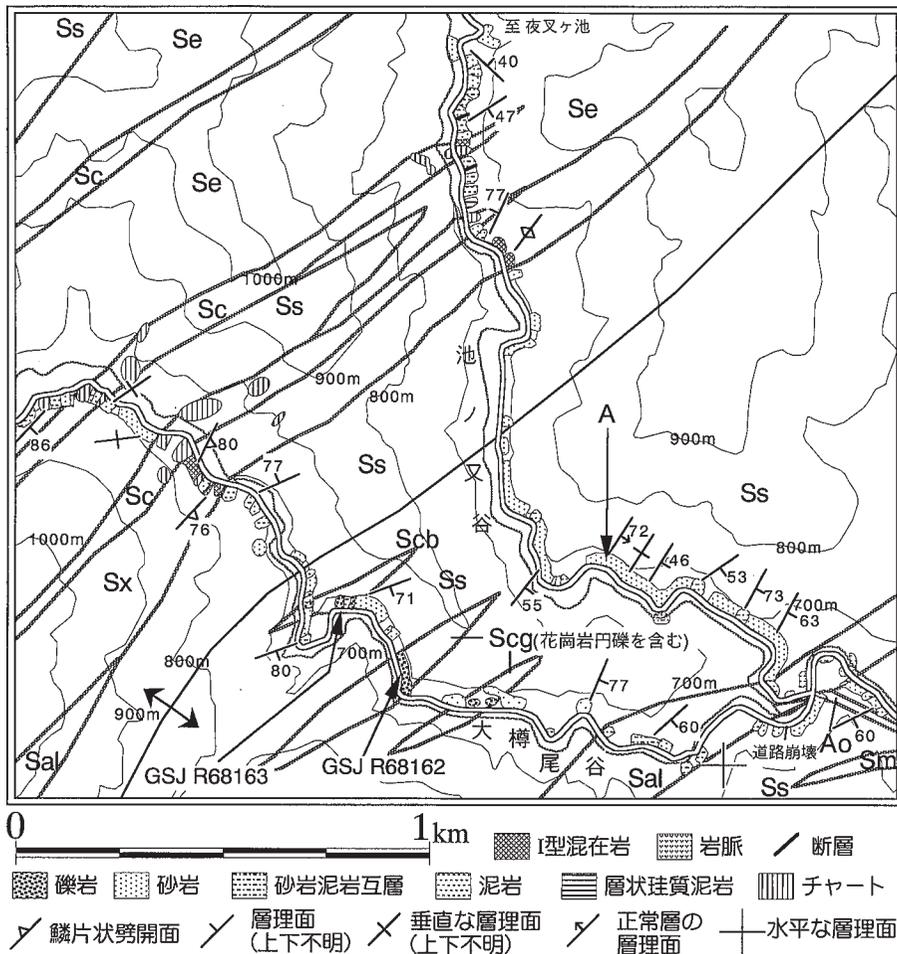
第13図 左門岳ユニットのルートマップ (1)

厚い砂岩と珪質泥岩(チャート)からなる整然相の部分. 坂内村川上北方, 椀戸谷流域.

名称 河合 (1956, 1964) , 河合ほか (1957) が時代未詳古生界の美濃層群左門岳累層として記載した。脇田 (1984) は中部ジュラ系左門岳層とした。Wakita (1988b) は左門岳ユニットとした。本報告でも左門岳ユニットの名称を用いる。古くは、砂岩が卓越することから、北側の飛騨外縁帯に分布する手取層群に含める考え方 (例えば、前田, 1957) もあったが、主にチャート・砕屑岩コンプレックスからなる整然相であり、美濃帯堆積岩コンプレックスに属する。

対比 「根尾」図幅 (河合, 1964) の左門岳累層, 「敦賀」図幅 (栗本ほか, 1999) の尾羽梨コンプレックス, 南条山地の高倉相, 今庄相 (服部・吉村, 1982) が本ユニットに相当する。

分布 本地域では北西部に分布する。本地域内での左門岳ユニットの厚さは最大で5,000m程度である。本地域西縁では層理面は東西から西北西の走向で、北部では北北東方向の走向を持つ。全体に南東に凸の緩い褶曲構造を持って分布している。



第 14 図 左門岳ユニットのルートマップ (2)  
混在岩相を含む部分。坂内村坂内川上流部。

**構造関係** 極曲ユニットとの関係は前述の通り。横山岳-土蔵岳間では、尾根沿いのシンフォームの周辺に左門岳ユニットに属する礫岩を伴う砂岩と層状の珪質泥岩が分布し、その北側のアンチフォームのヒンジ付近のリッカ谷の谷底には舟伏山ユニットに属する緑色岩を含むメランジュがフェンスター（地窓）状に分布する。また、坂内村川上北方のナンノ谷の北側には左門岳ユニットの粗粒砂岩が舟伏山ユニットの緑色岩、チャートの上にクリッペ状に分布する。また両地域では、左門岳ユニットの岩相分布と舟伏山ユニットの岩相分布が斜交する。このため本地域北西部では緩く北に傾く衝上断層を介して構造的下位の舟伏山ユニットに重なると考えられる。しかし、衝上断層の露頭は見つかっていない。

北中部では北東方向の高角断層で舟伏山ユニットと境される。北縁部の川上断層の北側では舟伏山ユニットが左門岳ユニットに逆断層で重なる。

**産状と構造** 本ユニットの中は大きくみて、整然粕とメランジュの2系統の岩相がある。整然相は、礫



第15図 尾根を作るチャート(A)と10km程度連続する層状珪質泥岩の露頭(B)

A ; 本地域北西部三国岳北方より、「冠山」地域内夜叉ヶ池、三周ヶ岳方面を望む。チャートは切り立った崖を伴った尾根をつくる。

B ; 「冠山」地域内、藤橋村門人西方の西谷沿い。第13図の厚い層状珪質泥岩の北東延長部。スケールは2m。

岩を伴う厚い塊状砂岩と極めて良く連続するチャートや珪質泥岩の厚層などからなるチャート・砕屑岩コンプレックスである。メランジュは緑色岩、石灰岩を含まないメランジュ基質と、チャート、砂岩泥岩互層などの岩体からなる。整然相のルートマップを第13図、整然相からメランジュに移り変わる部分のルートマップを第14図に示した。

チャート・砕屑岩コンプレックスでは、層状チャートや珪質泥岩からなる部分の厚さがみかけ約500m（第13図）あり、砂岩の厚さはみかけ1,000—2,000mある。砂岩には褶曲構造が認められる部分もある（第14図）。層状チャートや珪質泥岩からなる部分と砂岩の関係は確認されていないが、断層関係であると考えられる。

メランジュの部分は第14図の北西部分に当たる。メランジュはシート状に分布し、側方に良く連続する。岩体をなすチャートの厚さは、チャート・砕屑岩コンプレックスのチャートよりかなり薄く、膨縮することからブロックの集合体である可能性もある。メランジュ基質は周囲のチャート・砕屑岩コンプレックスと構成岩石は同じであり、チャート・砕屑岩コンプレックスの一部が混在化した可能性が高い。**岩相** 整然相では、層状チャート（Sc）は、本地域北縁部から「冠山」地域内の夜叉ヶ池、三周ヶ岳にかけて（第15図A）や、土蔵岳の北側で切り立った尾根をなして連続し、珪質粘土岩を伴う。

層状珪質泥岩及び層状凝灰質泥岩（Si）は、単層が5—10cmで、薄い泥岩と互層をなし、律動的な層状をなす（第15図B）。このため層状チャートに似た様相を呈する。本地域の左門岳ユニットの南部から北北東方向に、「冠山」地域内まで10km連続し、極めてよい鍵層になっている。



第 16 図 左門岳ユニットの粗粒砂岩  
斜交葉理が認められるもの。写真奥が北。  
第14図A。ボールペンの長さは14m。

砂岩は、泥岩片を多く含む粗粒砂岩（Ss）で、しばしば礫岩（Scg, Scb）を挟む。一般に塊状で層理面が認識しにくいことも多いが、薄い砂岩優勢砂岩泥岩互層を挟む部分や、泥岩片の配列のある部分では層理面が認識しやすい。斜交葉理を示す砂岩もある（第16図）。鏡下の観察では、石英、斜長石、カリ長石を主体とし、粗いものや泥岩片を含むものが多い他は、舟伏山ユニット、久瀬ユニットの砂岩と組成に差異はない（第17図）。

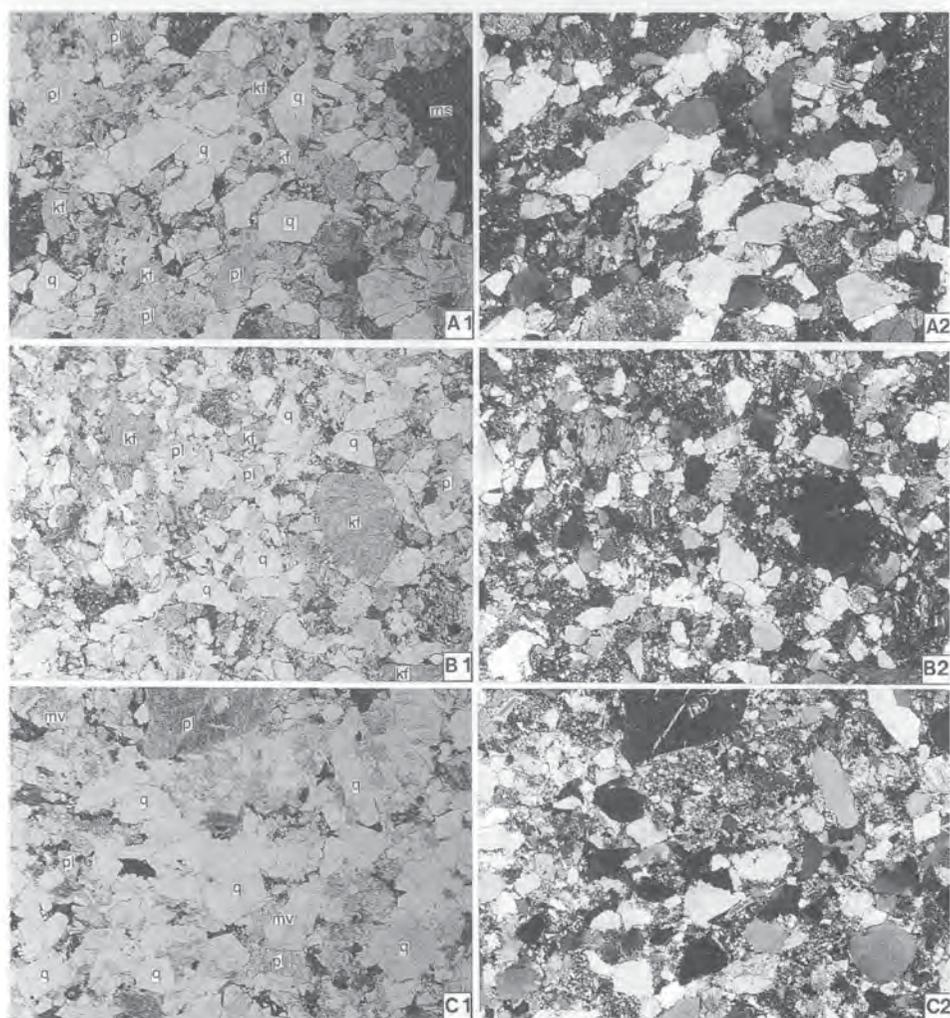
礫岩（Scg）は長径1—3cmの泥岩角礫を多く含む（第18図A）、花崗岩の大礫-巨礫サイズの円礫を含むことがある。「冠山」地域内には花崗岩礫を含まず、酸性凝灰岩や石灰岩角礫を含む礫岩もある（第18図D）。また、チャート角礫岩（Scb）も存在する。礫岩（Scg）とチャート角礫岩（Scb）は見かけは大きく異なるが、花崗岩礫を除けば、礫は角礫からなり、基質は粗粒砂岩であることなど共通点は多い。

砂岩泥岩互層 (Sal) は、砂岩と泥岩が等量ないし砂岩優勢で、両者が規則的に積み重なっている。砂岩単層の厚さは10cm程度、泥岩は数cm-10cmである。砂岩は中粒である。

泥岩 (Sm) は、シルトサイズの碎屑粒子を含み、砂の薄い葉理をもつことがある。しばしば珪質泥岩を伴ったり、逆に珪質泥岩に伴われて分布する (第13図)。

砂岩及び泥岩 (Se) は、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなるが、地質図のスケールでそれぞれの分布が区別できないので一括した。層理面は整然としている。岩相は砂岩 (Ss)、泥岩 (Sm) と変わらない。

メランジュ基質 (Sx) は I 型、II 型混在岩と礫岩、泥岩、砂岩、チャート、珪質泥岩及び珪質粘土岩の小岩体からなる。チャートのシート状岩体は、チャート・碎屑岩コンプレックスのチャートのように



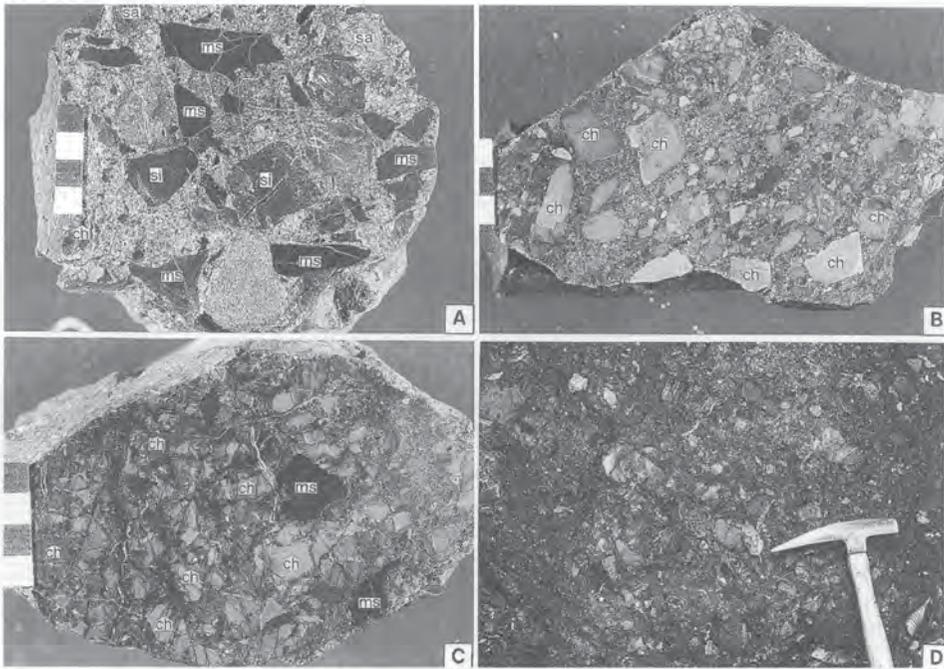
第17図 砂岩の薄片写真 A1,B1,C1;単ニコル, A2,B2,C2;直交ニコル。スケールバーは1mm。

q;石英, kf;カリ長石, pl;斜長石, mv;白雲母。

A;左門岳ユニット。「冠山」地域内、藤橋村門入西方の西谷沿い、GSJ R68179。

B;舟伏山ユニット。藤橋村東杉原の掛斐川左岸。GSJ R68180。

C;久瀬ユニット。木之本町金居原。GSJ R68181。



第18図 左門岳ユニットの礫岩 ch；チャート，Si；珪質泥岩，ms；泥岩。

A；泥岩角礫を多く含む礫岩。砂岩，チャート角礫が多く，基質は粗粒アルコーズ砂岩。花崗岩の円礫を含む。位置は第14図参照。スケールバーは2cm。GSJ R68162。

B；チャート角礫岩。砂岩からなる基質の比較的多いもの。位置は第14図参照。スケールバーは2cm。GSJ R68163。

C；チャート角礫岩。基質の少ないもの。スケールバーは2cm。余呉町尾羽梨川流域。GSJ R68164。

D；酸性凝灰岩，石灰岩，砂岩，緑色岩の礫を含む礫岩。三国岳北方の「冠山」地域内。今庄町岩谷川上流部。ハンマーの頭の長さは19.5cm

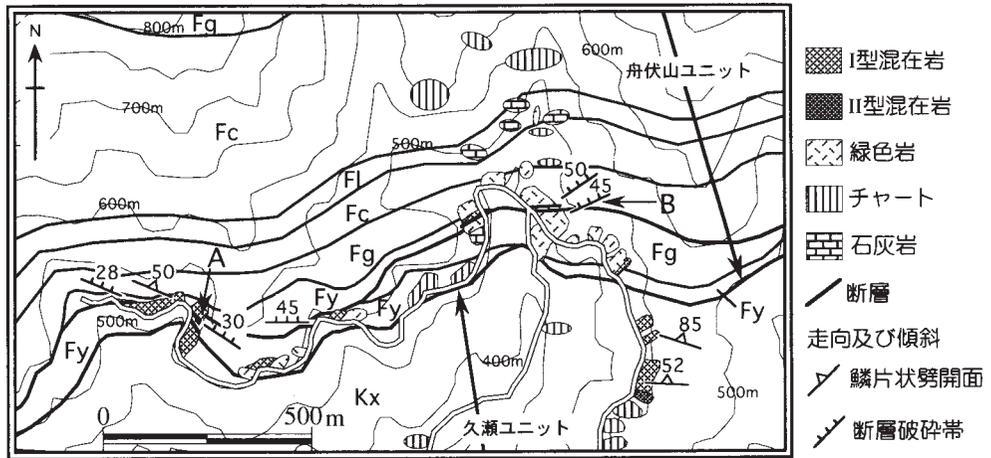
は連続しない。メランジュ基質 (Sx) 中，とりわけチャート，珪質粘土岩を多く含む部分（例えば本地域西部の中津谷周辺）には，チャートの岩塊の周囲に小破砕帯がしばしば見られ，構造運動によってできたメランジュの可能性が考えられる。

### III. 6 舟伏山ユニット (Fp, Fy, Fx, Fg, Fl, Ft, Fc, Fm, Fs)

名称 Wakita (1988b) によって記載された。河合 (1964) は越前層群徳山層と呼んだ。

対比 「敦賀」図幅 (栗本ほか, 1999) の菅並コンプレックスに分布が連続する。丹波帯では「熊川」図幅 (中江・吉岡, 1998) の河内コンプレックスに相当し，II型地層群の構造的下部に対比される。

分布 本地域北半部に分布する。本地域中央部を南北に通る2本の断層 (川上断層 (新称)，坂本断層 (新称)) 付近で，分布形態が大きく変化する。川上断層の東側では「谷汲」地域から延びる北西にブランジした花房山シンフォーム (新称) <sup>はなぶさやま</sup> があり，本地域の舟伏山ユニットの大部分はその南翼に位置する。川上断層の西側では左門岳ユニット同様，南に凸の分布形態をなす。横山岳の北東側では左門岳ユニットの中にフェンスター (地窓) 状に分布する。八草峠の北側では南北を金居原断層群の一部に画されて，久瀬ユニットの上にクリッペ状に分布する。また，西南西方の杉野集落の金居原断層群の間に挟まれて，



第19図 舟伏山ユニットと久瀬ユニットの境界部のルートマップ 木之本町金居原北方. A ; 第20図A, B ; 第20図B.



第20図 舟伏山ユニットの下限に発達する衝上断層 (1) 矢印間がガウジの最も発達した面. スケールは2m. 撮影場所 ; A ; 第19図A. B ; 第19図B.

緑色岩やⅢ型混在岩が分布する。これらも舟伏山ユニットの一部とした。

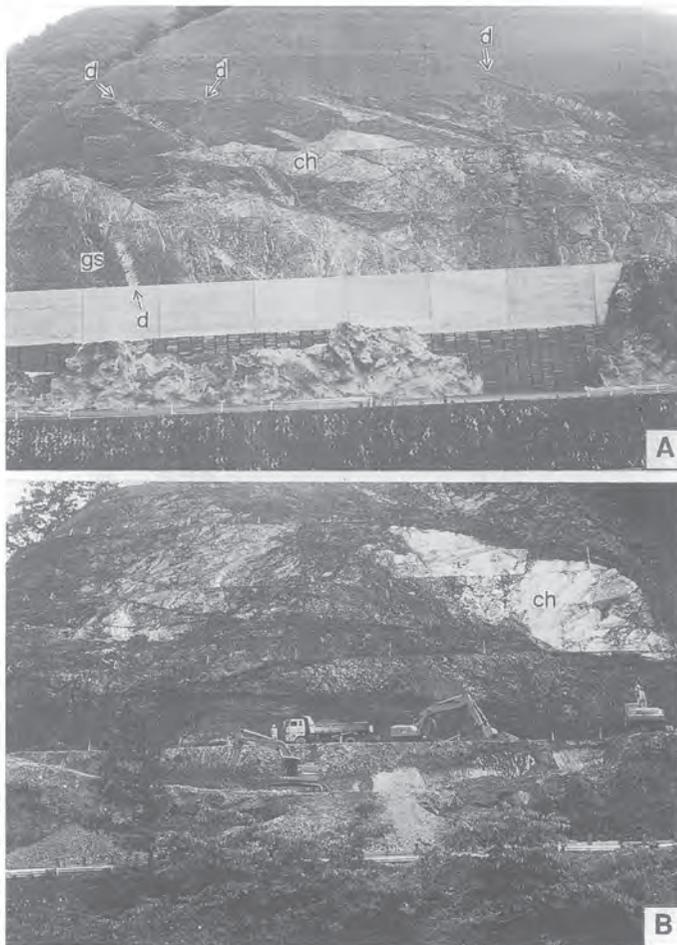
本ユニットの厚さは本地域西部の金居原周辺では薄く1,200–2,000m程度、本地域東部の花房山シンフォームの南翼では5,000m程度の厚さがある。

**構造関係** 構造的上位の左門岳ユニットとの関係は前述の通り。構造的下位の久瀬ユニットとは複数の衝上断層からなる断層帯によって明瞭に境される。この事実は、木之本町金居原北方（第19図，第20図）や坂内村広瀬–坂本周辺（第21図）で認められるが、金居原北方を除いて地質図では1本の衝上断層としてしか表現できない。この断層は東隣の「谷汲」地域の小津衝上断層（斎藤，1993）に連続する。

**産状と構造** 本ユニットの典型的なメランジュ基質の大露頭を第22図に示す。チャートのレンズ状岩塊が含まれるのが明瞭に認識できる。この大露頭全体でブロックが基質に含まれる構造が認められるが、



第21図 舟伏山ユニットの下限に発達する衝上断層（2）坂内村坂本，坂内川左岸。  
A；露頭全景，矢印部に衝上断層，矢印部より上の工事部分はすべて緑色岩。  
B；Aの矢印の部分の近接写真，矢印部に破碎帯，ハンマーの長さは33.5cm。



第22図 舟伏山ユニットの混在岩の大露頭  
「冠山」地域と「能郷白山」地域の境界部、揖斐川と上谷との合流点の南側 (A) と北側 (B) . 徳山ダム建設工事によってできた。  
ch ; チャート, gs ; 緑色岩, d ; 岩脈。  
A ; 岩脈が多く見られる。  
B ; 右上の白いレンズ上の岩体はチャート。

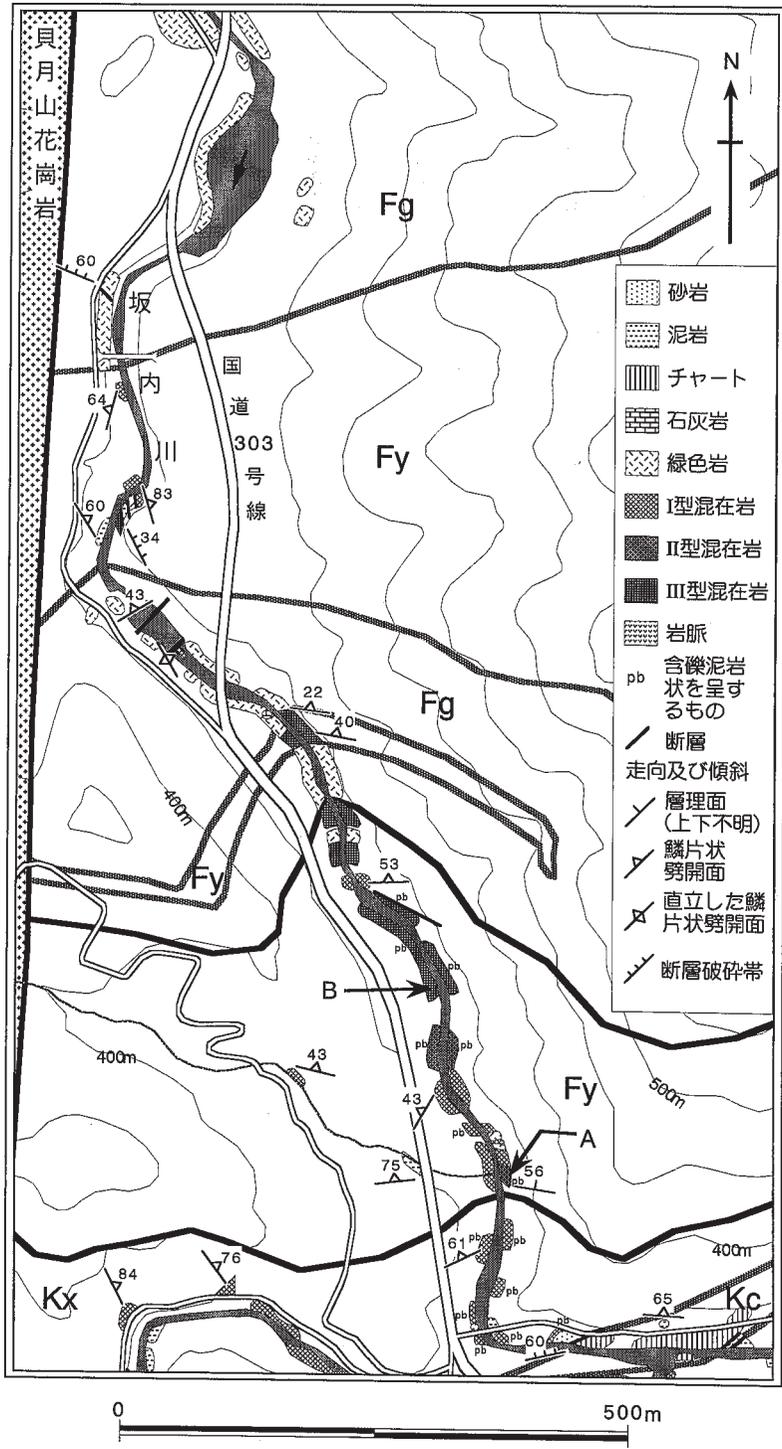
基質の部分に着目してサンプルサイズで見ても、岩塊が基質に含まれる構造が認められる。

本ユニットのメランジュでは、地質図上では区別が困難だが、鱗片状劈開の弱い含礫泥岩の部分がある(第23図, 第24図A, B) . また、逆に変形が極めて強く、葉状構造をもつもの(第26図)も本地域北東部の花房山シンフォームの北東翼に分布する。剪断変形の程度の幅は広い。緑色岩を含むメランジュ基質 (Fy) , 含まないメランジュ基質 (Fx) , 葉状構造を持つメランジュ基質 (Fp) 共に、シート分布形態をなす。

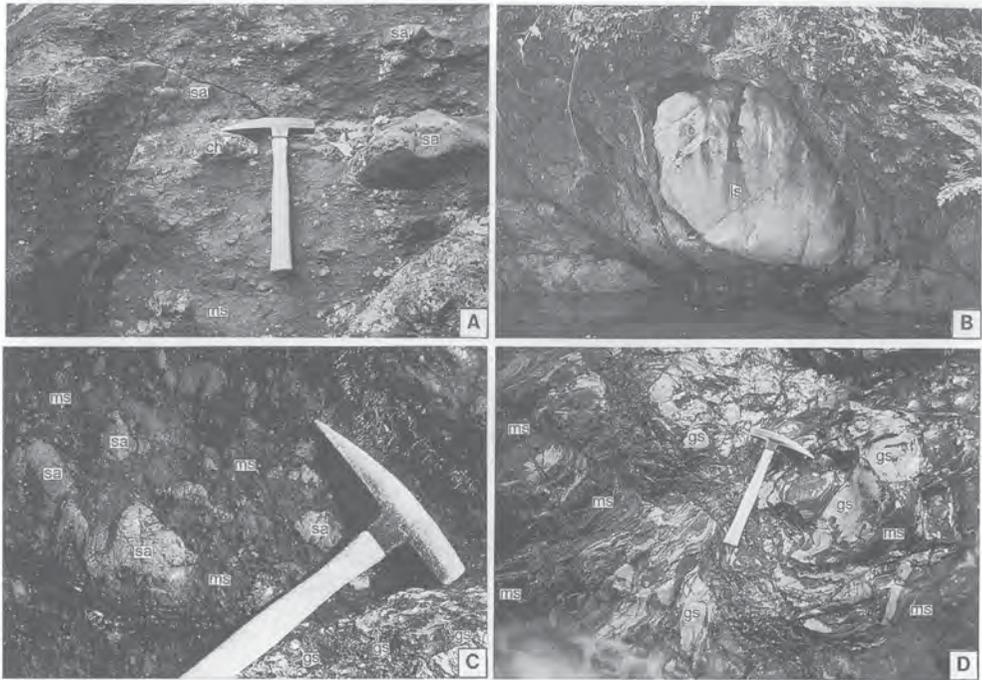
本地域中部から東部の地域では、本ユニット内部で岩相境界に沿って衝上断層が認められる。これらシート状の混在岩相は、それぞれがスラストシートとなっていると考えられる。

本ユニットでは地質図に表現できるサイズのレンズ状の岩体が多く、その多くは緑色岩、チャート、石灰岩である。このうち緑色岩は特に大きく、奥いび湖周辺、湧谷山西斜面、本地域北縁の門入から南西に方向に向かって土蔵岳、墓谷山周辺に延びる岩体が厚い。

また、岩体の中には薄くても側方によく連続し、メランジュ中の岩相の側方への分布を追跡するため



第 23 図 舟伏山ユニットのルートマップ 坂内村広瀬-川上間, 坂内川沿い。



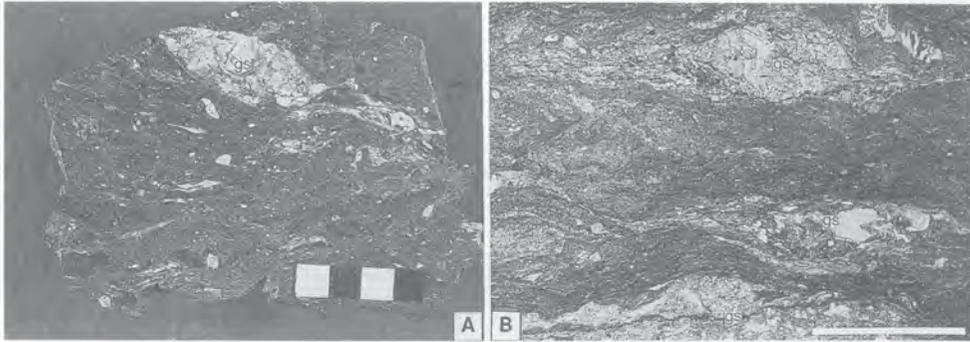
第24図 舟伏山ユニットのメランジュ基質を構成する混在岩 ls; 石灰岩, sa; 砂岩, ch; チャート, ms; 泥岩, gs; 緑色岩。  
 A; 含礫泥岩状のII型混在岩。第23図A。ハンマーの長さは33.5cm。  
 B; 含礫泥岩状のIII型混在岩。第23図B。石灰岩の巨礫を含むもの。石灰岩礫の長径は約2m。  
 C; 砂岩と淡緑色の緑色岩を含むIII型混在岩。藤橋村門入, 蕎麦粒山北側。ハンマーの頭の長さは19.5cm。  
 D; 砂岩と淡緑色の緑色岩を含むIII型混在岩。「冠山」地域内。藤橋村上谷。ハンマーの長さは33.5cm。

に有効で、あたかも鍵層のように利用できる“鍵岩体”として有効なものがある。その一つが石灰岩 (Fi) で、風化浸食に対して強く、そのため地形的な壁、尾根を作っている。広瀬西方では舟伏山ユニットの下限の衝上断層に沿って、石灰岩の岩体が緩く北に傾いて分布することから、本ユニットが低角な構造を持っていることが認識できる。また、砂岩 (Fs) の岩体は本ユニットに少ないために、鍵岩体として追跡しやすい。特に本地域北東部や東横山東方の砂岩の岩体は鍵岩体として有効で、後者は「谷汲」図幅内に連続している。

**岩相** メランジュ基質 (Fy) は、斎藤 (1993) の I 型, II 型, III 型の混在岩と、緑色岩, 石灰岩, チャート, 泥岩, 砂岩, チャート角礫岩の小岩体からなる。しばしば、砂岩, 泥岩からなる I 型混在岩 (含礫泥岩状の産状の場合もある) に、基質の泥岩に指交するように淡緑色の緑色岩が含まれる (第24図C, D) ものがあ。また、剪断された III 型混在岩では、基質の泥質部が暗灰色の泥岩と淡緑色の凝灰岩からなるものもある (第25図)。この場合は、風化すると茶褐色になるために、I 型ないし II 型混在岩とは比較的区別しやすい。

メランジュ基質 (Fx) は斎藤 (1993) の I 型, II 型の混在岩と、チャート, 泥岩, 砂岩, チャート角礫岩の小岩体からなる。メランジュ基質 (Fy) との違いは構成する岩石種の違いである。

メランジュ基質 (Fp) は構成する岩石種はメランジュ基質 (Fy) と類似するが、石灰岩は見つかつ

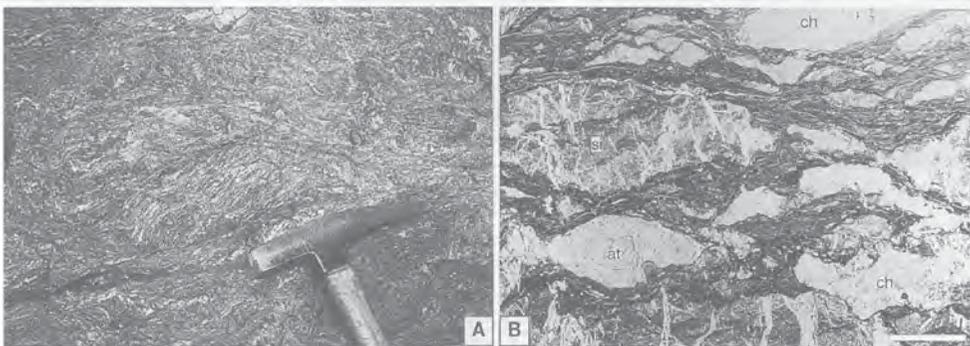


第25図 基質に緑色の部分（色のうすい部分）と暗灰色の部分のある混在岩（Ⅲ型）

gs；緑色岩。坂内村土蔵岳南方GSJ R68165.

A；切断面。白色部はチャート。スケールバーは2cm.

B；薄片写真。単ニコル。スケールバーは2mm.



第26図 葉状構造の発達した混在岩「冠山」地域内，藤橋村上谷

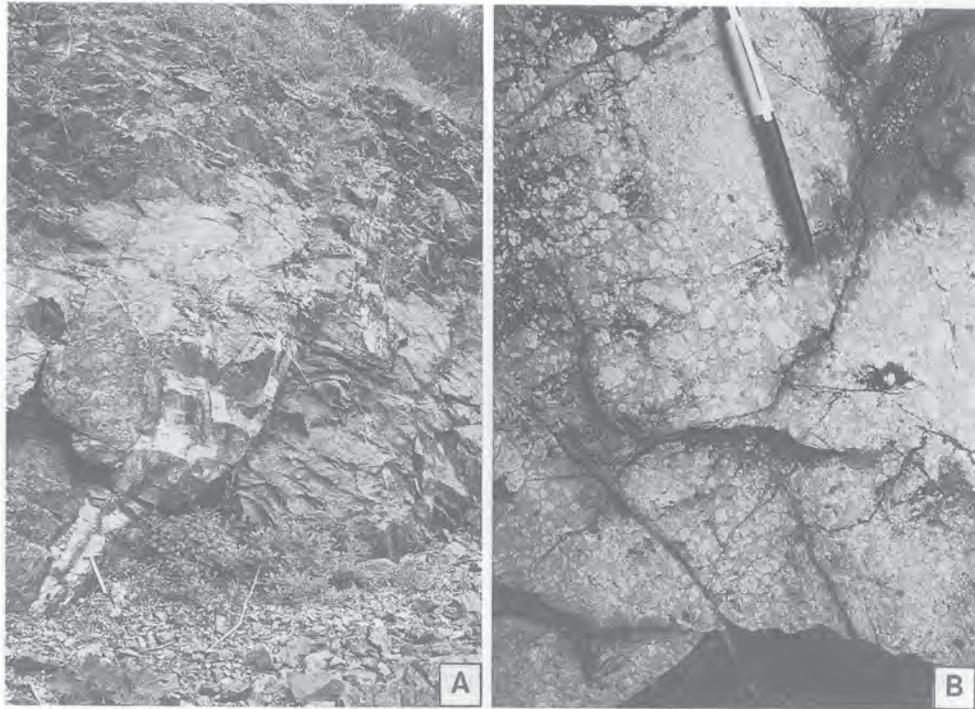
A；露頭写真。ハンマーの頭の長さは19.5cm.

B；薄片写真。単ニコル。スケールバーは2mm。GSJ R68166.

ていない。また、露頭サイズを越える大きさの岩塊はほとんどない。第26図に示すように剪断変形が著しい。

緑色岩 (Fg) は、濃緑色から淡緑色を呈する。大きな岩体をなす緑色岩は濃緑色のものが多いが、一部に淡緑色の部分を伴うこともある。玄武岩溶岩，玄武岩火砕岩，ドレライトからなる。緑色岩にはしばしば石灰岩の薄層（厚さ1m以下）を挟む（第27図A）。玄武岩溶岩は枕状のところがあり，藤橋村門入南方では明瞭な枕状構造がある。玄武岩溶岩は鏡下では0.5mm程度の長柱状の斜長石と0.3mm程度の単斜輝石が認められる（第28図A）。藤橋村鶴見集落内の揖斐川右岸では完品質で構成鉱物の粒径が2-3mmのドレライトがある（第28図B）。また，径1cmを越える斜長石の斑晶が密集して，斑状組織を呈する緑色岩もある（第27図B，第28区C）。貝月山花崗岩体に近い坂内村地域内では，変成鉱物としてアクチノ閃石ができています（第59図A）。

石灰岩 (Fl) の岩体は，しばしば認められるが，緑色岩やチャートの岩体ほど厚くない。一般に淡灰色で，石灰岩礫岩のものは少ない。宮村（1965），塚野・伊藤（1967）によって紡錘虫化石が報告されている（第1表）。



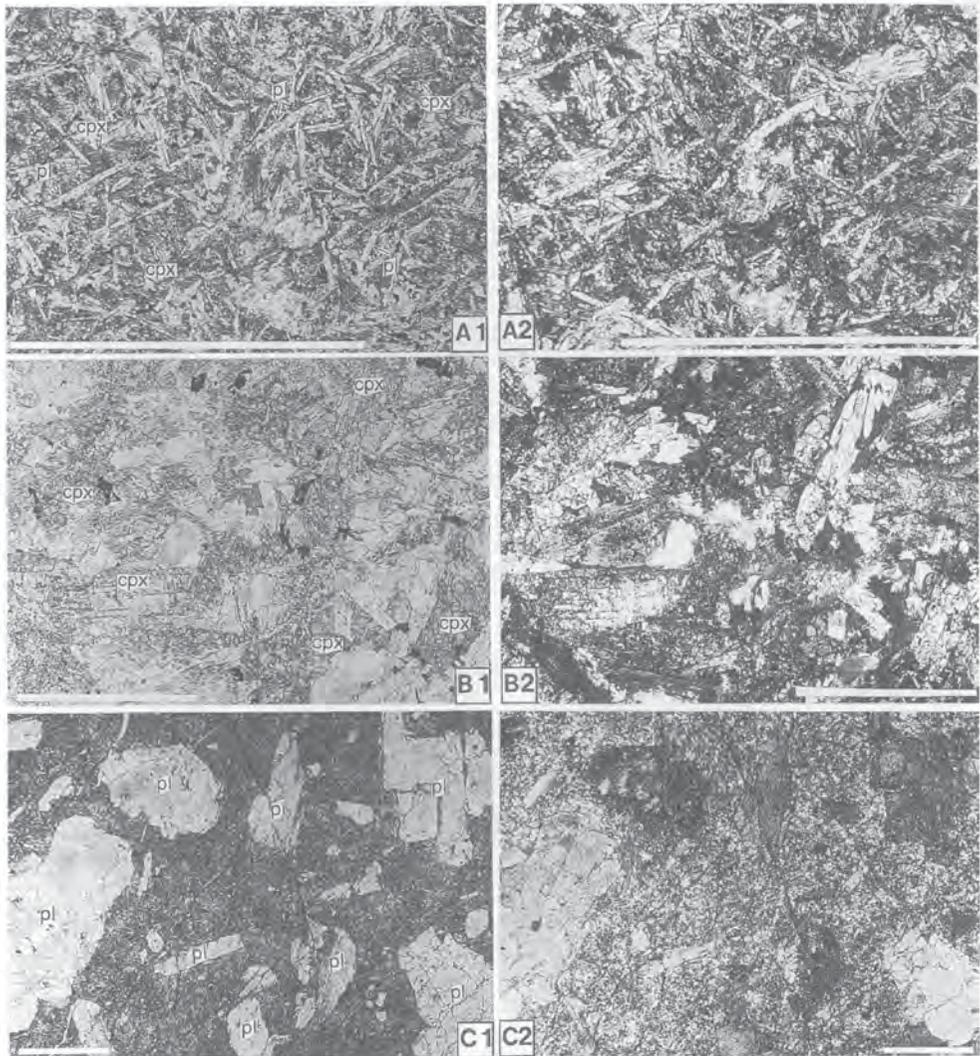
第27図

舟伏山ユニットの緑色岩とチャートの露頭写真

- A ; 緑色岩（玄武岩）に層状の石灰岩（ハンマーの部分）を挟むもの。坂内村東部，坂内川左岸。ハンマーの長さは33.5cm.
- B ; 斜長石の大きな斑晶を含む緑色岩。斜長石粒の大きさは1cm以上。坂内村東部，坂内川右岸。GSJ R68169.
- C ; 白色チャート（中央左の白色部）を挟む赤色チャート。本地域東部，藤橋村矢中。ハンマーの長さは33.5cm.

層状チャート (Fc) の岩体は、緑色岩の岩体について大きく、特に五蛇池山、<sup>そむぎやま</sup>蕎麦粒山周辺で険しい尾根をなしている。この周辺では、チャートの岩体が集まっていて、岩体間にわずかに混在岩を挟む。チャートの岩体の密集部分の厚さが1km以上ある。淡緑色から赤色まで色の変化は激しいが、蕎麦粒山周辺や、本地域東部の矢中谷など比較的赤色のものが多い（第27図C）。赤色のものにはドロマイトを含むものもある。

珪質粘土岩 (Ft)（いわゆる砥石型頁岩）は、黒色粘土岩と淡灰色粘土岩の互層で縞状を呈し、チャートと淡灰色粘土岩の互層を伴う。北側の左門岳ユニットとの境界部に高角断層に挟まれたり、境界断



第28図 舟伏山ユニットの緑色岩の薄片写真

A1, B1, C1 ; 単ニコル, A2, B2, C2 ; 直交ニコル. pl ; 斜長石, cpx ; 単斜輝石. スケールバーは2mm

A ; 玄武岩溶岩. 藤橋村東杉原, 揖斐川左岸. GSJ R68167.

B ; ドレライト. 藤橋村鶴見, 揖斐川右岸, 藤橋城下. GSJ R68168

C ; 斜長石の大きな斑晶を含む緑色岩. 坂内村東部, 坂内川右岸. GSJ R68169.

層に隣接して分布する。緑色岩の岩塊を含むことがある。特に土蔵岳北面の高角断層に挟まれた部分では、珪質粘土岩の部分に小断層が密集して分布する。

泥岩 (Fm) はわずかに土蔵谷流域にだけ分布する。部分的に鱗片状劈開も認められる。

砂岩 (Fs) は少ない。泥岩片を頻りに含まないこと、粗い部分はそれほど多くないことを除けば、鏡下では左門岳ユニットの砂岩と大差ない (第17図B)。

### Ⅲ. 7 久瀬ユニット (再定義) (Kx, Ke, Kcb, Kg, Kl, Kt, Kc, Ki, Km, Kal, Ks)

**名称・模式地** 「谷汲」, 「横山」, 「長浜」地域で, Wakita (1988b) が金山ユニット, 那比ユニットとした地質体の多くが, 「谷汲」図幅(脇田, 1991)では未区分とされ, その後20万分の1岐阜図幅(脇田ほか, 1992)で新たに久瀬ユニットとされた. 本報告でも本地域東部から「谷汲」地域にかけての久瀬村で典型的に分布することから, 久瀬ユニットの名称を用いる. 脇田ほか(1992)では久瀬ユニットの模式地の記載がされていないので, 新たに「谷汲」地域内の久瀬村東津汲北東側の林道沿いを模式地とする. この付近の詳細なルートマップ(第29図)と地質図(第30図)は斎藤(1993)に示されている.

**対比** 本地域南半部を中心に「谷汲」図幅(脇田, 1991)西部, 「敦賀」図幅(栗本ほか, 1999), 「近江長浜」図幅(磯見, 1956)と「大垣」図幅(磯見, 1955a)の北部の美濃-丹波帯の限られた部分に分布する.

本ユニットの東部は, Wakita (1988b)では金山ユニットの一部とされ, 他の地域は那比ユニットとされた. しかし, 金山ユニットよりは泥質岩, チャートとともに年代が古いこと, メランジュからなることからどちらにも対比されない. 復元層序は舟伏山ユニットに類似するが, 緑色岩の量比等の岩相が舟伏山ユニットとは大きく異なる. 「谷汲」図幅(脇田, 1991)では未区分とされている.

「敦賀」図幅(栗本ほか, 1999)では刀根コンプレックスが久瀬ユニットに相当する(第9図). 「近江長浜」図幅(磯見, 1956)の北西部の非石灰岩相累層(Non-calcareous complex)の草野川層群, 「大垣」図幅(磯見, 1955a)の梅谷層も久瀬ユニットに相当すると考えられる(第8図). これら本地域周辺の堆積岩コンプレックス以外に美濃-丹波帯に対比できる地質体は見つかっていない.

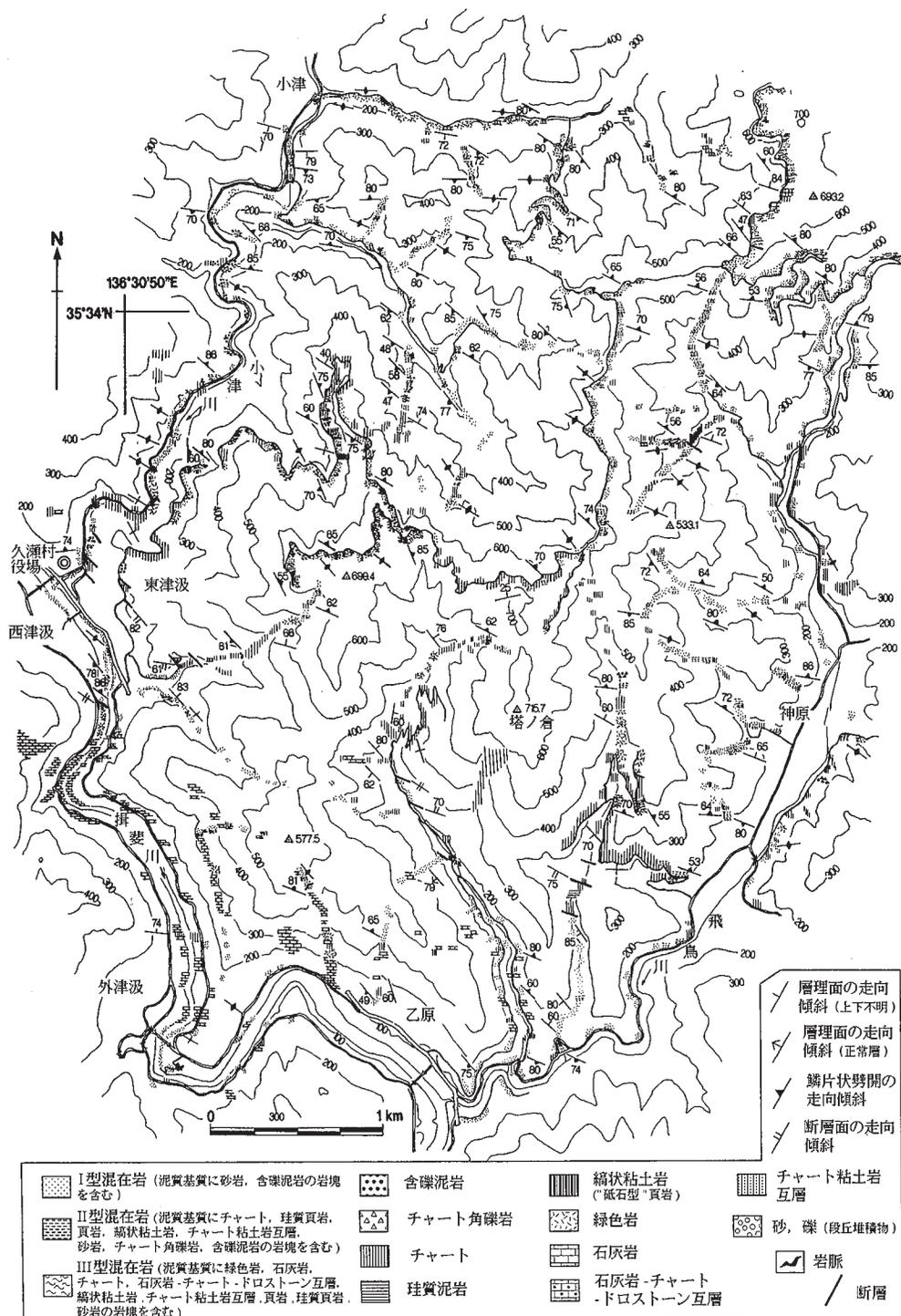
**分布** 本地域南半部では貝月山花崗岩が貫入しているために, 分布域が大きく2分されている.

本ユニットの下限が未確定なため, 本地域内での厚さは不明である. ただし, 本地域南西部では少なくとも4,000m以上, 「谷汲」地域内の模式地付近でも, 4,000m以上の厚さが推定できる.

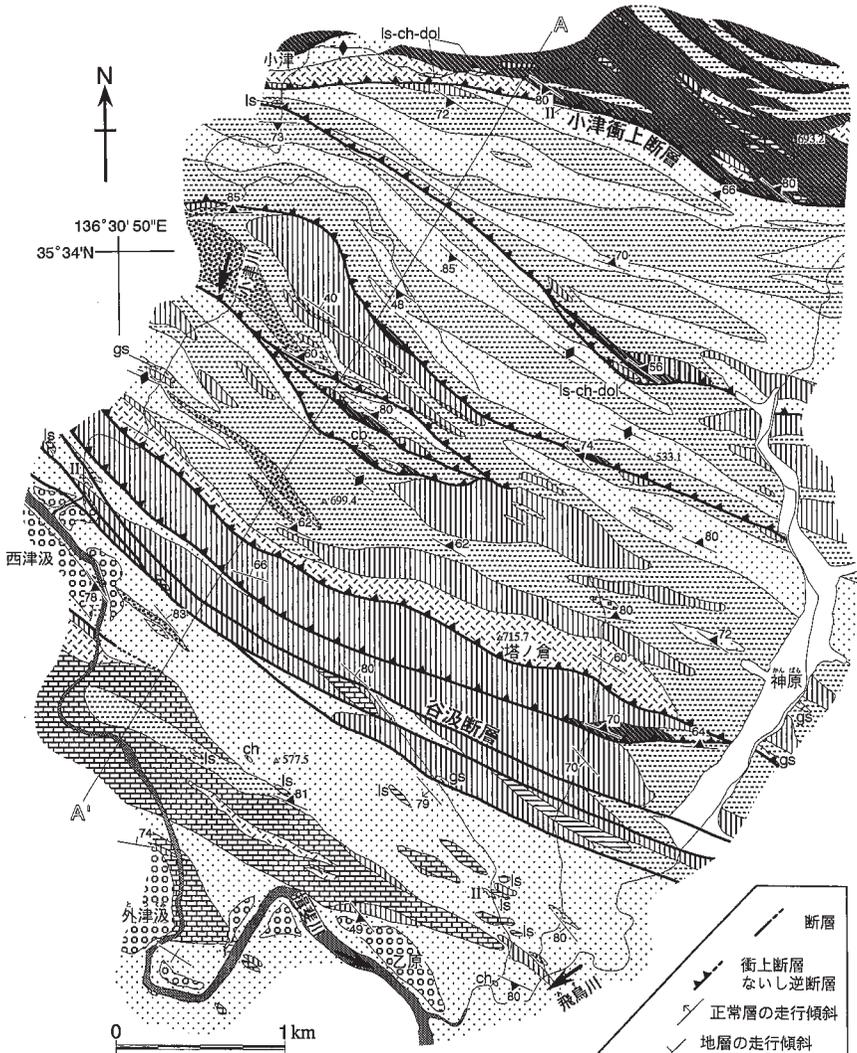
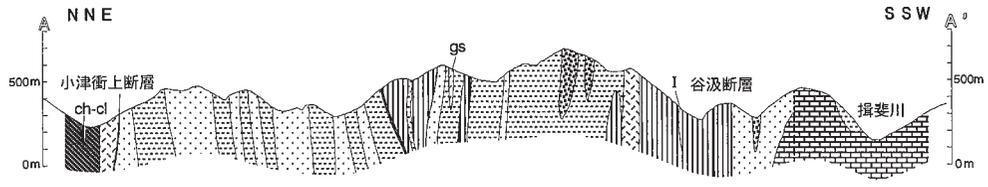
**構造関係** 北側の構造的上位の舟伏山ユニットとの関係は前述の通り. 南側の構造的下位の地質体との境は本地域内にはない. 「敦賀」図幅(栗本ほか, 1999)では構造的下位の在原コンプレックス(那比ユニット相当)との関係を衝上断層としているが, 衝上断層は見つかっていない. 現在のところ本地域外でも構造的下位と考えられる南側の地質体との明確な関係は知られていない.

**産状と構造** 久瀬ユニットのメランジュには, 石灰岩, 緑色岩の岩体が含まれるが, 舟伏山ユニットと比べて緑色岩, 石灰岩の岩体の量は少ない. 「谷汲」図幅(脇田, 1991), 斎藤(1993)では, 谷汲断層の南北で岩相が異なることから, 北側の神原メランジかんばらと南側の外津汲メランジとつぐみとに区別した. しかし, 本地域東部の藤橋村横山周辺ではその差異は不明瞭で区分できない. ただ本ユニットでは, 貝月山花崗岩の貝月山岩体の東側, 北側, 西側では, 分布するメランジュ基質や岩体の種類に以下のような偏りが認められる.

貝月山岩体の東側では, 砂岩-泥岩主体のメランジュ基質(Kx, Ko)が広く分布し, 特に含礫泥岩からなるメランジュ基質(Ko)が多く分布する. 石灰岩の岩体がしばしば認められる特徴がある. 同様の岩相は「近江長浜」図幅(磯見, 1956)北西部に示されている. また, 珪質粘土岩(Kt)(いわゆる砥石型頁岩)の岩体は, 本地域東部の揖斐川沿いに2つ分布する. 東隣の「谷汲」図幅(脇田, 1991)の西部に

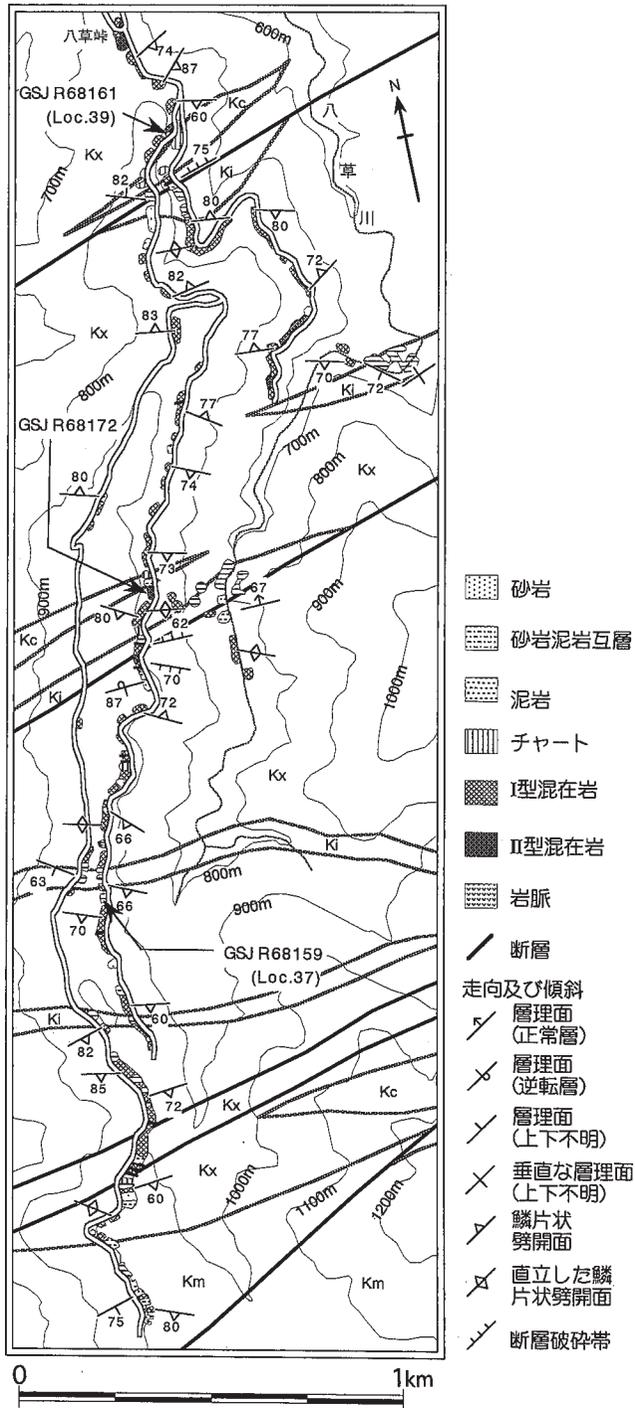


第29図 「谷汲」地域西部，久瀬-谷汲地域のルートマップ（斎藤，1993）

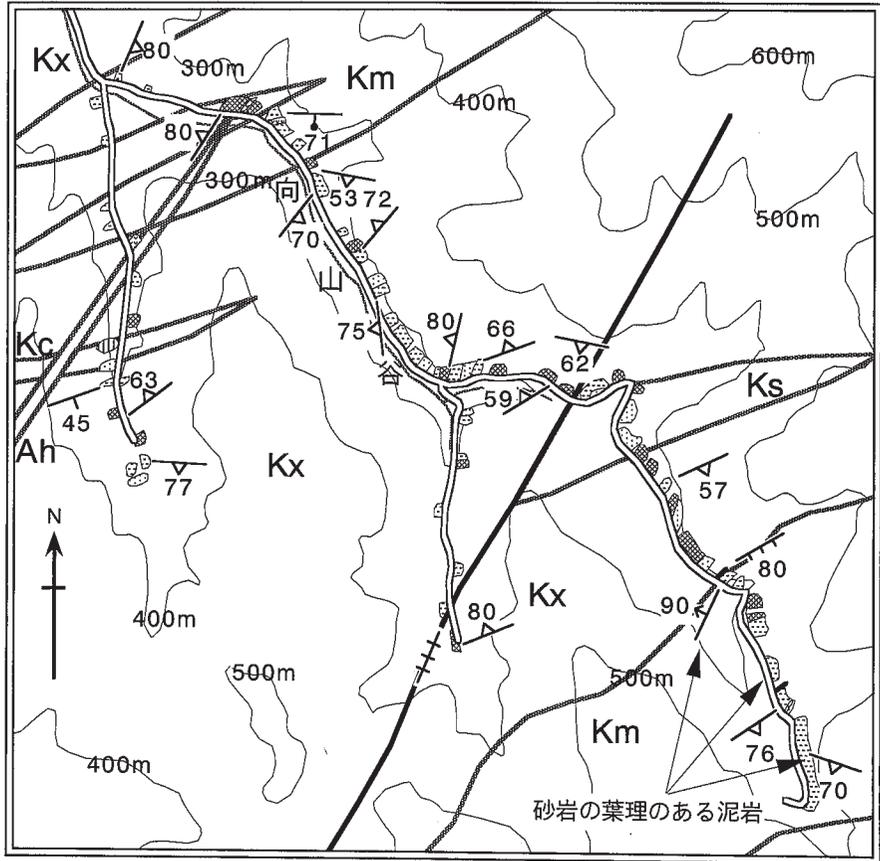


I型混在岩 (泥質基質に砂岩(ss)及び含礫泥岩ブロックを含む)	沖積層	段丘堆積物
II型混在岩 (泥質基質にチャート, 頁岩(sh), 珪質頁岩(sil-sh), 綿状粘土岩, チャート粘土岩互層, 砂岩, チャート角礫岩及び含礫泥岩ブロックを含む)	チャート角礫岩(cb)	チャート粘土岩互層(ch-cl)
III型混在岩 (泥質基質に緑色岩, 石灰岩, チャート, 石灰岩-チャート-ドロストーン互層, 綿状粘土岩, チャート粘土岩互層, 頁岩, 珪質頁岩及び砂岩ブロックを含む)	珪質泥岩	綿状粘土岩(bcl) (礫石型頁岩)
	石灰岩(ls)及び石灰岩-チャート-ドロストーン互層(ls-ch-dol)	緑色岩(gs)

第30図 「谷汲」地域西部, 久瀬-谷汲地域の地質図 (斎藤, 1993)



第31図 久瀬ユニットの混在岩主体の部分のルートマップ  
 八草峠南方、岐阜-滋賀県境。



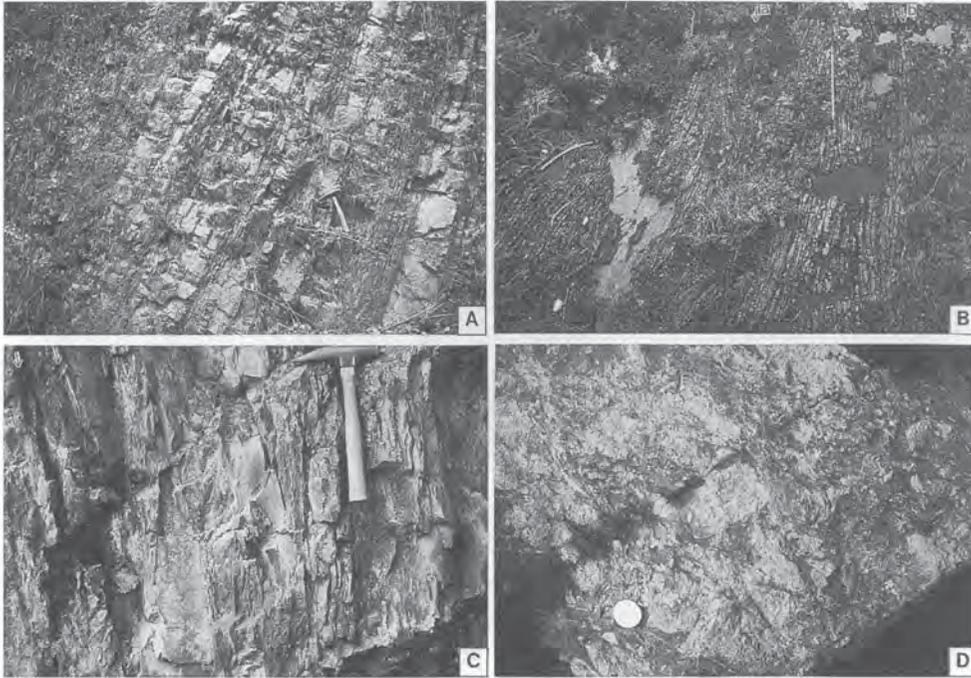
- 砂岩
  砂岩泥岩互層
  泥岩
  チャート
  I型混在岩
- II型混在岩
  岩脈
  断層
- 走向及び傾斜
  鱗片状劈開面
  垂直な断層破砕帯
  断層破砕帯
- 層理面(正常層)
  層理面(上下不明)
  岩脈の貫入面

第32図 久瀬ユニットの泥岩の岩体の多い部分のルートマップ 木之本町杉野南方, 向山谷.

も分布し. この3者の珪質粘土岩は構造的な位置がほぼ同じである.

貝月山岩体の北側, とりわけ北西側の木之本町金居原周辺には, 砂岩 (Ks), 砂岩泥岩互層(Kal), 砂岩及び泥岩 (Ke) の岩体が分布する. このうち砂岩泥岩互層, 砂岩及び泥岩の岩体については木之本町金居原周辺にしか分布しない.

貝月山岩体の西側では層状チャート (Kc), 泥岩 (Km), 層状珪質泥岩及び層状凝灰質泥岩 (Ki) が大きな岩体をなすため, 整然とした露頭が多い. 1枚の薄いシート状の石灰岩体を含む. 含礫泥岩はほ



第33図 久瀬ユニットの各岩相の露头写真

- A ; 砂岩泥岩互層. 木之本町金居原. ハンマーの長さは33.5cm.  
 B ; 層状チャート (矢印aより左), 層状珪質泥岩 (矢印a-b間), 泥岩 (矢印bより右). 木之本町杉本, 杉野川河床. スケールは2m.  
 C ; 珪質粘土岩. 淡灰層が厚く, 黒色層 (例えば矢印の部分) の薄いもの. 藤橋村横山下流の揖斐川左岸. ハンマーの頭の長さは19.5m.  
 D ; I型混在岩. 春日村谷山. 左下の硬貨は100円玉 (直径22mm) .

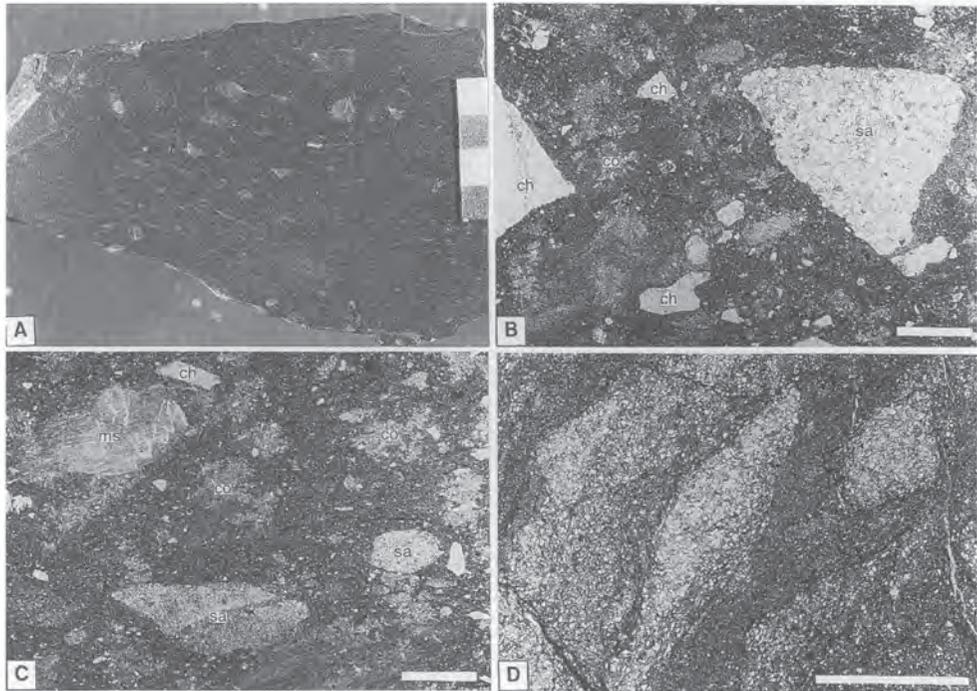
とんど認められない。砂岩主体のI型混在岩が多い。層状チャートの岩体は本地域西部に多い。層状チャートの岩体の連続に伴って地形的に急な部分が連続するので、その分布は認識しやすい。層状珪質泥岩及び層状凝灰質泥岩の岩体は、貝月山花崗岩の西側にだけ分布し、特に厚い岩体は浅井町西俣谷川流域に分布する。また八草川周辺（第31図）から西方に薄いシート状の岩体が多く分布する。本地域西部では緩く西にプランジしたシンフォーム、アンチフォームがいくつか見られ、南西部では褶曲波面は水平に近い。

混在岩主体の八草川流域のルートマップを第31図に、整然とした泥岩のスラブを含む杉野南方のルートマップを第32図に示した。第32図、第31図、第30図の地域の順に混在化が激しくなる。

**岩相** 本ユニットのメランジュ基質は、剪断変形に乏しい暗灰色泥岩に角礫状の砂岩、チャート、石灰岩、緑色岩を含む含礫泥岩からなるメランジュ基質 (Ko) と、鱗片状劈開のある泥岩に泥岩、砂岩、チャート及び珪質泥岩の岩塊を含む混在岩からなるメランジュ基質 (Kx) がある。

メランジュ基質 (Ko) については、本地域の東側で斎藤 (1993) も含礫泥岩の分布をルートマップ上で示している (第29図)。鱗片状劈開に乏しい暗灰色の泥岩の基質に角礫状の礫を含むことが多く、礫種には、砂岩、泥岩、チャート、酸性凝灰岩、緑色岩が認められる (第34図A, B, C)。チャート、緑色岩、石灰岩、珪質泥岩、泥岩、砂岩の小岩体を少量含む。

メランジュ基質 (Kx) については、未固結変形を呈するものがしばしば認められる (第33図D)。本地



第34図 久瀬ユニットの混在岩

A ; 含礫泥岩状のII型混在岩. 春日村谷山. スケールは2cm. GSJ R68170. B, C ; Aの薄片写真. 単ニコル. スケールは2mm.  
D ; I型混在岩. 破断した砂岩泥岩状の部分の薄片写真. 坂内村八草川上流. 単ニコル. スケールは2mm. GSJ R68171.

域全体にわたってI型混在岩からなっていることが多い。チャート，珪質泥岩，泥岩，砂岩の小岩体を含むが，チャートの小岩体は少ない。I型混在岩の基質では，鏡下で薄い砂岩の葉理が破断した状況が観察できることが多い（第34図D）。

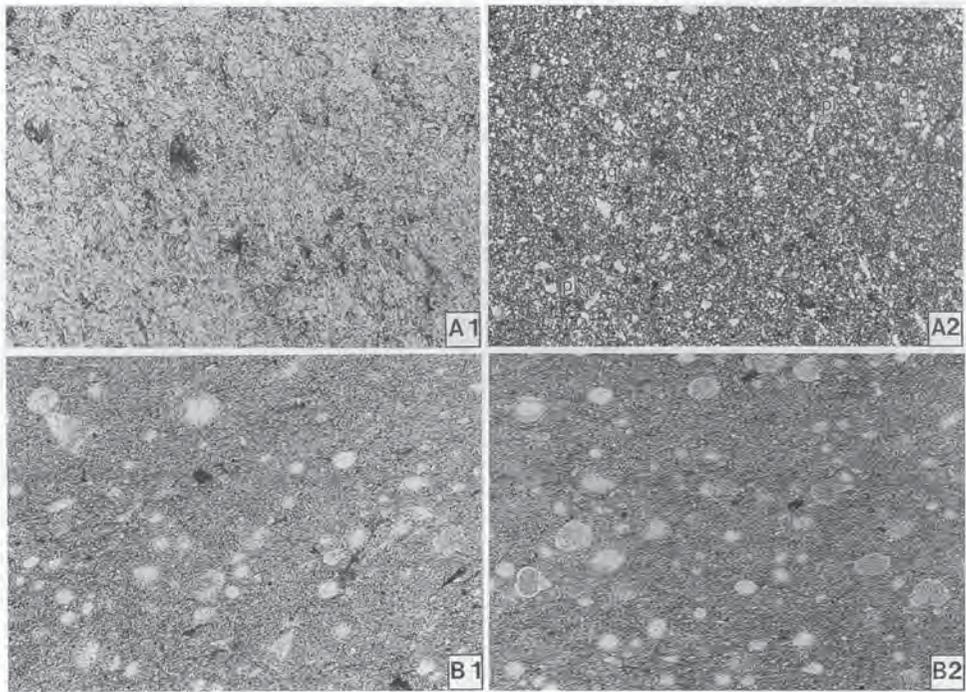
砂岩（Ks）の岩体は塊状のことが多い。鏡下では左門岳ユニットの砂岩と大差はない（第17図C）。

砂岩泥岩互層（Kal）の岩体は砂岩優勢で泥岩部分はシルト質である。層理面は安定している（第33図A）。

泥岩（Km）の岩体は薄い砂岩のラミナを含むもの（第32図）や，わずかに砂岩泥岩互層を呈するところもある。一般に変形は弱い，鱗片状劈開が発達する部分は，I型ないしII型混在岩の基質の泥岩とよく似ている。

層状珪質泥岩及び層状凝灰質泥岩（Ki）の岩体は，一般に単層が5-15cmで，薄い泥岩と互層をなすが，泥岩の割合が多くなって珪質泥岩泥岩互層を呈するものもある。鏡下では，凝灰質泥岩，珪質泥岩ともに放散虫化石に富むが，特に珪質泥岩に多い（第35図B）。凝灰質泥岩には細かい石英，長石片が含まれ，基質は隠微晶質の石英からなる（第35図A）。これに対して，珪質泥岩では，放散虫化石以外の基質は泥である。木之本町杉本南方の高時川沿いには，層状チャートに伴って層状チャートに極めてよく似た層状珪質泥岩がある（第33図B）

層状チャート（Kc）の岩体は，単層が5-10cmのものが多い。赤色のものは少なく，緑色がかつたもの，青みがかつたものが多い。



第35図 久瀬ユニットの珪質泥岩，凝灰質泥岩の薄片写真

A1, B1, B2; 単ニコル，A1; 直交ニコル，スケールバーは0.5mm.

A; 凝灰質泥岩．細かい石英 (q)，斜長石 (pl) 片を含む．GSJ R68172. 位置は第31図参照.

B; 放散虫化石 (丸いもの，三角形のもの) に富む層状珪質泥岩．木之本町杉本南方，杉野川河床.

珪質粘土岩 (Kt) の岩体は，黒色粘土岩と淡灰色粘土岩の互層で縞状を呈し (第33図C)，チャートと淡灰色粘土岩の互層を伴う．また，地質図には表現できないが，本地域西縁の杉本集落の高時川河床 (水中の場合が多い) に律動的な縞状を呈するものがある．

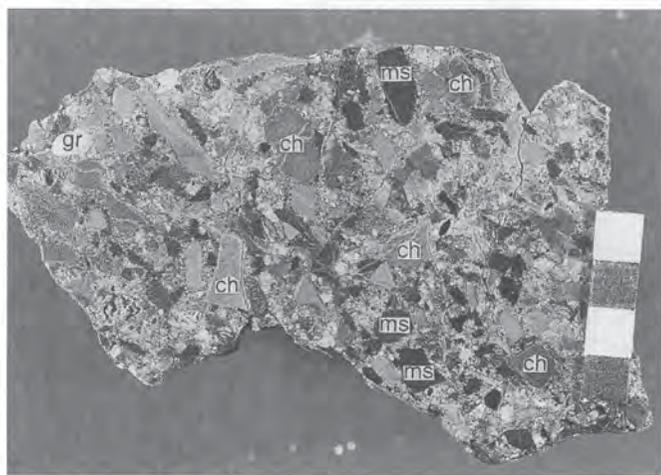
砂岩及び泥岩 (Ke) の岩体は砂岩，泥岩，砂岩泥岩互層からなるが，地質図でそれぞれの分布が区別できないので一括した．岩体内部では層理面は整然としている．

チャート角礫岩 (Kcb) は本地域南西部，川合の高時川沿いに分布し，礫は角礫ばかりからなる．基質は砂岩で，礫支持礫岩であるが，礫径が小さくなるほど．基質支持礫岩となる．礫径が2cm以下で，細礫-中礫サイズである．赤色チャートを含むチャート礫が多く，ついで泥岩礫が多い．砂岩，玄武岩の礫も含む (第36図) ．

本地域の地質図に表現できる緑色岩 (Kg) は，東部の石灰岩体に伴われるもの，川上北方坂内川沿い，南西部の西侯谷川沿いのものだけである．玄武岩溶岩，玄武岩火砕岩からなる．本地域南東縁の石灰岩の東方延長に伴われる緑色岩は枕状構造を持つところがある (斎藤，1993) ．また，ペルム紀放散虫化石を産する赤色泥岩を含むものも「谷汲」地域内にある (斎藤，1993) ．東部のものには変成鉱物としてアクチノ閃石ができています．

石灰岩 (Kl) は，東縁部に分布するものは白色の石灰礫岩が多い．東縁部の最も大きな岩体の一部にはドロマイトが含まれ，採掘対象になっている (脇田，1991，坑道入り口は「谷汲」地域内) ．斎藤

(1993)はこの岩体からペルム紀の紡錘虫化石を報告している。東部の久瀬村日坂のものには、ペルム紀の二枚貝化石 (*Shikamaia* sp.) を含むものがある (第38図)。同様の石灰岩は「谷汲」地域の久瀬村東津汲北方に存在する (斎藤, 1993)。西部の薄いシート状石灰岩体は灰色の石灰岩からなる。



第36図 久瀬ユニットのチャート角礫岩  
泥岩片も多い。花崗岩礫を少量含む。基質は砂岩。  
ch; チャート, ms; 泥岩, gr; 花崗岩。スケールバーは2cm。木之本町川合。  
GSJ R68173.

### III. 8 化石と地質年代

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスからの39試料と「冠山」地域からの1試料から年代決定に有効な放散虫化石が得られた (第39図, 第2表)。また, 1地点において厚歯二枚貝の化石を発見した (第38図)。また, 本地域内ではこれまでに紡錘虫化石の産出が報告されている (第37図, 第1表)。これら以外に化石の報告はない。

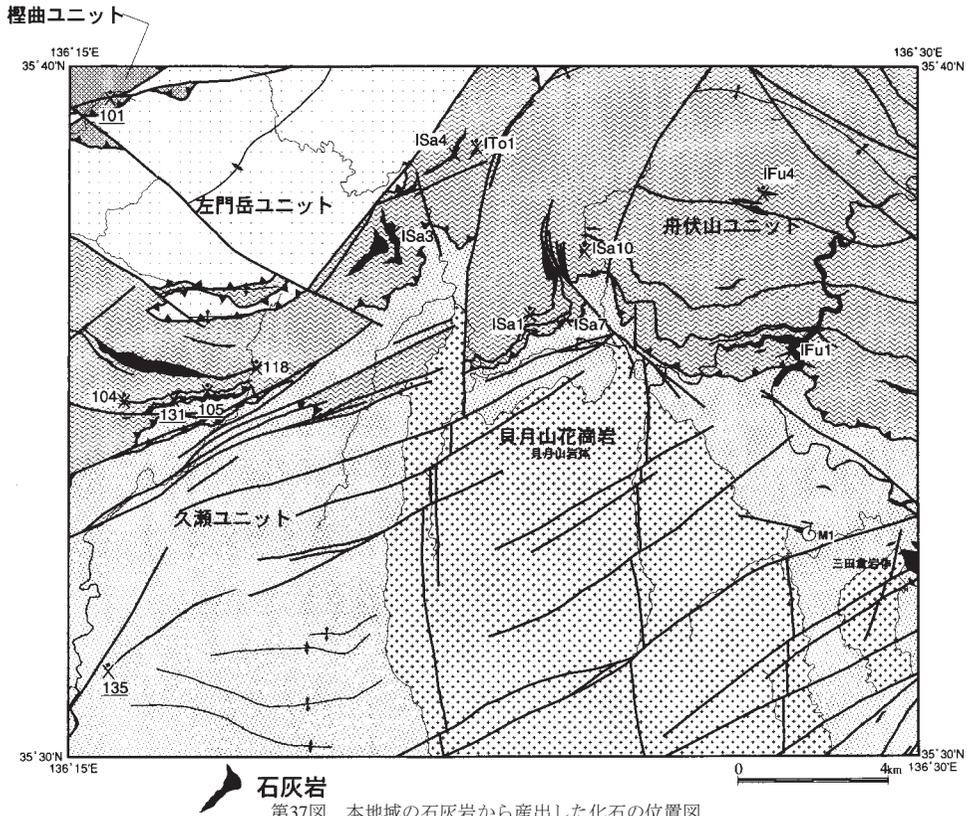
#### III. 8. 1 軟体動物化石

本地域では1地点の暗灰色の石灰岩から, ペルム紀の厚歯二枚貝 *Shikamaia* sp. の化石が見つかった (第38図)。「谷汲」地域内では脇田 (1991), 斎藤 (1993) が暗灰色で *Shikamaia* sp. を含む石灰岩を報告している。*Shikamaia* 属は「大垣」地域のペルム系赤坂石灰岩において Ozaki (1968) によって記載された。

#### III. 8. 2 紡錘虫化石

本地域内の石灰岩から産する紡錘虫化石については, 岐阜県側で宮村 (1965), 滋賀県側で塚野・伊藤 (1967) が報告している。これらの産出化石を第1表にまとめ, 産出地点を第37図に本地域の石灰岩の分布と共に示した。

本地域の舟伏山ユニットの石灰岩から産出している紡錘虫化石は Toriyama (1967) の *Pseudoschwagerina* 帯 - *Neoschwagerina* 帯に対比されている。檜曲ユニットと久瀬ユニットから産出したと考えられる紡錘虫化石はそれぞれ *Neoschwagerina* 帯, *Parafusulina* 帯に対比されている。



M1以外は宮村（1965），塚野・伊藤（1967）による。位置が不確実なものには，下線を付けた。



第38図 M1地点から産出したの厚歯二枚貝化石（*Shikamaia* sp.）  
白色で層状に積み重なっているものが殻。久瀬村日坂。





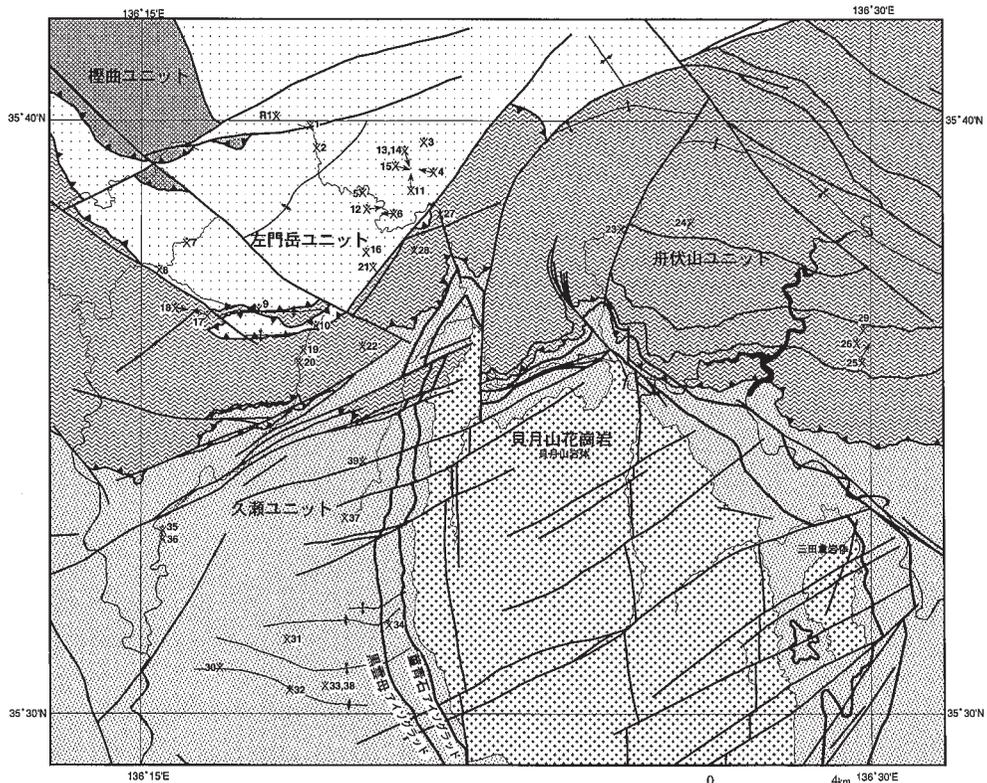
(R1のみ) で産出した放散虫化石

Species Name	L3-Tp	Tp	Tp-Ss	Jurassic?	Tp-Tc	Lj-Tc	Tc	Tp-Tc	Tp	Tc	Tp-Ss	Tc?	Lj-Tp	Jurassic	Tc	Tp?	M. Jurassic	Tp	Jurassic	
<i>Stelocapsa funatoris</i> Aita																				
<i>Stelocapsa</i> sp. A	X																			
<i>Spongocapsula palmerae</i> Passagno																				
<i>Spongocapsula</i> sp. A																				
<i>Spongocapsula</i> sp. B																				
<i>Spongocapsula</i> sp. C																				
<i>Stelocapsa conveza</i> Yao																				
<i>Stelocapsa japonica</i> Yao	X																			
<i>Stelocapsa plicata plicata</i> Matsuoka																				
<i>Stelocapsa plicata simplicata</i> Matsuoka																				
<i>Stelocapsa robusta</i> Matsuoka																				
<i>Stelocapsa tegimensis</i> Yao group																				
<i>Stelocapsa (?) takanensis</i> Aita	X																			
<i>Tetradela senensis</i> Yeh																				
<i>Tetradela brevicostatum</i> (Ovoldova)																				
<i>Tetradela grandis</i> (Hsu and Yao)																				
<i>Tetradela maxwelli</i> Passagno group																				
<i>Tetradela</i> sp.																				
<i>Trocolocapsa conveza</i> Matsuoka																				
<i>Trocolocapsa minoris</i> Matsuoka																				
<i>Trocolocapsa plicatum</i> Yao																				
<i>Trocolocapsa rati</i> Tan																				
<i>Trocolocapsa tetragona</i> Matsuoka																				
<i>Trocolocapsa (?) fusiformis</i> Yao	X																			
<i>Trocolocapsa (?) aff. fusiformis</i> sensu Matsuoka	X																			
<i>Trocolocapsa (?) aff. fusiformis</i> sensu Passagno and Blome																				
<i>Triopocella</i> spp.																				
<i>Unuma echinus</i> Jikhawa and Yao																				
<i>Unuma latocostatum</i> (Aita)																				
<i>Unuma</i> sp. A																				
<i>Unuma</i> sp. B																				
<i>Unuma</i> spp.	X																			
<i>Willitredillum carpaticum</i> Dimitrich																				
<i>Willitredillum</i> sp. A																				
<i>Yonastrom</i> spp.																				
<i>Zarnia dibucconi</i> Passagno and Blome																				
<i>Zarnia jurensis</i> Passagno and Blome																				
<i>Zarnia jurassica</i> Passagno and Blome																				
<i>Zarnia thuyeri</i> Passagno and Blome																				
<i>Zarnia</i> sp. A																				
<i>Zarnia</i> sp.																				
<i>Zhamoidellum</i> spp.	X																			
<i>Hadzophlura spinulosum</i> (Nakaoko and Nishimura)																				
<i>Pendosylaphura compacta</i> (Nakaoko and Nishimura)																				
<i>Pendosylaphura japonica</i> (Nakaoko and Nishimura)																				
<i>Trassocampe deweveri</i> (Nakaoko and Nishimura)																				
<i>Trassocampe</i> spp.																				
<i>Tringium</i> sp.																				
<i>Felticaecilia signatilis</i> Carlsööti and DeWever																				
<i>Felticaecilia charveti</i> Carlsööti and DeWever																				
<i>Felticaecilia monacanthus</i> Balga and Inoué																				
<i>Felticaecilia scholasticus</i> Omistön and Balbock																				
<i>Pseudoballistella</i> sp.																				

標本資料の存在を確認する。参考とするMatsuo(1985)の化石種 (ただし種はSugiyama(1997)の記載に基づく。)

### III. 8. 3 放散虫化石

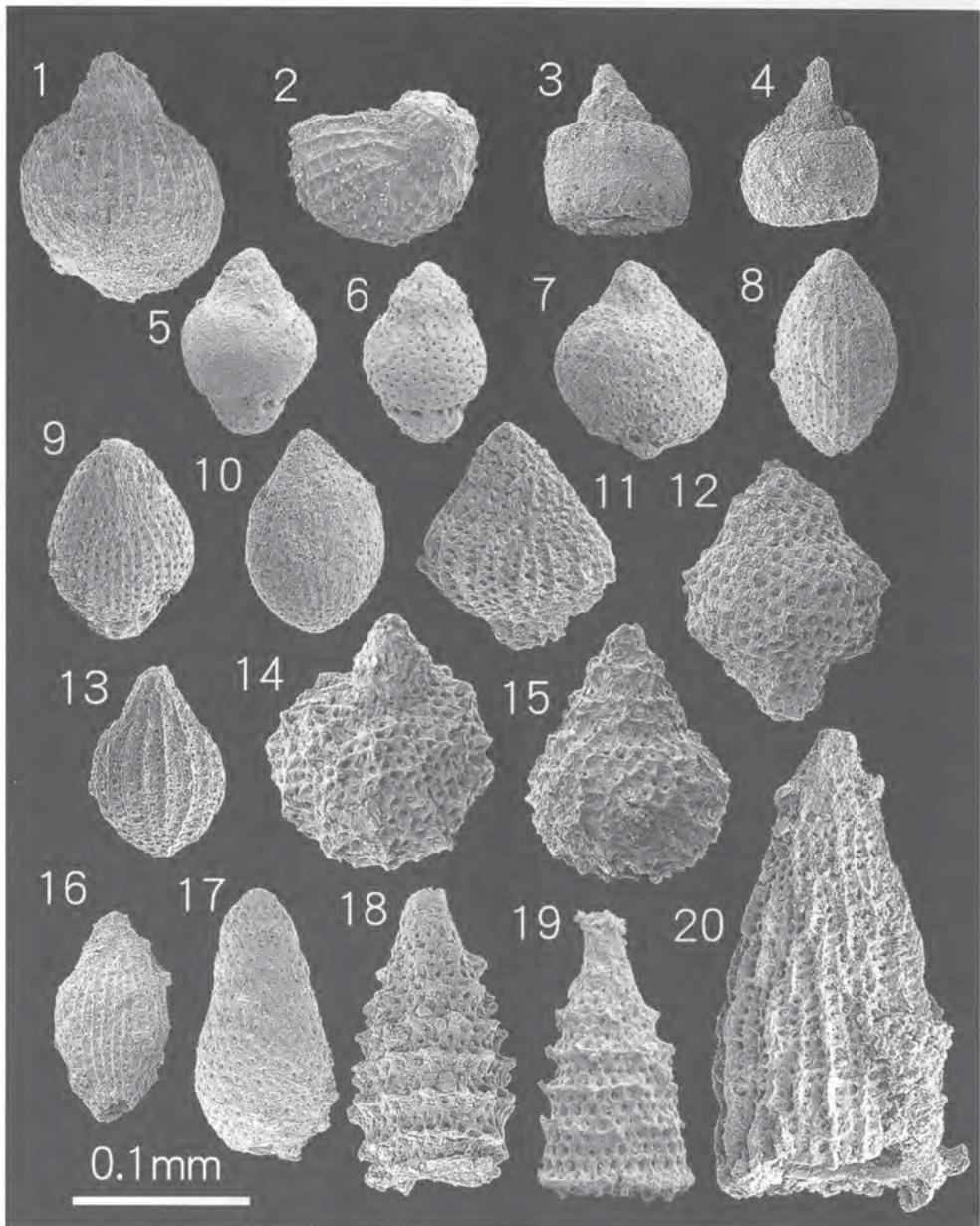
本地域からはこれまで放散虫化石の報告はない。今回、本地域内の美濃帯堆積岩コンプレックスの泥岩（一部赤色）、珪質泥岩、層状チャートから試料を採集し、フツ化水素酸で処理を行った。その結果、楳曲ユニットを除く3ユニットから年代決定に有効な放散虫化石を得た。それらの産出地点を地質図と第39図に、産出した放散虫化石の一覧を第2表に示す。また代表的な放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真を第40図、第41図、第42図、第43図に示す。放散虫化石の示す地質年代を考察するに当たっては、主に、ジュラ紀はMatsuoka (1995)、三畳紀はSugiyama (1997)、ペルム紀はIshiga (1990, 1991)を参考にした。なお、記載の都合上、試料番号はGSJ R68122はR68122のように省略してある。また、化石帯の略称はMatsuoka (1995)、Sugiyama (1997)に従う(第44図)。



第39図 本地域および「冠山」地域（R1のみ）で産出した放散虫化石の試料採集地点

第40図 左門岳ユニットの泥岩から産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真

- |  |            |
|--|------------|
| 1. <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao                              | GSJ R68143 |
| 2. <i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka                           | GSJ R68143 |
| 3. <i>Eucyrtidiellum pustulatum</i> Baumgartner                  | GSJ R68143 |
| 4. <i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)                         | GSJ R68128 |
| 5. <i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Yao                 | GSJ R68123 |
| 6. <i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Yao                 | GSJ R68123 |
| 7. <i>Tricolocapsa</i> (?) aff. <i>fusiformis</i> sensu Matsuoka | GSJ R68128 |
| 8. <i>Tricolocapsa minoensis</i> Matsuoka                        | GSJ R68128 |
| 9. <i>Stichocapsa tegiminis</i> Yao group                        | GSJ R68123 |



- |  |            |
|--|------------|
| 10. <i>Stichocapsa plicata simplicata</i> Matsuoka             | GSJ R68128 |
| 11. <i>Unuma</i> sp. A   | GSJ R68126 |
| 12. <i>Unuma</i> sp. B   | GSJ R68126 |
| 13. <i>Protunuma turbo</i> Ichikawa and Yao                    | GSJ R68128 |
| 14. <i>Sethocapsa funatoensis</i> Aita                         | GSJ R68126 |
| 15. <i>Sethocapsa</i> sp. A                                    | GSJ R68128 |
| 16. <i>Mita</i> sp. A  | GSJ R68123 |
| 17. <i>Gongylothorax</i> sp. A                                 | GSJ R68123 |
| 18. <i>Parvingingula dhimenaensis</i> Baumgartner              | GSJ R68126 |
| 19. <i>Parvingingula</i> cf. <i>nanoconica</i> Hori and Otsuka | GSJ R68128 |
| 20. <i>Transsuum maxwelli</i> Pessagno group                   | GSJ R68128 |

## 左門岳ユニット

本ユニットの泥岩12試料, 珪質泥岩2試料, 赤色泥岩1試料, チャート3試料の18試料(うち1試料(R68122)は「冠山」地域内)から年代決定に有効な放散虫化石を得た。

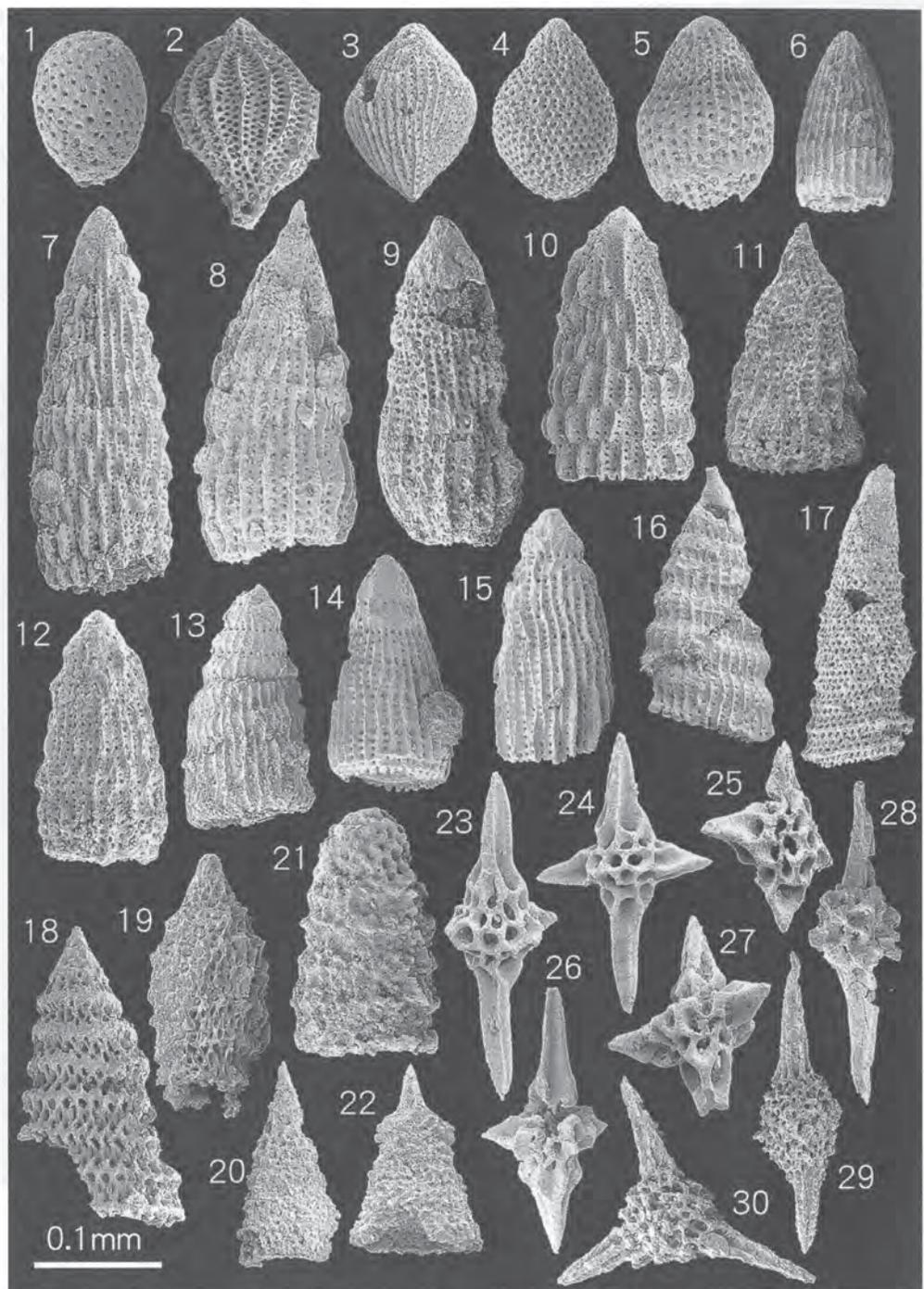
**チャート** 本ユニット東部の厚く連続性の良い層状珪質泥岩に伴われる層状チャート(R68136, R68137)から三畳紀, ジュラ紀の放散虫化石が得られた。本ユニット南東部の厚い層状チャート(R68138)からは前期ジュラ紀の放散虫化石が得られた。

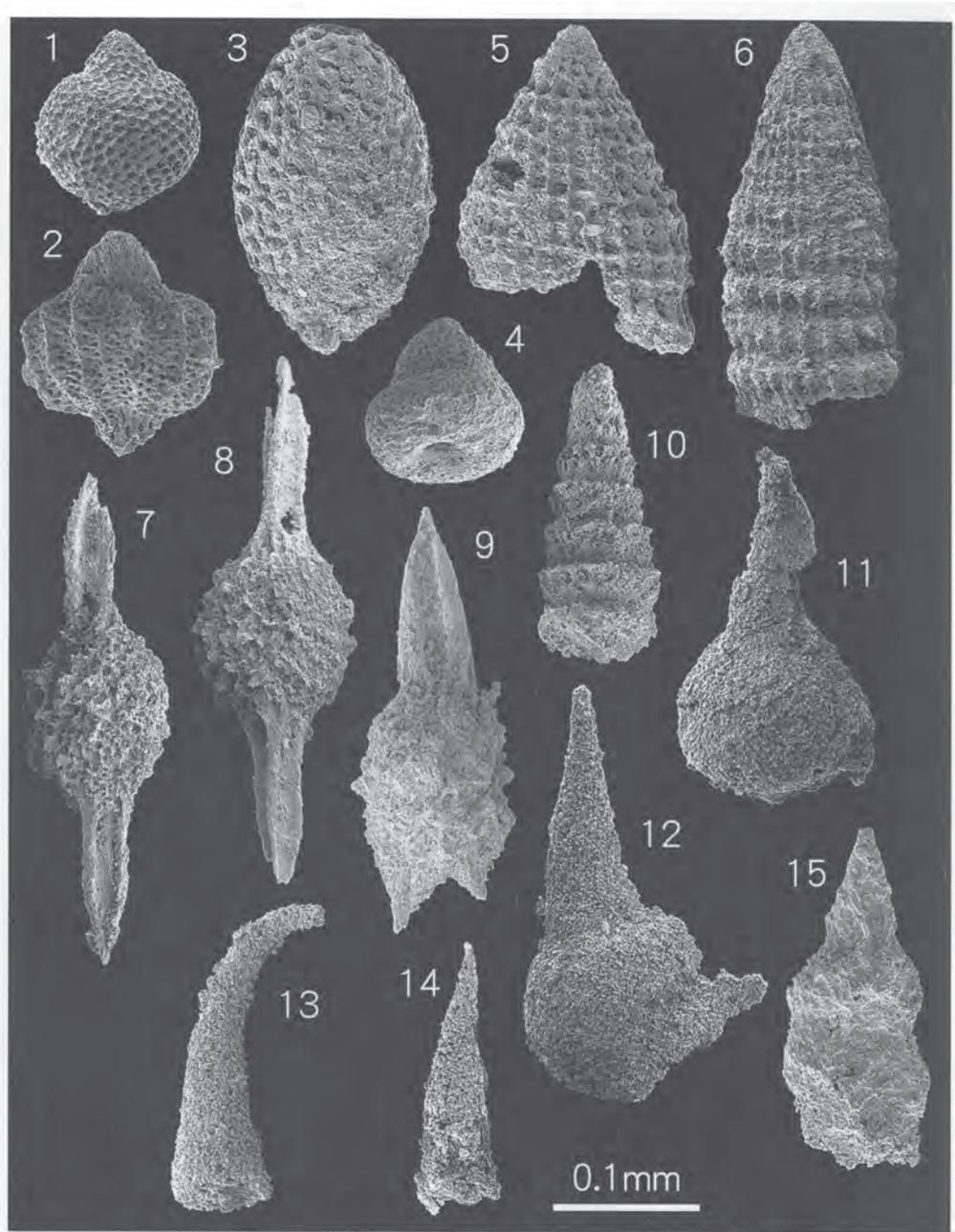
**珪質泥岩及び赤色泥岩** 放散虫化石の得られた3試料とも本ユニットの東部の厚く連続性の良い層状珪質泥岩から得られた試料である。赤色泥岩(R68135)から得られた放散虫化石群集は *Parahsuum longiconium*, *Parvicingula gigantocornis* を含むことから, 前期ジュラ紀のTc帯に対比される。一方珪質泥岩では, R68133は *Zartus dickinsoni*, *Z. jurassicus*, *Z. thayeri* を産し, 中期Bajocianを示し(Pessagno and Blome, 1980), Matsuoka (1995) のTp帯に相当すると考えられる。また, R68134は *Tricolocapsa plicarum*, *Tricolocapsa* (?) aff. *fusiformis*, *Archicapsa pachyderma*, *Parvicingula burnsensis* を含み, Matsuoka (1995) のTp帯に相当する群集と考えられる。

**泥岩** R68128は東部の厚く連続性の良い層状珪質泥岩に伴われる泥岩で, *T. plicarum*, *Parvicingula dhimenaensis*, *Protunuma turbo*, *Tricolocapsa* (?) aff. *fusiformis* を産し, Tc帯に相当する群集と考えられる。R68143は本ユニット南部の厚いチャートに挟まれたメラングジュ基質の泥岩で, *Tricolocapsa conexa*, *T. plicarum*, *Stichocapsa japonica*, *Tricolocapsa* (?) aff. *fusiformis* が産しTc帯に相当する群集である。ま

第41図 左門岳ユニットの珪質泥岩から産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真

1. <i>Archicapsa pachyderma</i> (Tan Sin Hok)	GSJ R68133
2. <i>Unuma</i> cf. <i>echinatus</i> Ichikawa and Yao	GSJ R68133
3. <i>Stichocapsa plicata plicata</i> Matsuoka	GSJ R68133
4. <i>Stichocapsa</i> cf. <i>robusta</i> Matsuoka	GSJ R68133
5. <i>Mita</i> sp. B	GSJ R68133
6. <i>Archaeodictyomitra</i> sp.	GSJ R68134
7. <i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)	GSJ R68133
8. <i>Hsuum primum</i> Takemura	GSJ R68133
9. <i>Hsuum matsukoi</i> (Isozaki and Matsuda)	GSJ R68133
10. <i>Hsuum parasolense</i> Pessagno and Whalen	GSJ R68133
11. <i>Hsuum</i> sp. D	GSJ R68134
12. <i>Semihsuum sourdoughense</i> Pessagno, Blome and Hull	GSJ R68133
13. <i>Pseudodictyomitra</i> sp. A	GSJ R68133
14. <i>Parahsuum</i> sp. A	GSJ R68133
15. <i>Parahsuum</i> sp. B	GSJ R68133
16. <i>Parahsuum</i> sp. C	GSJ R68133
17. <i>Parvicingula</i> sp. A	GSJ R68133
18. <i>Parvicingula burnsensis</i> Pessagno and Whalen	GSJ R68134
19. <i>Parvicingula</i> sp. B	GSJ R68134
20. <i>Parvicingula gigantocornis</i> Kishida and Hisada	GSJ R68135
21. <i>Stichomitra</i> (?) aff. <i>takanoensis</i> Aita	GSJ R68135
22. <i>Spongocapsula</i> sp. C	GSJ R68135
23. <i>Zartus thayeri</i> Pessagno and Blome	GSJ R68133
24. <i>Zartus dickinsoni</i> Pessagno and Blome	GSJ R68133
25. <i>Zartus</i> cf. <i>jonesi</i> Pessagno and Blome	GSJ R68133
26. <i>Zartus jurassicus</i> Pessagno and Blome	GSJ R68133
27. <i>Zartus</i> sp. A	GSJ R68133
28. <i>Pantanellium oligoporum</i> (Vinassa)	GSJ R68134
29. <i>Arckaeospongoprimum</i> sp. A	GSJ R68134
30. <i>Gorgansium gongyloideum</i> Kishida and Hisada	GSJ R68133





第42図 舟伏山ユニットから産出した放射虫化石の走査型電子顕微鏡写真

- |  |            |      |
|--|------------|------|
| 1. <i>Williridellum carpathicum</i> Dumitrica        | GSJ R68142 | 泥岩   |
| 2. <i>Unuma latiscostatus</i> (Aita)                 | GSJ R68141 | 泥岩   |
| 3. <i>Bagotum pseudoerraticum</i> Kishida and Hisada | GSJ R68148 | 珪質泥岩 |
| 4. <i>Stichapsa japonica</i> Yao                     | GSJ R68148 | 珪質泥岩 |
| 5. <i>Canutus</i> sp.                                | GSJ R68148 | 珪質泥岩 |
| 6. <i>Transsuum grande</i> (Hori and Yao)            | GSJ R68148 | 珪質泥岩 |

た、R68123（本地域北縁部の砂岩及び泥岩中の泥岩）、R68131（本ユニット南縁部の泥岩）の群集は、ともに *T. plicarum*, *Tricolocapsa* (?) *fusiformis*, *Stichocapsa tegiminis*, *Archicapsa pachyderma* を含み、Tp帯に相当する。この他の本ユニットの泥岩から得られた放散虫化石は、Matsuoka（1995）のTp帯ないしTc帯に相当すると考えられる。

#### 舟伏山ユニット

本ユニットの、泥岩8試料、珪質泥岩1試料、チャート3試料の12試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。

**チャート** 三畳紀の放散虫化石が1試料、ペルム紀の放散虫化石が2試料から得られた。土蔵岳北東方のR68149からは、*Pseudostylosphaera japonica*, *Triassocampe deweveri* が産し、Yao（1982）の *Triassocampe deweveri* 群集に対比され、この群集は Sugiyama（1997）の TR2C–TR4A 帯（Anisian-Ladinian）に相当する。本地域東縁部のR68151から産した *Follicucullus bipartitus*, *F. charveti*, *F. scholasticus* は、Ishiga（1991）の *F. charveti* 帯に相当する群集を構成する。Ishiga（1990）は *F. charveti* 帯を球磨統下部に対比している。R68150からは *Pseudoalibaillella* 属の放散虫化石が得られており、前期–中期ペルム紀を指示する可能性が高い。

**珪質泥岩** 本地域東縁部のR6814は、*Bagotum pseudoerraticum*, *Transsuum grande* などの放散虫化石を産し、TeないしLj帯に相当する群集である可能性が高い。

**泥岩** 土倉谷のR68141からは *Tricolocapsa plicarum*, *Archicapsa pachyderma*, *Stichocapsa japonica*, *Parvicingula dhimenaensis* が産し、Tp帯に相当する群集である。同じく土倉谷のR68142は、*Williriedellum carpathicum*, *Stichocapsa japonica* などを産し、Tc帯に相当する群集である可能性が高い。この他の本ユニットの泥岩から得られた放散虫化石も、Matsuoka（1995）のTp帯ないしTc帯に相当すると考えて矛盾はない。

#### 久瀬ユニット

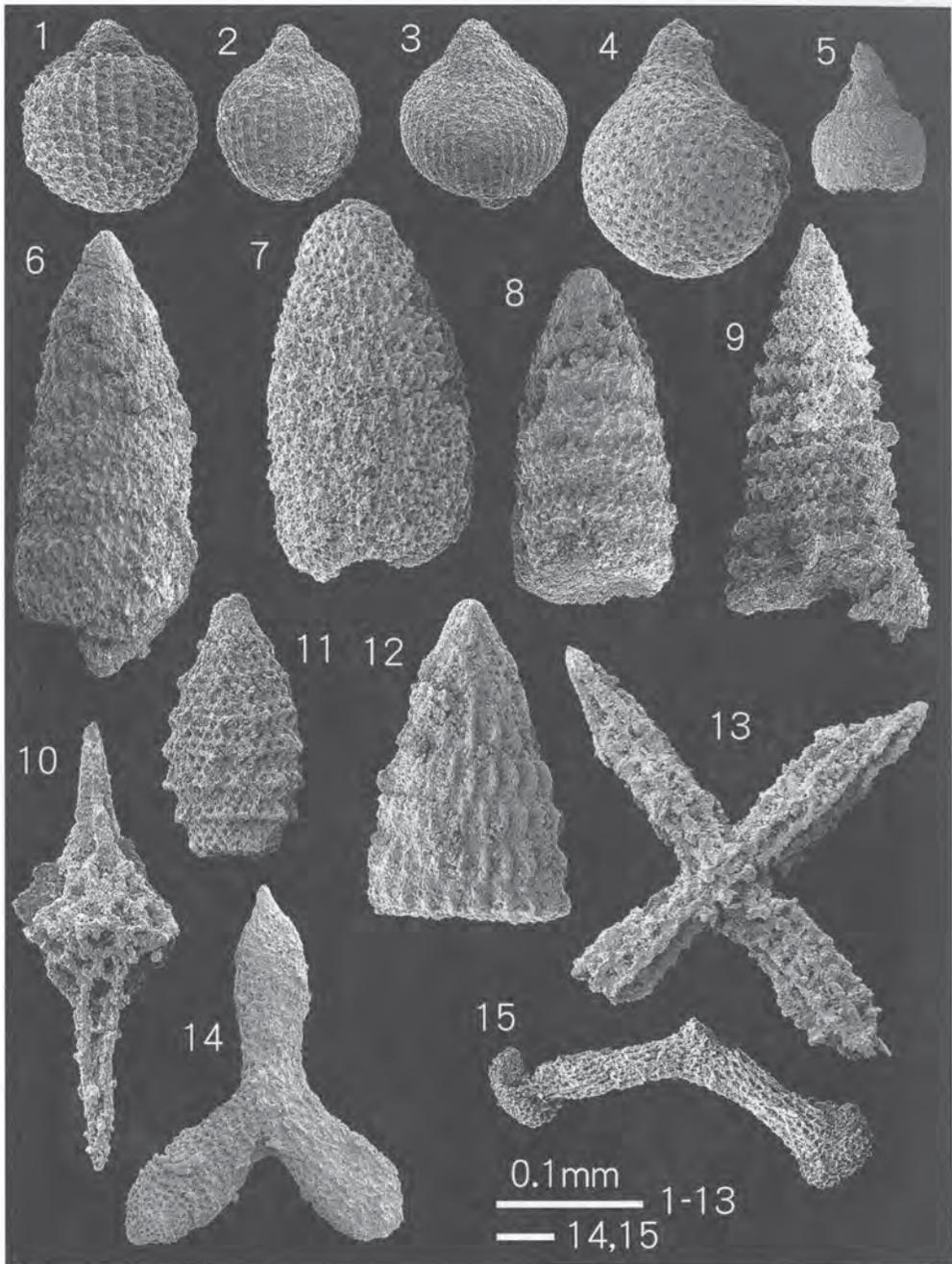
本ユニットの、泥岩5試料、珪質泥岩4試料、チャート1試料の10試料から年代決定に有効な放散虫化石を得た。

**チャート** R68161のみ放散虫化石が得られたが、その年代としてはジュラ紀の範囲内である。

**珪質泥岩** 本地域西縁部杉野川沿いR68157の放散虫化石群集は *Tricolocapsa tetragona* を含み、Tc帯の下部に対比される。近傍のR68158は *T. plicarum*, *Stichocapsa plicata plicata* を含む群集で、*T. plicarum* の生存期

---

7. <i>Pseudostylosphaera japonica</i> (Nakaseko and Nishimura)	GSJ R68149	チャート
8. <i>Pseudostylosphaera compacta</i> (Nakaseko and Nishimura)	GSJ R68149	チャート
9. <i>Hindeosphaera spinulosum</i> (Nakaseko and Nishimura)	GSTR68149	チャート
10. <i>Triassocampe deweveri</i> (Nakaseko and Nishimura)	GSJ R68149	チャート
11. <i>Follicucullus</i> cf. <i>monacanthus</i> Ishiga and Imoto	GSJ R68151	チャート
12. <i>Follicucullus charveti</i> Caridoroit and DeWever	GSJ R68151	チャート
13. <i>Follicucullus bipartitus</i> Caridoroit and DeWever	GSJ R68151	チャート
14. <i>Follicucullus scholasticus</i> Ormiston and Babcock	GSJ R68151	チャート
15. <i>Pseudoalibaillella</i> sp.	GSJ R68150	チャート



間の中でも年代が古い可能性が高い。本地域南部のR68160からは*Trillus elkhornensis*, *T. plicarum*を産し、これらはTp帯に相当する放散虫群集である。

**泥岩** 本地域の泥岩から得られた放散虫化石群集には、Matsuoka (1995) の放散虫化石帯の1つに限定できるようなものはない。浅井町西俣谷川のR68153は層状の泥岩で、珪質泥岩と一連の地層と考えられる。*Archicapsa pachyderma*, *Parahsuum cf. transiens*を産し、Tp帯に対比される群集の可能性が高い。

### III. 8. 4 地質年代

上述の産出化石の指示する年代を基に、第44図に本地域の岩相と地質年代の関係を示す。

#### 椋曲ユニット

本地域内で報告されている化石は石灰岩からの紡錘虫化石だけで、中期ペルム紀を示す。他の碎屑岩の年代は決めることができなかった。西隣の「敦賀」図幅では、泥岩から*Tricolocapsa plicarum*が産出し、泥岩の年代は中期ジュラ紀～後期ジュラ紀の前期の範囲とされている(栗本ほか, 1999)。

#### 左門岳ユニット

本ユニットの泥岩は中期ジュラ紀の前期または後期の年代を示し、最も新しい年代は中期ジュラ紀の後期である。珪質泥岩は前期ジュラ紀の後期から中期ジュラ紀の前半で、泥岩の年代よりやや古い。チャートの年代は三畳紀のものと同期ないし前期～中期ジュラ紀を示すものがある。

#### 舟伏山ユニット

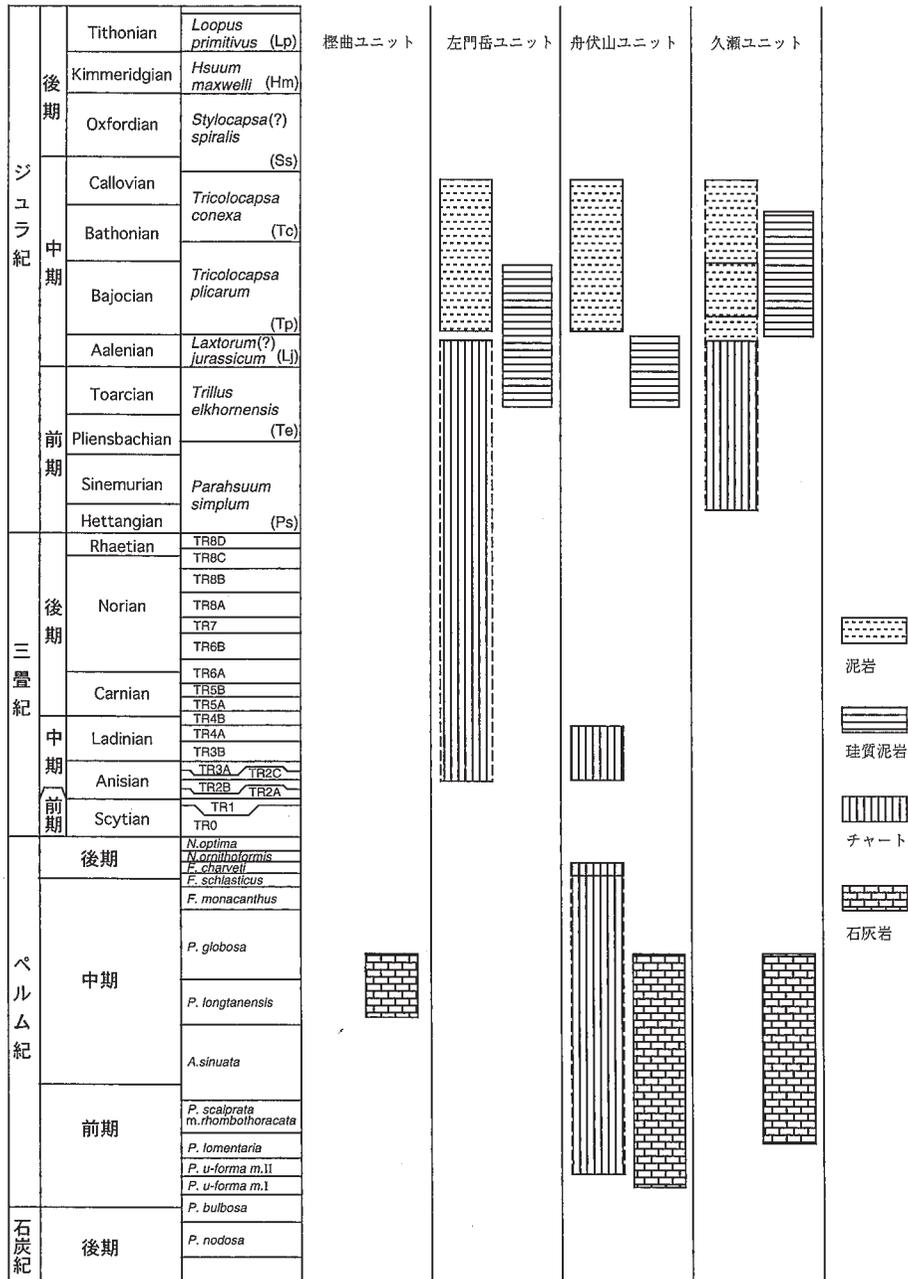
本ユニットの泥岩は中期ジュラ紀の前期または後期の年代を持ち、最も新しい年代は中期ジュラ紀の後期である。珪質泥岩は前期ジュラ紀の後期から中期ジュラ紀の初めで、泥岩の年代よりやや古い。チャートの年代は中期三畳紀のもの、後期ペルム紀、前期～中期ペルム紀のものがある。

#### 久瀬ユニット

本ユニットの泥岩のうち珪質泥岩に伴われるものは中期ジュラ紀の前半の年代を持つものがある。珪質泥岩は中期ジュラ紀の前期または後期の年代を持ち、最も新しい年代は中期ジュラ紀の後期で泥岩の年代よりも新しく、この年代は本地域内の各ユニット珪質泥岩の年代で最も新しい。チャートの年代はジュラ紀としか限定できない。

第43図 久瀬ユニットの珪質泥岩から産出した放散虫化石の走査型電子顕微鏡写真

1. <i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka	GSJ R68157
2. <i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka	GSJ R68157
3. <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao	GSJ R68158
4. <i>Stichocapsa convexa</i> Yao	GSJ R68157
5. <i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)	GSJ R68158
6. <i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno	GSJ R68157
7. <i>Spongocapsula</i> sp. A	GSJ R68157
8. <i>Spongocapsula</i> sp. B	GSJ R68157
9. <i>Parvicingula cf. schoolhousesensis</i> Pessagno and Whalen	GSJ R68160
10. <i>Trillus elkhornensis</i> Pessagno and Blome	GSJ R68160
11. <i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner	GSJ R68157
12. <i>Wrangellium</i> sp. A	GSJ R68157
13. <i>Tetrarabs izeensis</i> Yeh	GSJ R68160
14. <i>Paronaella</i> sp. A	GSJ R68160
15. <i>Paronaella kotura</i> Baumgartner	GSJ R68160



第44図 本地域の岩相と化石から決められる年代の関係

放散虫化石による年代が不確かな部分は柱のわきを点線にした。放散虫化石帯，群集帯は，ジュラ紀については Matsuoka (1995)，三疊紀については Sugiyama (1997)，ペルム紀については Ishiga (1991)，Kuwahara et al. (1998) によった。

### III. 9 対 比

本地域と周辺地域的美濃帯堆積岩コンプレックスの区分と対比については、既に各ユニットの記載に関連して、第8図、第9図に示した。ここでは放散虫化石の示す年代を考慮した上で対比を検討する。

#### 檜曲ユニット

Wakita (1988b) では、本報告の檜曲ユニットに相当する坂本峠ユニットについて、泥岩の年代を前期ジュラ紀末から中期ジュラ紀の前半とし、美濃帯堆積岩コンプレックスの中で最も古い付加年代を持つと考えている。檜曲ユニットは、西隣の「敦賀」図幅(栗本ほか, 1999)で、泥質岩の年代が中期ジュラ紀-後期ジュラ紀の前半の範囲にあるが、本地域から放散虫化石が得られておらず、新たに対比を検討する資料はない。

#### 左門岳ユニット

本地域の放散虫化石によって指示される泥岩の年代は中期ジュラ紀の後期である。左門岳ユニットに相当する西隣の「敦賀」図幅の尾羽梨コンプレックスからは前期ジュラ紀、中期ジュラ紀の泥岩が報告されている(栗本ほか, 1999)。本地域の結果は、Wakita (1988b) の左門岳ユニットの泥岩の年代と一致する。上麻生ユニットと岩相は類似するが、立花ほか(1992)が示したように上麻生ユニットは後期ジュラ紀を示す砕屑岩を含んでいることから、左門岳ユニットは上麻生ユニットよりやや古いと言える。

#### 舟伏山ユニット

舟伏山ユニットから得られた放散虫化石の示す泥岩の年代は中期ジュラ紀の後期である。周囲の地域ではこれまで詳細な年代の報告はなされていない。Wakita (1988b) では舟伏山ユニットの泥岩の年代の上限を中期ジュラ紀の後半までとしており、本地域の結果と一致する。

#### 久瀬ユニット

久瀬ユニット及び相当する地質体からこれまで報告されて放散虫化石は、「谷汲」地域(斎藤, 1989, 1993)と「敦賀」地域(栗本ほか, 1999)からだけである。斎藤(1989, 1993)は中期ジュラ紀の後半にあたるTc帯に相当する放散虫化石群集を泥岩から報告しており、特に、斎藤(1989)はTc帯後半を示す*Guexella nudata*を泥岩から報告した。

本地域の久瀬ユニットの泥岩から得られた放散虫化石群集にはTp帯(中期ジュラ紀の前半)を示すものがある。一方、珪質泥岩にはTp帯に相当する年代を持つものと*Tricolocapsa tetragona*を産出しTc帯前半に相当する年代を持つものがある。

しかし斎藤(1989, 1993)の結果を考慮すれば、泥岩の年代は、ほぼ中期ジュラ紀の全期間となり、泥岩と珪質泥岩の年代はほとんど重複し、わずかに珪質泥岩より泥岩の方が新しい程度である。泥岩と珪質泥岩の層序的な関係についてはまだ検討を要する。

これらから久瀬ユニットの形成年代は左門岳、舟伏山の両ユニットと差異はない。

#### 丹波帯の I 型地層群、II 聖地層群との対比

丹波帯の堆積岩コンプレックスでは石賀(1983)、Imoto(1984)が、復元層序にペルム紀以前の石灰岩、チャート、緑色岩の岩体を含むものをII型地層群、含まないものをI型地層群とし、II型がI

型に衝上していることを明らかにした。美濃帯の堆積岩コンプレックスでは、Wakita (1988b) が、舟伏山、左門岳、坂本峠の3ユニットをⅡ型地層群に対比した。Otsuka (1988) も同様の見解を示した。一方、栗本ほか(1999)は久瀬ユニット相当の刀根コンプレックスをⅡ型地層群に対比している。

本報告で示したように、舟伏山ユニットの下限は著しい破碎帯を伴う小津衝上断層で境され、地質構造の上では舟伏山ユニットの下限に大きなギャップがある(Ⅲ0.1参照)。したがって久瀬ユニットは地質構造上、丹波帯のⅠ型地層群に対比される。一方、久瀬ユニットの復元層序からはⅡ型地層群に対比できる(ただし、Ⅱ型の下部に村比される舟伏山ユニットと比べて、緑色岩の量は著しく少ない)。これらから、久瀬ユニットは、丹波帯のⅠ型、Ⅱ型地層群のいずれにも村比できず、構造的な位置、岩相、復元層序からはⅠ型とⅡ型の間隔的な性格を持つと考えられる。

### Ⅲ. 10 地質構造

ここでは、美濃帯堆積岩コンプレックスに貝月山花崗岩が貫入する以前の地質構造について述べる。貝月山花崗岩貫入以降に形成された地質構造はⅦ章に記す。

#### Ⅲ. 10. 1 ユニット境界をなす衝上断層

**樫曲ユニット/左門岳ユニット** 樫曲ユニットと左門岳ユニットの関係は、それぞれの岩相が大きく異なり、かつ現在の構造的な位置は樫曲ユニットが左門岳ユニットの上位にある。これらの状況から考えて樫曲ユニットが左門岳ユニットに衝上していると考えられる。しかし、「敦賀」図幅(栗本ほか, 1999)でも断層露頭は見つかっていない。

**左門岳ユニット/舟伏山ユニット** 左門岳ユニットと下位の舟伏山ユニットとの関係も水平に近い衝上断層で接すると考えられる。北縁部では逆に舟伏山ユニットが左門岳ユニットに衝上しているが、大規模な右横ずれ断層(川上断層)の近傍であることから、初生的な関係でない可能性が高い。

**舟伏山ユニット/久瀬ユニット** 舟伏山ユニットとその下位の久瀬ユニットとの境界は小津衝上断層(斎藤, 1993)で境される。この衝上断層は、前述のように複数の断層群からなる(第19図, 第20図, 第21図)。この断層帯を挟んで舟伏山ユニット側は緑色岩からなる部分が多く、地形の傾斜が急になっているのに対し、久瀬ユニット側は泥岩主体のメラングジュ基質のために傾斜が緩いことが多く、また断層帯は浸食に弱いためにしばしば傾斜が緩くなっている。このため小津衝上断層は地形的に追跡できる。

また、小津衝上断層の上盤の舟伏山ユニットの石灰岩のシート状の岩体の向きなどの内部構造は、本地域東部を除いて、小津衝上断層に調和的な部分が多い。一方、小津衝上断層の下盤の久瀬ユニット上部では鱗片状劈開の走向傾斜、岩体の形状、岩体内部の層理面などが高角で傾斜し、低角な小津衝上断層とは大きく斜交する。これらから、小津衝上断層は構造上の大きな境となっていると考えられる。

#### Ⅲ. 10. 2 ユニット内の衝上断層

「谷波」図幅(脇田, 1991)では、舟伏山ユニット内部で緑色岩に富む魚金山メラングジュと緑色岩に乏しい白倉谷メラングジュが低角な断層で接し、何度も繰り返し重なっている。本地域でも、これらの断層の

破砕帯の延長が、北東部の舟伏山ユニット内部に認識できた（第66図）。これらはメランジュ内部の大きな岩相境界が衝上断層であることを示し、衝上断層による繰り返し構造が、舟伏山ユニットのようなメランジュに存在することを示している。しかし、本地域中部－西部の舟伏山ユニットでは、このような繰り返し構造を形成する断層は見つかっていない。

「谷汲」地域では、本地域の久瀬ユニットに相当する神原メランジの内部にも、帯状に分布する珪質粘土岩（“砥石型”頁岩）と緑色岩の基底部に衝上断層があることが示されている（第29図；斎藤，1993）。

「谷汲」地域西部から本地域東部にかけて珪質粘土岩の岩体の連続として分布し、同様の断層が推定されるが、舟伏山ユニット内部にあるような著しい破砕帯を持つ断層ではないので、本報告では断層として記入していない。

左門岳ユニットのチャート・砕屑岩コンプレックスでは、本地域北縁部の三国岳北方から北東方向に分布する厚いチャート（第15図）の南東縁に珪質粘土岩を数層挟む。南東側の砂岩及び泥岩からなる地層と構造的上位の厚いチャートとの間に衝上断層があると考えられる。他の層状チャートと周囲との関係については衝上断層が明確に認識できないので、断層として表現していない。

### III. 10. 3 <sup>はなぶさやま</sup>花房山シンフォーム（新称）

本地域北東部の舟伏山ユニットには、北西にプランジした軸を持つ半波長10km程度のシンフォームがある。このシンフォームは、「谷汲」図幅（脇田，1991）中央部の根尾谷断層の西側より、根尾村の魚金山<sup>ようきんざん</sup>、久瀬村－藤橋村境の花房山付近を通り（脇田，1991）、本地域北東部の藤橋村鶴見を経て、西北西方向に伸びる。坂本断層、川上断層による右横ずれ変位を受けて、「冠山」地域内の左門岳ユニットに連続する（Kojima and Saito, 2000）。本報告では、このシンフォームを<sup>はなぶさやま</sup>花房山シンフォームと称する。

## IV 火成岩類

（沢田順弘・斎藤 眞）

### IV. 1 研究史

「横山」図幅地域の白亜紀花崗岩類は諸家花崗岩（Miyamura, 1967；鈴木，1974）あるいは貝月山花崗岩（河井ほか，1970；杉井・沢田，1999）と呼ばれている。礒見（1956）は「近江長浜」図幅の説明書で、花崗岩類の形成年代を中生代末と推定し、花崗岩の岩石学的記載と接触変成作用について報告した。河井ほか（1970）は花崗岩類の岩相区分と岩石記載、及び接触変成作用について簡単な報告をしている。鈴木（1974）は貝月山花崗岩南端の岩石記載と全岩主成分化学組成や黒雲母の化学組成を報告した。杉

井・沢田(1999)は、貝月山花崗岩の全域にわたる地質調査を行い、モード組成、帯磁率、全岩化学組成について報告し、岩相・岩質の垂直及び水平変化について検討した。貝月山花崗岩は貝月山を中心とする地域とその東の三田倉谷周辺に分かれて分布する。これらの花崗岩は美濃帯堆積岩コンプレックスに非調和に貫入しているが、その外形についてはいくつかの説があった。主な相違点となっているのは、

(1) 坂内村川上周辺で、花崗岩体が北に突き出ている部分が断層変位によるものか、あるいは貫入形態によるものか、(2) 坂内村広瀬から南方の地域で花崗岩の分布が広瀬まで達しているか否か、(3) 貝月山周辺に広く分布する花崗岩と三田倉谷の花崗岩とは地表で連続しているか、である。(1)については、宮村(1965)は貫入関係としたが、服部(1976)は断層変位とし、それ以降の報告では断層変位で見解はほぼ統一されてきた。(2)については、広瀬の集落まで花崗岩の外形を北に延ばしているもの(Hattori, 1976, 岐阜県, 1995)、花崗岩体の外形を丸くして広瀬の集落にのばしていないもの(宮村, 1965)があった。(3)については、花崗岩体が東に突き出て地表でも連続しているとする考え(宮村, 1965, Hattori, 1976, 岐阜県, 1995)があったが、20万分の1岐阜図幅(脇田ほか, 1992)では、地表で連続していないとして2つに分けた。本報告ではこれらの研究に対し、詳細な野外調査によって花崗岩の分布を明らかにした。

貝月山花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代として $96.4 \pm 4.8\text{Ma}$ が、また全岩-斜長石-カリ長石-黒雲母を用いたRb-Sr全岩鉱物アイソクロン年代として $94.1 \pm 5.0\text{Ma}$ が報告されている(沢田ほか, 1994)(第3表b)。

鈴木(1975)は、花崗岩の貫入によって周囲の岩石が角閃岩相高温部に達する接触変成作用を受けていることを明らかにし、また花崗岩と美濃帯堆積岩コンプレックスの間の元素の移動、交代作用について考察した。Suzuki(1977)は珪質ドロマイトの変成条件を明らかにした。

岩脈類については、貝月山岩体南部から、時代は未詳ではあるが、クロム鉄鉱を含むスペッサルタイト(高マグネシア安山岩)の岩脈群が報告され、そのマグマが上部マントルで生成された可能性について論じられた(Suzuki and Shiraki, 1980)。美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスには小規模ではあるが、後期白亜紀に貫入した高マグネシア安山岩、安山岩、玄武岩、閃緑斑岩などの岩脈が知られている(木村・貴治, 1993)。

## IV. 2 概説

琵琶湖周辺的美濃-丹波帯にはジュラ紀堆積岩コンプレックスに貫入した白亜紀(一部古第三紀)の花崗岩質岩類が分布している。これらは琵琶湖西方地域の比叡及び比良花崗岩、同南方地域の田上花崗岩、東方地域の鈴鹿花崗岩である。花崗岩の分布、形成年代、化学組成、Sr同位体比初生値から、これらは巨大な環状花崗岩質岩体を構成していると考えられている(沢田ほか, 1994)。琵琶湖周辺の花崗岩類は黒雲母や角閃石のK-Ar年代やRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代から、その生成-固結年代は古期と新期の少なくとも2つのステージに区分される。古期のものは $100-90\text{Ma}$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代とK-Ar年代を示すもので、比叡古期花崗岩、鈴鹿古期花崗岩及び貝月山花崗岩がこれに含まれる。一方、新期のものは $80-78\text{Ma}$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代と $75-66\text{Ma}$ のK-Ar年代を示すも

ので（沢田・板谷，1993；沢田ほか，1994），田上，比叡新期，比良，鈴鹿新期，江若（栗本ほか，1999）の各花崗岩がこれに属する。

貝月山花崗岩は，琵琶湖北東方，5万分の1地形図の「横山」から「長浜」の範囲にかけて分布する。この岩体の東方，三田倉谷沿いにも花崗岩が分布するが，両花崗岩は地下で連続しているものと推定される。ここでは貝月山を中心とした岩体を貝月山岩体，三田倉谷のものを三田倉岩体と呼び，両者を併せて貝月山花崗岩という。貝月山岩体は粗粒，等粒状，一部斑状の角閃石含有黒雲母花崗岩－花崗閃緑岩を主とし，等粒状の中粒白雲母花崗岩を伴う。貝月山岩体の縁辺部では石基部が細粒の斑状花崗岩となる場合もある。三田倉岩体は粗粒（ただし，貝月山岩体に比べ粒度は細かい），等粒状の白雲母含有黒雲母花崗岩を主とし，等粒状の中粒黒雲母含有白雲母花崗岩を伴う。

また，本地域では，9種類に区分される岩脈が認められ，そのうち，かんらん石玄武岩は北北西方向の岩脈群をなして貝月山花崗岩周辺に分布する。

### IV. 3 貝月山花崗岩

#### IV. 3. 1 岩体区分と岩体の構造

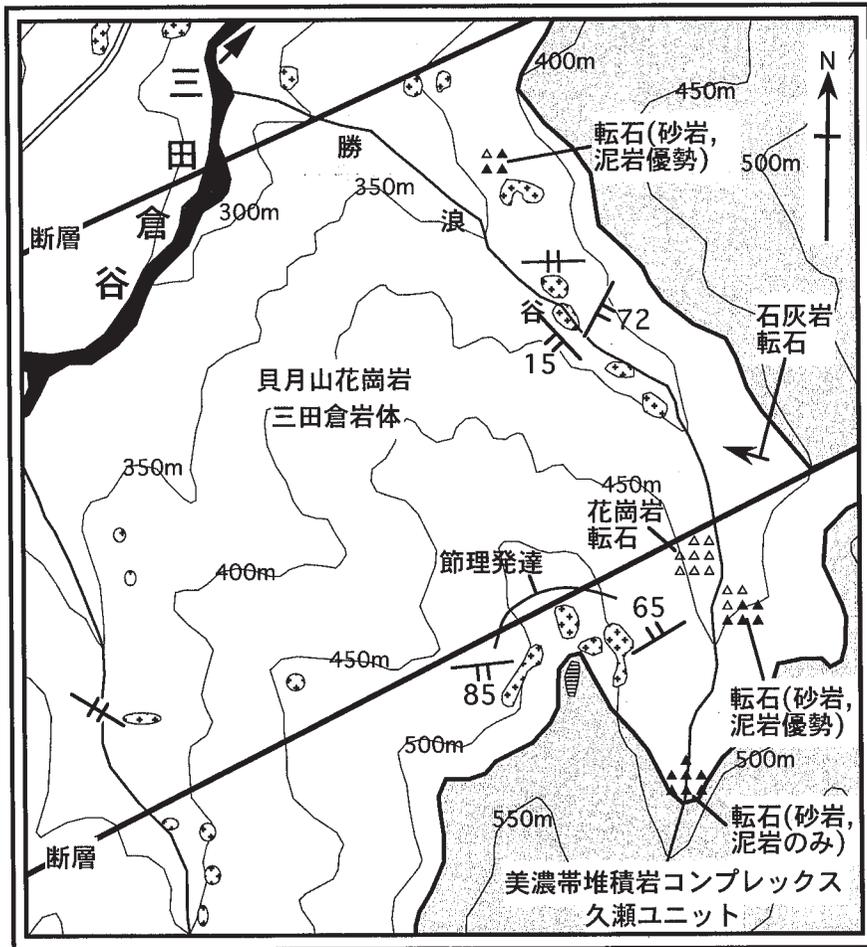
前述のように，貝月山岩体と三田倉岩体は地表では連続しないことから，2つの岩体に区分した。しかし，三田倉岩体と堆積岩コンプレックスの境界面がほぼ水平であること，V章で示すように，貝月山岩体と三田倉岩体の間に存在するジュラ系は著しい接触変成作用（堇青石相）を受けているが，鍋倉山山頂部に向かって変成度が下がることから，地下では連続していて，鍋倉山付近の美濃帯堆積岩コンプレックスはルーフになっていると判断できる。これらのことから両岩体で構成される花崗岩を貝月山花崗岩と呼ぶ。

貝月山花崗岩は美濃帯堆積岩コンプレックスに非調和的に貫入している。貝月山岩体の規模は南北14km，東西11.5kmで，露出面積は約120km<sup>2</sup>である。三田倉岩体は南北4km，東西1.5kmで，貝月山岩体とあわせると14km×14kmの規模を有する。

貝月山岩体の北部から東部にかけてと三田倉岩体の周囲では，花崗岩と堆積岩コンプレックスとの境界面（貫入関係）の傾きが特に低角である。西部では，北部，東部に比べれば高角で，30°前後である。例として三田倉岩体の接触部付近におけるルートマップを第45図に示した。明確な貫入面はここでは見つからなかったが，地形と岩石の分布から両者の境界面がほぼ水平なことは明瞭である。坂内村広瀬南方では尾根筋で緩く北に傾く貫入面が見ついている。これら両者の境界付近では尾根筋に，浸食に対する抵抗力の大きい接触変成作用を受けた美濃帯堆積岩コンプレックスが分布し，尾根の上部だけが急傾斜地になっているので，両者の境界は容易に認識できる。

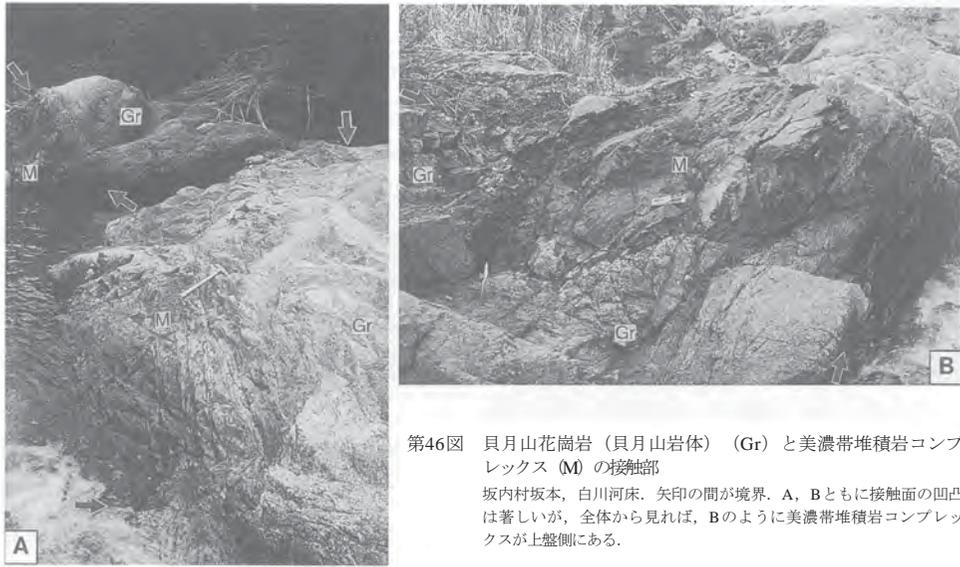
両者の関係を露頭で見ると，境界が平面的ではなく，凹凸があるのが認識できる。坂内村坂本の白川河床の例を第46図に示す。ここでも大きく見れば，美濃帯堆積岩コンプレックスの方が上盤側に分布するが，この境界面の走向・傾斜は様々である。

貝月山岩体を構成する粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩－花崗閃緑岩（Gk）はいずれも塊状，無構造である。貝月山岩体の縁辺部の花崗岩は等粒状の岩相が多いが，北東縁の寒谷峠東方1kmと北西縁の広瀬浅



第45図 貝月山花崗岩（三田倉岩体）と美濃帯堆積岩コンプレックスの境界付近のルートマップ  
久瀬村三田倉谷右岸。

又西方1kmでは斑状を呈し、花崗斑岩となる。この花崗斑岩は地質図上で粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gk) と区別できるだけの分布域を持たないので、粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gk) に含めた。品又峠を中心とする高所にはカリ長石の巨晶を含む斑状粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gc) と中粒白雲母花崗岩 (Gm) が存在する。粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gk) とカリ長石の巨晶を含む斑状粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gc) は漸移関係である。中粒白雲母花崗岩 (Gm) は粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gk) 中に幅数m—数10m



第46図 貝月山花崗岩（貝月山岩体）（Gr）と美濃帯堆積岩コンプレックス（M）の接触部

坂内村坂本，白川河床。矢印の間が境界。A、Bともに接触面の凹凸は著しいが、全体から見れば、Bのように美濃帯堆積岩コンプレックスが上盤側にある。

の規模でシュリーレン状に産し、周囲の岩石との境界は不規則ではあるが明瞭である。岩体の固結末期に残液から生成されたものと考えられる。

三田倉岩体は主に粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）で構成され、中粒白雲母花崗岩（Gm）を伴う。後者と前者の直接の関係は不明であるが、後者は岩体縁辺部にあることから、貝月山岩体中の白雲母花崗岩と同様に最終残液から生成されたものと推定した。貝月山岩体の主岩相である粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩（Gk）と三田倉岩体の主岩相である粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）の直接の関係は不明であるが、地質断面図では粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）を粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩（Gk）の天井部周縁相とし、両者の関係を漸移関係とした。

貝月山花崗岩は、断層活動によって変位している。断層活動には2ステージ認められる。貝月山岩体中を南北に通る変位の大きい右横ずれ系の断層（川上断層（新称）など）と、それらを変位させている東西圧縮場で形成されたと考えられる東北東方向のもの（主に右横ずれ，変位小さい）と西北西方向（北北東落ち）のものである（VII章参照）。

#### IV. 3. 2 貝月山花崗岩の岩石記載（Gk, Gc, Gs, Gm）

貝月山岩体では、塊状で等粒状、一部斑状の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩（Gk）を主体とし、岩体中心部ではカリ長石の巨晶を含む斑状の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩（Gc）を伴う。また、少量の中粒白雲母花崗岩（Gm）が分布する。暗色包有物は一般に少ないが、美濃帯堆積岩コンプレックス起源と考えられるものや、少量ながら閃緑岩質のものがある。

三田倉岩体は粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）を主岩相とするが、貝月山岩体に比べて粒度は細かい。

**粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (Gk)**

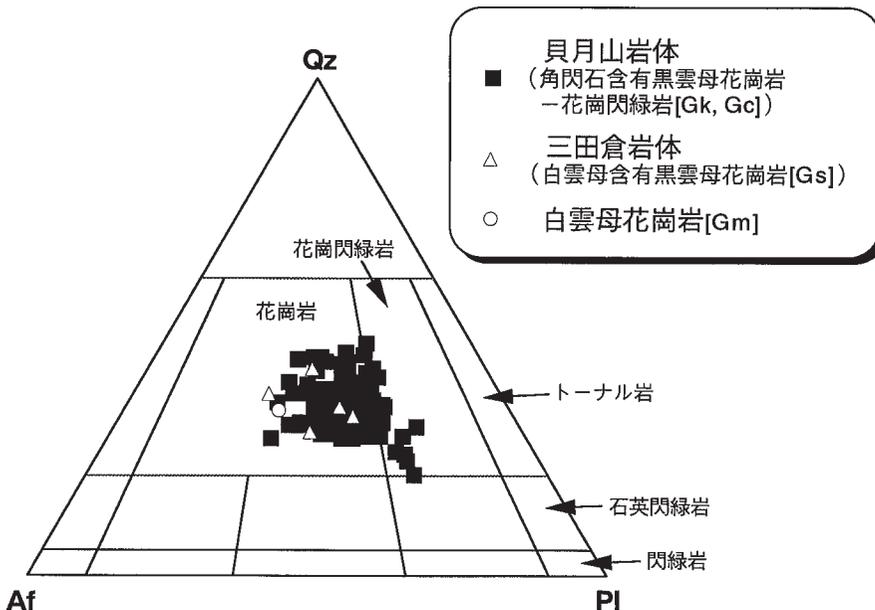
貝月山岩体の主要な岩相である。構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母と少量の角閃石、及びチタン鉄鉱、燐灰石、ジルコン、スフェン、モナズ石、褐廉石、電気石である。粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩が多く、粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は少量であることと、両者の関係が漸移的であることから、地質図上では区別していない。

1cm以上の粒径をもつ斜長石、カリ長石、石英が中粒結晶中に多数見られる。大まかに見ると花崗岩体の周縁部で苦鉄質鉱物及び斜長石が多く、中心へ向かってそれらが減少する傾向が認められる。石英は他形で、しばしば連続するプールの形成する。アルカリ長石は他形ないし半自形結晶が卓越する。黒雲母は岩体周辺部で多く含まれ、クロット状となることがあり、中心部に近づくにつれてその量は減少し、また個々の結晶は独立して点在するようになる。

数cm—10数cm角の染色スラブモード組成では、大半は花崗岩の領域にプロットされるが、一部は花崗閃緑岩の領域にはいる(第47図)。モード組成の石英は17.7—53.4容量%、カリ長石は15.2—37.1容量%、斜長石は16.3—49.5容量%である。その他の鉱物として主に黒雲母、不透明鉱物があるが、それらは4.6—15.7容量%である。

地質図には表現されていないが、貝月山岩体の北東縁部、寒谷峠東方1kmと北西縁部、広瀬浅又西方1kmでは、数mの範囲で等粒状岩から黒雲母花崗斑岩に移化する。斑状結晶は斜長石、カリ長石、石英で粒度は等粒状のものと同変わらないが、石基は0.2mm前後の結晶となる。

暗色包有物は、美濃帯堆積岩コンプレックス起源と考えられるものが多く、ごく少量閃緑岩質のものが認められる。これらは楕円形、10cm前後の大きさで、ほとんどのものは長軸が垂直に配列する。暗色



第47図 貝月山花崗岩のスラブモード組成  
貝月山花崗岩の一部は杉井・沢田(1999)のデータを用いた。

包有物の集中する部分の周囲の花崗岩は優白質になっており、針状の褐廉石や電気石の濃集が認められる。暗色包有物が特に多いのは南側の「長浜」地域内の岩体南東部、粕川河床部の美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近で、ここでは暗色包有物の量が花崗岩の量をしのぐほど含まれる。

#### 斑状粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩－花崗閃緑岩 (Gc)

貝月山岩体中心部にあたる貝月山、揖斐高原、品又峠周辺の地域に分布する。アルカリ長石の径2－7cmの巨晶を含むのが特徴で、基質部の粒度は主岩相に比べやや細かく、かつ優白質である。斜長石は自形で白濁する傾向にあり、主岩相に比べて幾分少ない。石英は自形度が高く独立的で、プールを形成することはほとんどない。黒雲母はクロットをなすものはほとんどなく、単独の結晶として見られる。

#### 粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Gs)

三田倉岩体の主岩相をなす。貝月山岩体の主岩相 (Gk) に比べてより細粒で、粒径が1cm以下のところが多く、一部で中粒岩相もあり、白雲母を普遍的に含む。構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母の主成分鉱物のほか、少量の白雲母、不透明鉱物、燐灰石、モナズ石、ジルコンを含む。二次鉱物は緑泥石や絹雲母である。白雲母を普遍的に含む点が貝月山岩体の主岩相 (Gk) と異なる。斜長石は半自形－自形であり、一部では細粒結晶がより粗粒な結晶の粒間を充填している。カリ長石は他形である。石英は他形粒状である。黒雲母は他形－半自形である。白雲母は板状の初生的結晶と細粒針状の二次鉱物 (絹雲母) からなる。

染色スラブモード組成では花崗岩の領域にプロットされる (第47図)。モード組成は、石英24.2－38.0容量%、カリ長石21.9－46.0容量%、斜長石9.0－35.7容量%、その他の鉱物6.0－16.7容量%である。

#### 中粒白雲母花崗岩及び中粒黒雲母含有白雲母花崗岩 (Gm)

中粒白雲母花崗岩は、貝月山岩体の岩体中央部にあたる貝月山北西方の地域に小規模に点在分布する。規模は数m－数10mでシュリーレン状に産し、周囲の岩石とは不規則な境界で接する。

中粒黒雲母含有白雲母花崗岩は、三田倉岩体の北方縁辺部に見られ、美濃帯堆積岩コンプレックスとの接触部から30m以上にわたって分布する。その250m南方にも露出するが、三田倉岩体の主岩相である粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩との関係は不明である。美濃帯堆積岩コンプレックスとの接触部はアブライト質白雲母花崗岩である。

中粒白雲母花崗岩の構成鉱物は斜長石、カリ長石、石英、白雲母の主成分鉱物の他、ざくろ石、不透明鉱物、燐灰石、モナズ石、ジルコンを含む。極少量の黒雲母 (多くは緑泥石により交代されている) を含むところもある。また、0.1mm前後の斜長石の自形結晶が、結晶粒間やカリ長石と石英の包有物として多数含まれるところもある。中粒黒雲母含有白雲母花崗岩の構成鉱物は上記に黒雲母が加わったものである。

## 岩石記載

### GSJ R68364 (KZ88110605)

粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (Gk) . 第48図a. 第49図a. 採取地点は坂内村浅又川.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母の主成分鉱物の他, 少量の角閃石, 不透明鉱物, 白雲母, 燐灰石, モナズ石, ジルコン, 褐簾石, スフェンを含む. 二次鉱物は絹雲母や緑泥石である. 斜長石は半自形-自形で, 最大7mmで, 粗粒結晶は累帯構造をもち, 核部の外縁は融食境界を示すことが多い. 核部には細粒黒雲母の包有物が含まれる. マントル部には反復累帯構造が見られる. カリ長石は半自形-他形, 最大粒径は8mmである. 微細なパーサイト構造を示すものが多い. 石英は他形で, 最大粒径は10mmである. 角閃石は最大2mmで, 自形が多い. 軸色はX' = 緑黄色, Z' = 褐緑色-茶緑色である. 黒雲母は3mm以下である. 軸色はX = 明茶色, Y = Z = 赤褐色である. 白雲母は0.15mm以下の板状結晶として少量産する.

### GSJ R68350 (KZ96112102)

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gk) . 第48図d. 採取地点は坂内村広瀬.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母の主成分鉱物の他, 少量の角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石, モナズ石, ジルコンを含む. 二次鉱物は緑泥石と絹雲母である. 斜長石は半自形-自形で, 最大7mmで, 累帯構造をもち. 細粒黒雲母の包有物を含む. カリ長石は他形, 最大粒径は7mmで, 3mm程度の結晶が多い. 一部でマイクロクリン組織をもち. 石英は他形で, 最大粒径は10mm, 結晶粒間を充填するものが多い. 黒雲母は他形-半自形で, 最大粒径は3mmで, 1-1.5mm程度の結晶が多い. 軸色はX = 薄茶色, Y = Z = 褐色で, ジルコンやモナズ石の周囲には多色性ハローが著しい. 角閃石の軸色はX' = 緑黄色, Z' = 黄緑色.

### GSJ R68112 (KZ96112109A)

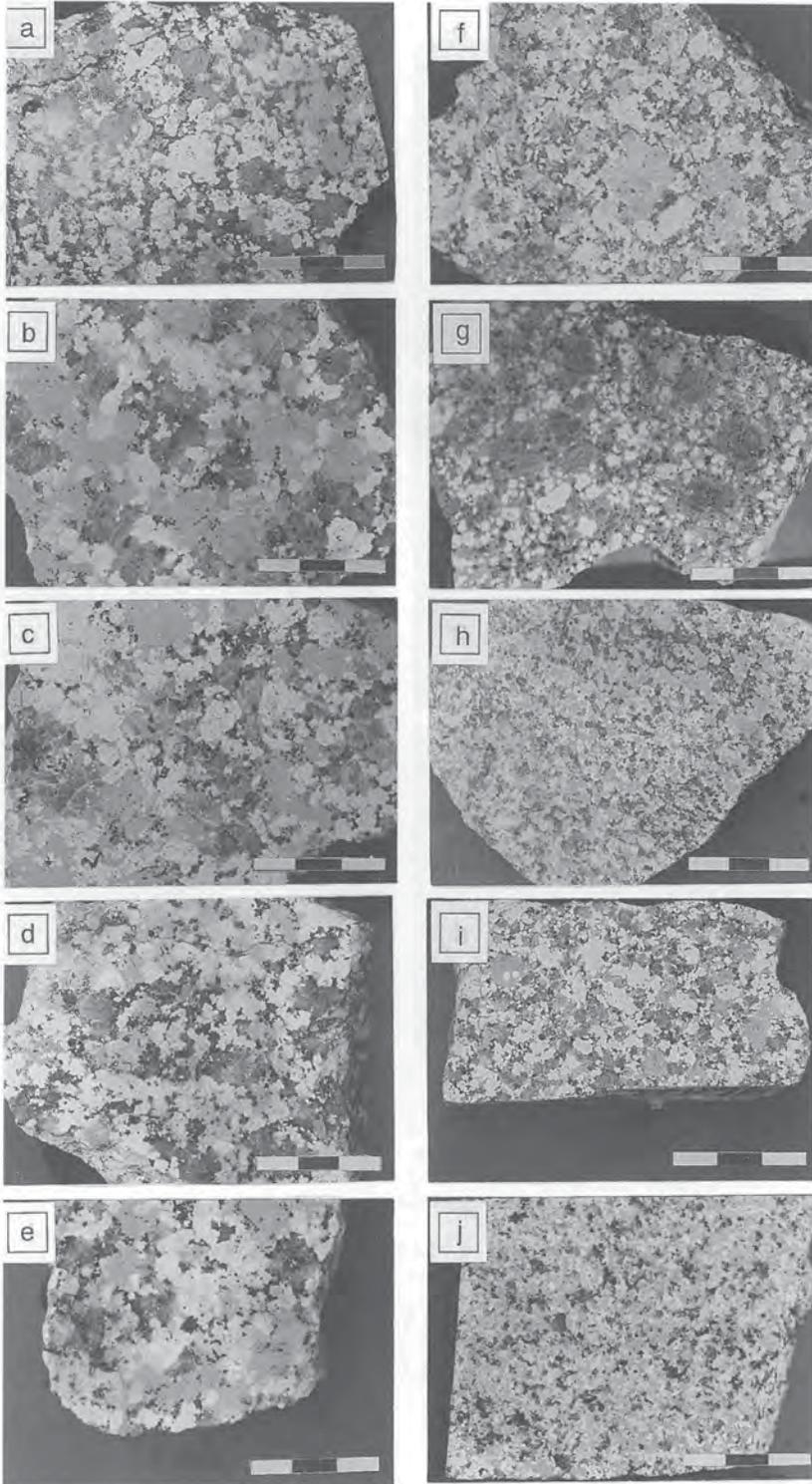
粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gk) . 第48図e. 第49図b. 採取地点は久瀬村日坂の和佐谷.

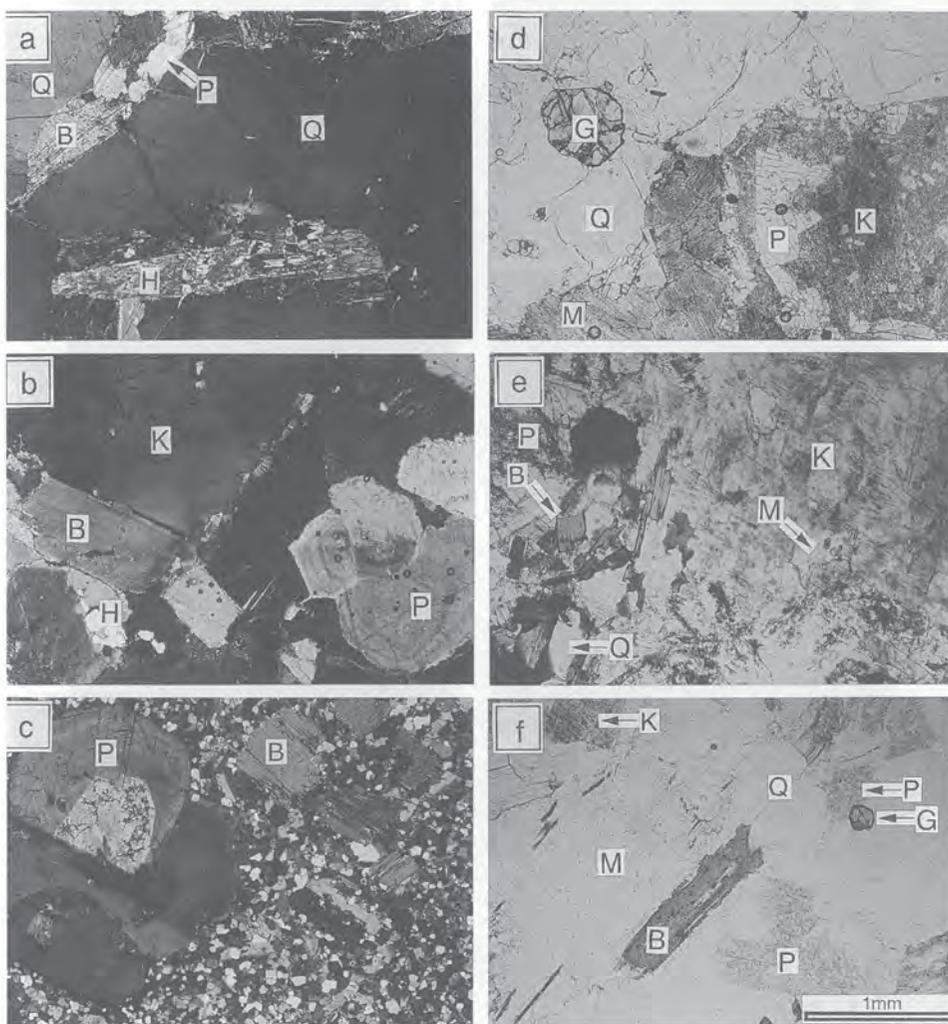
構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母の主成分鉱物の他, ごく少量の角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石, モナズ石, ジルコンを含む. 二次鉱物は緑泥石や絹雲母である. 斜長石は半自形-自形で, 最大7mm, 平均粒径は3mm程である. 核部とマントル部で組成ギャップを示し, また核部は組成的に不均質な累帯構造をもちものもある. また核部に細粒の黒雲母を包有する結晶もある. カリ長石は他形, 最大粒径は10mmで, 細かなパーサイト構造をもち. 石英は他形で粒状のものと結晶粒間を充填するものがある. 最大粒径は8mmである. 黒雲母は他形-半自形で, 2mm以下である. クロットをなすこともある. 軸色はX = 薄茶色, Y = Z = 褐色で, ジルコンやモナズ石の周囲には多色性ハローが著しい. 角閃石は0.15mm以下の結晶で, 独立結晶と黒雲母と連晶するものからなる. 軸色はX' = 緑黄色, Z' = 黄緑色である. 大型結晶間を充填する細粒結晶の濃集部にはミルメカイトがみられる.

---

#### 第48図 貝月山花崗岩のスラブ写真 スケールは3cm.

- |                   |              |               |         |
|-------------------|--------------|---------------|---------|
| a ; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68364) | (坂内村大草履南西1km) | (貝月山岩体) |
| b ; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68360) | (伊吹町甲津原北東1km) | (貝月山岩体) |
| c ; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68366) | (坂内村浅又川)      | (貝月山岩体) |
| d ; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68350) | (坂内村広瀬南東500m) | (貝月山岩体) |
| e ; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68112) | (久瀬村和佐谷)      | (貝月山岩体) |
| f ; 斑状粗粒黒雲母花崗岩    | (GSJ R68353) | (貝月山北東1.5km)  | (貝月山岩体) |
| g ; 黒雲母花崗斑岩       | (GSJ R68361) | (久瀬村寒谷峠東1km)  | (貝月山岩体) |
| h ; 中粒白雲母花崗岩      | (GSJ R68368) | (貝月山北西1.5km)  | (貝月山岩体) |
| i ; 粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩 | (GSJ R68113) | (久瀬村三田倉谷)     | (三田倉岩体) |
| j ; 中粒黒雲母含有白雲母花崗岩 | (GSJ R68114) | (久瀬村三田倉谷)     | (三田倉岩体) |





第 49 図 貝月山花崗岩の顕微鏡写真 スケールは共通.

- a; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R68364) (坂内村大草履南南西1km) (貝月山岩体)  
P: 斜長石, Q: 石英, H: 角閃石, B: 黒雲母. 単ニコル.
- b; 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (GSJ R68112) (久瀬村和佐谷) (貝月山岩体)  
P: 斜長石, K: カリ長石, H: 角閃石, B: 黒雲母. 直交ニコル.
- c; 黒雲母花崗斑岩 (GSJ R68361) (久瀬村寒谷峠東1km) (貝月山岩体)  
P: 斜長石, B: 黒雲母. 直交ニコル.
- d; 中粒白雲母花崗岩 (GSJ R68368) (貝月山北東1.5km) (貝月山岩体)  
P: 斜長石, K: カリ長石, Q: 石英, M: 白雲母, G: ざくろ石. 単ニコル.
- e; 粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (GSJ R68113) (久瀬村三田倉谷) (三田倉岩体)  
P: 斜長石, K: カリ長石, Q: 石英, B: 黒雲母, M: 白雲母. 単ニコル.
- f; 中粒黒雲母含有白雲母花崗岩 (GSJ R68114) (久瀬村三田倉谷) (三田倉岩体)  
P: 斜長石, K: カリ長石, Q: 石英, M: 白雲母, B: 黒雲母, G: ざくろ石. 単ニコル.

#### GSJ R69684 (KZ88081106)

斑状角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gc) . 採取地点は伊吹町甲津原.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母ときわめて少量の角閃石, ジルコン, 燐灰石, モナズ石, 二次鉱物として絹雲母, 緑泥石を含む. 斜長石は最大5mm, 半自形-自形結晶で, 累帯構造が著しく, 核部が組成的に不均質なものもある. 斜長石とカリ長石の境界にはしばしばミルメカイトが発達する. カリ長石は15mmを越える大型結晶を含む. 他形で, しばしばポイキリチックに斜長石, 石英, 黒雲母の細粒結晶を包有する. 石英は4mm以下の結晶で他形粒状ないし, 結晶間を充填する結晶として産する. 黒雲母は2mm以下の結晶である. 斜長石中に細粒結晶が濃集しているものもある. また黒雲母中には燐灰石, ジルコン, モナズ石が多く包有される. 一部は緑泥石に変質している. 多色性はX=茶色, Y=Z=赤褐色である. 角閃石はきわめて少量含まれる. 多色性はX' =緑黄色, Z' =緑茶色である.

#### GSJ R68361 (KZ88101502)

黒雲母花崗斑岩 (Gk) . 第48図g, 第49図c. 採取地点は久瀬村寒谷峠東1km.

斑晶として斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母を含む. 斜長石斑晶は最大で7mm, 集斑状のところもある. 累帯構造が顕著である. 核部はゴースト状となり, 多数の0.2mm以下の黒雲母を包有するものもある. 石英斑晶は自形ないし融食形を示し, 最大6mmである. 黒雲母は最大1.5mm, 平均0.8-1.0mmである. X=明茶色, Y=Z=赤褐色である. 石基は0.2-0.3mm程度で, 斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 不透明鉱物, 燐灰石, ジルコン, スフェンからなる. 二次鉱物として緑泥石, 絹雲母, 緑廉石を含む.

#### GSJ R68113 (KZ96112207)

粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩 (Gs) . 第48図i, 第49図e. 採取地点は久瀬村三田倉谷.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母の主成分鉱物の他, 少量の白雲母, 不透明鉱物, 燐灰石, モナズ石, ジルコンを含む. 二次鉱物は緑泥石や絹雲母である. 斜長石は半自形-自形で, 最大4mm, 平均粒径1-2mm程度の結晶とともに, 0.5mm前後の細粒結晶が結晶粒間を充填している. カリ長石は他形で, 最大径5mm, 平均1-2mmであり, パーサイト構造をもつ. 石英は他形粒状で最大径4mm, 1-2mmのものが多い. 黒雲母は他形-半自形, ごく一部自形, 最大粒径は2mmで, 平均0.7-0.6mmである. 軸色はX=黄色, Y=Z=赤褐色である. 白雲母は最大1.3mmの板状の初生的結晶と細粒針状の二次鉱物(絹雲母)からなる.

#### GSJ R68368 (KZ98031704)

中粒白雲母花崗岩 (Gm) . 第48図h, 第49図d. 採取地点は貝月山北西1.5km.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 白雲母, 不透明鉱物, ざくろ石である. 斜長石は半自形-自形で, 中粒と細粒の結晶に区分される. 中粒の結晶は1.5mm程度で, 最大は2.5mmである. 石英は他形-半自形で, 粒状と充填状の結晶に分けられる. 最大粒径は2.5mm. カリ長石は他形, 一部半自形の4mm以下の結晶である. 0.2mm以下の細粒の斜長石を主とし, 石英や白雲母の結晶を包有する. ごく一部にミルメカイトが認められる. 白雲母は他形-半自形で, 最大は2.5mmである. ざくろ石は0.5mm以下の自形, 粒状結晶である. 変質鉱物として緑泥石を含む.

#### GSJ R68114 (KZ96112203)

中粒黒雲母含有白雲母花崗岩 (Gm) . 第48図j, 第49図f. 採取地点は久瀬村三田倉谷.

構成鉱物は斜長石, カリ長石, 石英, 白雲母の主成分鉱物の他, 少量の黒雲母(多くは緑泥石化), ざくろ石, 角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石を含む. 二次鉱物として黒雲母を交代した緑泥石を含む. 斜長石は半自形-自形で, 3mm以下の結晶である. カリ長石は他形-半自形, 最大粒径は6mmで, ごく

一部にマイクロクリン構造がみられるものもある。石英は他形一半自形で最大粒径1.7mm，粒状のものと結晶粒間を充填する0.5mm以下の細粒結晶からなる。白雲母は5mm以下の板状結晶である。黒雲母は他形一半自形で，最大粒径は1.1mmで，多くは緑泥石に変わっている。軸色はX=黄色，Y=Z=明茶色である。角閃石は最大0.15mmの針状結晶として産する。軸色はX' =淡緑黄色，Z' =褐綠色。ざくろ石は0.4mm以下の粒状結晶として産する。

#### IV. 3. 3 貝月山花崗岩の放射年代

貝月山岩体と三田倉岩体の花崗岩類から得られた黒雲母2試料，白雲母1試料についてK-Ar年代測

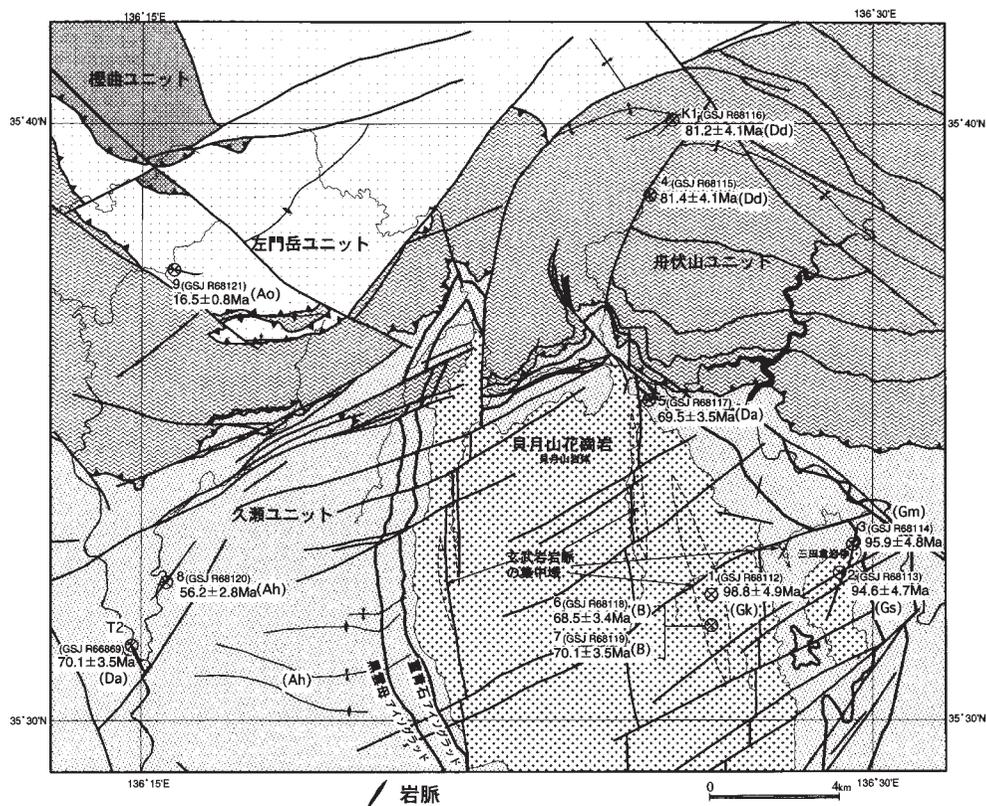
第3表 貝月山花崗岩及び岩脈の放射年代 試料採集地点は第50図。

a ; K-Ar年代. 測定はTeledyne Isotopes社による。T2岩脈の年代は栗本ほか(1999)による。

No.	岩体名または産状	凡例	GSJRNNo.	試料番号	産地	岩石	試料	K (%)	Rad. 40Ar (10 <sup>-6</sup> ccSTP/g)	Non. rad. 40Ar (%)	年代 (Ma)
1	貝月山岩体	Gk	68112	KZ96112109A	久瀬村 和佐谷	角閃石含有黒雲母 花崗岩	黒雲母	6.75	2.67	9.01	98.8±4.9
2	三田倉岩体	Gs	68113	KZ96112207	久瀬村 三田倉谷	白雲母含有黒雲母 花崗岩	黒雲母	5.08	1.92	5.5	94.6±4.7
3	三田倉岩体	Gm	68114	KZ96112203	久瀬村 三田倉谷	黒雲母含有白雲母 花崗岩	白雲母	7.75	2.97	6	95.9±4.8
4	岩脈	Dd	68115	MS98041902	坂内村 五蛇池山	角閃石閃緑斑岩	全岩	0.68	0.219	78.1	81.4±4.1
K1	岩脈	Dd	68116	MS98052503	藤橋村 広瀬又	角閃石閃緑斑岩	全岩	0.59	0.191	87.1	81.2±4.1
5	岩脈	Da	68117	D96112104	坂内村 坂本	角閃石石英閃緑岩	角閃石	0.45	0.124	25	69.5±3.5
6	岩脈	B	68118	D96112108A	久瀬村 和佐谷	カンラン石単斜輝石 玄武岩	石基	3.89	1.06	4.9	68.5±3.4
7	岩脈	B	68119	D96112108B	久瀬村 和佐谷	カンラン石単斜輝石 玄武岩	石基	2.97	0.826	27	70.1±3.5
8	岩脈	Ah	68120	MS98051602	木之本町 音羽	単斜輝石安山岩	石基	2.15	0.476	86.8	56.2±2.8
9	岩脈	Ao	68121	MS98051503	余呉町 中津谷	角閃石輝石 安山岩	普鉄質 鉱物	0.28	0.018	48.2	16.5±0.8
T2	岩脈	Da	66869	栗本ほか(1999) 「敦賀」図幅	木之本町 大見	石英閃緑斑岩	角閃石	0.39	0.107	33.1	70.1±3.5

b ; 貝月山花崗岩のRb-Sr全岩・鉱物アイソクロン年代 (沢田ほか, 1994) .

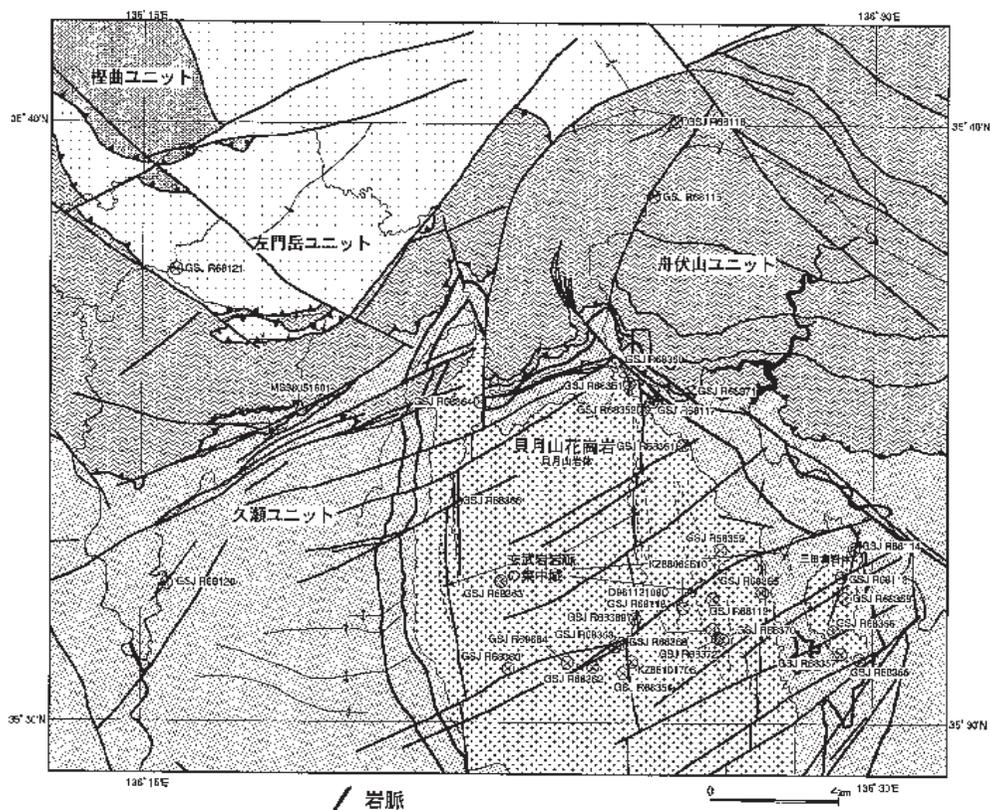
試料番号	岩体名	産地	岩石	試料	Rb(ppm)	Sr(ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	年代 (Ma)
KZ-1	貝月山岩体	坂内村 貝月山西方	白雲母花崗岩	全岩	847	2.01	1457	2.70181±8	96.4±4.8
KZ-2	貝月山岩体	久瀬村 貝月谷	角閃石含有黒雲母 花崗岩	全岩	148	260	1.65	0.70921±1	
KZ-3	貝月山岩体	春日村 尾西	角閃石含有黒雲母 花崗岩	全岩	160	274	1.69	0.70912±1	
KZ-4	貝月山岩体	伊吹町 甲津原	角閃石含有黒雲母 花崗岩	全岩	153	283	1.69	0.70899±1	
KZ-5	貝月山岩体	久瀬村 日坂南方	角閃石含有黒雲母 花崗岩	全岩	138	268	1.69	0.70890±1	
KZ-4PI	貝月山岩体	伊吹町 甲津原	角閃石含有黒雲母 花崗岩	斜長石	107	481	0.644	0.70782±1	94.1±5.0
KZ-4Kf	貝月山岩体	伊吹町 甲津原	角閃石含有黒雲母 花崗岩	カリ長石	108	304	1.03	0.70863±1	
KZ-4Bt	貝月山岩体	伊吹町 甲津原	角閃石含有黒雲母 花崗岩	黒雲母	584	9.8	176	0.94241±1	



第50図 花崗岩及び岩脈の放射年代を測定した試料の採集地点図  
T2は栗本ほか（1999）による。

定（テレダインアイソトープス社）を行った。測定は各試料2回行われ、その測定結果（平均値）を第3表aに、試料採集地点を第50図に示した。No.1は貝月山岩体の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩（Gk）中の黒雲母で $98.8 \pm 4.9\text{Ma}$ の年代を示す。No.2は三田倉岩体の粗粒角閃石白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）中の黒雲母で $94.6 \pm 4.7\text{Ma}$ の年代が得られた。No.3は三田倉岩体の中粒黒雲母含有白雲母花崗岩（Gm）中の白雲母で $95.9 \pm 4.8\text{Ma}$ の年代である。

沢田ほか（1994）は、貝月山岩体の角閃石含有黒雲母花崗岩のRb-Sr全岩アイソクロン年代として $96.4 \pm 4.8\text{Ma}$ を、また全岩と斜長石、カリ長石及び黒雲母を用いたRb-Sr全岩鉱物アイソクロン年代として $94.1 \pm 5.0\text{Ma}$ の年代値を報告している（第3表b）。今回得られたK-Ar年代はRb-Sr全岩（鉱物）アイソクロン年代と誤差の範囲内で一致している。Rb-Sr全岩アイソクロン年代は同位体平衡下で岩石試料レベルでRbとSrの移動が完了した時点、すなわちマグマが固相線温度（珪長質マグマで $800\text{--}700^\circ\text{C}$ 程度）以下になった時の年代を示すと考えてよい。一方、黒雲母のK-Ar年代の閉鎖温度は $300 \pm 50^\circ\text{C}$ 程度（Dodson and McClelland-Brown, 1985）である。琵琶湖南部周辺の花崗岩体のRb-Sr全岩アイソクロン年代は、比良花崗岩が $78.2 \pm 3.9\text{Ma}$ 、田上花崗岩で $79.5 \pm 9.0\text{Ma}$ 、鈴鹿新期花崗岩で $79.7 \pm 3.5\text{Ma}$ で（沢田ほか, 1994）、それに対し、黒雲母のK-Ar年代は $72.8 \pm 3.7\text{Ma}$ から $66.3 \pm 3.4\text{Ma}$ である（沢田・板谷, 1993）。



第51図 花崗岩及び岩脈の化学組成分析・岩石記載を行った試料の採集地点図  
GSJ R68367は「長浜」地域内の春日村尾西から採取したため本図には含まれない（付図C参照）。

貝月山花崗岩の場合、Rb-Sr全岩アイソクロン年代と黒雲母や白雲母のK-Ar年代がほぼ一致することは、冷却速度が琵琶湖南部周辺地域の花崗岩に比べ著しく大きかったことを示している。

#### IV. 3. 4 貝月山花崗岩の岩石化学

貝月山岩体の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩－花崗閃緑岩（Gk）42試料，中粒黒雲母含有白雲母花崗岩（Gm）3試料，三田倉岩体の粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩（Gs）5試料と中粒黒雲母含有白雲母花崗岩（Gm）1試料について，全岩主成分と微量成分13元素（Ba,Ce,Cr,Ga,Nb,Ni,Pb,Rb,Sr,Th,V,Y,Zr）を分析した。その結果は第4表に，試料採集地点を第51図に示した。またこれらの結果をハーカー図（第52図），ノルムQz-ab-or図（第53図A）に示した。

分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学教室設置の波長分散型蛍光線分析装置（リガク製 RIX2000）を用い，ガラスビード法で行った。試料と融剤の希釈率は1：2〔試料と混合融剤（LiBO<sub>2</sub>：Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>=1：4）の割合を1.8g：3.6g〕とした。補正計算法はいずれも主成分の補正係数は多重回帰法で求め，微量成分に関してはpeak over back法を用いた。検量線の正確度，微量元素のスペクトルの重なり補正，検出限界及び地質調査所標準試料（JB1aとJG1a）の推奨値と分析結果の比較は小林・沢田（1998）による。

第4表 貝月山花崗岩の化学組成とCIPWノルム組成  
 試料採集地点は第51図。GSJ R68367は付図C。

GSJ RNo.	68112	68350	68351	68352	68353	68354	68359	68360
Element	KZ96 112109A	KZ96 112102	KZ98 031908	KZ96 112103	KZ98 031705	KZ98 031711	KZ88 080803	KZ88 101404
(wt%)								
SiO <sub>2</sub>	69.54	67.71	68.25	71.26	71.63	73.25	70.15	72.11
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.43	0.42	0.32	0.29	0.21	0.37	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.20	15.57	15.18	14.68	14.32	13.84	15.08	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.93	3.58	3.38	2.60	2.51	1.91	3.06	2.10
MnO	0.10	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06
MgO	1.21	1.10	1.08	0.80	0.90	0.64	0.92	0.62
CaO	2.56	3.08	2.39	2.52	1.98	1.56	2.94	2.54
Na <sub>2</sub> O	3.10	3.35	3.59	3.24	2.96	2.93	3.39	3.20
K <sub>2</sub> O	3.66	3.70	3.73	3.23	4.08	4.54	3.56	4.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.13	0.10	0.11	0.08	0.12	0.08
LOI	0.64	0.62	1.22	0.95	0.87	0.64	0.69	0.68
Total	99.57	99.36	99.44	99.76	99.70	99.66	100.36	100.40
(ppm)								
Ba	471	638	645	520	455	303	607	597
Ce	56	88	40	51	35	45	41	38
Cr	8	n.d.	n.d.	n.d.	11	5	9	3
Ga	18	18	18	17	18	16	17	15
Nb	15	18	18	17	19	15	10	8
Ni	5	6	4	4	5	3	n.d.	n.d.
Pb	20	18	19	20	24	32	20	20
Rb	164	134	130	136	178	171	146	134
Sr	227	301	321	252	196	142	262	257
Th	12	20	7	9	8	13	14	11
V	45	37	36	21	28	11	23	13
Y	26	21	20	19	20	12	22	16
Zr	180	159	152	134	111	87	148	113

CIPWノルム組成

Q	28.61	24.36	25.01	32.40	32.23	33.75	27.90	30.64
or	21.63	21.87	22.04	19.09	24.11	26.83	21.04	24.11
ab	26.23	28.35	30.38	27.42	25.05	24.79	28.69	27.08
an	11.72	14.43	11.01	11.85	9.10	7.22	13.80	12.08
hy	7.45	6.76	6.46	4.93	5.09	3.82	5.75	3.95
mt	0.86	0.78	0.74	0.57	0.55	0.42	0.67	0.46
il	0.91	0.82	0.80	0.61	0.55	0.40	0.70	0.46
ap	0.35	0.30	0.30	0.23	0.25	0.19	0.28	0.19
C	0.84	0.77	1.20	1.51	1.70	1.46	0.59	0.58

貝月山岩体の主成分の組成幅は以下の通りである。SiO<sub>2</sub>=66.52-73.40wt%、TiO<sub>2</sub>=0.14-0.48wt%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13.84-16.03wt%、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.84-3.93wt%、MnO=0.05-0.10wt%、MgO=0.30-1.21wt%、CaO=1.25-3.08wt%、Na<sub>2</sub>O=2.93-3.66wt%、K<sub>2</sub>O=3.23-4.54wt%、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.06-0.15wt%、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/全Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.15として計算したCIPWノルム組成は、an=7.2-14.4wt%、Q=31.1-41.1wt%、or=24.2-31.6wt%、ab=29.0-40.5wt%の範囲ある。

第4表 (続き)

GSJ RNo.	68361	68362	68363	68364	—	68365	68366	68367
Element	KZ88 101502	KZ88 102203	KZ88 103001	KZ88 110605	KZ88 082510	KZ88 072803	KZ88 080702	KZ88 102101
(wt%)								
SiO <sub>2</sub>	69.34	72.21	71.48	66.52	70.41	70.27	68.84	67.81
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.26	0.29	0.45	0.29	0.29	0.36	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.36	14.36	14.58	15.39	14.89	14.88	15.53	15.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.12	2.20	2.49	3.71	2.53	2.46	3.06	3.58
MnO	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.09
MgO	0.90	0.74	0.74	1.14	0.89	0.71	0.93	1.15
CaO	2.64	1.82	2.36	3.01	2.41	2.59	2.96	2.96
Na <sub>2</sub> O	3.45	3.25	3.16	3.40	3.29	3.30	3.42	3.46
K <sub>2</sub> O	3.93	4.35	3.97	3.47	4.06	3.86	3.90	3.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.09	0.10	0.15	0.10	0.09	0.12	0.14
LOI	0.78	0.92	0.74	1.27	1.27	0.47	0.78	0.92
Total	100.08	100.27	99.96	98.58	100.20	98.98	99.97	99.75
(ppm)								
Ba	610	415	528	613	665	562	656	622
Ce	31	25	37	77	25	18	24	60
Cr	7	12	11	10	4	3	12	6
Ga	17	16	16	18	15	16	17	17
Nb	10	10	8	11	8	7	10	11
Ni	n.d.							
Pb	14	30	22	16	21	18	19	18
Rb	139	191	143	132	148	139	142	153
Sr	276	171	237	310	259	266	277	281
Th	11	11	13	17	10	6	9	18
V	23	19	12	31	16	15	20	16
Y	23	23	19	20	20	16	19	23
Zr	153	106	125	163	117	122	136	168

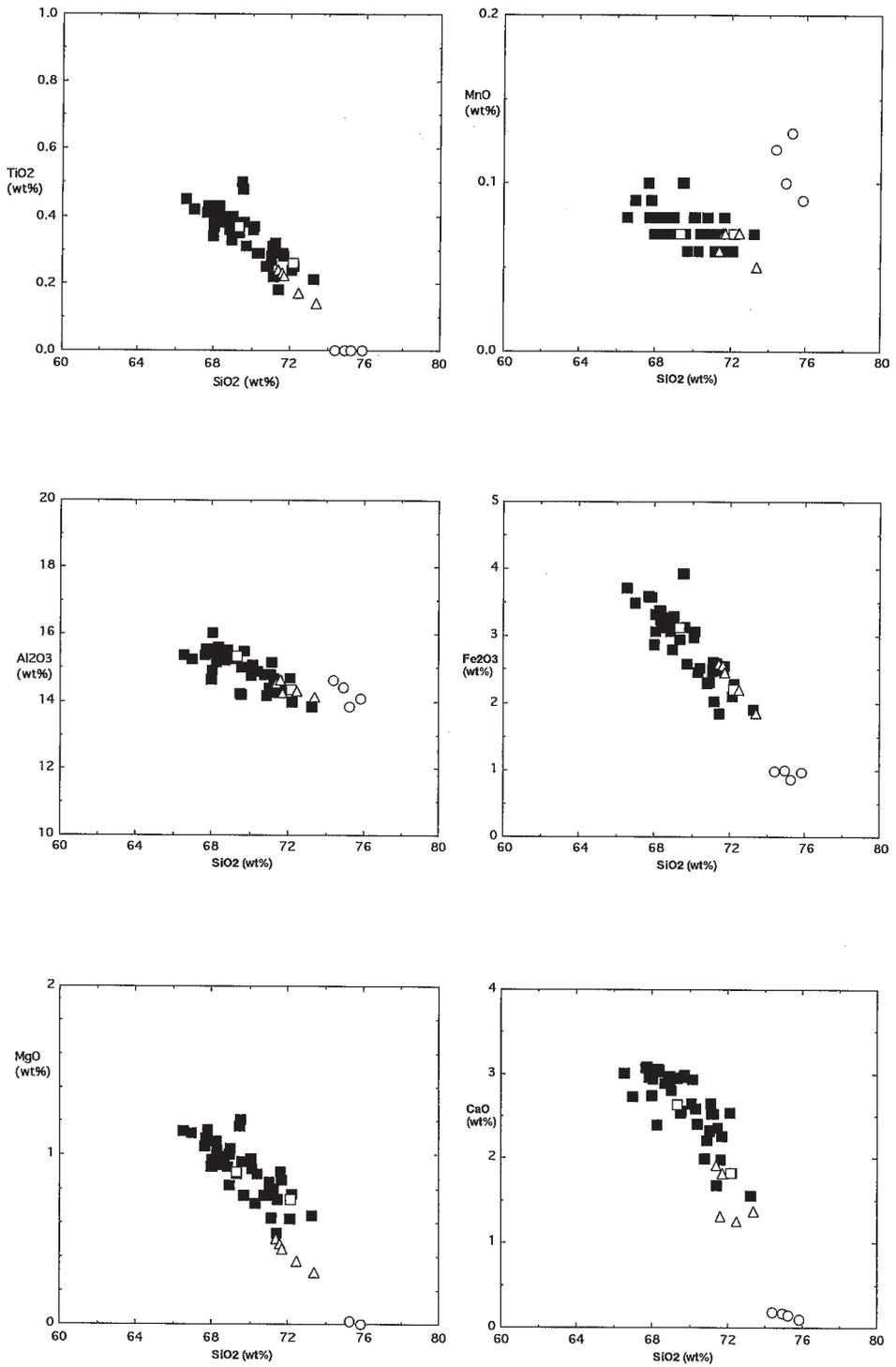
## CIPWノルム組成

Q	26.00	30.76	30.73	23.84	28.21	28.68	25.05	23.80
or	23.23	25.71	23.46	20.51	23.99	22.81	23.05	22.22
ab	29.19	27.50	26.74	28.77	27.84	27.92	28.94	29.28
an	12.25	8.44	11.05	13.95	11.30	12.26	13.90	13.77
hy	5.76	4.36	4.68	7.00	5.10	4.55	5.79	6.89
mt	0.68	0.48	0.54	0.81	0.55	0.54	0.67	0.78
il	0.70	0.49	0.55	0.85	0.55	0.55	0.68	0.82
ap	0.30	0.21	0.23	0.35	0.23	0.21	0.28	0.32
C	0.94	1.21	1.03	0.93	0.94	0.78	0.59	0.64

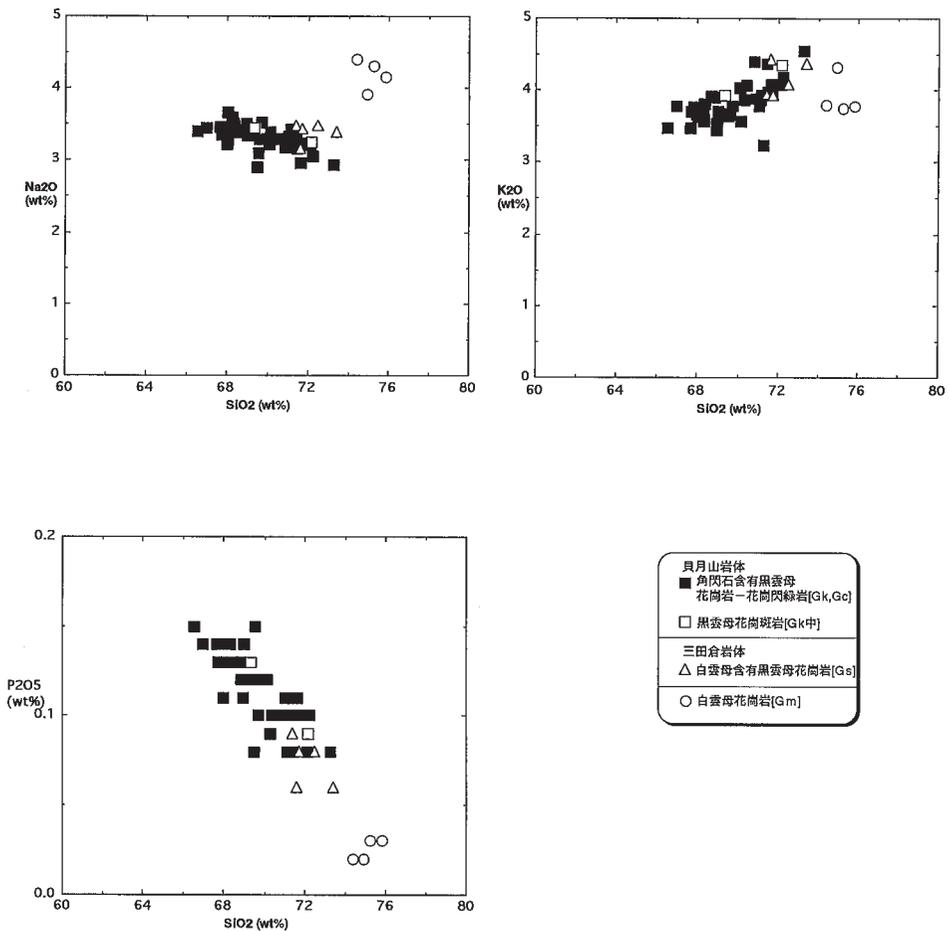
GSJR68367は「長浜」地域

第4表 (続き)

GSJ RNo.	68355	68356	68113	68357	68358	—	68368	68369	68114
Element	KZ98 031806	KZ98 031818	KZ96 112207	KZ98 031812	KZ98 031826	KZ88 101706	KZ98 031704	MS99 031805	KZ96 112203
(wt%)									
SiO <sub>2</sub>	72.53	71.63	71.43	73.40	71.73	75.87	75.25	74.42	74.92
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.23	0.24	0.14	0.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	14.61	14.52	14.10	14.24	14.09	13.84	14.61	14.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	2.56	2.59	1.85	2.45	0.97	0.86	0.98	0.99
MnO	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07	0.09	0.13	0.12	0.10
MgO	0.37	0.47	0.50	0.30	0.44	0.00	0.02	n.d.	n.d.
CaO	1.25	1.31	1.91	1.37	1.81	0.10	0.15	0.18	0.17
Na <sub>2</sub> O	3.47	3.15	3.48	3.39	3.43	4.16	4.31	4.40	3.91
K <sub>2</sub> O	4.08	4.43	3.95	4.37	3.92	3.77	3.75	3.79	4.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.09	0.06	0.08	0.03	0.03	0.02	0.02
LOI	0.55	0.51	0.70	0.50	0.82	1.06	0.75	0.81	1.01
Total	99.05	99.02	99.47	99.53	99.21	100.14	99.08	99.33	99.85
(ppm)									
Ba	614	758	741	607	836	103	77	68	44
Ce	63	67	61	57	66	16	19	28	32
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ga	20	20	19	18	19	38	36	38	29
Nb	18	19	12	11	12	32	35	27	19
Ni	4	3	5	6	3	n.d.	4	n.d.	n.d.
Pb	22	24	22	25	22	0	n.d.	3	21
Rb	231	198	156	171	165	846	790	650	401
Sr	166	178	218	163	185	n.d.	n.d.	n.d.	3
Th	12	14	11	12	12	8	6	9	9
V	6	14	13	9	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	28	24	23	22	22	25	24	38	45
Zr	136	150	152	119	148	28	33	35	34
CIPWノルム組成									
Q	32.51	31.63	30.11	32.72	31.15	36.47	34.96	33.32	34.67
or	24.11	26.18	23.34	25.83	23.17	22.28	22.16	22.40	25.53
ab	29.36	26.65	29.45	28.69	29.02	35.20	36.47	37.23	33.09
an	5.68	6.11	8.89	6.40	8.46	0.30	0.55	0.76	0.71
hy	3.58	4.21	4.27	2.99	3.99	1.40	1.38	1.48	1.46
mt	0.48	0.55	0.57	0.41	0.54	0.22	0.19	0.22	0.22
il	0.32	0.44	0.46	0.27	0.42				
ap	0.19	0.14	0.21	0.14	0.19	0.07	0.07	0.05	0.05
C	2.08	2.40	1.26	1.45	1.26	3.06	2.49	2.99	3.04



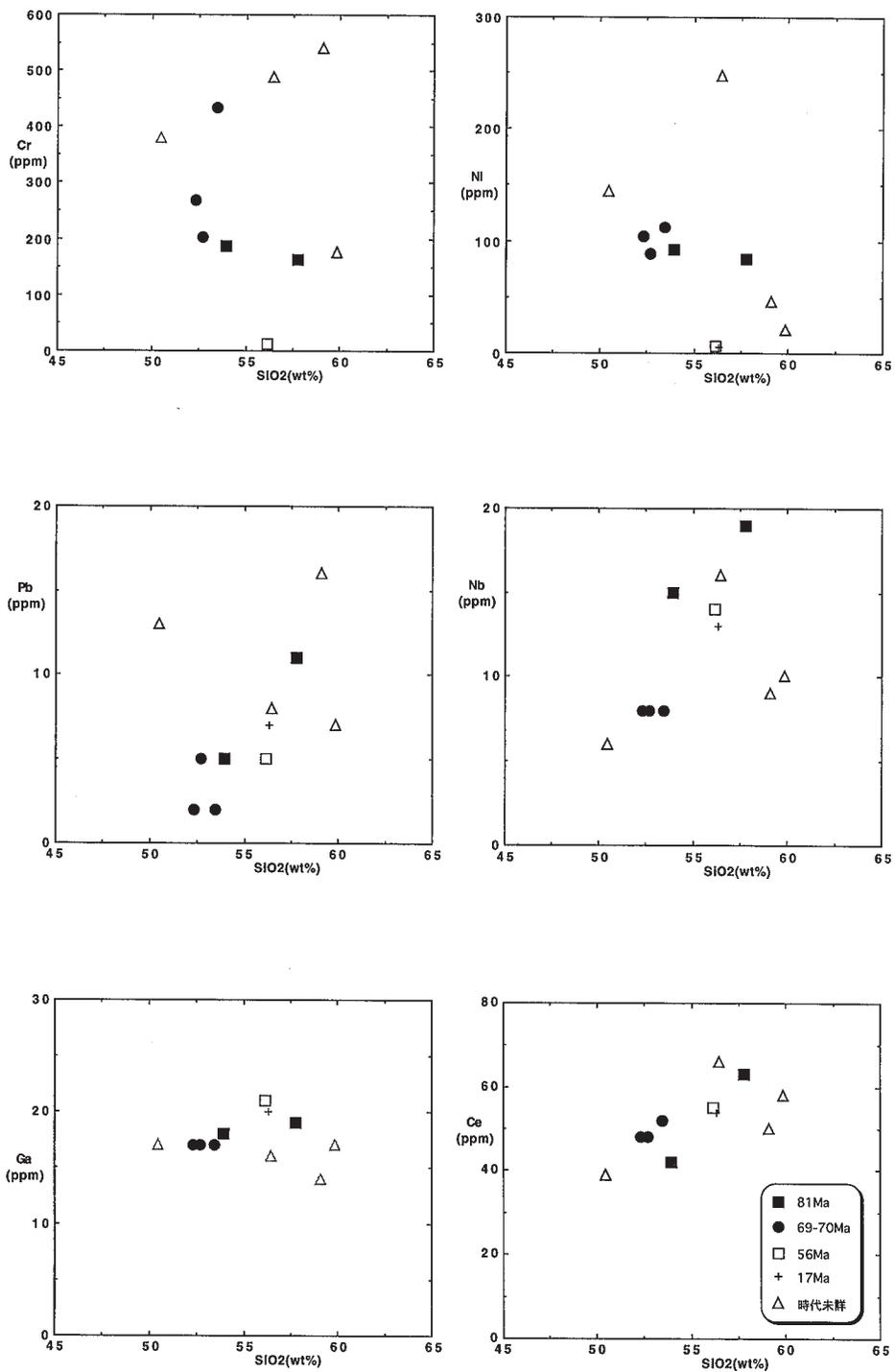
第52図 貝月山花崗岩のハーカー図



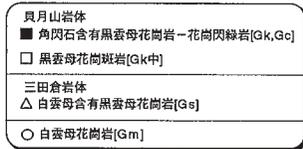
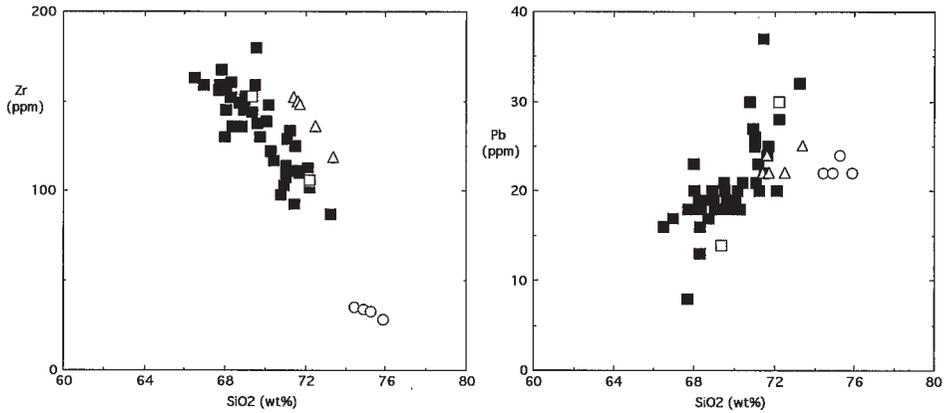
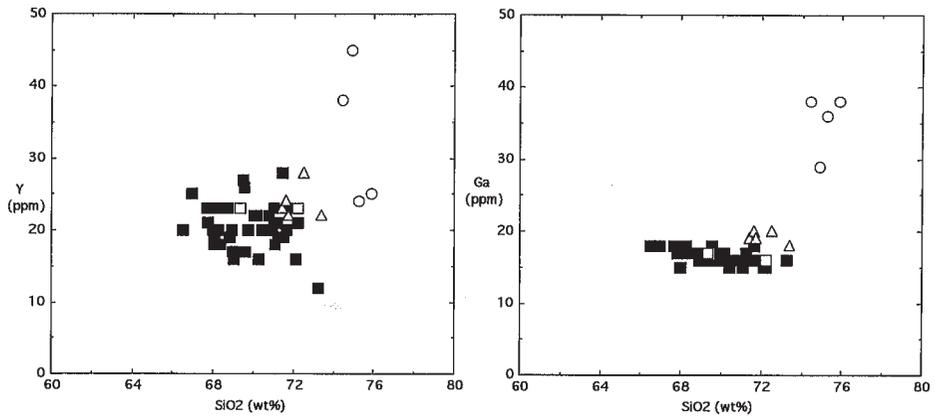
第52図 (続き)

三田倉岩体の主成分の組成幅は以下の通りである。SiO<sub>2</sub>=71.43-73.40wt%, TiO<sub>2</sub>=0.14-0.24wt%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14.10-14.61wt%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1.85-2.59wt%, MnO=0.05-0.07wt%, MgO=0.30-0.50wt%, CaO=1.25-1.91wt%, Na<sub>2</sub>O=3.15-3.48wt%, K<sub>2</sub>O=3.95-4.43wt%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.06-0.08wt%で、貝月山岩体に比べ、SiO<sub>2</sub>に富む傾向にある。CIPWノルム組成はan=5.7-8.9wt%, Q=30.1-32.7wt%, or=23.2-25.8wt%, ab=26.7-29.5wt%である(第53図A)。

貝月山岩体のノルムコランダム組成は0.43-1.70で1wt%を越えるものもある。三田倉岩体はノルムコランダム組成が1.26-2.40wt%で明らかに貝月山岩体よりも高く、これはACF図(第53図B)でも表されており、Chappell and White (1974), White and Chappell (1977)のSタイプ花崗岩に近い位置にプロットされる。

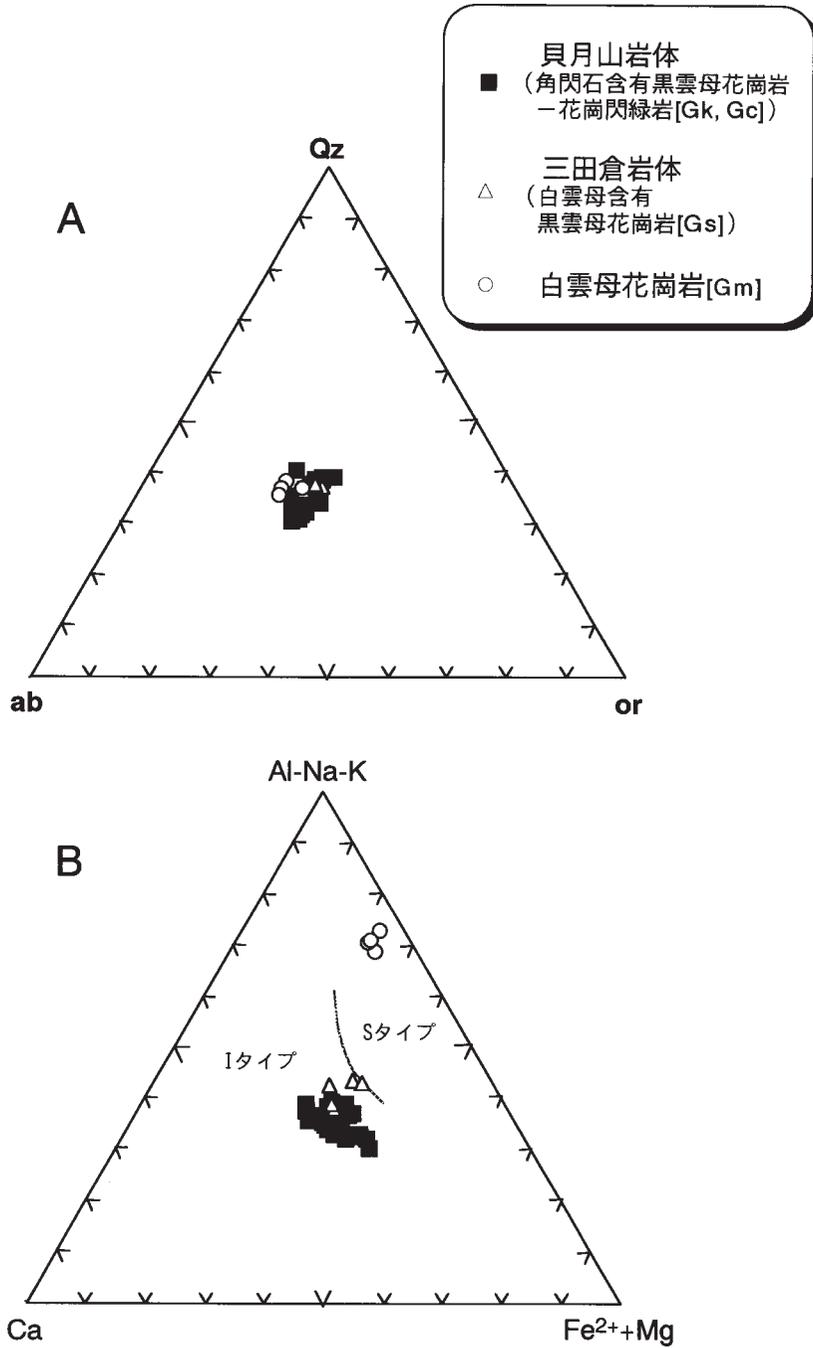


第52図 (続き)



第52図 (続き)

貝月山岩体の中粒白雲母花崗岩は $\text{SiO}_2=74.42\text{-}75.87\text{wt}\%$ ,  $\text{TiO}_2=\text{検出限界以下}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=13.84\text{-}14.61\text{wt}\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.86\text{-}0.98\text{wt}\%$ ,  $\text{MnO}=0.09\text{-}0.13\text{wt}\%$ ,  $\text{MgO}<0.02\text{wt}\%$ ,  $\text{CaO}=0.10\text{-}0.18\text{wt}\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=4.16\text{-}4.40\text{wt}\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}=3.75\text{-}3.79\text{wt}\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5=0.02\text{-}0.03\text{wt}\%$ である。CIPWノルム組成は $\text{an}=0.30\text{-}0.76\text{wt}\%$ ,  $\text{Q}=33.3\text{-}36.5\text{wt}\%$ ,  $\text{or}=22.2\text{-}22.4\text{wt}\%$ ,  $\text{ab}=35.2\text{-}37.2\text{wt}\%$ である。三田倉岩体の中粒黒雲母含有白雲母花崗岩は貝月山岩体のものに比べ $\text{Na}_2\text{O}$ にやや乏しく(3.9wt%),  $\text{K}_2\text{O}$ (4.3wt%)にやや富む傾向にあるが、他の元素組成には大きな違いはない。貝月山岩体、三田倉岩体ともに白雲母花崗岩はACF図で $\text{Al-Na-K}$ が著しく高く、鉍物組み合わせでも白雲母やざくろ石を含み、Sタイプの特徴を持っている(第53図B)。



第53図 貝月山花崗岩のノルムQz-ab-or図 (A), 及びACF図 (B)  
 A, B, ともにFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/全Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.15として12ノルム組成を計算.  
 B; Sタイプ, Iタイプの境界はWhite and Chappell (1977) による.

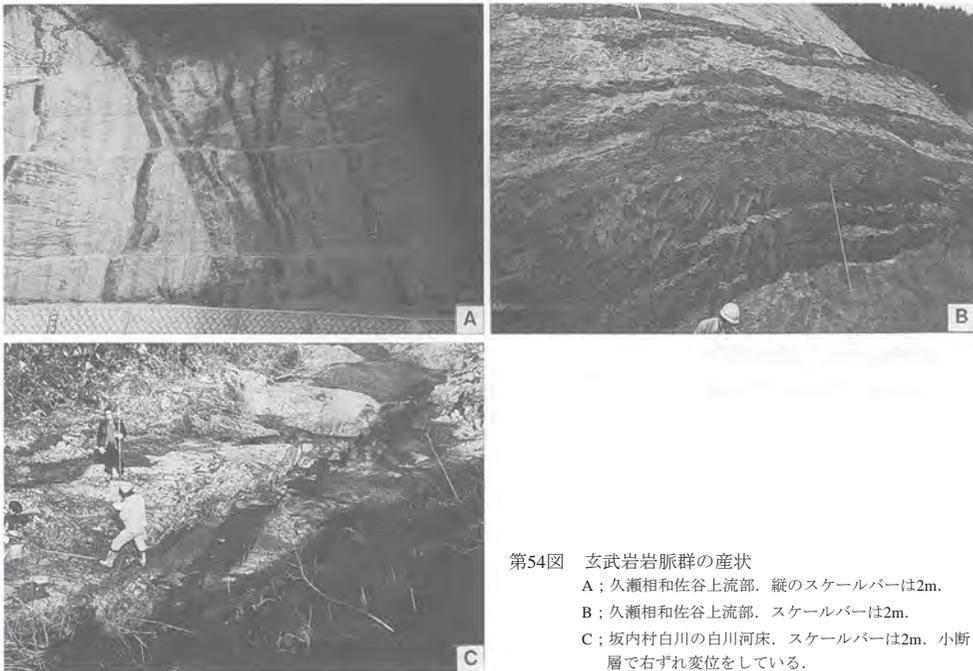
#### IV. 4 岩 脈

本地域で地質図に表現できる岩脈には、中粒白雲母花崗岩 (Ga)、普通角閃石閃緑斑岩 (Dd)、かんらん石玄武岩 (B)、輝石普通角閃石石英閃緑岩 (Da)、かんらん石普通輝石安山岩 (Ad)、単斜輝石—普通角閃石閃緑斑岩 (Dh)、安山岩角礫岩 (Ab)、斜方輝石玄武岩質安山岩 (Ah)、斑状普通角閃石輝石安山岩 (Ao) がある。この他に花崗岩体の中ないし周囲にはアブライトが頻繁に認められるが、地質図に表現できる大きさのものはない。

貝月山花崗岩にはアブライト、細粒黒雲母花崗岩、角閃石閃緑斑岩、玄武岩、安山岩、角閃石石英閃緑岩の細脈が貫入している。角閃石閃緑斑岩は、幅数10cm—数m規模で、随所に見られるが、特に和佐谷及び国見峠（「長浜」地域）付近に多い。角閃石閃緑斑岩、玄武岩、安山岩岩脈の走向は、圧倒的に南北方向が卓越しており、和佐谷では玄武岩が平行岩脈群を形成している（第54図）。

美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入する岩脈は玄武岩、高マグネシア安山岩、安山岩、閃緑斑岩、石英閃緑岩など多岐にわたる。玄武岩、高マグネシア安山岩、閃緑斑岩はいずれも赤褐色角閃石と斜方輝石（仮像）・かんらん石（仮像）を含む。

放射年代の項で述べるように、岩脈にはいくつかの貫入年代のステージがある。すなわち [花崗岩と同時期 (95Ma前後)], [第1期 (81Ma前後)], [第2期 (70Ma前後)], [第3期 (56Ma前後)], [第4期 (17Ma前後)] の5ステージがあり、この他に時代未詳のものがある。



第54図 玄武岩岩脈群の産状  
A ; 久瀬相和佐谷上流部。縦のスケールバーは2m。  
B ; 久瀬相和佐谷上流部。スケールバーは2m。  
C ; 坂内村白川の白川河床。スケールバーは2m。小断層で右ずれ変位をしている。

#### IV. 4. 1 中粒白雲母花崗岩 (Ga)

〔分布と産状〕 久瀬村日坂の日坂川沿いや三田倉岩体南縁に分布する。前者は美濃帯堆積岩コンプレックスにほぼ鉛直に貫入している。厚さは20m以上、北東-南西方向に600m以上連続し、日坂断層で北東端を画されている。ここでは、玄武岩岩脈群に属する玄武岩岩脈(約70Ma)によって切られている。

〔岩相〕 貝月山、三田倉岩体中の白雲母花崗岩(Gm)と類似する。白雲母花崗岩(Gm)がシェリーレン状に分布することから、本岩脈は白雲母花崗岩(Gm)と産状はやや異なるものの、同様に小規模な貫入岩体であり同時期に貫入した可能性が高い。

〔年代〕 放射年代の測定は行っていないが、70Maの玄武岩岩脈に切られていることも考慮すれば、中粒黒雲母含有白雲母花崗岩(GSJ R68114(第3表a))と同じ年代(95.9±4.8Ma)である可能性が高い。

#### IV. 4. 2 普通角閃石閃緑斑岩 (Dd)

〔分布と産状〕 本地域北部の五蛇池山付近から「冠山」地域南縁部にかけて分布する。五蛇池山西斜面のものは南北系と北東方向のものが交差し、連続性に乏しい。厚さは5-10m程度である(地質図では厚さを少し誇張してある)。本地域北縁部のものは北東方向に伸び、1km以上追跡できる。周囲との接触部が露頭で明らかではないが、10-20mの厚さがある。どちらもほぼ鉛直に美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入している。

〔岩相〕 露頭では淡緑色で、緻密な岩石である。径1-3mmの石英や長石の斑晶が認められる。斑晶以外の部分は細粒-中粒の斜長石、普通角閃石などからなり、完晶質である。

〔年代〕 試料No.4(GSJ R68115)とK1(GSJ R68116)の角閃石閃緑斑岩の全岩年代として、81.4±4.1Maと81.2±4.1Maの類似した年代が得られた。岩石は幾分変質しているものの、類似した年代を示すことから、変質によるArの逃散は少ないと考えられる。

#### 岩石記載

##### GSJ R68115 (MS98041902)

普通角閃石閃緑斑岩(Dd)。第56図b。採取地点は坂内村五蛇池山西側山腹。

構成鉱物は斜長石、褐色普通角閃石、チタン鉄鉱、燐灰石、変質した苦鉄質鉱物で、石英やカリ長石の捕獲結晶を含む。緑泥石、蛇紋石、アクチノ閃石に交代された苦鉄質鉱物は斜方輝石で、一部かんらん石を含む。

##### GSJ R68116 (MS98052503)

普通角閃石閃緑斑岩(Dd)。第56図a。採取地点は藤橋村戸入の「冠山」地域南縁部。

構成鉱物は斜長石、普通角閃石、単斜輝石、スフェン、不透明鉱物、苦鉄質鉱物の仮像で、石英やカリ長石の捕獲結晶を含む。普通角閃石は褐色ものが多いが緑色のものも見られる。二次鉱物に交代されている苦鉄質鉱物の多くは斜方輝石で、蛇紋石に交代されたものにはかんらん石が含まれる。

#### IV. 4. 3 かんらん石玄武岩 (B)

〔分布と産状〕 本地域の主に貝月山岩体に分布し、岩脈群を構成していることが多い(第54図)。特に貝月山岩体東部の久瀬村日坂付近を中心に貫入したものや、坂内村坂本の白川沿いに貫入したものが、

著しい岩脈群をなしている。一般に1つの玄武岩岩脈の厚さは1m以下である。伸びの方向は南北ないし北北西-南南東方向で、傾きはほぼ垂直である。花崗岩内との岩相の違いが明瞭なために、花崗岩の中では小断層のずれの解析に有効である(第54図C)

【岩相】 緑色の基質に1mm程度のかんらん石(仮像)などの斑晶を含む。新鮮なものは緻密で固い。貫入されている花崗岩が風化して真砂になっているところでは、玄武岩岩脈も風化して粘土化している。

【年代】 No.6(GSJ R68118)とNo.7(GSJ R68119)のかんらん石単斜輝石玄武岩の石基から、それぞれ $68.5 \pm 3.4\text{Ma}$ と $70.1 \pm 3.5\text{Ma}$ の類似した年代が得られた。

#### 岩石記載

##### GSJ R68118 (D9612108A)

かんらん石玄武岩(B)。第56図d。採取地点は久瀬村日坂の和佐谷沿い。

斑晶として斜長石、単斜輝石、かんらん石(仮像)を含み、石基は斜長石、褐色普通角閃石、燐灰石、不透明鉱物、スフェンからなる。

##### GSJ R68370 (D96112301-2)

かんらん石玄武岩(B)。採取地点は久瀬村日坂の和佐谷上流部。

斑晶はかんらん石(仮像)のみである。石基は斜長石、単斜輝石、褐色普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物である。

#### IV. 4. 4 輝石普通角閃石石英閃緑岩及び石英閃緑斑岩(Da)

【分布と産状】 坂内村坂本の白川河床と本地域南東端の木之本町川合に分布する。美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入している。白川河床では貫入関係から東西方向の伸長を持ち、10m以上の厚さがあるものと考えられるが、第四系に覆われて詳細は不明である。川合のものは「敦賀」図幅(栗本ほか、1999)の石英閃緑斑岩(Q)の連続である。

【岩相】 白川河床のものは数mmのほぼ自形で柱状の普通角閃石に富む輝石普通角閃石石英閃緑岩である(第55図A)。普通角閃石の周囲を斜長石と石英が埋めている。川合のものは石英閃緑斑岩で細粒である。

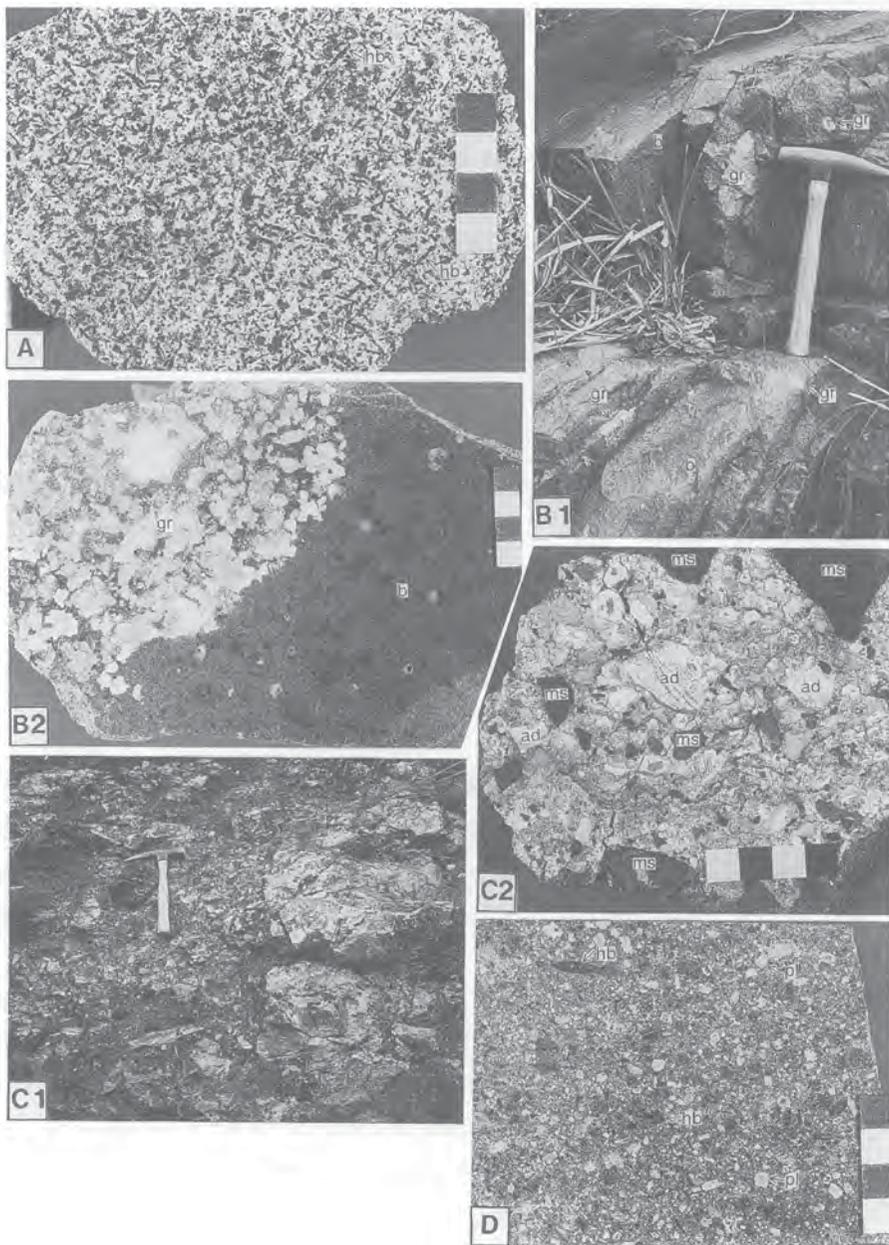
【年代】 No.5(GSJ R68117)の普通角閃石石英閃緑岩から角閃石K-Ar年代として $69.5 \pm 3.5\text{Ma}$ の年代が得られた。また、川合の石英閃緑斑岩からは $70.1 \pm 3.5\text{Ma}$ の年代が報告されている(栗本ほか、1999)。

#### 岩石記載

##### GSJ R68117 (D96112104)

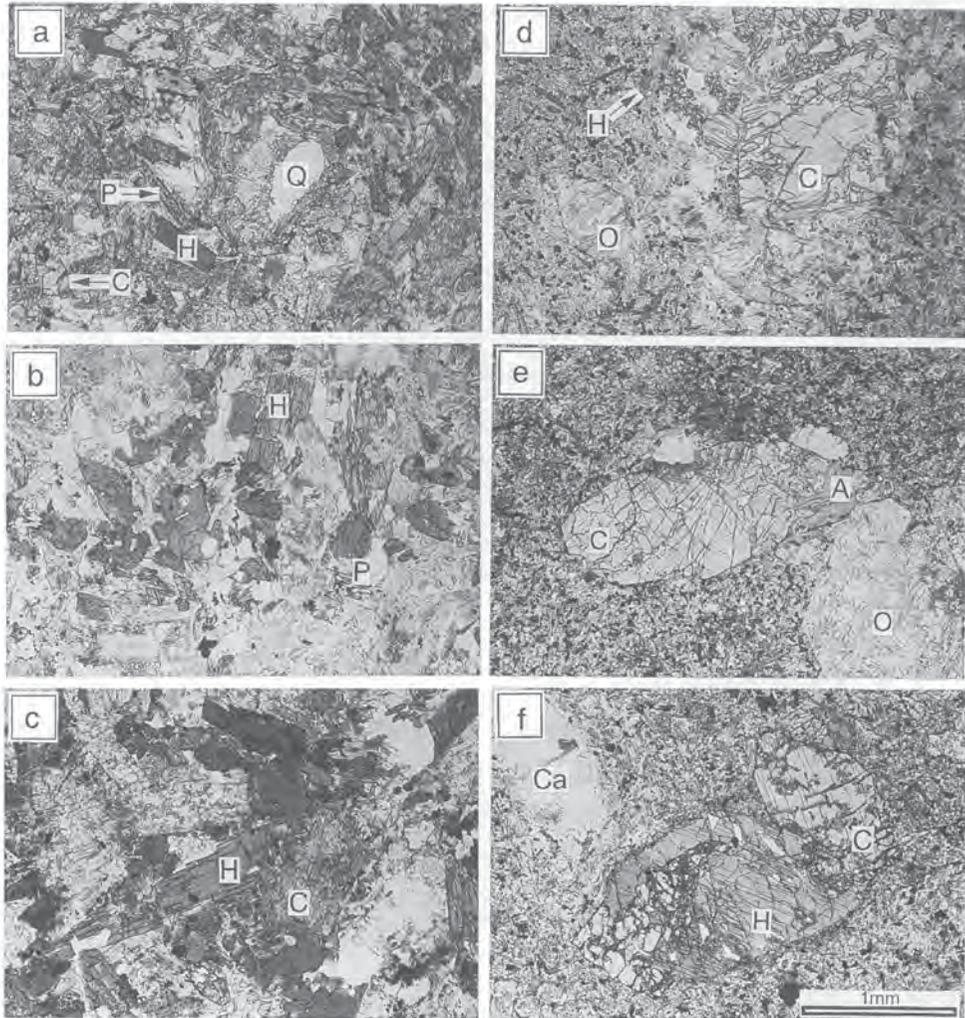
単斜輝石普通角閃石石英閃緑岩(Da)。第56図c。採取地点は坂内村坂本の白川河床。

構成鉱物は斜長石、普通角閃石、石英、単斜輝石、黒雲母、不透明鉱物、燐灰石で、二次鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物、絹雲母、沸石を含む。斜長石は1mm前後の結晶で、最大長は1.5mmである。絹雲母により交代されているものもある。角閃石は自形、一部半自形、長柱状と短柱状のものがあり、前者は数mm前後の結晶が多く、1cm以上のものもある。軸色はX=明茶-黄色、Y=黄色、Z=茶色-褐色のものが多いが、他にX'=ごくうすい黄緑色、Z'=淡緑色のものもある。普通角閃石には累帯構造が認められコアは茶色-褐色、リムは緑色である。単斜輝石の一部はウラライト化している。



第55図 岩脈の産状

- A ; 石英閃緑岩岩脈 (Da) の研磨面. 有色鉱物は普通角閃石 (hb) . スケールバーは2cm. GSJ R68117.
- B1 ; 花崗岩 (gr) の捕獲岩を含む玄武岩岩脈 (b) の露頭. 坂内村坂本, 坂内川河床. ハンマーの長さは33.5cm.
- B2 ; B1の研磨面. スケールは2cm. GSJ R68568.
- C1 ; 安山岩角礫岩岩脈 (Ab) の露頭. 坂内村坂本. 川上断層の破碎帯中に貫入する. 久瀬村和佐谷上流部. ハンマーの長さは33.5cm.
- C2 ; C1から採取した試料の研磨面. 暗色の岩片が美濃帯堆積岩コンプレックス起源の接触変成作用を受けた泥岩ないし砂岩. ms ; 泥岩, ad ; 安山岩. スケールは2cm. GSJ R68569.
- D ; 斑状普通角閃石安山岩岩脈 (Ao) の研磨面. 余呉町中津谷. hb ; 普通角閃石, pl ; 斜長石. スケールバーは2cm. GSJ R68121.



第56図 岩脈の顕微鏡写真スケールは共通。

- a; 普通角閃石閃緑斑岩 (GSJ R68116) (藤橋村戸入) 石英の捕獲結晶を含む。  
P: 斜長石, C: 単斜輝石, H: 角閃石, Q: 石英の捕獲結晶. 単ニコル.
- b; 普通角閃石閃緑斑岩 (GSJ R68115) (坂内村五蛇池山西側山麓)  
P: 斜長石, H: 普通角閃石. 単ニコル.
- c; 普通角閃石石英閃緑岩 (GSJ R68117) (坂内村坂本の白川河床)  
C: 単斜輝石, H: 普通角閃石. 単ニコル.
- d; カンラン石玄武岩 (GSJ R68118) (久瀬村日坂, 和佐谷)  
C: 単斜輝石, H: 普通角閃石, O: カンラン石仮像. 単ニコル.
- e; 単斜輝石玄武岩質安山岩 (GSJ R68120) (木之本町音羽の高時川)  
C: 単斜輝石, O: カンラン石仮像, A: 変質した苦鉄質鈣物(斜方輝石?). 単ニコル.
- f; 斑状普通角閃石輝石安山岩 (GSJ R68121) (余呉町中津谷)  
C: 単斜輝石, H: 普通角閃石, Ca: 炭酸鈣鈣物. 単ニコル.

石英は他形粒状または充填状で、0.4–0.3mm前後のものが多く、最大は1mmである。黒雲母は0.3mm程度、鱗片状で、多くは緑泥石化している。多色性はX=黄色、Y=Z=赤褐色である。

#### IV. 4. 5 かんらん石普通輝石安山岩 (Ad)

【分布と産状】 三田倉岩体の西縁部に南北方向の伸びを持って分布する。また、1m以下の厚さしかないので地質図には表現していないが、坂内村坂本の坂内川河床にも分布する。後者では人頭大程度までの花崗岩の捕獲岩を含む(第55図B1, B2)。

【岩相】 石英やカリ長石の捕獲結晶がある場合を除いて、細粒で均質である。斎藤(1993)が「谷汲」図幅西部の小津川の河床で花崗岩の捕獲岩を含む安山岩としたものと同じ岩相である。

【年代】 花崗岩の捕獲岩を含むことから、95Ma以降であることは明らかである。

#### 岩石記載

GSJ R68371 (D96112105)

かんらん石-単斜輝石安山岩 (Ad) . 採取地点は坂内村坂本の坂内川河床。

斑晶として斜長石、単斜輝石、かんらん石(仮像)を含み、石基は斜長石、褐色普通角閃石、単斜輝石、クローム鉄鉱、不透明鉄物、燐灰石を含む。石英やカリ長石の捕獲結晶を含む。

#### IV. 4. 6 普通角閃石閃緑岩 (Dh)

【分布と産状】 坂内村広瀬西方の湧谷山南斜面に、北北東方向の伸びを持って分布する。伸びの方向は追跡できるが、貫入される美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界が不明なところが多く、正確な厚さははっきりしないが、少なくとも10m程度の厚さはある。

【岩相】 数mmのほぼ自形で柱状の普通角閃石に富み、輝石普通角閃石石英閃緑岩 (Da) に類似する。しかし普通角閃石の周囲を斜長石が埋め、石英がないなど、構成鉱物に違いが認められる。

【年代】 不明。

#### IV. 4. 7 安山岩角礫岩 (Ab)

【分布と産状】 坂内村川上の川上断層 ( VII. 章参照) の断層破砕帯に貫入している。また木之本町金居原の登谷にも認められる。

【岩相】 安山岩の角礫と貫入されている美濃帯堆積岩コンプレックスのチャート、砂岩、泥岩の角礫を含む。基質は凝灰岩である。砂質の凝灰岩の岩脈、細粒でガラス質の凝灰岩の岩脈を伴っている。礫種構成は周囲の岩相に支配され、川上断層の破砕帯に貫入するもの(第55図C)は泥岩角礫が多く、木之本町金居原の登谷のものはチャートの角礫が多い。どちらも岩脈が浅所に貫入したときに見られる角礫状の岩相に類似している。登谷のものには近傍にかんらん石-斜方輝石玄武岩質安山岩の小岩脈があり、この小岩脈の一部が角礫状になっている可能性がある。

【年代】 不明である。川上断層の破砕帯に貫入しているものについては、川上断層の活動による変形を受けていないことから、川上断層の活動が停止してから(少なくとも70Ma以降、 VII. 4章参照)貫入したと考えられる。

#### IV. 4. 8 斜方輝石玄武岩質安山岩 (Ah)

【分布と産状】 木之本町杉野の向山谷（第32図）から南西方に少なくとも杉野川の西側まで2km以上追跡できる。厚さは杉野川沿いの音羽集落付近でもっとも厚く、最大20mである。

【岩相】 斜長石の斑晶を含み、細粒、塊状の安山岩である。緻密で固い。

【年代】 音羽で採取したGSJ R68120から $56.2 \pm 2.8$ MaのK-Ar全岩年代値が得られた。

#### 岩石記載

GSJ R68120 (MS98051602)

単斜輝石玄武岩質安山岩 (Ah) . 第56図e. 採取地点は木之本町音羽の高時川沿い。

斑晶として斜長石、単斜輝石、不透明鉱物を含み、石基は斜長石、褐色普通角閃石、単斜輝石、変質苦鉄質鉱物、不透明鉱物からなる。斑晶斜長石中には多数の細粒褐色角閃石包有物が含むものもある。

#### IV. 4. 9 斑状普通角閃石輝石安山岩 (Ao)

【分布と産状】 本地域北西部の余呉町中津谷と坂内川の上流部（第14図）に分布する。中津谷のものは、厚いところでは10-20mの厚さがあり、東西ないし西北西方向に1km以上追跡できる。坂内川の上流部のものは薄く、最大数mの厚さがあり、西北西方向に500m以上追跡できる。

【岩相】 露頭では、普通角閃石、斜長石の斑晶が明瞭である。中津谷のGSJ R68121の研磨面写真を第55図Cに示した。長柱状の普通角閃石は大きいものは1cm以上の長さがある。研磨面で斜長石に累帯構造が認識できる。

【年代】 No.9 (GSJ R68121) の普通角閃石輝石安山岩の有色鉱物のK-Ar年代として、 $16.5 \pm 0.8$ Maの年代が得られた。

#### 岩石記載

GSJ R68121 (MS98051503)

斑状普通角閃石輝石安山岩 (Ao) . 第56図f. 採取地点は余呉町中津谷。

斑晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石（仮像：緑泥石）、普通角閃石、不透明鉱物からなる。斑晶については、斜長石は短柱状で、最大2mm、平均1mmである。累帯構造が著しく、多くは核部がスポンジ状で、絹雲母ができています。単斜輝石は短柱状で、最大2.5mm、平均0.8mmである。斜方輝石は、最大1mm、平均0.5mmである。普通角閃石は2種類あり、一つは自形、柱状で、最大2.5mm、平均0.7mm前後で、X' = 明茶色、Z' = 褐色である。他の一つは融食形を示し、リム部には分解生成物である黒雲母と不透明鉱物が生成されている。X' = 明褐色、Z' = 緑色である。石基は斜長石、黒雲母（X = 薄茶色、Z = 褐色）、普通角閃石、単斜輝石、不透明鉱物、燐灰石、変質苦鉄質鉱物、シリカ鉱物からなる。変質鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物、絹雲母を含む。

これらの他に、地質図に示していないが、次の普通角閃石安山岩を化学分析に用いた。

#### 岩石記載

GSJ R68372 (D96112302)

普通角閃石安山岩。斑晶としてかんらん石 (?) 仮像を含む。採取地点は久瀬村日坂の和佐谷上流部。

石基は斜長石、褐色普通角閃石、石英、変質苦鉄質鉱物、スフェン、不透明鉱物からなる。チャート起源と考えられる粒状石英からなる捕獲岩を含む。捕獲結晶として石英やカリ長石を含む。変質鉱物として緑泥石、絹雲母、斜ゆうれん石、炭酸塩鉱物、アクチノ閃石を含む。

#### IV. 4. 10 岩脈の放射年代

岩脈は、これまで述べたように放射年代（K-Ar年代）の違い（第3表a）によって〔花崗岩と同時期（95Ma前後）〕、〔第1期（81Ma前後）〕、〔第2期（70Ma前後）〕、〔第3期（56Ma前後）〕、〔第4期（17Ma前後）〕の5ステージが認識できる。

〔花崗岩と同時期（95Ma前後）〕 産状から、中粒黒雲母含有白雲母花崗岩（GSJ R68114）と同じ年代（95.9±4.8Ma）である可能性が高い。

〔第1期（81Ma前後）〕 試料No.4（GSJ R68115）とK1（GSJ R68116）の普通角閃石閃緑斑岩の全岩年代として81.4±4.1Maと81.2±4.1Maの類似した年代が得られた。

〔第2期（70Ma前後）〕 No.5（GSJ R68117）の普通角閃石石英閃緑岩から69.5±3.5Ma（角閃石のK-Ar年代）の年代が得られ、No.6（GSJ R68118）とNo.7（GSJ R68119）のかんらん石単斜輝石玄武岩からそれぞれ68.5±3.4Maと70.1±3.5Maの類似した年代（石基のK-Ar年代）が得られた。No.5の普通角閃石の年代とNo.6、7の全岩石基年代の一致、全岩化学組成の類似から考えて、Arの逃散や過剰Arはないものと考えて良い。すなわち、70-69Maはマグマの固結年代と考えられる。

〔第3期（56Ma前後）〕 No.8（GSJ R68120）の単斜輝石安山岩の全岩年代として56.2±2.8Maの値が得られた。

〔第4期（17Ma前後）〕 No.9（GSJ R68121）の普通角閃石輝石安山岩の有色鉱物のK-Ar年代として16.5±0.8Maの年代が得られた。本地域の北側の「冠山」地域や「今庄」地域の中新世の火成活動の影響が本地域まで及んでいたと考えることができる。

#### IV. 4. 11 岩脈の岩石化学

各岩脈を〔第1期（81Ma前後）〕、〔第2期（70Ma前後）〕、〔第3期（56Ma前後）〕、〔第4期（17Ma前後）〕、〔時代未詳〕に分けて化学組成の諸特徴について述べる。蛍光X線分析装置による主成分及び微量13成分の分析値は第5表に、試料採集地点を第51図に、ハーカー図を第57図に示した。なお、シリカーアルカリ図、ハーカー図のプロットは揮発性成分を除いた値で示した。

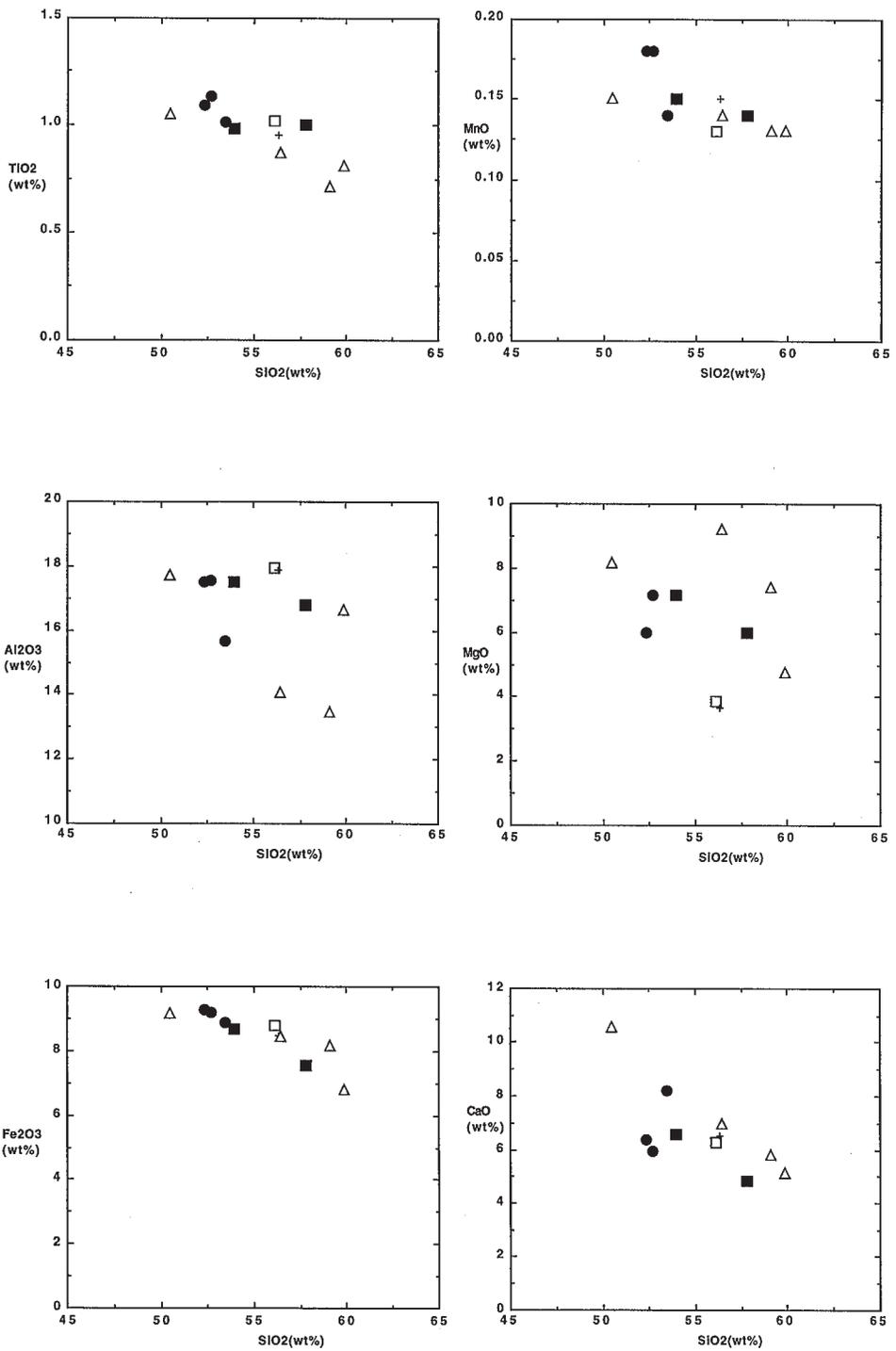
〔第1期（81Ma前後）〕 GSJ R68116はSiO<sub>2</sub>=52.23wt%（揮発性成分を除いた値で53.57wt%）に対し、MgO=6.91wt%（7.09wt%）、Cr=180ppm、Ni=89ppmが比較的高い。一方、GSJ R68115はSiO<sub>2</sub>=55.66wt%と高いものの、記載の項でも述べたように、石英やカリ長石の捕獲結晶を含むことから、同化の影響を受けており、マグマ本来の組成を示していない。

〔第2期（70Ma前後）〕 GSJ R68117は閃緑岩ではあるが、組成的にはSiO<sub>2</sub>=52.11wt%（53.30wt%）に対し、MgOが8.47wt%（8.66wt%）、FeO\*/MgO<1.0、Cr=422ppm、Ni=109ppmであり、マントルかんらん岩と共存しうる値を示す。

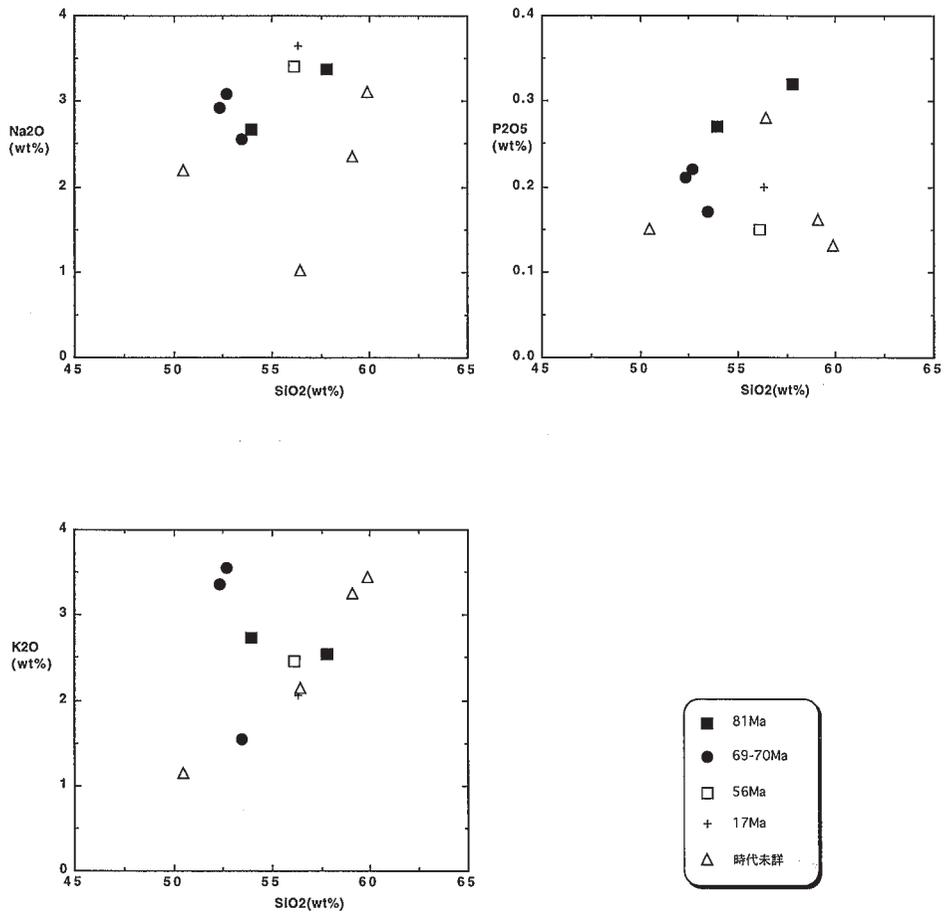
GSJ R68118、D96112108Cは上記GSJ R68117とK、Rb以外は類似した値を示す。K、Rbは最も移動しやすい元素であり、D96112108Cの灼熱減量（LOI）が4.10-4.51wt%と高いことも考えあわせると、変質又は交代

第5表 岩脈の化学組成とCIPWノルム組成  
試料採集地点は第51図.

GSJ RNo.	68116	68115	68117	68118	—	68370	68120	68121	68371	68372
Element	MS98 052503	MS98 041902	D9611 2104	D9611 2108A	D9611 2108C	D9611 2301-2	MS98 051602	MS98 051503	D9611 2105	D9611 2302
	閃緑斑岩	閃緑斑岩	石英閃緑岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩
	Dd 81Ma	Dd 81Ma	Da 70Ma	B 70Ma	B 70Ma	B 70Ma	Ah 56Ma	Ao 17Ma	Ad	-
(wt%)										
SiO <sub>2</sub>	52.23	55.66	52.11	50.34	50.19	48.90	54.35	54.99	57.71	58.57
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.96	0.98	1.08	1.05	1.02	0.99	0.93	0.69	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.98	16.18	15.28	16.76	16.81	17.16	17.38	17.46	13.14	16.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.40	7.27	8.65	8.79	8.90	8.87	8.50	8.28	7.94	6.65
MnO	0.14	0.13	0.14	0.17	0.17	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13
MgO	6.91	5.76	8.47	6.95	7.30	7.88	3.74	3.56	7.21	4.64
CaO	6.36	4.63	7.99	5.67	6.08	10.22	6.06	6.36	5.63	5.01
Na <sub>2</sub> O	2.58	3.26	2.48	2.95	2.81	2.12	3.31	3.57	2.28	3.03
K <sub>2</sub> O	2.64	2.45	1.51	3.39	3.22	1.10	2.38	2.01	3.17	3.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.31	0.17	0.21	0.20	0.15	0.15	0.20	0.16	0.13
LOI	3.20	3.66	2.57	4.51	4.10	3.21	3.19	2.33	2.45	2.24
Total	100.66	100.26	100.35	100.82	100.83	100.78	100.17	99.84	100.51	100.82
(ppm)										
Ba	945	1602	502	1274	1200	404	1014	657	947	805
Ce	40	61	51	46	46	38	53	53	49	57
Cr	180	157	422	194	258	367	12	n.d.	528	172
Ga	18	19	17	16	16	16	20	20	14	17
Nb	15	18	8	8	8	6	14	13	9	10
Ni	89	81	109	85	100	139	5	5	45	21
Pb	4	11	2	5	2	13	5	7	16	7
Rb	71	71	47	200	194	22	95	67	121	207
Sr	615	628	406	344	348	468	457	499	453	361
Th	4	5	4	6	6	6	4	4	7	9
V	220	161	216	203	201	237	242	242	159	174
Y	23	23	25	29	29	26	23	25	21	24
Zr	143	206	155	154	148	118	181	164	134	145
CIPWノルム組成										
ol				13.93	13.96	5.32				
Q	0.26	6.06	0.89				4.30	4.88	8.03	8.08
or	15.60	14.48	8.92	20.03	19.03	6.50	14.07	11.88	18.73	19.86
ab	21.83	27.59	20.99	24.96	23.78	17.94	28.01	30.21	19.29	25.64
an	26.96	20.94	26.10	22.48	23.75	34.06	25.54	25.68	16.26	20.87
di	2.30		10.04	3.48	4.15	12.69	2.94	3.78	8.61	2.56
hy	25.55	22.31	25.97	6.23	6.92	16.10	17.34	16.35	23.05	17.76
mt	1.83	1.58	1.88	1.91	1.94	1.93	1.86	1.80	1.73	1.45
il	1.80	1.82	1.86	2.05	1.99	1.94	1.88	1.77	1.31	1.50
ap	0.63	0.72	0.39	0.49	0.46	0.35	0.35	0.46	0.37	0.30
C		0.49								



第57図 岩脈のハーカー図 揮発性成分をフリーとして計算.



第57図 (続き)

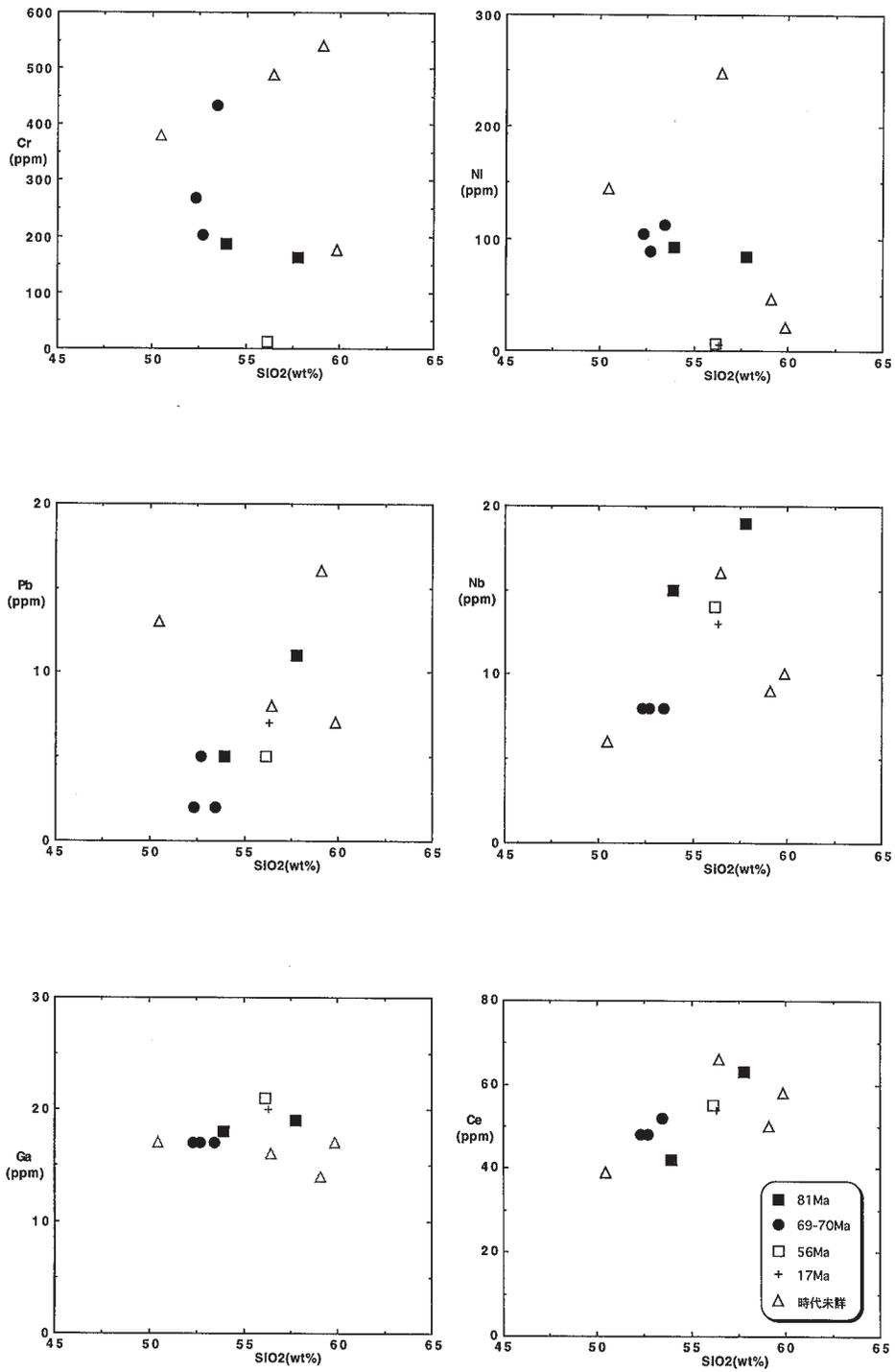
作用により外部からK, Rbが添加された可能性は高い。

年代の類似, GSJ R68117が南北性の岩脈群の延長上にある点などを考えると両者はもともと類似した化学組成を持っていたと考えられる。また, 81Maのものとも類似性は高く, 81-69Maにかけて同じようなテクトニック・セッティングでマグマが生成されていた可能性はある。

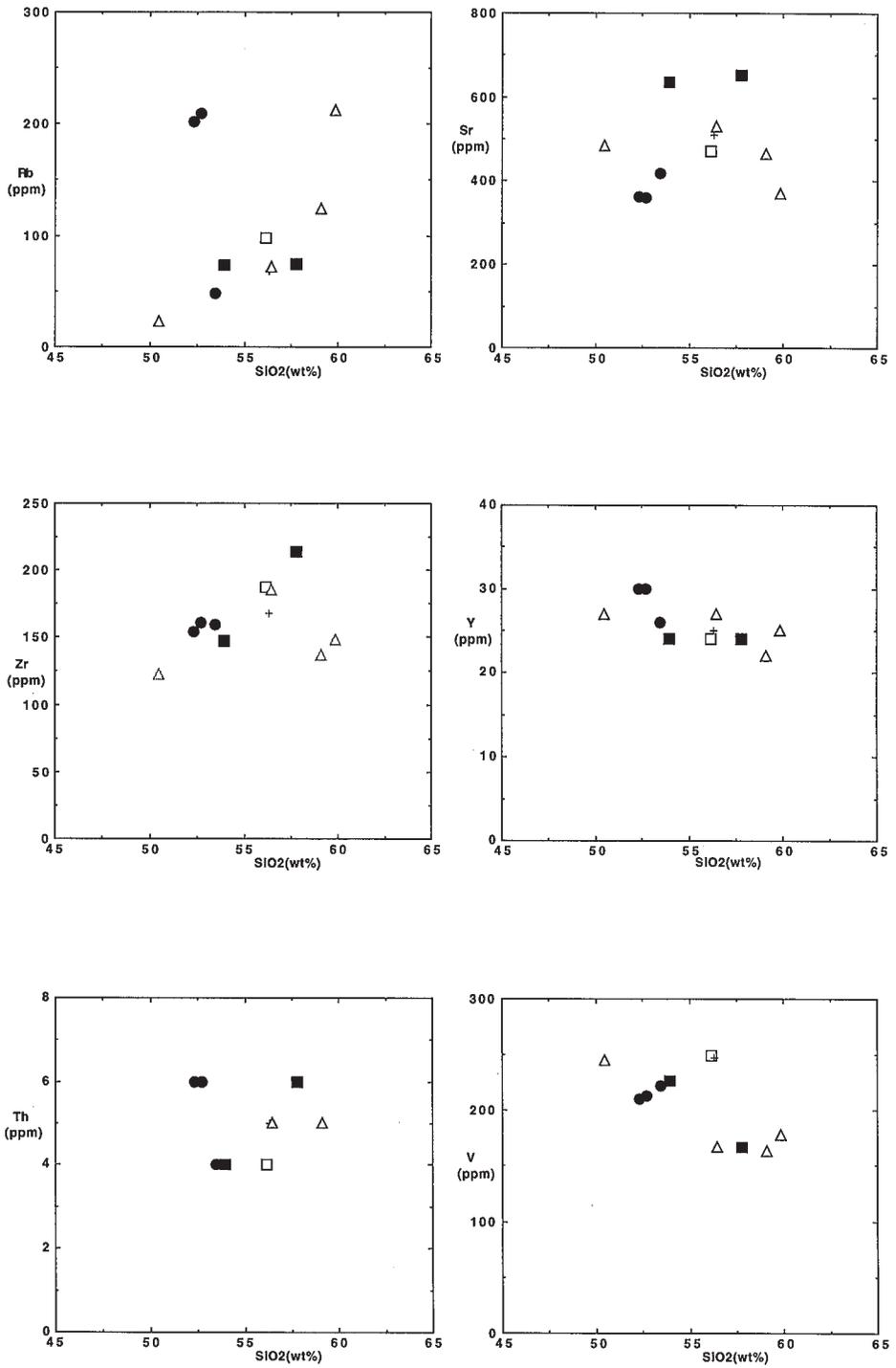
【第3期 (56Ma前後) と第4期 (17Ma前後)】 第3期のMS9851602と第4期のMS9851503は年代が異なるにもかかわらず, とともに玄武岩質安山岩 (SiO<sub>2</sub>=54.35wt%と54.99wt%) で, 類似した組成を示す (第5表)。

【時代未詳】 MS98051601, GSJ R68371, GSJ R68372はいずれも石英やカリ長石の捕獲結晶を含むことからマグマ本来の初生的な値は示していない。

GSJ R68370の産状は岩脈群を形成するGSJ R68118, D96112108Cのトレンドの延長線上にあり, またSiO<sub>2</sub>が48.9wt%と玄武岩の領域にあるもののGSJ R68117, GSJ R68118, D96112108Cと組成トレンドが類似していることから69-71Maのグループに属すると考えて良い。



第57図 (続き)



第57図 (続き)

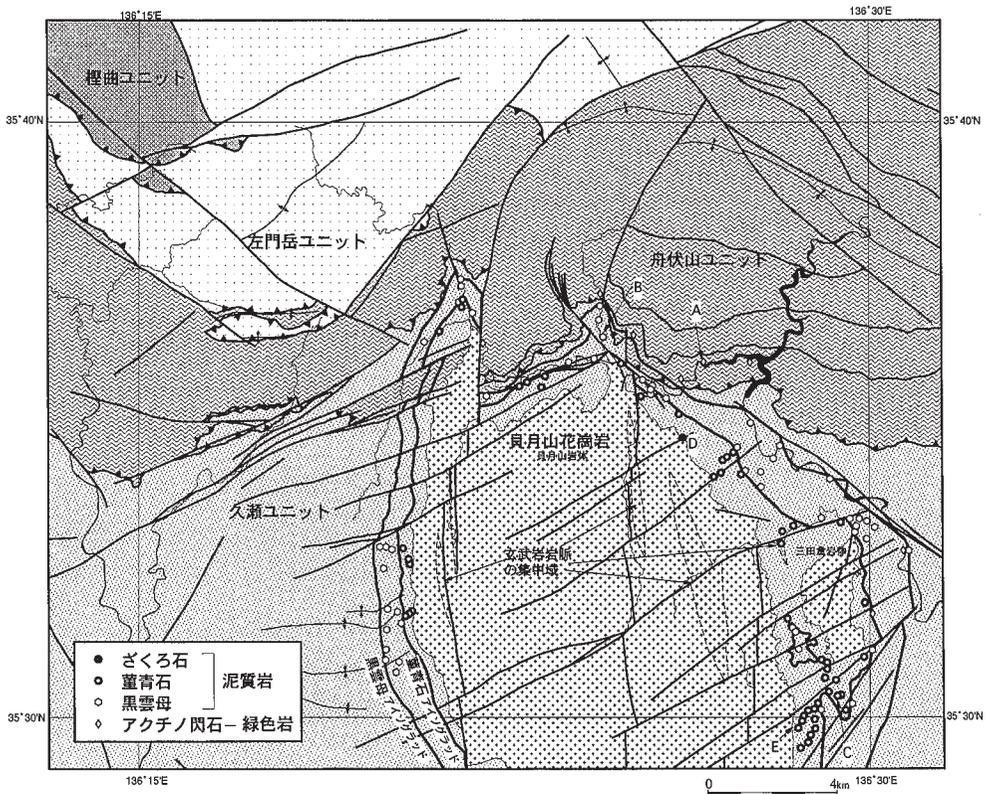
## V. 接触変成作用

(斎藤眞)

### V. 1 接触変成作用

#### V. 1. 1 概論・研究史

美濃帯堆積岩コンプレックスの玄武岩類は、ぶどう石-パンペリー石相程度の変成作用を受けていることは広く知られている。服部 (1978) は、本地域の舟伏山ユニットの玄武岩類が、貝月山花崗岩貫入以前にぶどう石-パンペリー石相 (本地域北東部の一部では沸石相) の変成作用を受けていたことを明らかにした。そして坂内村広瀬から藤橋村横山にわたる地域で、接触変成作用による緑色片岩相、角閃岩相を識別した。



第58図 貝月山花崗岩の接触変成作用による変成鉱物分布図

一方、鈴木（1975）は、南側の「長浜」地域の北東部で、貝月山花崗岩による接触変成作用を検討した。その結果、黒雲母アイソグラッドから花崗岩との接触部までの幅2.5–3kmの間を、アクチノ閃石帯、青緑色角閃石帯、緑色角閃石帯に区分し、花崗岩近傍での変成作用の最高温度は650℃に及んだとした。

本報告では、美濃帯堆積岩コンプレックスの泥質岩（泥岩、混在岩（含礫泥岩を含む）の基質）に晶出した変成鉱物を検討し、堇青石ホルンフェルスと黒雲母ホルンフェルスを識別した（第58図）。それぞれの分布域から堇青石帯、黒雲母帯の接触変成帯を識別した。また、緑色岩中の変成鉱物も検討した。泥岩、混在岩の基質と緑色岩に晶出した変成鉱物と、堇青石及び黒雲母アイソグラッドの位置を第58図に示した。本地域東部の三田倉岩体周辺では黒雲母アイソグラッドと花崗岩の貫入面との地表での幅は3kmに及ぶ。

美濃帯堆積岩コンプレックスの混在岩の泥質の基質には、一般に暗灰色を呈し、しばしば鱗片状劈開が発達する。これに対し、黒雲母アイソグラッドの内側では、紫色がかった色を呈し、鱗片状劈開は消える。黒雲母アイソグラッドの外側でも、緑色岩にはアクチノ閃石（第59図A）が晶出しているのが認められる。

## V. 1. 2 変成帯

### 堇青石帯

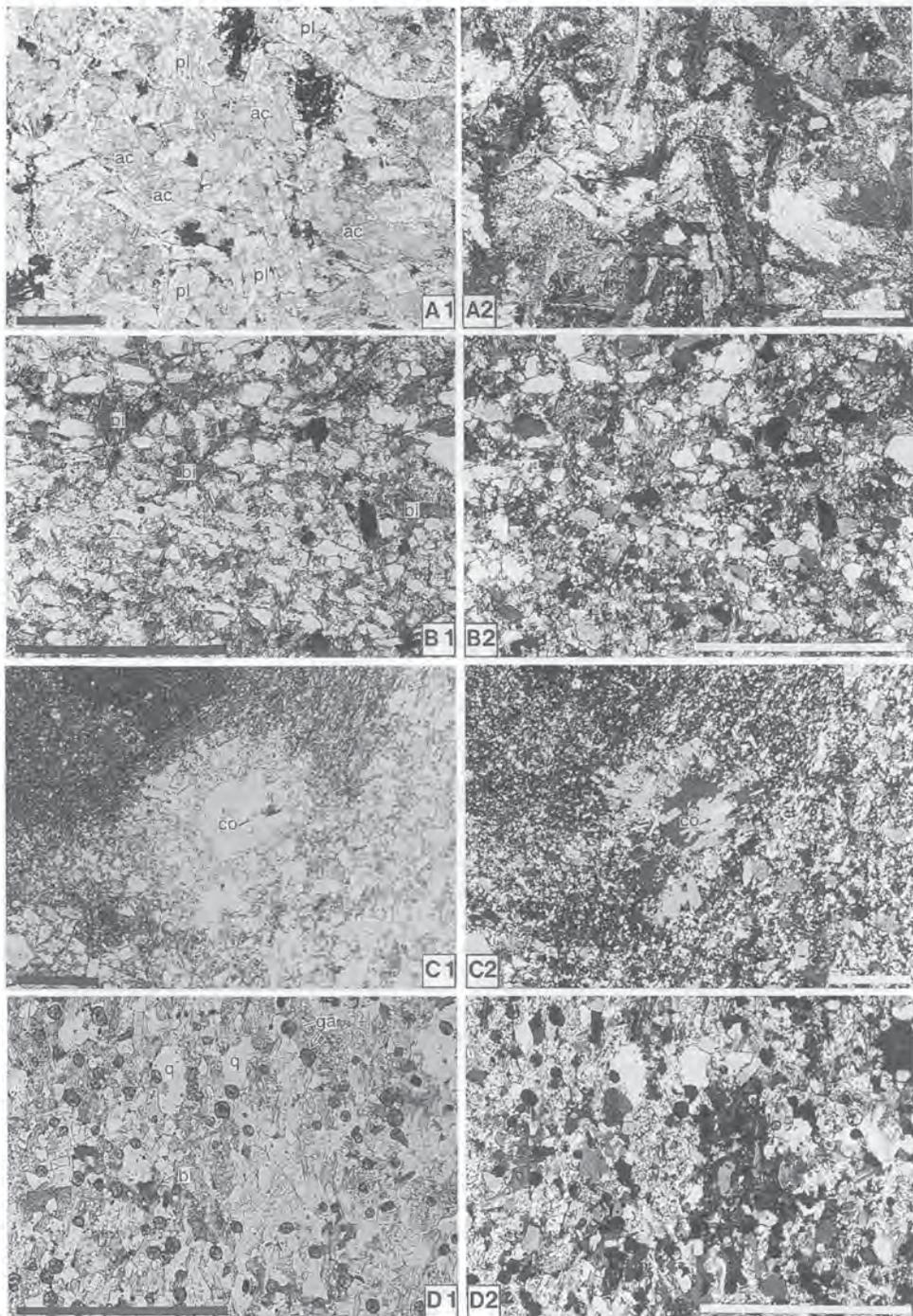
本地域東部の三田倉岩体周辺で、堇青石アイソグラッドの地表での花崗岩からの距離が大きい。泥質岩に胡麻粒状の堇青石が肉眼でも認められる。多くの場合、堇青石は交代作用を受けてピナイト化している。新鮮な試料では鏡下で双晶が認められることが多い（第59図C）。本地城南東部の貝月山岩体の東縁部では、久瀬ユニットの混在岩の泥質の基質に径が1cmを越える花卉状の堇青石の斑状変晶がある（第60図）。貝月山岩体北東部の美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界部では、泥岩に径0.02-0.05mmのざくろ石が晶出している（第59図D）。

### 黒雲母帯

本地域東部の三田倉岩体周辺で、黒雲母アイソグラッドの地表での花崗岩からの距離が大きく、最も遠いところで約3kmである。貝月山岩体西部では、比較的花崗岩からの距離が小さく、1-1.5kmである。泥質岩は紫色がかった暗灰色を呈するが、肉眼で黒雲母の結晶が認められることはほとんどない。鏡下では堇青石アイソグラッドに近い部分で、黒雲母の長径は0.02-0.05mmであるが（第59図B）、黒雲母は岩体から遠い試料ほど、細粒になり目立たなくなる。

## V. 2 貝月山花崗岩の地下構造

三田倉花崗岩とその東西の美濃帯堆積岩コンプレックスとの接触面は、第45図に示すように、ほぼ水平である。また、貝月山岩体と三田倉岩体の間にある鍋倉山では、山麓で堇青石帯、頂上付近で黒雲母帯の変成作用を被っている。堇青石アイソグラッドの花崗岩からの垂直距離は200m程度である。これは、堇青石アイソグラッドの地表における花崗岩とのみかけの距離よりかなり小さい。このことから、



第59図 変成鉱物の顕微鏡写真 A-Dの採取地点は第58図のA-Dに対応。スケールは0.5mm。

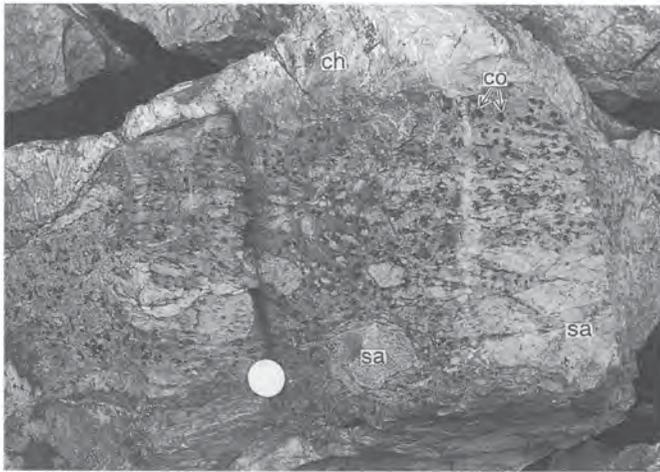
A1, B1, C1, D1は単ニコル, 他は直交ニコル。

A; 緑色岩に晶出したアクチノ閃石。GSJ R68174。坂内村東縁部, 坂内川沿い。

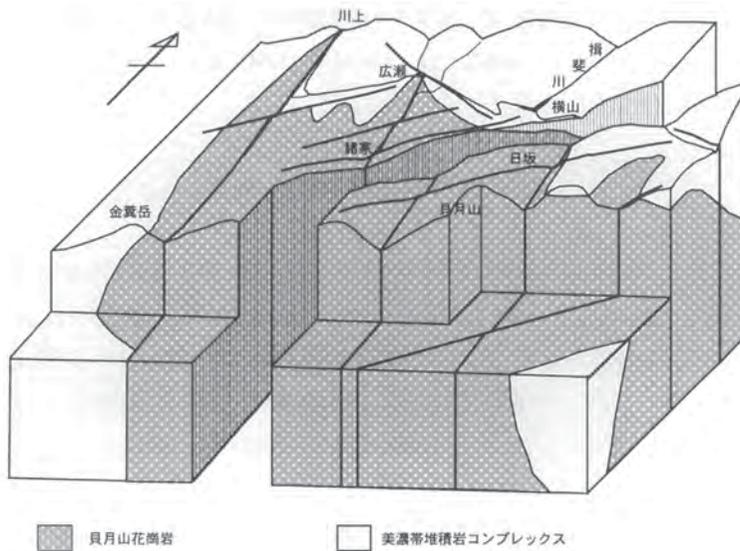
B; 粗いシルト岩の基質に晶出した黒雲母。GSJ R68175。坂内村広瀬。

C; 泥岩に晶出した堇青石。GSJ R68176。春日村谷山。

D; シルト岩の基質に晶出したざくろ石と黒雲母。GSJ R68177。坂内村坂本, 寒谷。



第60図 混在岩の基質に晶出した  
 葦青石の斑状変晶 (co)  
 径1cm以上のものがしばしば  
 見られる。sa；砂岩岩塊；  
 チャート岩塊。硬貨は100円  
 玉（直径22mm）。春日村谷  
 山西側、尾根沿い。第58図E  
 地点。「長浜」地域内。



第61図 貝月山花崗岩の地下構造を示したブロックダイヤグラム

鍋倉山周辺的美濃帯堆積岩コンプレックスはルーフであり、両岩体の花崗岩は地下でつながっていると判断できる。

また、藤橋村西横山で藤橋村が行った温泉掘削では、地下1,300m過ぎから、1,400mの最深部までの掘り屑は花崗岩であった（藤橋村役場による）。さらに、この付近では接触変成帯の幅は広い。これらは、三田倉岩体の周辺で、貝月山花崗岩が地下に広く分布することを示している。

これらの検討をはじめとして、変成帯と花崗岩体の空間分布についての詳細な検討から、第61図のような地下構造が推定される。三田倉岩体の部分は、美濃帯堆積岩コンプレックスが削剥されたことによって花崗岩の頂部が露出した部分と考えられる。

## VI. 第四系

(斎藤 眞)

### VI. 1 概説・研究史

本地域の第四系は、河川沿いの段丘堆積物 (tm, tl) , 沖積低地堆積物 (a) , 河川沿い及び小谷沿いに分布する小扇状地及び緩斜面堆積物 (f) , 地すべり滑落崖の下に残る地すべり堆積物 (1d) からなる。これらを村象にした研究は少ない。本報告では、杉山ほか (1994) 及び「敦賀」図幅 (栗本ほか, 1999) に従って、第四系を区分した。

### VI. 2 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘堆積物は、本地域南東端の木之本町古橋にのみ分布し、標高160mから180m付近にかけて2段の段丘面を構成している (第62図A) 。池田ほか (1979) は、琵琶湖周辺の段丘を4段 (最高位, 高位, 中位, 低位) に分け、滋賀県地質図 (滋賀自然環境研究会地形地質調査部, 1979) は、池田ほか (1979) の最高位, 高位, 中位を一括して旧期段丘層とした。その後植村 (1987) は旧期段丘層の地形面を中位段丘とした。杉山ほか (1994) は古橋集落の段丘面を形成する堆積物を中位段丘堆積物とした。本報告は杉山ほか (1994) に従った。

中位段丘堆積物は、シルトを挟む礫層からなる。礫径は、こぶし大以下で、円礫一亜円礫からなる (第62図B) 。礫種はチャート, 砂岩が主体で、これらは美濃帯堆積岩コンプレックス起源とみなされる。

### VI. 3 低位段丘堆積物 (tl)

低位段丘堆積物は、現河川沿いに分布し、通常1-2段の段丘面を構成する。坂内村広瀬集落では3段の段丘を構成している。本地域東縁部の久瀬村地域の揖斐川沿いでは4段の段丘面を構成している。構成物は主に礫からなり、基質は砂-細礫である。礫は亜角礫-円礫である。礫種は現河川の流域の地質を反映し、後背地に花崗岩が分布するところは、礫種に花崗岩が含まれる。それ以外の地域では美濃帯堆積岩コンプレックス起源の礫からなる。

#### VI. 4 小扇状地及び緩斜面堆積物 (f)

小扇状地及び緩斜面堆積物は、山麓や小谷沿いに分布する小扇状地、崖錘などの堆積性斜面を構成す完新世の堆積物を一括したものである。現在の沢沿いの傾斜の緩いところ、または沢が河川沿いの平坦地に出て傾斜が急に緩くなった所、急斜面下の緩斜面地に分布する。角礫と砂からなり、基質の砂は赤土状の泥を伴う。沢沿いないし沢が河川沿いの平坦地に出た所のものは、土石流によってもたらされたと考えられるものが多い。

低位段丘堆積物に小扇状地及び緩斜面堆積物が重なる場合がしばしば認められる、藤橋村西横山の道路工事の際に見られたのり面では、径が人頭大以上の亜円礫－亜角礫からなる段丘堆積物に、極めて淘汰の悪い角礫と砂、土壌からなる小扇状地堆積物が重なっているのが観察された（第63図）。



第62図 本地域南西端の中位段丘堆積物

木之本町古橋。

A；木之本町川合西方の「敦賀」地域との境界付近から望む。矢印は中位段丘面を示す。

B；木之本町古橋の中位段丘堆積物。シルトと亜角礫からなる。ハンマーの長さは33.5cm。



第63図 低位段丘堆積物に小扇状地堆積物が重なる露頭

藤橋村西横山。低位段丘堆積物（下半分）は花崗岩の巨礫サイズの亜円礫を多く含む。一方小扇状地堆積物は（上半分）堆積物をもたらした沢の岩相（美濃帯堆積岩コンプレックス）を反映した礫種の角礫からなる。

## VI. 5 地すべり及び大規模崩壊堆積物（1d）

本地域内のほとんどが山地で、急峻な斜面が多く、小規模な斜面崩壊は多い。それらは緩斜面堆積物として急斜面下に堆積していることが多い。本報告で地すべり及び大規模崩壊堆積物堆積物としたのは、滑落崖の下に大規模に残存する堆積体である。本地域の地すべり及び大規模崩壊堆積物は、本地域中西部川上北方の坂内川右岸（ナンノ谷）のもの、土蔵岳南側のもの、本地域南西部の浅井町西俣谷川左岸の山腹に複数存在するものが地質図に表現できる。

### 土蔵岳南東斜面

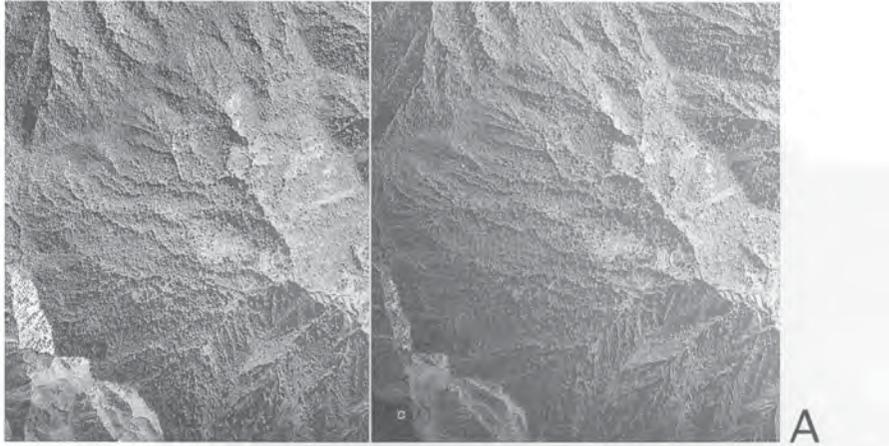
土蔵岳南東側に、大規模な崩落崖と尾根に向けて扇上に広がった堆積物が、航空写真で認められる（第64図A）。現在では、扇状の堆積物の末端に砂防ダムが作られている。そこから上流側には岩屑が堆積しているのが確認できた。

### ナンノ谷崩れ

明治28年（1889年）8月5日に起きたナンノ谷の崩壊は、山頂部に崩落崖を形成し、斜面下部に大規模な堆積体を残した（第65図A）。経緯についてはIX章で詳細に述べる。堆積体は坂内川をせき止め、天然のダムを作った。現在斜面に残る堆積物は、このときにできた天然のダムの一部である。頂上直下に崩落崖が見られ、斜面上に残る堆積体の北側を沢が流れ、坂内川への出口に小扇状地を形成している（第64図B）。崩壊物はもとの地層を残してはおらず、土砂を含む岩屑となって堆積している。

### 西俣谷川左岸の山腹

少なくとも3箇所、地すべり崩落崖とその下に緩斜面をなす地すべり体が認められる。この地域は久瀬ユニットの混在岩（泥岩優勢）が分布し、鱗片状劈開面が西に緩く傾く構造を持っていて、斜面も西に傾いているため、いわゆる流れ盤となっており、地すべりが発生したと考えられる。地すべり体は斜面上に残っている。第65図Bで示した地すべりでは、地すべり体は元々の岩相を残していて、開放的な割れ目が発達している。



第64図 本地域の大規模崩壊地形の航空写真 平行法で立体視可能. ともに画面上が北. 航空写真は国土地理院発行の1:15,000カラー空中写真(昭和50年(1975年)9月10日-10月22日撮影)を用いた.

A; 坂内村上蔵岳南東斜面. 写真番号, 左側CCB-75-25. C16A-9, 右側CCB-75-25. C16A-10.

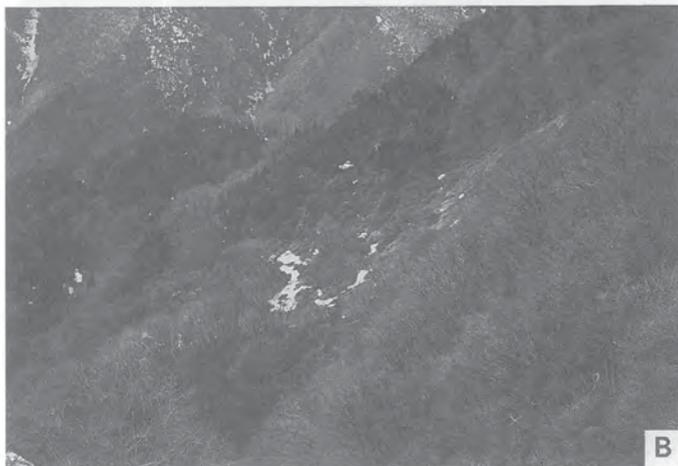
B; 坂内村ナンノ谷(川は坂内川). 写真番号, 左側CCB-75-25. C16A-10, 右側CCB-75-25. C16A-11.

## VI. 6 沖積低地堆積物 (a)

本地域では河川は山地内を流れるために, 沖積低地堆積物は主に河川沿いの谷底に分布する. 本地域南西端の高時川沿いの扇状地の堆積物も含む. 谷底の低地の表層堆積物からなり, 主に砂礫からなる.

## VI. 7 埋め立て地 (r)

本地域で埋め立て地として地質図上に表現できる大きさのものは, 木之本町金居原東方の谷を埋め



第65図 本地区の地すべり及び大規模崩壊堆積物

A ; 坂内村ナンノ谷. 中央部に崩壊堆積物が緩斜面を作っている.

B ; 浅井町西俣谷川左岸. 雪の残る部分より下が地すべり堆積体 (元の地層の状態をある程度残している), 雪の残る部分より上が崩落崖.

たものだけである。ここは、現在樹木が茂っているが、日本鉱業協会（1965）の地質図に索道が示されていることから、選鉱後のズリ捨て場と判断される。

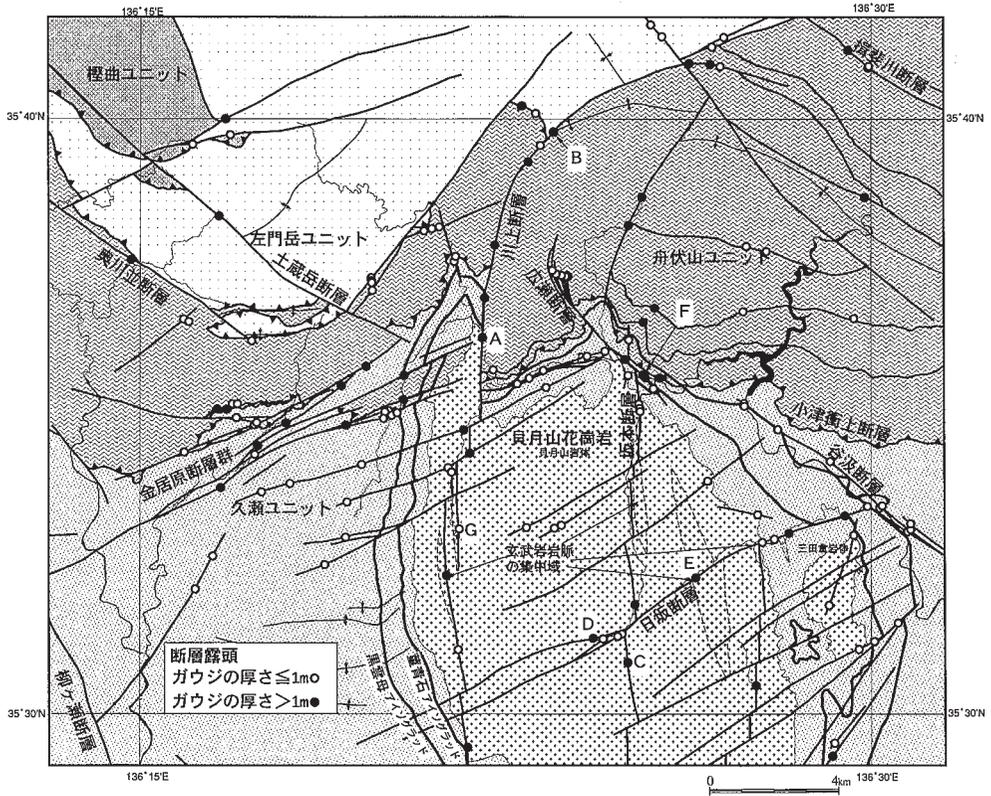
地質図には表現していないが、現在、金居原の杉野川沿いの段丘面上には、須亦川流域すまたがわのダム工事に伴う残土が埋め立てられている。また、土蔵岳南方の谷（砥谷）にも、ダム工事に伴う残土が埋め立てられているところがある。

## VII. 地質構造

(齋藤 眞)

本章では貝月山花崗岩の貫入以降の高角断層系について述べる。この断層系は右横ずれセンスを持つ南北系（本地域北部では北東—東北東に向きを変える）、右横ずれセンスを持つ東北東—西南西系、左横ずれセンスを持つ西北西—東南東系の3系統からなる。このうち南北系は後2者によって切られている。後2者の一部は共役系であると考えられる。第66図には、本地域の断層と確認された断層破碎帯の位置、そこでの断層ガウジの厚さについて示した。

なお、本地域に断層による第四系の変位は認められず、活断層は確認されなかった。



第66図 本地域の断層と断層露頭

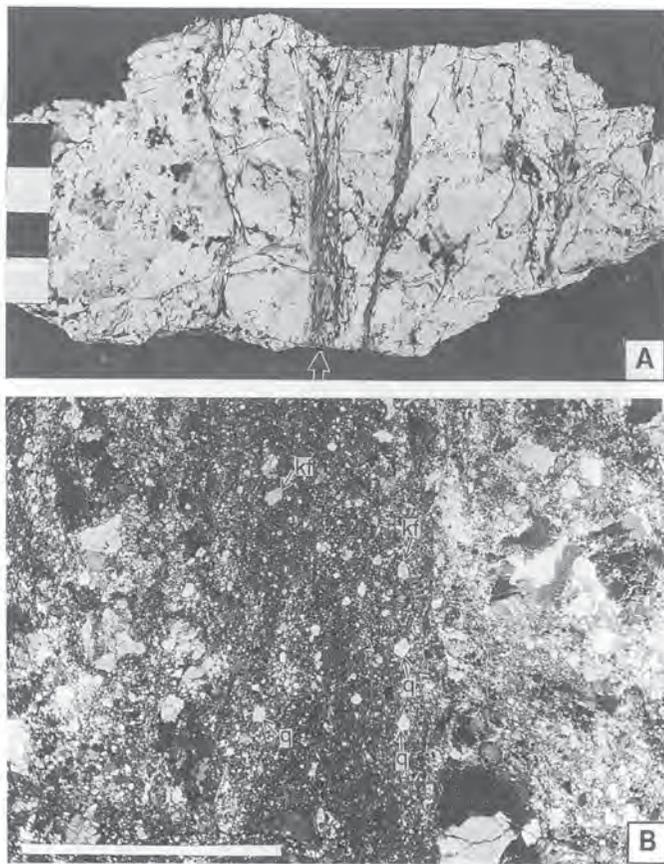


第67図 川上断層の断層露頭  
 A ; 第66図A. 坂内村川上,  
 坂内川河床. 河床一面  
 破碎帯である. スケール  
 は2m.  
 B ; 第66図B. 藤橋村門入.  
 ハンマーの長さは  
 33.5cm.

## VII. 1 南北系の断層

### 川上断層（新称）

伊吹町甲津原から貝月山岩体の西部を北上し、坂内村川上から藤橋村門入を経て藤橋村戸入付近に至る。明瞭なリニアメントが認められる（第2図）。門入の黒谷、川上浅又川、浅又川、甲津原の向山谷はこの弱線に沿って流れている。坂内村川上では坂内川河床全体に断層破碎帯が認められる（第67図A）。ここを模式地として川上断層と命名した。また、門入南方でも断層ガウジの厚さが10m以上ある（第67図B）。坂内村川上付近では、貝月山花崗岩の外形にみかけ3km弱の右ずれがある。「長浜」地域でもみかけ1kmの右ずれがある。坂内村川上で認められる断層ガウジの剪断面は高角傾斜でその面上に認められる条線はほぼ水平である。川上断層は VII. 2で述べる東北東-西南西系の断層で変位させられている。



第68図 坂本断層による貝月山  
花崗岩のカタクレーサ  
イト  
GSJ R68178. 採取地点は第  
66図C, 坂内村貝月山西側.  
A ; 研磨面写真. ここでは  
破砕部は固結している.  
スケールは2cm.  
B ; Aの中央部の暗色部 (A  
の矢印の部分) の薄片  
写真. 直交ニコル. ス  
ケールは2mm.

### 坂本断層（新称）

貝月山花崗岩体中央部を走る断層を坂本断層と命名した。断層露頭は坂内村坂本の白川の河床や貝月山の西側の谷沿いで明確に認められる。坂内村坂本の白川の河床を模式地とした。貝月山から西に延びる尾根の鞍部から坂内村坂本まで、白川に沿って追跡できる。地形的にはこの断層はさらに南に伸びると考えられる。また、北へは広瀬-坂本間を通る西北西-東南東方向の広瀬断層（新称）で変位しているものの、五蛇池山の西側の尾根の鞍部を通る断層につながるものと考えられる。

貝月山の西方では花崗岩の中に断層ガウジ、カタクレーサイトが数多く認められる。花崗岩の構成鉱物は圧砕され、石英粒が残っているものの長石粒は網状化が著しい。また、固結した暗色網状のカタクレーサイトの筋もしばしば認められる（第68図）。完全に固結している部分があることから、古くから活動があった可能性がある。

### その他

貝月山岩体の東部を通る断層は、「長浜」地域の春日村伊吹で花崗岩体をみかけ右ずれ変位を生じさせている。しかし、この延長部は貝月山岩体の北側には確認されていない。

## VII. 2 東北東－西南西系の断層

貝月山花崗岩とその周辺に、断層破碎帯が差別浸食されてきたと思われる東北東－西南西方向の明瞭なリニアメントが認められる（第2図）。貝月山花崗岩体の外形のずれから右ずれ成分が認められ、また鏡肌上に認められる条線はほぼ水平である。これらが確認されたものについては右横ずれと考えられる。しかし、南東部の三田倉岩体周辺では、花崗岩と美濃帯堆積岩コンプレックスを境するほぼ水平な境界が断層を境にして上下に変位しており、垂直成分を持つものもあると考えられる。そのうちの最も幅の広い断層ガウジを伴う破碎帯を持つものを日坂断層（新称）と命名する。また、木之本町金居原に幅の広い破碎帯を伴う断層群が認められ、金居原断層群（新称）とした。このほかに北西部にも同系統の断層系が認められる。

特に貝月山花崗岩とその周辺地域では、本系統の断層が接触変成帯で発達するが、非変成の堆積岩コンプレックスの分布域では断層が認められなくなる。地下での花崗岩の分布や、花崗岩・接触変成岩と非変成のメランジュの物性的な違いを示している可能性がある。

日坂断層とその周辺の同系統の断層は、松田（1974）が活断層とし、活断層研究会（1980）では、活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）とされている。しかし日坂断層では、白川上流部の揖斐高原で、断層を被覆する小扇状地及び緩斜面堆積物に変位は認められていない。また、低位段丘の変位も確認されていない。従って日坂断層が活断層である可能性は低い。

### 日坂断層（新称）

久瀬村日坂から久瀬村と伊吹町の境となる品又峠にかけて、著しい断層破碎帯がいくつも認められる。久瀬村日坂の日坂川の河床では、美濃帯堆積岩コンプレックス中に日坂断層の著しい破碎帯があり（第69図B）、ここを模式地とする。日坂川は破碎帯の存在による地形的な弱部に沿って流れ、川沿いに破碎帯が点々と観察され、後述の谷汲断層付近まで追跡できる。品又峠の東側では、花崗岩の中に明瞭な破碎帯がある（第69図A）。断層ガウジは1m以上の厚さがあり、暗色の筋状の部分が密集している。その周囲では断層角礫が存在し、石英粒は残っているものの長石粒は白色粘土化し、石英を取り囲む網状を呈する。

### 金居原断層群（新称）

木之本町金居原周辺に著しい破碎帯を伴う断層群があり、この地名を用いて金居原断層群と称する。川上断層より東側には追跡されない。西側は、「敦賀」図幅（栗本，1999）に一部示されているが余呉町役場付近の柳ヶ瀬断層付近まで断層群として伸びている可能性が高い。杉野川は弱線となっているこの破碎帯の中を流れている。

この断層帯の中では、杉野集落の中や県境の尾根付近で舟伏山ユニットの緑色岩を多く含む混在岩相が分布する。構造的上位の舟伏山ユニットの一部が久瀬ユニット中に落ち込んでいると考えられる。



第69図 日坂断層の断層露頭  
 A；第66図D. 坂内村品又峠. ハンマーの右側が断層ガウジ. ハンマーの長さは33.5cm.  
 B；第66図E. 久瀬村日坂小坂, 日坂川河床. スケールは2m. 露頭全体が断層ガウジからなる.

### VII. 3 西北西—東南東系の断層

本地域の西北西—東南東系の断層の主なもの、松田（1974）によって命名された谷汲断層とその北西側の北西延長方向の広瀬断層（新称）、さらにその北西延長方向の土蔵岳から尾羽梨川方向に伸びる土蔵岳断層（新称）、横山岳の北側にリッカ谷沿いに分布する奥川並断層（活断層研究会、1980）がある。前3者による堆積岩コンプレックスの変位は左横ずれである。奥川並断層については活断層研究会（1980）は左横ずれ変位を認定している。

これらは、地表ではそれぞれが美濃帯堆積岩コンプレックスを切る左横ずれ系の断層であるが、大局的に見れば一列に並び、地殻深部では1つの左横ずれ系の断層である可能性がある。

#### 谷汲断層（松田、1974）

谷汲断層は「谷汲」地域内の谷汲村中心部から久瀬村役場付近まで伸びる。活断層研究会編（1980）は「谷汲」地域内では、閉塞丘の存在などから活断層（确实度I）としている。今回の調査で、本地域東縁部の日坂川と揖斐川の合流部付近では、断層の末端部と考えられる数多くの破碎帯が見つかった。この一部が小さな破碎帯を伴いながら、藤橋村役場付近まで追跡できる。本地域内に入ってから第四

系の変位は確認されず、本地域内の部分が活断層であるという証拠はない。

#### 広瀬断層（新称）

坂内村坂本から、坂内村広瀬の役場付近を通り北西に延び、湧谷山の北側で、北向きの数多くの小断層になって終わる。坂本―広瀬間の国道303号線の坂内川にかかる橋梁の上流側では左岸に3m程度の断層ガウジを含む破砕帯が確認された（第70図）。また、右岸にも同程度の破砕帯が確認された。著しい破砕帯を持つが、広瀬付近の第四系に変位は認められず、活断層である証拠はない。



第70図 広瀬断層の断層露頭  
第66図F、坂内村広瀬、  
坂内川沿い。道路は国道  
303号線。

#### 土蔵岳断層（新称）

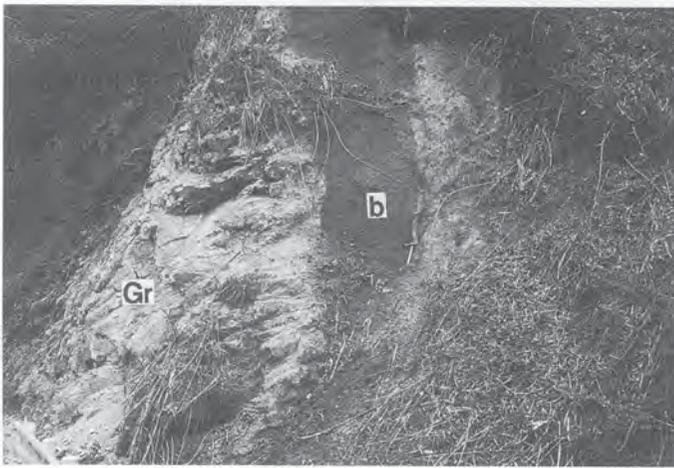
土蔵岳付近から、本地域北西端に向かって連続する、奥川並上流の足ノ又の上流部に著しい断層ガウジがある。また、土蔵岳北西方の断層が通過すると考えられる部分では、尾根に鞍部ができています。この断層を境に美濃帯堆積岩コンプレックスに見かけ1kmの左横ずれがある。

#### 奥川並断層（活断層研究会、1980）

美濃帯堆積岩コンプレックスの岩相分布から推定される変位は、南西側の隆起と左横ずれである。奥川並では美濃帯堆積岩コンプレックスを切る断層露頭が見つかった。活断層研究会（1980）は奥川並のリッカ谷左岸側の尾根、小谷が左ずれ変位を示すことから、奥川並断層と命名し、活断層であると推定した（確実度Ⅱ）。しかし奥川並では美濃帯堆積岩コンプレックスを切る断層露頭は見つかったが、第四系の分布はない。また、断層を挟んで小谷の南東側（上流側）がチャートで北東側（下流側）が浸食に弱い泥岩であること、小谷は断層の部分で下流側に屈曲していることから、これら尾根、小谷の屈曲が第四紀の断層運動でできたかどうか疑わしい。これらから、現状では活断層である証拠は認められない。

#### Ⅶ. 4 貝月山花崗岩貫入後の構造発達史

本地域の断層系のうち、南北系の断層は貝月山花崗岩（約95Ma）を変位させ、玄武岩岩脈群（約70Ma）の伸びの向きとほぼ平行である。また、玄武岩岩脈と花崗岩の境界に断層破碎帯ができているところが確認された（第71図）。南北系の断層の変位を戻してやれば、貝月山花崗岩の水平断面は円に近い形態をなし、特定の応力場に支配されて貫入したとは考えにくいことから、南北系の断層は花崗岩時は存在したとは考えにくい。玄武岩岩脈群については、断層に伴って存在した割れ目に貫入してきたか、層とは無関係に南北性の割れ目を生ずる応力場で貫入してきたか必ずしも明らかでない。

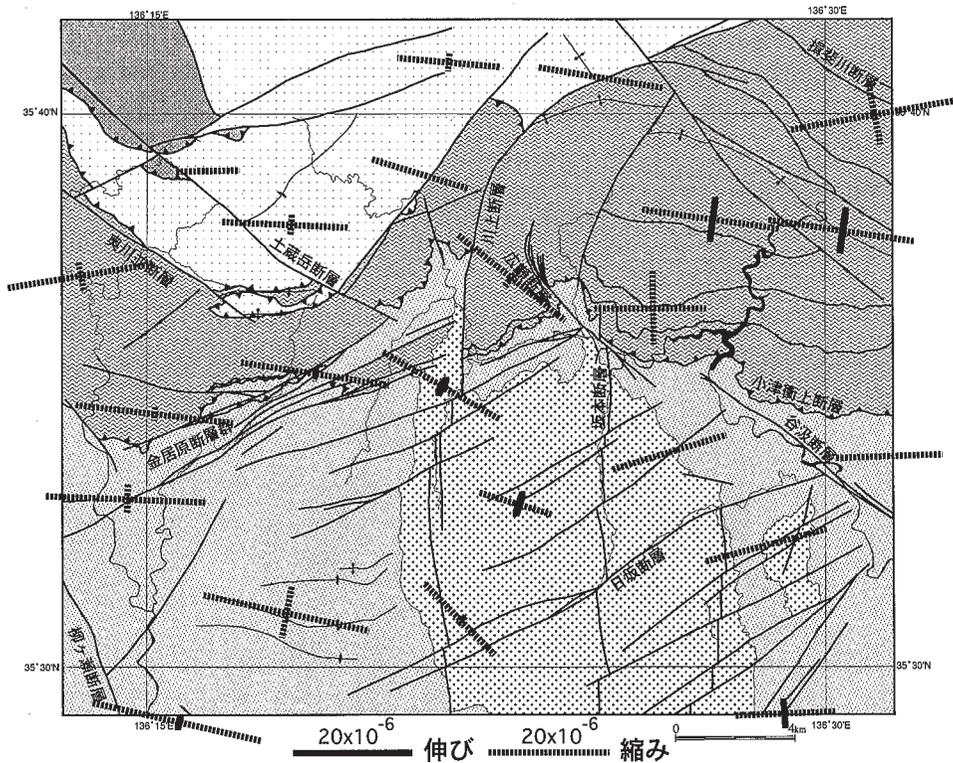


第71図 玄武岩岩脈と花崗岩の境をなす川上断層の一部  
第66図G 坂内浅又川沿い、ハンマーの長さは33.5cm.

しかし、貝月山花崗岩内に普遍的にあるのではなく、局地的に岩脈群として存在することから、元々存在した割れ目に貫入した可能性が高い。これらから南北系の断層の活動は、70Ma頃には既に活動が始まっていて、その断裂系に玄武岩岩脈が貫入し、貫入後もこの断層系は活動していたと考えられる。

一方東北東－西南西系の断層は、玄武岩岩脈を変位させていることから、70Ma以降の活動であることは明白である。さらに南北系の断層をも変位させているので、この断層系の活動時期は南北系の活動以降である。

本地域周辺では、活断層の運動方向や国土地理院（1987，1997）の地殻の水平歪み（第72図）から、現在強い東西圧縮場に置かれていることが明らかである。本地域の東北東－西南西系は主に右ずれ成分、西北西－東南東系は左ずれ成分を示し、東西圧縮でできた共役系の断層である可能性がある。「谷汲」地域では谷汲断層が活断層であることを考慮すれば、後期更新世以降に目立った活動はしていないものの、比較的若い時期に活動した可能性がある。



第72図 本地域の地殻水平歪み（1885年－1883年）  
 国土地理院（1987）のデータを用いた。実線、点線は、歪みの主軸方向の伸長、圧縮を表す。

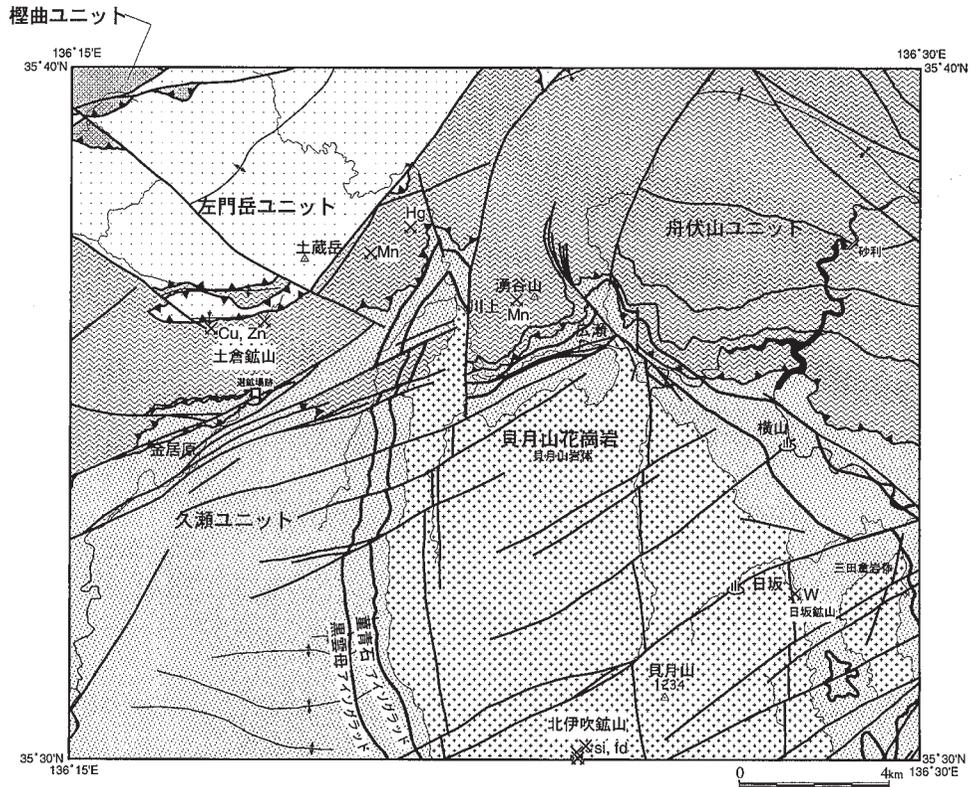
## VIII. 資源地質

(斎藤 眞)

本地域内の温泉、旧廃止鉱山等を第73図に示した。

### VIII. 1 鉱山

本地域に稼行中の鉱山はない。本地域東端の久瀬ユニットの石灰岩を対象に「谷汲」地域側から、坑道が掘られドロマイトの採掘が行われている（脇田，1991）。



第73図 本地域の地質資源分布図

### VIII. 1. 1 土倉鉱山

土倉鉱山は、木之本町金居原北東方の土倉谷に位置した銅鉱山である（第74図）。畠中（1959, 1965）、日本鉱業協会（1965）が詳細を報告している。

日本鉱業協会（1965）によれば、1900年に土倉谷の奥で鉱床が発見され、田中鉱業（株）、日室鉱業開発（株）を経て、日室鉱業（株）に鉱業権は移転された。日室鉱業開発（株）以降の昭和9年—36年（1934—61年）の出鉱量は638,639t、銅品位2.18%、産出銅量13,944tであった。

鉱床は土倉谷の奥から土倉谷と杉野川の出会いにかけて分布する（日本鉱業協会、1965）。鉱体の大部分が舟伏山ユニットに属し、一部が久瀬ユニットに属する。このうち土倉谷の北側の土蔵岳—横山岳を結ぶ尾根の南斜面に分布するものが採掘の対象になっていた。現在でも土倉谷の北東に延びる支谷に鉱体の露頭がある。

日本鉱業協会（1965）、畠中（1965）によれば、採掘対象になった鉱床は北側の縞状チャートと南側の塊状チャートに挟まれた砂岩、チャート、緑色岩、鉱体からなる複合岩帯（本報告の混在岩）に胚胎する。鉱床はシート状で、東北東方向から東西の走向に沿って、東部で1,800m、西部で1,200mの長さがあり、傾斜方向の幅は西部で500m以上あるとされる。露頭で最も大きな鉱体の大きさは15m×50mであった。側方へはチャートに伴って連続し、チャートが薄くなるにつれて漸減し、せん滅する。



第74図 土倉鉱山選鉱所跡

### VIII. 1. 2 日坂鉱山

大塚ほか（1952）に日坂鉱山の記載がある。それによると日坂南方の前谷で、1945年以前にタングステンを目的として、ペグマタイト中の灰重石（ $\text{CaWO}_4$ ）、鉄重石（ $\text{FeWO}_4$ ）などを対象に試掘した。しかし、出鉱することなく閉山した。

### VIII. 1. 3 北伊吹鉱山

貝月山南西方の本地域と「長浜」地域の境界部において、窯業原料を得ることを目的として、斑状花崗岩中のペグマタイトを対象に、石英、長石の採掘が行われていた（大塚ほか、1958）。昭和29-31年（1954-56）に探鉱が行われ、盛んに採掘されていた。岐阜県（1981）によれば、過去の珪石の主要産地に挙げられている。鉱区は当時主に岐阜県側の春日村に属し、一部伊吹町に属していた。

### VIII. 1. 4 その他

川上北方のナンノ谷で、辰砂（ $\text{HgS}$ ）の露頭があり、採掘されていたが、1952年頃には既に採掘不能となっている（大塚ほか、1952）。

土蔵岳北東側、湧谷山西側でマンガンを対象に探鉱が行われていた（大塚ほか、1952）。

## VIII. 2 温泉

本地域にはこれまで温泉の湧出は報告されていなかったが、本図幅調査期間中の1997年に久瀬村役場が同村日坂で温泉掘削を行い、湧出に成功して久瀬温泉と命名された。また1999年に藤橋村役場が同村西横山で温泉掘削を行い成功した。どちらも東北東方向の断層破砕帯を水脈としてねらったものである。各温泉データは当該村役場による。

### Ⅷ. 2. 1 久瀬温泉

水脈 日坂断層の断層破砕帯に由来すると考えられる。日坂断層のうち貝月山花崗岩中の部分では断層ガウジに不透水層となる粘土が発生しにくく、周囲に節理が発達する。断層破砕帯も大きく、本地域の断層の中では相対的に新しく、水の供給源となりうる川が断層上を流れているといった好条件に恵まれている。

掘削深度 1,502m

湧出量 120リットル/分 動力揚湯

泉温 32.5℃

泉質 アルカリ性単純温泉

### Ⅷ. 2. 2 藤橋村西横山

水脈 西南西方向の断層破砕帯に由来すると考えられる。断層破砕帯はそれほど大きくない。地表では接触変成作用を受けた美濃帯堆積岩コンプレックスの含礫泥岩が分布し、破砕されるとガウジを生じ、地表での地質学的な条件は良くない。しかし、本図幅の調査では、地表での接触変成帯が広いことから地下に貝月山花崗岩の存在が推定される。藤橋村役場によれば掘削深度が1,300mを過ぎたところから貝月山花崗岩になり、温泉湧出に至った。この断層は西側の標高の高い貝月山花崗岩を通ることから、主に花崗岩中の水が断層沿いに地下に入り、上盤側の美濃帯堆積岩コンプレックスが不透水層となり、被庄水となっている可能性が高い。

掘削深度 1,400m

湧出量 105リットル/分 自噴

泉温 34.1℃

泉質 アルカリ性単純温泉

### Ⅷ. 2. 3 今後の展望

貝月山花崗岩（三田倉岩体も含む）の内部や、地下に花崗岩体が存在するところには、古いものから新しいものまで断層が多く存在する。貝月山花崗岩中の断層破砕帯を対象にした温泉掘削については、上述2箇所以外にも同様な地質条件のところが存在し、検討対象になり得る。

## Ⅷ. 3 採石

本地域で碎石用の採石を行っているところはない。このことは、建設用等に用途の広い砂岩が、本地域北東部の交通条件の極めて悪い地域に分布しているためである。

砂利は、藤橋村鶴見の揖斐川沿いで（株）揖斐川砂利採集場が採掘を行っているのみである。

本地域の舟伏山ユニットには、緑色岩、赤色チャート、石灰岩が分布し、庭石に使われる場合がある。谷筋の石を採取した場合、谷が荒れて土石流などの災害につながる場合が考えられる。谷筋の採石には防災上の観点からの適切な対応が必要である。

## IX. 災害地質

(斎藤 眞)

### IX. 1 大規模崩壊と地質学的要因

本地域は地形が急峻であることと、山間部で雨が多いことから、これまでたびたび斜面崩壊や土石流などの地質災害に見まれてきた。特に本地域中部のナンノ谷では明治28年（1889年）8月5日に大崩壊が起こり、死者を出している。このナンノ谷の崩壊と、「能郷白山」地域南西部の根尾白谷、徳山白谷の大崩壊とともに越美の三大崩れと呼ばれ、建設省中部地方建設局越美山系砂防工事事務所の直轄事業として砂防工事が行われている。

#### ナンノ谷崩れ

明治28年（1889年）8月5日に起きたナンノ谷の崩壊は、7月下旬から降り続いた集中豪雨によって発生した。ナンノ谷の上部に崩落崖を作って、斜面が山頂直下から崩壊し1,530,000m<sup>3</sup>もの土砂が坂内川をせき止め、天然のダムを作った。このダムは1週間後に決壊し、死者4人、下流の家や田畑の流出を引き起こした。山内（1985）によれば、現在の坂内村川上、広瀬、坂本で坂内川が氾濫し、23戸が流出した。この大規模崩壊物についてはVI章で記述した。

集中豪雨によるとはいえ、このような大崩壊が起きた要因の地質学的な可能性の一つに、断層による斜面の弱体化が考えられる。山内（1986）は徳山白谷大崩壊地で斜面に高角の断層が発達して緑色岩が脆弱化し斜面崩壊に関与したと想像されると述べている。また、流れ盤であることも要因の一つに想像している。ナンノ谷では、流れ盤ではないが、崩落崖の下部を舟伏山ユニットと久瀬ユニットの境界をなす衝上断層が通過している。第19図に示すように、本地域西部では複数の断層群からなり、また、内部にも衝上断層が発達する（III章.9.1）。小嶋ほか（1999）は、浸食に弱いメランジユが標高の低いところにあり、比較的浸食に強い石灰岩－緑色岩複合岩体が標高の高いところにあることが、重力不安定をもたらす崩壊につながったと考えている。断層による斜面の弱体化と浸食に対する抵抗力の違いに起因する重力不安定の両者が複合して斜面崩壊を引き起こした可能性が高い。

#### 土蔵岳南東斜面

土蔵岳南東斜面の崩壊地の場合、崩壊している部分の構造的位置が、ナンノ谷と全く同じで舟伏山ユニットと久瀬ユニットとの境界に位置する。ナンノ谷と異なるのは、石灰岩が少ないことと、北西方向から延びてきた断層の末端部分に位置するという点である。この両者と小嶋ほか（1999）が考えているような差別浸食の相乗効果で斜面が弱体化して形成された可能性が高い。

## IX. 2 小扇状地及び緩斜面堆積物の形成と防災

小扇状地及び緩斜面堆積物は現在の沢沿いの傾斜の緩いところ、または沢が河川沿いの平坦地に出て傾斜が急に緩くなった所、急斜面下の緩斜面地に分布する。現在でも、豪雨時には土石流が小規模とはいえ小扇状地に堆積物を供給しているところが多い。沢沿いの緩斜面地でも同様である。平坦地の小扇状地には人家があることが多い（例えば横山周辺など）。こういった地域では、それを供給した谷近傍だけでなく、小扇状地堆積物の分布域が完新世以降に小扇状地を形成した土石流に見舞われたと考えると、適切に対応する必要がある。実際には、土石流を広げないような対策はとられていることが多いが、過去の土石流の例である小扇状地堆積物の分布を頭に入れておく必要はある。

## IX. 3 貝月山花崗岩分布地域の土砂流出

貝月山花崗岩は、谷沿いの削剥が進んでいるところを除いて全体に真砂化が進み、美濃帯堆積岩コンプレックスに比べて斜面の傾斜に対する抵抗性が乏しく、小規模の斜面崩壊が多数認められる。特に植生が乏しい場合には、斜面崩壊や浸食は激しい。また貝月山花崗岩の内部には断層破砕帯が発達し、断層とその周辺の節理の発達した部分は、差別浸食によって特に削剥されている。これらのために貝月山花崗岩の分布域では土砂流出が激しく、砂防ダムの建設などの対策がとられている。ただし揖斐川の河川勾配が小さく、隆起速度が美濃帯の他地域と比較してそれほど大きくないと考えられることは、土砂流出の観点では好条件である。土砂流出の対策には、近隣の家屋・農地などの財産の保全を図るという直接的な観点からの対策は当然必要であり、下流域での河床の上昇を押さえることにもつながるが、自然環境の保全という観点から、砂浜の減少などとの兼ね合いについても検討されるべきであろう。

## 文 献

- Adachi, M. (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.23/24, p.13 - 55.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p.173 - 174.
- Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E. (1985) Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In Snelling N. J. ed. *The Chronology of the Geological Record, Geol. Soc. Mem.*, no.10, p.315-325.
- 福井県 (1985) 土地分類基本調査「敦賀・竹生島」, 39p.
- 福井県 (1986) 土地分類基本調査「竹波・今庄」, 44p.
- 福井県 (1988) 土地分類基本調査「冠山・横山」, 35p.
- 岐阜県 (1981) 岐阜県地質産図及び概説 (第2刷), 120p, 岐阜県.
- 岐阜県 (1983) 土地分類基本調査「大垣」, 51p.
- 岐阜県 (1995) 土地分類基本調査「横山」, 30p.
- 岐阜県 (1998) 土地分類基本調査「冠山・能郷白山」, 印刷中.
- Hattoii I. (1976) Lithology and Markov analysis of the Paleozoic strata in the Fujibashi area, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.82, p.19 - 33.
- 服部 勇 (1978) 内帯古生層地域に分布する緑色岩類中に認められる沸石相および低変成相の広域的分帯の地質学的意義. 岩鉱, vol.73, p.222 - 230.
- 服部 勇 (1979) 美濃帯西部の緑色岩類中に認められる岩石組織の地域的变化. 地質雑, vol.85, p.177 - 185.
- 服部 勇・吉村美由紀 (1982) 福井県南条産地における主要岩相分布と放散虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no.5, p.103 - 116.
- 畠中武文 (1959) 土倉鉱山の探査現況. 日本鉱業会誌, vol.75, p.728 - 729.
- 畠中武文 (1965) 滋賀県土倉鉱山の鉱床と構造規制. 地質雑, vol.71, p.458 - 468.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久 (1979) 近江盆地の地形. "総合学術報告 滋賀県の自然", 滋賀県自然保護財団, p.1 - 80.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic to Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol.65, p.15 - 71.
- 石賀裕明 (1983) "丹波層群"を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol.89, p.443 - 454.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project No.224, Osaka, p.285 - 295.
- Ishiga, H. (1991) Description of a new *Follicucullus* species from Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, vol.25, p.107 - 118.
- 磯見 博 (1955a) 5萬分の1地質図幅「大垣」及び同説明書. 地質調査所, 30p.

- 磯見 博 (1955b) 福井縣日野川上流地域の石炭紀層および二疊紀層とその紡錘虫化石. 地調月報, vol. 6, p. 19 - 21.
- 磯見 博 (1956) 5萬分の1地質図幅「近江長浜」及び同説明書. 地質調査所, 57p. (説明書の出版は1956年, 地質図幅の出版は1957年)
- 梶田澄雄 (1963) 揖斐川上流地域の地質. 岐阜大学芸研報 (自然科学), vol. 3, p. 192 - 200.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 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 (5萬分の1地質図幅), 地質調査所, 82p+付録40p.
- 河合正虎 (1956) 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動一第1報 (荒島岳南方山地の地質学的研究)一, 地質雑, vol. 62, p. 559 - 573.
- 河合正虎 (1964) 5萬分の1地質図幅「根尾」及び同説明書. 地質調査所, 78p.
- 河合正虎・平山 健・山田直利 (1957) 5萬分の1地質図幅「荒島岳」及び同説明書. 地質調査所, 123p.
- 河合政治・加藤良治・西尾公平・広江晃久・正木建樹・高橋範光・安福寛・高橋喜芳・加納明彦・鹿野勘次・伊藤一夫・山元敏治・尾田孝夫・織田展吉・安藤敏迫 (1970) 貝月山花崗岩体について. *Magma*, no. 21 - 22, p. 18 - 19.
- 経済企画庁 (1968) 土地分類基本調査「長浜」, 71p.
- Kimura, K and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145 - 161.
- 木村克己・貴治康夫 (1993) 美濃-丹波帯に貫入する高マグネシア安山岩および玄武岩シートのK-Ar年代. 地質雑, vol. 99, p. 205 - 208.
- 小林伸治・沢田順弘 (1998) 隠岐島後における末期中新世隠岐アルカリ火山岩類の成因. 岩鉱, vol. 93, p. 162 - 181.
- 小林祐哉 (1998) 美濃帯根尾一和泉地域の左門岳ユニットから産出したトリアス紀およびジュラ紀の放射虫化石群集. 信州大理紀要, vol. 33, p. 27 - 63.
- 小林祐哉・大塚 勉 (1997) 美濃帯北部根尾一和泉地域における左門岳ユニットの地質構造. 構造地質, no. 42, p. 77 - 86.
- Koike, T., Igo, H., Takizawa, S. and Kinoshita, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese islands by the conodont biostratigraphy, Part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 165 - 168.
- Kojima, S. and Saito, M. (2000) Triassic and Jurassic radiolarians from the Tokuyama area, Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51, in press.
- 小嶋 智・西岡 勲・矢入憲二 (1999) 付加構造に起因する大規模斜面崩壊: 美濃帯南部の根尾白谷を中心として. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, p. 313.
- 国土地理院 (1987) 日本の地殻水平歪1985年-1883年. 国土地理院技術資料F・1-NO. 6, 133p.
- 国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪 II. 1994-1883. 国土地理院技術資料F・1-NO. 10.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓 (1999) 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告 (5萬分の1地質図幅), 地質調査所, 73p.

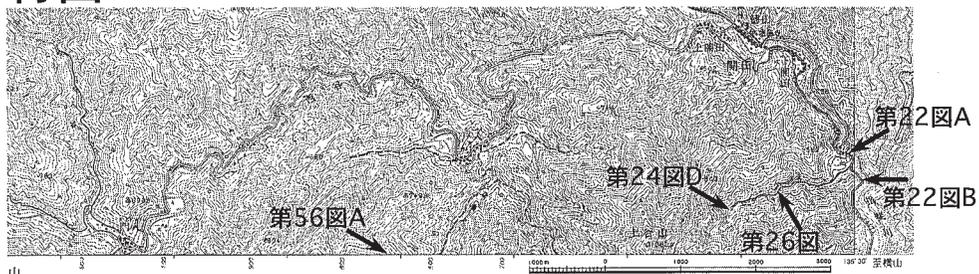
- Kuwahara, K. , Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)* , vol. 52, p. 391 - 404.
- 前田四郎 (1957) 福井・岐阜県境地域の手取層群の層序と構造. 地質雑, vol. 63, p. 225 - 237.
- 松田時彦 (1974) 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所速報, vol. 13, p. 85 - 126.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, vol. 10, p. 475 - 499.
- 松岡 篤 (1989) ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵ーチャート・碎屑岩シークエンスー. 構造地質, no. 34, p. 135 - 144.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *Island Arc*, vol. 2, p. 41 - 49.
- 宮村 学 (1965) 岐阜県揖斐郡横山地区の古生層について. 地質雑, vol. 71, p. 5 - 17.
- Miyamura, M. (1967) Stratigraphy and geological structure of the Permian formations of Mt. Ibuki and its vicinity, central Japan. *Geol. Surv. Japan Report*, no. 224, 41p.
- 水谷伸治郎・小井土由光 (1992) 金山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- Nakae, S. (1993) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.* , vol. 36, p. 15 - 70.
- 中江 訓・吉岡敏和 (1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 日本鉱業協会 (1965) 土倉鉱山. 日本の鉱床総覧 (上巻), p. 379 - 383.
- 西田一彦 (1962) 福井県南条山地の地質. 地学研究, vol. 13, p. 40 - 46.
- 西田 誠・足立 守・近藤直門 (1974) 犬山北方域のいわゆる古生層より産出した材化石と地質学的意義. 植物研究会誌, vol. 49, p. 265 - 272.
- 尾原信彦 (1957) 岐阜県揖斐川上流電源開発土地質調査報告. 地調月報, vol. 8, p. 649 - 658.
- 大塚寅雄・佐々木政次・高田康秀・朽名重治 (1958) 岐阜県揖斐郡春日村北伊吹鉱山. 珪石. 長石. 調査報告. 地下資源調査報告書, (6), p. 13 - 15, 岐阜県.
- 大塚寅雄・竹島敏正・森下保広・田村芳雄 (1952) 揖斐那花房地区地下資源調査報告書. 地下資源調査報告書, no. 1, p. 9 - 22, 岐阜県.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.* , vol. 31, p. 63 - 122.
- 大築洋之助・清野信雄 (1919) 20万分の1敦賀図幅及び同説明書. 地質調査所, 191p.
- Ozaki, K. (1968) Problematical fossils from the Permian limestone of Akasaka, Gifu Prefecture. *Sci. Rept., Yokohama National Univ.* , no. 14, p. 27 - 34.
- Pessagno, E. A. , Jr. and Blome, C. D. (1980) Upper Triassic and Jurassic *Pantaneliinae* from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleont.* , vol. 26, p. 225 - 273.
- Raymond, L. A. (1984) Classification of melanges. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, no. 198, p. 7 - 20.
- 斎藤 眞 (1989) 美濃帯西部岐阜県谷汲村地域のジュラ紀メラレンジェ. 地質雑, vol. 95, p. 579 - 594.

- 斎藤 眞 (1993) 美濃帯西部久瀬地域のジュラ紀メランジの形成と“砥石型”頁岩. 地調月報, vol. 44, p. 571 - 596.
- 斎藤 眞 (1997) 日本のジュラ紀付加コンプレックス研究の進展. 地質ニュース, no. 514, p. 14 - 22.
- 斎藤 眞・塚本 斉 (1993) チャート角礫岩-美濃帯中部, 七宗-武儀地域における産状と放散虫化石. 地質雑, vol. 99, p. 117 - 133.
- Sato, T. (1974) A Jurassic ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 96, p. 427 - 432.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, vol. 99, p. 975 - 990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, vol. 100, p. 217 - 233.
- 滋賀県 (1988) 土地分類基本調査「竹生島」, 64p.
- 滋賀県 (1992) 土地分類基本調査「今庄・冠山・敦賀・横山」, 77p.
- 滋賀自然環境研究会地形地質調査部 (1979) 滋賀県の自然 分冊 地形地質編並びに10万分の1滋賀県地質図. 滋賀県自然保護財団, 541p.
- 杉井完治・沢田順弘 (1999) 琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体. 島根大学地球資源環境学研報, no. 18, p. 69 - 84.
- Sugiyama, K. (1997) Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 24, p. 79 - 193.
- 杉山雄一・栗田泰夫・吉岡敏和 (1994) 柳ヶ瀬—養老活断層系ストリップマップ. 地質調査所.
- 鈴木和博 (1974) 岐阜県揖斐郡春日村地域の諸家花崗岩体についてG. D. P. II-1- (3) , II-2- (3) 「マグマ発生の時間的空間的分布」連絡誌, no. 2, p. 25 - 30.
- 鈴木和博 (1975) 岐阜県春日村の接触変成帯に発達する特異な交代変成岩と脈について. 地質雑, vol. 81, p. 487 - 504
- Suzuki, K. (1977) Local equilibrium during the contact metamorphism of siliceous dolomites in Kasuga-mura, Gifu-ken, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, p. 79 - 89.
- Suzuki, K. and Shiraki, K. (1980) Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan, and their on possible mantle origin andesite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 71, p. 313 - 322.
- 立花直子・岡田博有・佐野弘好 (1992) 美濃帯ジュラ紀碎屑岩の堆積層と砂岩組成および堆積環境. 地質学論集, no. 38, p. 121 - 134.
- Taira, A., Katto, J. Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K. (1988) The Shimanto Belt in Shikoku, Japan— Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geol.*, vol. 12, p. 5 - 46.
- Toriyama, R. (1967) The Fusulinacean Zones of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.* vol. 18, p. 35-260.
- 塚野善蔵・伊藤政昭 (1965) 敦賀市東部山地の古生層について. 福井大学芸紀要, II (自然科学), no. 14,

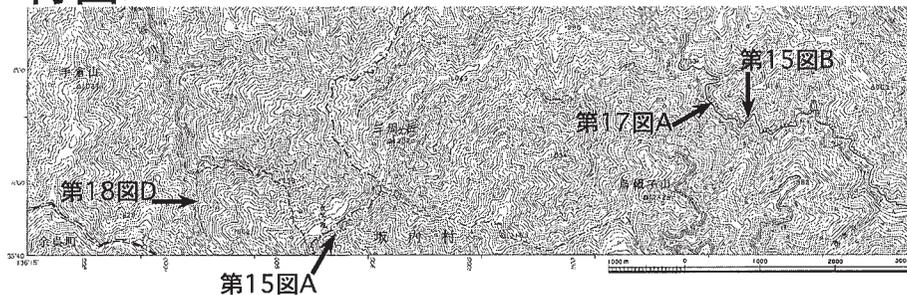
p. 101 - 116.

- 塚野善藏・伊藤政昭（1967）福井，滋賀県境の古生層について（予報）．福井大学芸紀要，II（自然科学），no. 17, p. 81 - 91
- 植村善博（1987）3.（6）近江盆地．日本の地質6「近畿地方」，p. 164 - 165.
- 脇田浩二（1984）八幡地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，89p.
- 脇田浩二（1985）美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向．地球科学，vol. 39, p. 18 - 30.
- Wakita, K.（1988a）Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 367 - 421.
- Wakita, K.（1988b）Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 675 - 757.
- 脇田浩二（1991）谷汲地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，53p.
- 脇田浩二（1995）美濃地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，36p.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒沢正夫（1992）20万分の1地質図幅「岐阜」．地質調査所．
- 脇田浩二・小井土由光（1994）下呂地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，79p.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W.（1977）Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, vol. 43, p. 7 - 22.
- 山本博文（1985）根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層．地質雑，vol. 91, p. 353 - 369.
- 山内 修（1985）ナンノ崩壊．新砂防，vol. 38, no. 4, p. 33 - 34.
- 山内 修（1986）徳山白谷大崩壊．新砂防，vol. 39, no. 4, p. 32 - 34.
- Yao, A.（1982）Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 25, p. 53 - 70.
- Yao, A., Matsuda, T. and Isozaki, Y.（1980）Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 53 - 70.
- 吉田史郎・脇田浩二（1999）岐阜地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，71p.

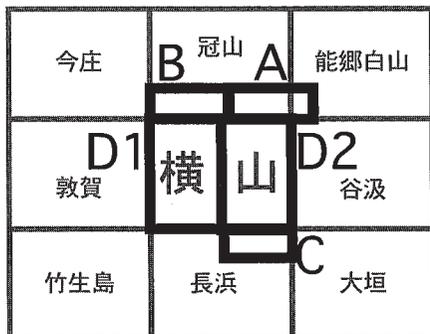
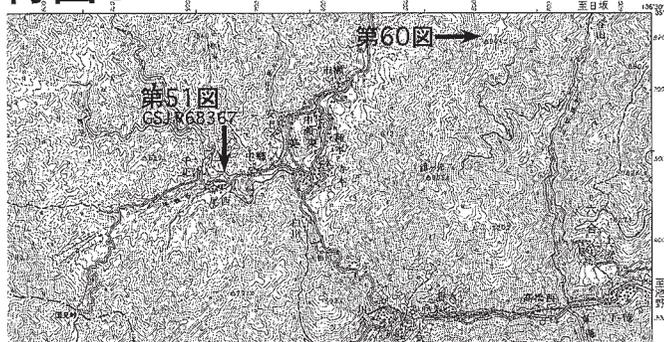
# 付図A



# 付図B



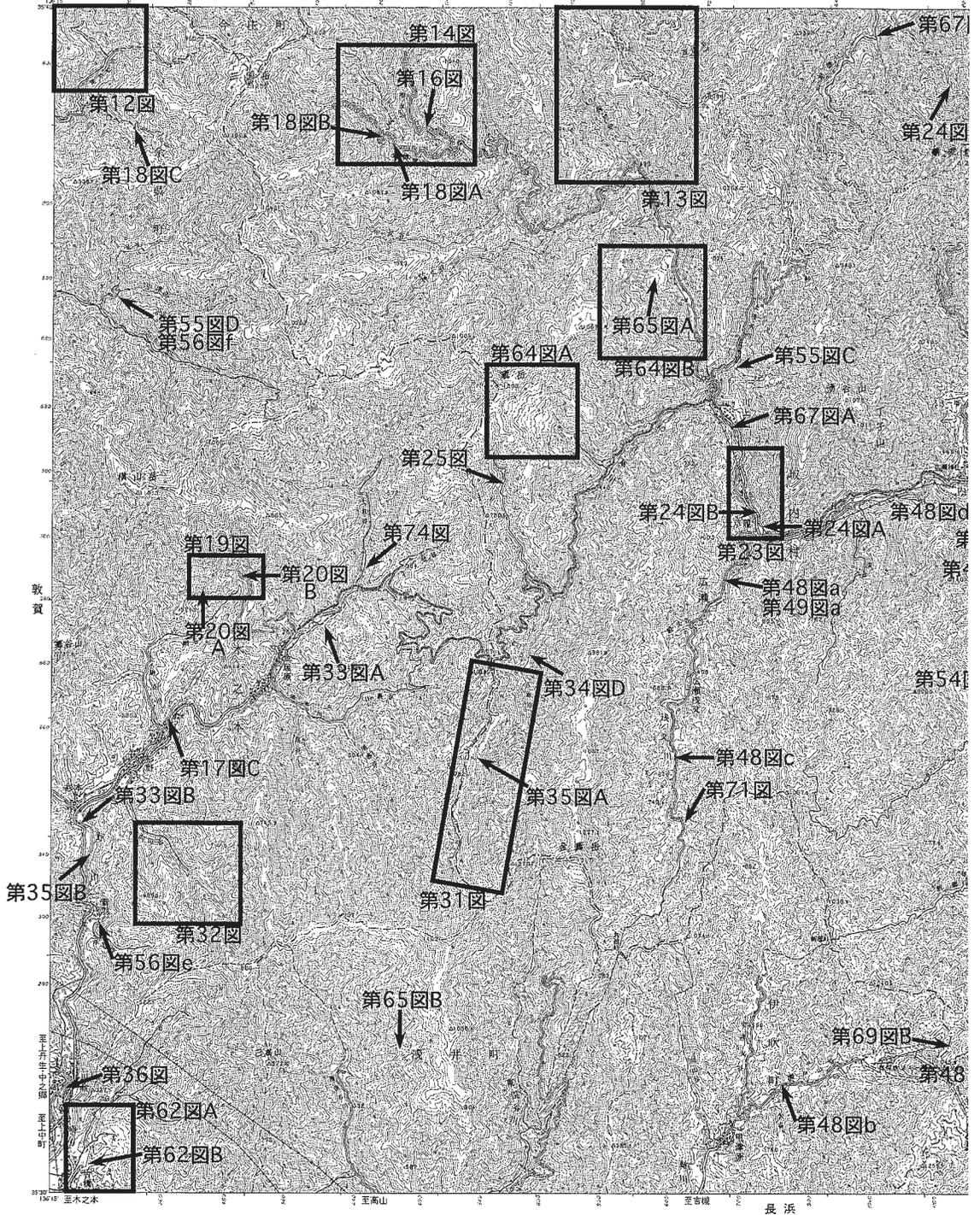
# 付図C



5万分の1地形図での付図の位置

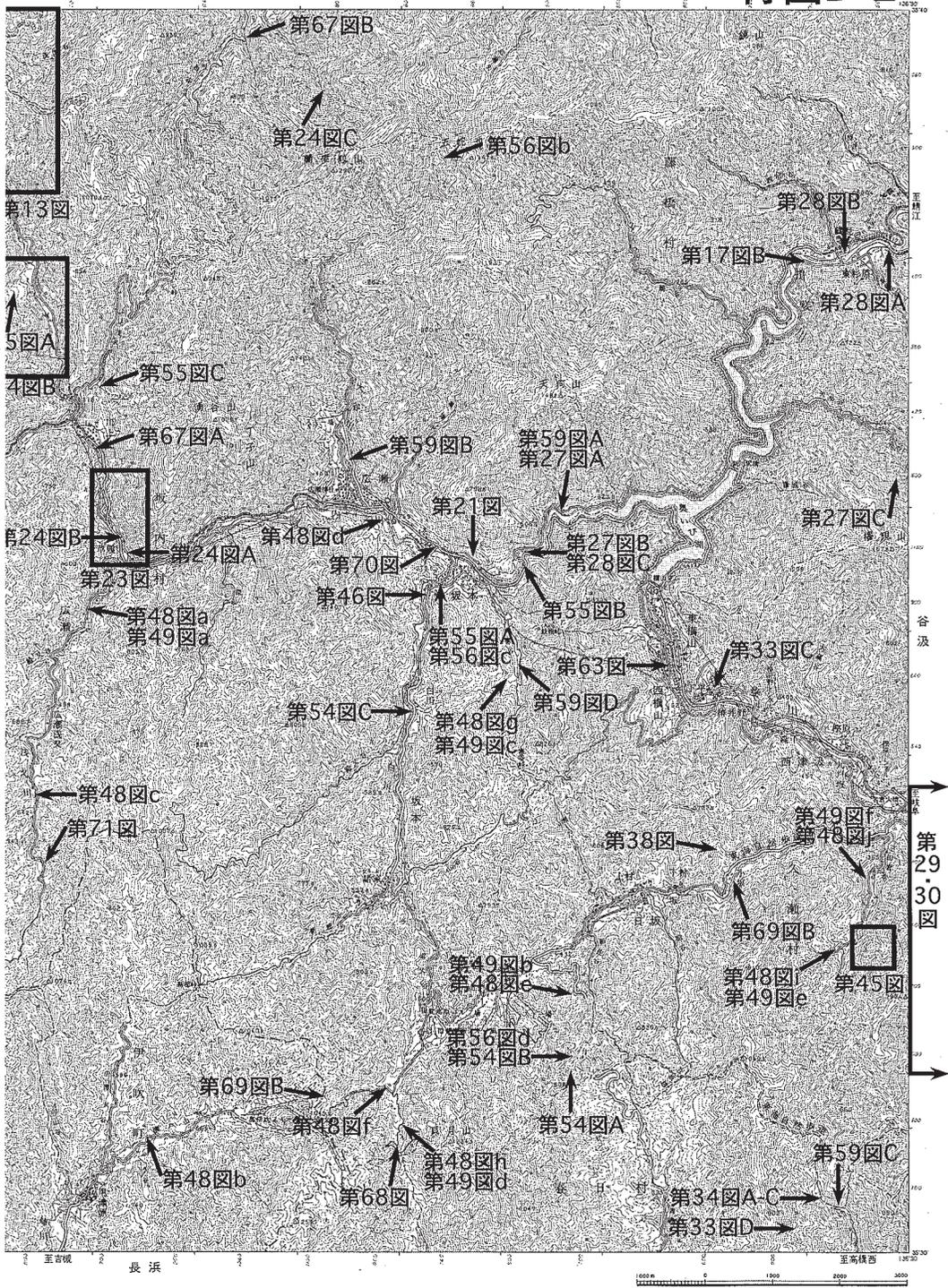
付図 ルートマップ・露頭・試料採集地点位置図  
各付図について、左に示す国土地理院発行の5万  
分の1地形図を使用した。

# 付図D-1



付図 ルートマップ・露頭・試料採集地点位置図（続き）

# 付図D-2



# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

**Kanazawa (10) No.80**



## GEOLOGY

OF THE

## YOKOYAMA DISTRICT

By

Makoto SAITO and Yoshihiro SAWADA

(Written in 1999)

### (ABSTRACT)

The Yokoyama district is situated in the western part of Gifu Prefecture and the northeastern part of Shiga Prefecture, central Japan. The district is underlain by the Jurassic Mino sedimentary complex, the Cretaceous Kaizukiyama Granite and Quaternary deposits.

Figures 1 and 2 show a summary of the geology, and the tectonic division of the Yokoyama district, respectively.

#### **Mino sedimentary complex**

The Mino sedimentary complex originated from an accretionary complex in Jurassic to earliest Cretaceous time. It is exposed in the main part of the district. The sedimentary complex in the district is divided by thrust faults into four units; Kashimagari, Samondake, Funafuseyama and Kuze Units, in ascending order from northwest to south. The Kashimagari, Funafuseyama and Kuze Units are characterized by a melange, whereas the Samondake Unit is characterized by a coherent facies. The bedding planes and scaly cleavages of the complex usually dip steeply, whereas the thrust faults of unit boundaries dip gently.

The sedimentary complex in the district is folded into a synform which trends NW-SE and plunges northwest, and mainly occupies the southwestern limbs with an E-W strike. The Kuze Unit

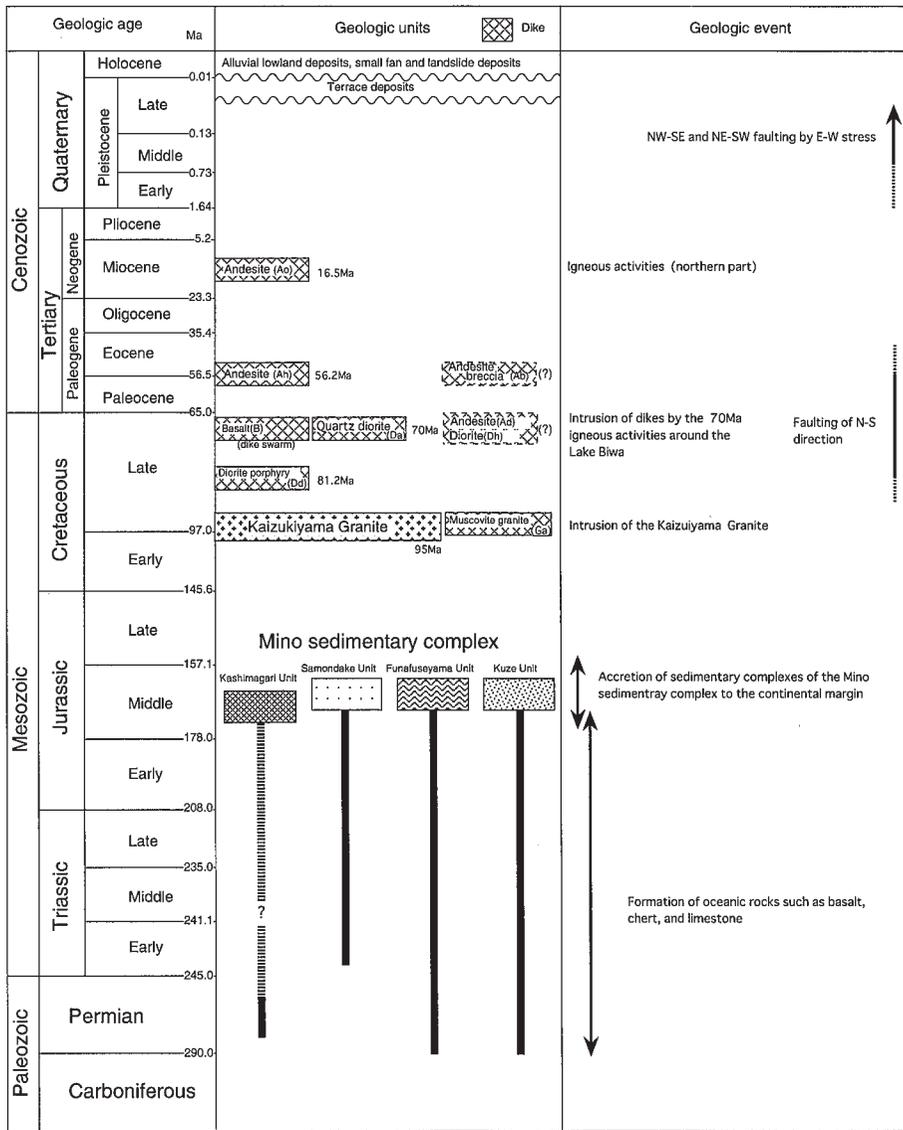


Fig.1 Summary of the geology in the Yokoyama district.

in the southwestern part has several E-W trending folds plunging to the west gently.

The Kashimagari Unit occupies a small area of the northwestern margin in the district. It is characterized by a melange composed of basaltic rocks, chert and clastic rocks. No radiolarians are obtained from the unit. The Kashimagari Unit is thought to be thrust over the Samondake Unit.

The Samondake Unit consists of coarse sandstone, mudstone, bedded siliceous mudstone, and bedded chert. The unit divided into two lithologic facies, such as coherent facies and a minor amount of melange. The coherent facies are characterized by chert-clastic complex composed of thick coarse sandstone rich in mudstone fragments and thick chert suits. The melange is composed of

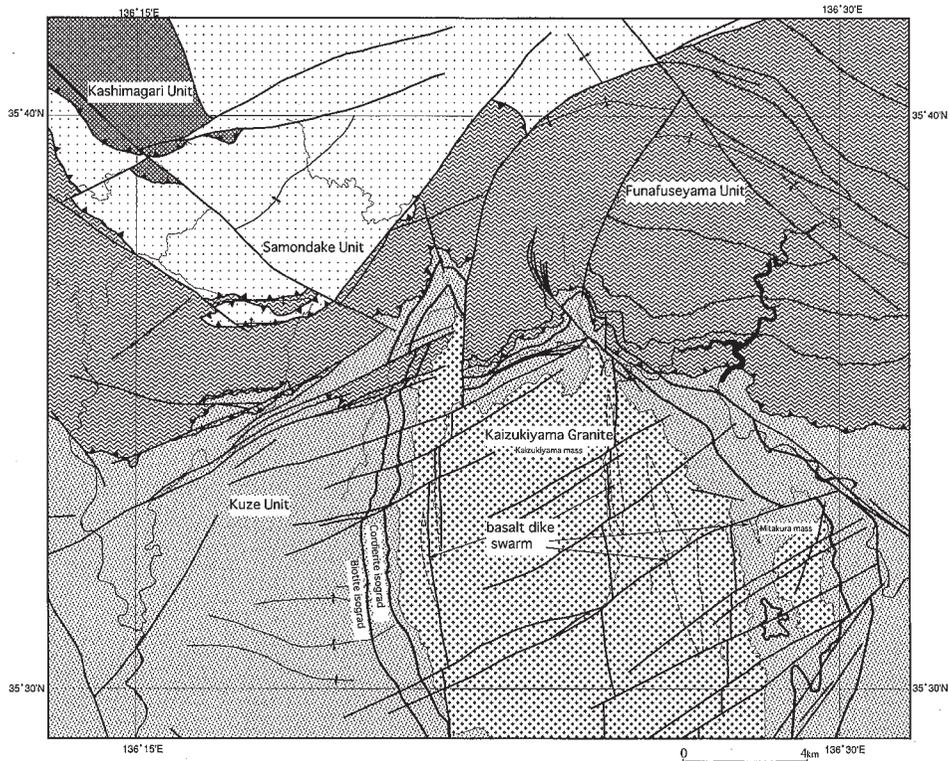


Fig.2 Tectonic division of the Yokoyama district.

chert and clastic rocks. Many radiolarians were obtained from the mudstone, siliceous mudstone and chert samples. Radiolarians from the mudstone indicate late Middle Jurassic time, whereas radiolarians from siliceous mudstone indicate a slightly older age, i.e. early Middle Jurassic time. The Samondake Unit is thrust over the Funafuseyama Unit.

The Funafuseyama Unit is characterized by a melange rich in basaltic rocks. It consists of basaltic rocks, limestone, chert, siliceous mudstone and sandstone. Many radiolarians were obtained from the mudstone, siliceous mudstone and chert samples. Radiolarians from the mudstones indicate Middle Jurassic time. While radiolarians from the cherts indicate Permian and Triassic times. The Funafuseyama Unit is thrust over the Kuze Unit.

The Kuze Unit is characterized by a melange rich in mudstone. The melange consists of mudstone, sandstone, chert and olistostrome, with limestone and a small amount of basaltic rocks. Many radiolarians were obtained from the mudstone, siliceous mudstone and chert samples. Radiolarians from mudstones and siliceous mudstones indicate Middle Jurassic time.

The sedimentary complex of the Mino-Tamba Terrane is roughly divided into the Type I and Type II suites (Ishiga, 1983; Imoto, 1984). The latter is rich in basaltic rocks, and apparently thrust over the former. The ages of the clastic rocks of Type I suite are younger than the ages of the latter. The Kashimagari, Samondake and Funafuseyama Units in the district belong to Type II suite. Whereas the Kuze Unit tectonically occupies the upper part of the Type I suite, and the age of the

unit is same as Type II suite. The lithology contains basaltic rocks similar to Type II suite. In addition the Kuze Unit does not exist any more. The Kuze Unit is an intermediate class of Type I and Type II suites.

### **Kaizukiyama Granite**

The Kaizukiyama Granite was intruded into the Jurassic Mino sedimentary complex, and is distributed in the Kaizukiyama and Mitakura areas. The former outcrops over an area of approximately 120 km<sup>2</sup>, (14 km N-S, 11.5 km E-W), while the latter is a small 4 × 1.5 km body. The boundary between the Kaizukiyama mass and surrounding rocks generally dips gently, at less than 30°. The sedimentary complex occurs as a roof between the Kaizukiyama and Mitakura masses.

The Kaizukiyama mass consists mainly of equigranular coarse-grained hornblende-bearing biotite granite to granodiorite with associated porphyritic hornblende-bearing biotite granite-granodiorite, medium-grained muscovite granite, and granite porphyry. The Mitakura mass consists of coarse-grained and partly medium-grained muscovite-bearing biotite granite and medium-grained biotite-bearing muscovite granite.

Equigranular hornblende-bearing biotite granite - granodiorite from both the Kaizukiyama and Mitakura masses consist mainly of plagioclase, K-feldspar and quartz with subordinate biotite and hornblende, and accessory opaque minerals, apatite, zircon, sphene, monazite, allanite and tourmaline. Porphyritic hornblende-bearing biotite granite - granodiorite have the same mineralogy, but contain K-feldspar megacrysts up to 7 cm in length. Medium-grained muscovite granite occurs in the central part of the Kaizukiyama mass as schlieren less than a few tens of meters in width, and consists mainly of plagioclase, K-feldspar, quartz and muscovite, with accessory biotite, garnet, opaque minerals, apatite, zircon and monazite. Muscovite granite in the Mitakura mass outcrops near the northern contact with the Jurassic system. This granite is medium-grained and equigranular, and consists mainly of plagioclase, K-feldspar, quartz and muscovite with accessory biotite (mostly altered to chlorite), hornblende, garnet, opaque minerals, apatite and zircon.

Coarse grained hornblende-bearing biotite granite from the Kaizukiyama mass yields a biotite K-Ar age of 98.8 ± 4.9 Ma. Biotite and muscovite K-Ar ages from medium grained hornblende-bearing biotite granite and medium grained hornblende and biotite-bearing muscovite granite from the Mitakura mass are 94.6 ± 4.7 Ma and 95.9 ± 4.8 Ma, respectively.

### **Dikes**

Several types of dikes ranging from a few tens cm to several m wide were intruded into the Jurassic Mino-Tamba accretionary complex and the Kaizukiyama granitic mass. Based on geology and K-Ar ages, the dikes are divided into the same stage as the Kaizukiyama Granite (ca. 95 Ma), (1) 1st stage (ca. 81 Ma), (2) 2nd stage (ca. 70 Ma), (3) 3rd stage (ca. 56 Ma), (4) 4th stage (ca. 17 Ma) and (5) undifferentiated.

(1) Stage 1 dikes are represented by hornblende diorite porphyry. Two samples from different areas gave K-Ar whole rock ages of 81.4 ± 4.1 Ma and 81.2 ± 4.1 Ma.

(2) Stage 2 dikes are made of pyroxene-hornblende quartz diorite, quartz diorite porphyry and olivine basalt. Pyroxene-hornblende quartz diorite has a K-Ar hornblende age of 69.5 ± 3.5 Ma, whereas K-Ar groundmass ages of olivine basalt are 70.1 ± 3.5 Ma and 68.5 ± 3.4 Ma. Some olivine basalts occur as dike swarm trending NNW-SSE.

(3) A stage 3 dike is clinopyroxene basaltic andesite dike. K-Ar groundmass age of the

clinopyroxene basaltic andesite is  $56.2 \pm 2.8$  Ma.

(4) Porphyritic hornblende-pyroxene andesite dikes represent stage 4. K-Ar groundmass age of the hornblende-pyroxene basaltic andesite is  $16.5 \pm 0.8$  Ma.

(5) Undifferentiated dike rocks are olivine-orthopyroxene basaltic andesite, olivine-clinopyroxene andesite and hornblende andesite.

### **Contact metamorphism**

The intrusion of Kaizukiyama Granite formed a thermal aureole. The cordierite isograd is 200m wide. As the contact of granite and sedimentary complex is gentle or horizontal, the appearance of thermal aureole is wide.

### **Quaternary**

Quaternary deposits consist of Late Pleistocene to Holocene sediments. The Late Pleistocene deposits are Middle terrace deposits. Lower terrace deposits are thought to be Late Pleistocene to Holocene age. The Holocene deposits are landslide, small fan and alluvial lowland deposits.

Middle terrace deposits are distributed in the southern part of the district. Lower terrace, small fan and alluvial lowland deposits are distributed along the present-day rivers and streams. Landslide deposits are distributed around Mt. Tsuchikuradake and southwest of Mt. Kanakusodake. The former is deposited below the large landslide scar, the latter is distributed on gentle slopes parallel to the bedding plane or scaly cleavage.

### **Geological structure**

The two stages of geological structure are distinguished from the post-intrusion of the Kaizukiyama Granite. In the first stage, several N-S dextral faults were formed. The Kawakami Fault has 3 km right lateral slip. Basalt dike swarms in the N-S direction (70 Ma) intruded under the same stress. In the second stage, many strike slip faults in the NW-SE and NE-SW direction were formed under the E-W stress that is still present.

### **Economic geology**

There are no working mines and quarries in the Yokoyama district. Cupriferous iron sulfide ore deposits embedded in the Funafuseyama Unit were mined at the Tsuchikura Mine southwest of Mt. Tsuchikuradake.

There are two hot springs in the Yokoyama district, which were drilled at the NE-SW faults in and around the Kaizukiyama Granite.

文献引用例

齋藤 眞・沢田順弘 (2000) 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅),  
地質調査所, 126p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Saito, M. and Sawada, Y. (2000) *Geology of the Yokoyama district*. With Geological  
Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 126p. (in Japanese with English abstract 5p.).

---

---

平成 12 年 2 月 15 日 印 刷

平成 12 年 2 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 黒川 襄

印 刷 所 朝日印刷株式会社

茨城県真壁郡協和町向川澄82-1

---

---

© 2000 Geological Survey of Japan