

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢(10)第83号

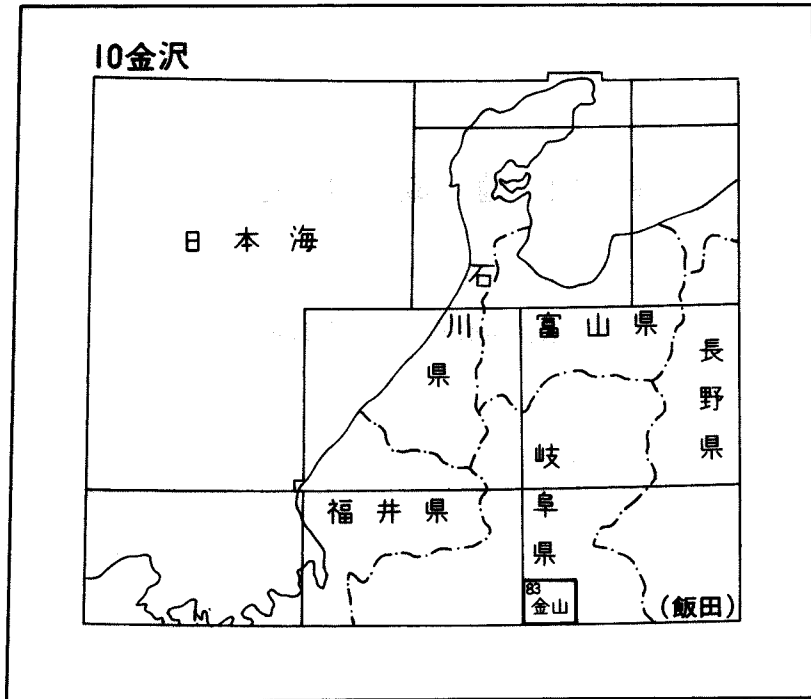
金山地域の地質

水谷伸治郎・小井土由光

平成4年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(水谷伸治郎)	1
II. 地質概説	(水谷伸治郎・小井土由光)	6
III. 美濃帯の中・古生界	(水谷伸治郎)	9
III. 1 研究史		9
III. 2 概要		14
III. 3 古生界(異地性岩体)		15
III. 3. 1 概要		15
III. 3. 2 チャート		15
III. 3. 3 石灰岩		16
III. 3. 4 緑色岩		19
III. 4. 中生界		19
III. 4. 1 概要		19
III. 4. 2 チャート及び珪質粘土岩		20
III. 4. 3 石灰岩及び石灰岩チャート互層		28
III. 4. 4 珪質頁岩		29
III. 4. 5 砂岩及び頁岩		30
III. 4. 6 礫岩		40
III. 4. 7 頁岩優勢メランジェ		44
III. 5 中・古生層生層序		47
III. 6 地質構造とその形成史		49
IV. ひん岩	(水谷伸治郎)	53
V. 河岐トータル岩	(小井土由光)	54
VI. 濃飛流紋岩及び関連する貫入岩類	(小井土由光)	57
VI. 1. 研究史		57
VI. 1. 1 活動ステージ区分と火山シークエンス		57
VI. 1. 2 本図幅地域における研究		58
VI. 2 概説		59
VI. 2. 1 濃飛流紋岩		59
VI. 2. 2 花崗斑岩類		62
VI. 3 シークエンスⅡ・Ⅲの火山岩類		62
VI. 3. 1 久室溶結凝灰岩層		63
VI. 3. 2 赤河溶結凝灰岩層		63
VI. 3. 3 夕森山-金山溶結凝灰岩層		67

VI. 4	シークエンスⅣの火山岩類	71
VI. 4. 1	飛騨川層	71
VI. 4. 2	田島火道角礫岩	75
VI. 4. 3	高樽溶結凝灰岩層	79
VI. 5	貫入岩類	79
VI. 5. 1	花崗閃緑斑岩	80
VI. 5. 2	下油井花崗閃緑斑岩	81
VI. 5. 3	貝洞花崗閃緑斑岩	82
VI. 5. 4	花崗斑岩	83
VI. 6	地質構造	84
VII.	八百津花崗岩 (小井土由光)	85
VIII.	接触変成岩 (水谷伸治郎)	87
IX.	新生界 (水谷伸治郎)	88
IX. 1	第三系	88
IX. 1. 1	蜂屋層	88
IX. 1. 2	久田見層	89
IX. 2	第四系	90
IX. 2. 1	河成堆積物	91
IX. 2. 2	段丘堆積物及び沖積層	91
X.	応用地質 (水谷伸治郎・小井土由光)	92
X. 1	金属鉱床	92
X. 2	非金属鉱床	93
X. 3	自然災害	93
	文献	94
	Abstract	103

図・表目次

第1図	金山図幅地域の接峰面図(その1)	3
第2図	金山図幅地域の接峰面図(その2)	3
第3図	金山図幅地域の接谷面図	4
第4図	金山図幅地域の山地の地形	5
第5図	飛騨川がつくる浸食地形	5
第6図	金山図幅地域周辺の地質概略図	8
第7図	金山図幅地域の中・古生界の岩相と時代を示す模式的柱状図	15
第8図	岐阜県武儀郡多々羅の石灰岩とそれに挟まれる石炭層	18

第9図	層状チャートの層内褶曲	21
第10図	厚いチャート層の内部に見られる層間褶曲	21
第11図	層状チャート層のチャート層中に挟在する碎屑物薄層	22
第12図	加茂郡七宗町飛水峡に露出する三疊紀後期 - ジュラ紀前期のチャートとそこから得られた放散虫化石	26
第13図	加茂郡七宗町飛水峡付近の地質図	27
第14図	チャート石灰岩互層	29
第15図	加茂郡七宗町上麻生付近の美濃帯中・古生層の柱状図	32
第16図	砂岩頁岩互層	33
第17図	タービダイトの砂岩層の底面にあるグループキャスト	33
第18図	頁岩の破片を含んだ砂岩	34
第19図	粗粒砂岩中に含まれるオーソコーツァイトの碎屑粒子	35
第20図	砂岩に含まれる碎屑性石英粒子	36
第21図	砂岩に含まれる斜長石粒子の双晶型とその相対頻度を示す三角図	38
第22図	砂岩に含まれる碎屑性斜長石	38
第23図	砂岩に含まれる碎屑性斜長石	39
第24図	和田野礫岩相の等層厚線図	41
第25図	上麻生礫岩の露頭	42
第26図	益田郡金山町室洞付近のルートマップ	45
第27図	金山図幅地域と下呂図幅地域の中・古生層の岩相の特徴を示す地質概略図	46
第28図	上麻生ユニットと金山ユニットとの関係を示す地質概念図	46
第29図	加茂郡七宗町上麻生付近の中生層の模式的地質柱状図	48
第30図	チャートをほとんど垂直に貫くひん岩の岩脈	54
第31図	河岐トータル岩中のアブライト脈	55
第32図	飛騨岩体南半部における各シークエンスごとの分布概略図	60
第33図	濃飛流紋岩のモード組成	64
第34図	加茂郡白川町古田付近におけるルートマップ	65
第35図	濃飛流紋岩のシークエンスIIにおいて推定されるコールドロンの輪郭	68
第36図	金山図幅周辺地域で推定されるシークエンスIIIにかかわるコールドロンの輪郭	71
第37図	飛騨川層中の凝灰質礫岩	72
第38図	飛騨川層中の細粒成層凝灰岩	73
第39図	金山図幅周辺地域で推定されているシークエンスIVにかかわるコールドロンの輪郭	74
第40図	七宗ダム下流域における田島火道角礫岩の分布詳細図	76
第41図	田島火道角礫岩	77
第42図	田島火道角礫岩に見られる不定形の礫	77
第43図	田島火道角礫岩において、基質の凝灰岩により分割され始めた状態の礫	78

第 44 図	濃飛流紋岩に伴われる貫入岩類のモード組成	80
第 45 図	下油井花崗閃緑斑岩にみられる流理構造	81
第 46 図	八百津花崗岩及び河岐トータル岩のモード組成	86
第 47 図	蜂屋層の礫岩と砂岩	89
第 48 図	久田見層の崖面露頭	90
第 49 図	礫層とそれに挟まれるレンズ状の砂層	91
第 50 図	金山図幅地域のマンガン鉱床	92
第 1 表	金山図幅地域の地質総括表	7
第 2 表	金山図幅地域に産出する紡錘虫	17
第 3 表	本邦の中・古生界における放散虫化石群集帯	23
第 4 表	金山図幅地域に産出するコノドント	24
第 5 表	金山図幅地域南部産の三疊紀放散虫化石	25
第 6 表	加茂郡七宗町飛水峡付近の珪質頁岩に産出する放散虫化石	31
第 7 表	金山図幅地域の砂岩の粒度と鉱物組成	36
第 8 表	砂岩中に含まれる斜長石の双晶型とその組成	37
第 9 表	上麻生礫岩中の礫の同位体年代	43
第 10 表	中・古生層の褶曲構造の幾何学的形態	50
第 11 表	金山図幅地域における後期白亜紀 - 古第三紀火成岩類の放射年代	55
第 12 表	河岐トータル岩の化学組成	56
第 13 表	金山図幅地域における従来の濃飛流紋岩の層序比較	59
第 14 表	濃飛流紋岩の標準層序と金山図幅地域における層序区分	61
第 15 表	金山図幅地域における濃飛流紋岩の岩相一覧(主岩相のみ)	61
第 16 表	金山図幅地域における濃飛流紋岩及び花崗斑岩類の化学組成	70
Table 1	Summary of the geology of the Kanayama district	104

金山地域の地質

水谷伸治郎*・小井土由光**

本地域の地質図幅の作成は、平成元年度から平成 3 年度にかけて、特定地質図幅の研究として実施されたものである。地質調査は、図幅の中央部から西にかけて、おもに美濃帯中・古生層が分布する地域を水谷が、東部のおもに濃飛流紋岩が分布する地域を小井土がそれぞれ担当した。地質図をまとめるに当たって、美濃帯中・古生層の分布については岐阜大学の梶田澄雄教授に、八百津花崗岩については愛知教育大学の仲井 豊教授に、鉾床については鉾床部須藤定久技官に多くの未公表資料の提供を受けた。また、本図幅の周辺地域を調査研究されている地質調査所の山田直利元技官(現三井金属資源開発株式会社)と脇田浩二技官には、具体的な例や問題について多くの御教示を頂いた。さらには、調査期間以前に行われた名古屋大学、岐阜大学及び愛知教育大学の学生や院生による地質調査報告、卒業研究あるいは修士論文の一部を参考にした。

研究報告の執筆に当たっては、美濃帯中・古生層及び新生界については水谷が、濃飛流紋岩及びそのほかの火成岩類については小井土がそれぞれ担当した。地質調査所の棚橋 学技官には地形データのコンピュータ処理に関してご協力をいただいた。本報告で使用した岩石薄片は、名古屋大学理学部地球科学教室の平岩五十鈴技官と与語節生技官、地質調査所の宮本正昭技官の作成によるものである。

I. 地 形

(水谷伸治郎)

金山図幅地域は、日本列島のほぼ中央、東京都の西方約 250km、名古屋市の北約 50km のところに位置し、日本国地形図の飯田 15 号、5 万分の 1 金山として国土地理院より発行されている地域で、美濃山地の南部地域に当たる。国際表示方式によれば NI-53-1-15 と示され、地理的には東経 137° 00' と同 137° 15' の経線ならびに北緯 35° 30' と同 35° 40' の緯線で囲まれる範囲に当たる。

*名古屋大学(平成元年・2年・3年度地質調査所併任)

**岐阜大学(平成元年・2年・3年度地質調査所併任)

Keywords : areal, 1:50,000, geologic map, Kanayama, Gifu, Mino Terrane, Mino Belt, Mino Sedimentary Complex, Nohi Rhyolite, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Neogene, greenstone, limestone, chert, shale, Kamiaso Conglomerate, siliceous shale, welded tuff, granite, Radiolaria, fusulina, melange, Kawamata Tonalite, Yaotsu Granite, Wadano Conglomerate, Hachiya Formation, Kutami Formation, Nakanoho Anticline, Shimonoho Syncline

本図幅地域はすべて岐阜県に属し、その中には郡上郡八幡町、武儀郡上之保村、同郡武儀町、益田郡金山町、加茂郡白川町、同郡七宗町、同郡川辺町、同郡八百津町、同郡富加町、関市、美濃加茂市の2市、4郡(8町、1村)が含まれている。

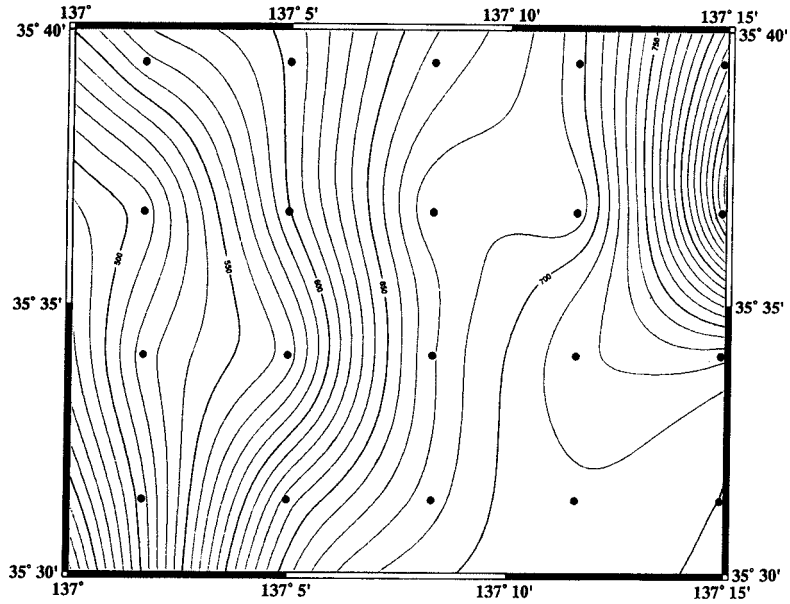
本図幅地域を含む岐阜県西部の美濃山地は、水系によって揖斐川、長良川、木曾川の河川系に大きく三分されている。これらのうち、この地域は長良川と木曾川の2河川系に大きく影響を受けた浸食地形で特徴づけられている。本図幅地域には、これらの河川の支流の間に比高400-600mの山岳地帯が連なり、その山稜線は各地区の横の交通を阻んでいるため、それらが行政区画の境にもなっている。

本図幅地域内の地形において、最も顕著な河川は本地域の中央を流れる飛騨川である。飛騨川は本図幅地域の北端の飛騨金山において海拔高度約230m、南端の川辺町において約110mであり、南へ流れてすぐ木曾川に注ぐ。南部の八百津町地域の水系も直接木曾川へ注ぐ水系の一部をなしている。一方、図幅地域の西北端は長良川水系に属する。本図幅地域内において長良川水系と飛騨川水系の間に当たる武儀郡上之保村と同武儀町一帯の地域は、津保川流域に当たり、この津保川は南西に流れ、最後は岐阜市において長良川に合流する。したがって、本図幅地域はいわゆる木曾三川のうちの木曾川と長良川の分水嶺地域に当たっている。行政区画でいえば、長良川水系に属するのが郡上郡と武儀郡、木曾川水系に当たるのが益田郡、加茂郡、美濃加茂市である。

本図幅地域は、大地形的には東に高く、西に低く、緩やかに傾いた高原地帯の一部を作っている(第1図)。この面は、岡山(1930)の接峰面に見られる飛騨美濃高原の一部を表しているものと考えられる。その平均傾度は第1図から $470\text{m}/26.3\text{km}=1/56=1.023^\circ$ と算出される。注目すべきはこの図で高度730m以上の部分は東部に限られ、しかも、そこは濃飛流紋岩の分布する地域である。後述するように、濃飛流紋岩は、その基盤である美濃帯中・古生層中にできた凹地を埋めて形成された。その当時の地形面は、中・古生層の分布地域と濃飛流紋岩の分布地域でそれほど著しい差はなかったと考えられる。すなわち、現在みられる地形面の平均高度の差、つまり、中・古生層分布地域ではやや低く、濃飛流紋岩分布地域ではそれに対してほぼ200mほど高いという傾向は、これら両地域を構成する岩石の浸食作用に対する抵抗の差を反映しているものであろう。

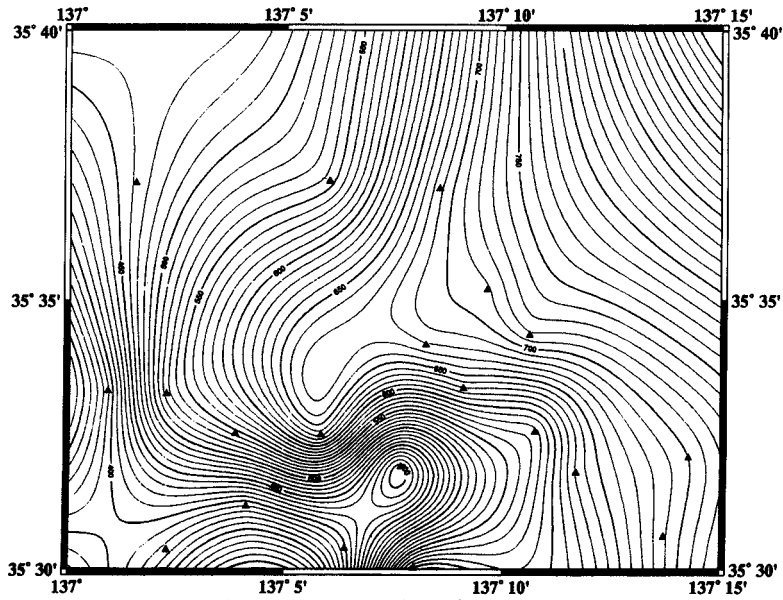
本図幅内の最高峰である白山(海拔862.2m)は本地域の東部に位置し、濃飛流紋岩からなり、飛騨川より東方の山岳部を代表している。飛騨川より西方の山地を代表する峰は水晶山(海拔687.4m)で、チャートからなる。そのほかの三角点である白川町の山稜の708.4m、717.4m、七宗町の山稜の678.4m、629.5m、川辺町の納古山の632.9m、武儀町の権現山の524.7m、美濃加茂市の富士山の357.2mのように、突出する峰のほとんどはチャートからなる。これらの三角点のうち、突出部がチャートからなるものだけを選んで等高線を引いたのが第2図である。この図の範囲内で上の条件を満足する三角点は各所に均一に分布しているわけではない。そのため第2図の北縁部や東縁部の形態はほとんど議論の対象とはならない。それに対して、図の中央から西南部にかけての形態は、峰の地質とその高度との関係、あるいはそれら峰の間を縫って流れる溪谷の方向と地質との関係を表しているものと考えられる。明らかに第2図の接峰面図は、この地域の南半部に分布する厚層のチャートが全体の地形を支配し、また、地質に依存して浸食が進んでいることを示している。

これらの山岳地域の形態に対して、河川流路の傾斜は比較的緩やかである。飛騨川沿いにはその流れ



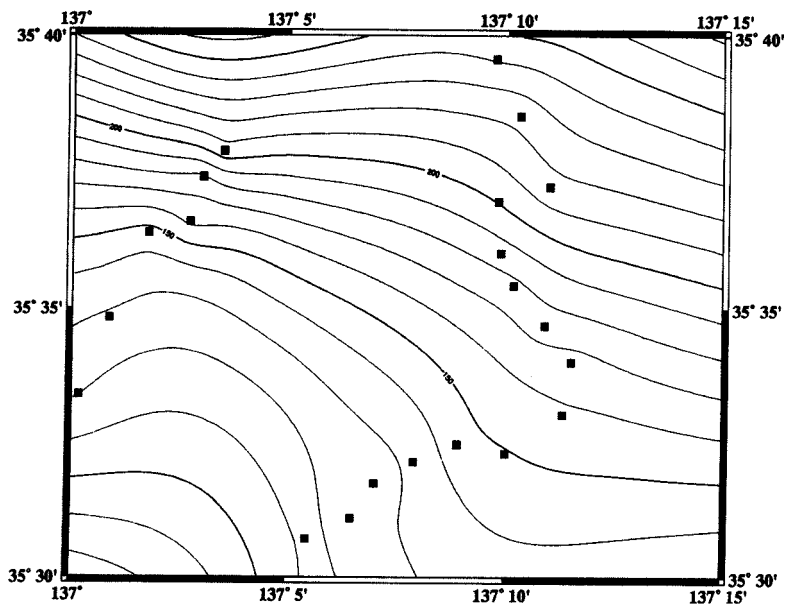
第1図 金山図幅地域の接峰面図(その1)

本図幅地域の南西端を原点として、東西・南北それぞれ5kmの正方形に区切り、各枠内ごとに、地形の海拔最高点をそれぞれの枠の中央の高さとして、等高線をharmonic spline functionを用いて描いた。図中、●点で示した位置に地形図から読んだ高度を初期値として与えておく。東西、南北それぞれ0.05'間隔の格子をあらかじめ準備しておいて、上の各点の値から格子点の数値を計算し、その後、格子点の数値に基づいて等高線を描いた。



第2図 金山図幅地域の接峰面図(その2)

本図幅地域内の三角点のうち、それがチャートできているものだけを選び、その値を基にして等高線を描いた(方法は第1図のそれと同じ)。▲点で示した位置が初期値を与えた位置で、その位置と高さは地形図による。



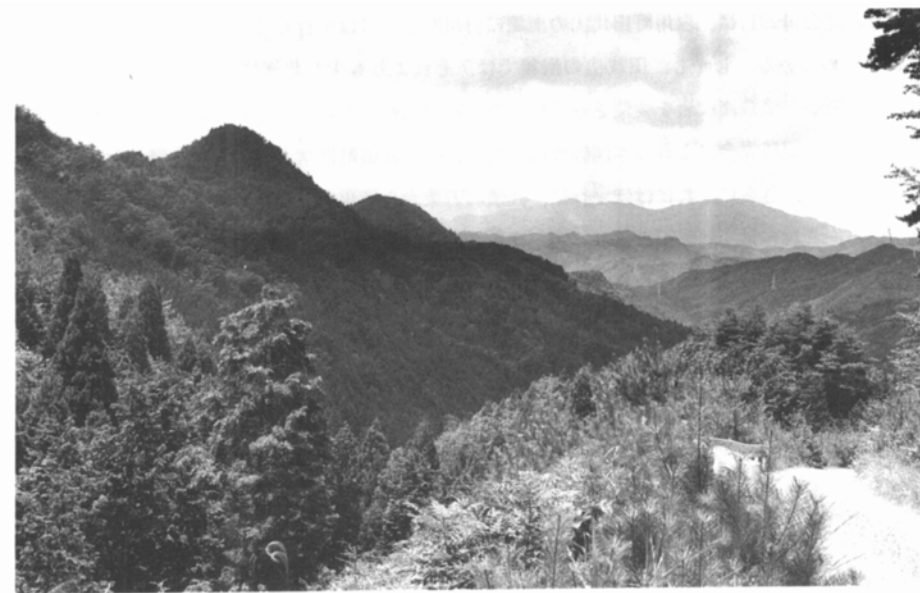
第3図 金山図幅地域の接谷面図

本図幅地域の2大溪流、飛騨川と津保川沿いの水準点のうち、主流に沿い(支流に沿った水準点は除く)、流下方向に従って一様に低下する(峠部の水準点は除く)ものだけを取り出して、等高線を描いた(方法は第1図のそれと同じ)。■点で示した位置が初期値を与えた位置で、その位置と高さは地形図による。

をせき止めていくつものダムが作られてはいるが、接谷面(第3図)から明らかなように、津保川と飛騨川の両河川の流下面は南南西に緩く傾いていて、その傾度は $170\text{m}/24\text{km}=1/141=0.406^\circ$ ときわめて緩やかである。

地質と地形との関係は、山岳地帯の景観によく表れていて、砂岩や頁岩の卓越するところではその稜線はなだらかであり、それに対して、チャートが分布するところはその付近だけ地表面の傾斜が急になっている(第4図)。とくに、飛騨川や津保川に沿っては、濃飛流紋岩と美濃帯中・古生層からなる基盤岩類は削剝作用に対して抵抗し、河川の流路を阻み、蛇行を余儀無くさせている。その結果として、各所に大小さまざまな規模の穿掘蛇行地形が発達し、なかでもとくに大きな抵抗性をもったチャートの地層が分布しているところには急峻な溪谷が発達している。本図幅地域では、^{ひすいきょう}飛水峡と呼ばれている浸食地形がその典型的なものである(第5図)。そこにはチャートの岩体をえぐって形成された多数の甌穴が見られ、5万分の1地形図にも天然記念物「飛水峡の甌穴群」と記入されている。

これまで述べたいくつかの地形的な特徴は、この地域が全体として広範な隆起平原地域であり、それを削って形成された浸食地形の発達する地域であることを示している。隆起地形の最も古い時期を代表するのは、岡山(1930)のいう飛騨美濃高原であり、第1図が示しているように、西ないし南西方に緩やかに傾斜する。本図幅地域の内では、第三紀中新世の蜂屋層と鮮新世の^{くみた}久田見層が、この隆起平原の地形にはほとんど関係のなく分布することから、広範な隆起作用が起こったのは、第四紀の初頭と想像される。また、河川系に沿って古い河岸段丘堆積物や河岸浸食面が不連続的ではあるが各所に認められるので、第四紀になっても数回の段階的な隆起運動が起こった可能性が高い。



第4図 金山図幅地域の山地の地形(武儀郡武儀町久須南西約1kmから北方岳山を望む)
遠方に見える、なだらかな山々は砂岩からなり、手前左方の起伏の大きな尾根部は
チャートからなる。これらは砂岩とチャートとの風化・浸食の差による。山岳部を構
成する地質と地形とは密接な関係があって、チャートからなる部分は峰や山稜をつ
くることが多い。



第5図 飛驒川がつくる浸食地形(加茂郡七宗町飛水峡) 露岩は三疊紀チャート

活断層研究会(1991)は、白川町田代山の南麓に白川断層にほぼ平行して、田代山断層と名づけられた活断層を認めている。しかし、田代山の南麓では、それよりも少し北側にずれた位置で、ほぼEW方向に延びる断層が濃飛流紋岩を変位させているが、田代山断層が通るとされている谷では断層はみられない。また、上記研究会によれば本図幅地域の西方には、武儀町間吹から牛ヶ洞を経て七宗町本郷に至るリニアメント、さらにそれにほぼ平行に、武儀町若栗から権現山、間見に至るリニアメントがあるとされている。これらは、地質図を見れば明らかなように、厚層のチャートと砂岩との境界に発達した両岩相の差別的浸食の結果として、現れた浸食地形であって、断層地形ではなからう。

II. 地 質 概 説

(水谷伸治郎・小井土由光)

本図幅地域の地質は、古い方から順に、二畳紀-ジュラ紀の美濃帯中・古生層、中生代末期と考えられるひん岩の岩脈類及び河岐トナーナル岩、白亜紀末期-古第三紀の濃飛流紋岩、それに関連する貫入岩類及び八百津花崗岩、新第三紀中新世の蜂屋層、新第三紀鮮新世の久田見層、第四紀の堆積物及び山麓部に不規則に分布する崖錐性堆積物と現世の堆積物から構成されている(第1表)。これらのうち、美濃帯中・古生層と濃飛流紋岩が本図幅地域のほとんどを占めて分布し、それらより若い時代の岩石類に対して基盤岩類を構成している(岐阜県, 1981; 梶田・小井土, 1990)。

美濃帯中・古生層は、多くの部分がメランジェもしくはオリストストローム、あるいは混在岩層と呼ばれている地層群からなる。とくに古生代の岩石類と三畳紀のチャートの一部は、それよりも新しいジュラ紀の地層中にシート状や礫状に含まれており、全体としては複雑に混じり合った複合岩体(コンプレックス)を構成している。ここでは、これらを美濃帯堆積岩コンプレックスと呼ぶ。それぞれの地層の相互関係は、最近「矢印つき柱状図」といわれている表現方法によって示されることが多く、必ずしも累重関係はその時代の順に従っていない。これらの地層群は、堆積岩コンプレックスを形成した後、大きな波曲構造で代表されるような褶曲構造をつくっている。

ひん岩岩脈は、美濃帯中・古生層を貫き、ほとんどは1m内外の岩脈として不規則に分布している。その形成年代については不明であるが、他地域での産出状態から推定して、おそらく濃飛流紋岩の形成以前のものと推定される。

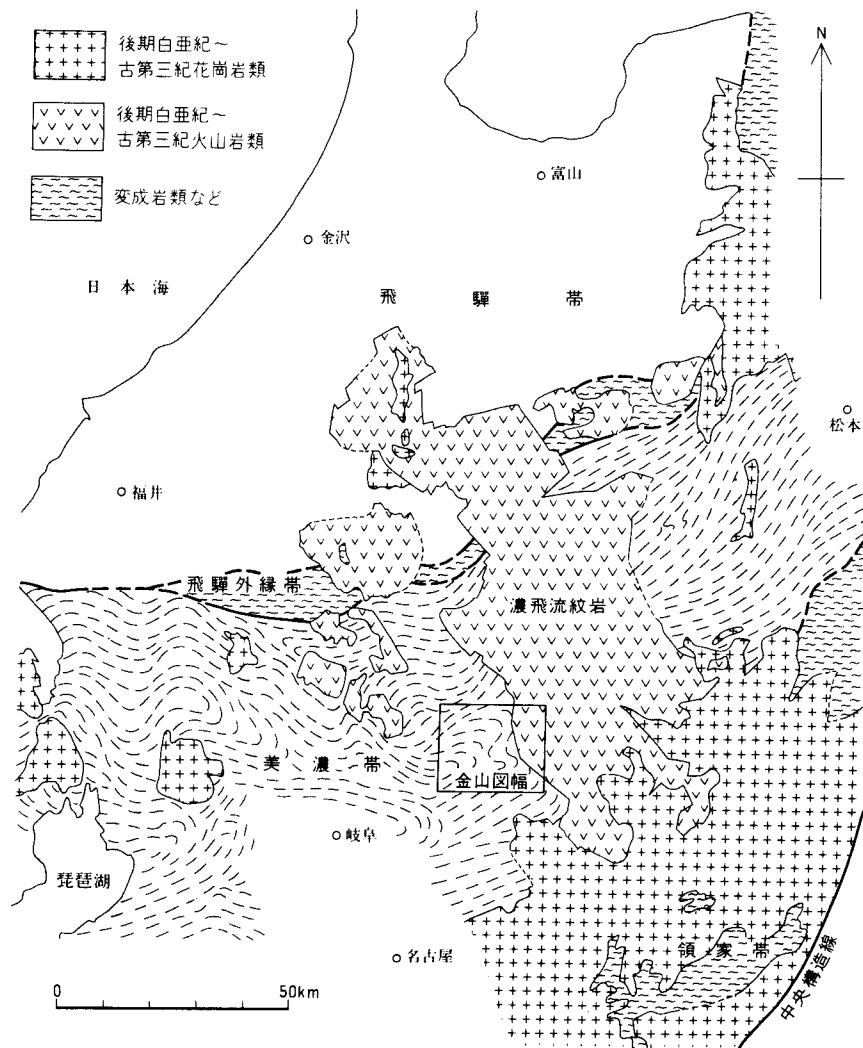
河岐トナーナル岩は、本図幅内の美濃帯中・古生層と濃飛流紋岩との境界に沿って3か所にわたり小規模に分布する。本岩は、濃飛流紋岩の少なくとも一部に覆われ、 $77.8 \pm 2.4\text{Ma}$ (カリ長石)、 $87.4 \pm 1.9\text{Ma}$ (黒雲母)というK-Ar年代(山田ほか, 1990)から、濃飛流紋岩の火山活動に先行する深成活動により形成されたと考えられる。

第1表 金山区幅地域の地質総括表

地質時代		岩相
新生代	第四紀	砂礫層
	第三紀 鮮新世 中新世	久田見層 蜂屋層
中生代	白亜紀	八百津花崗岩 花崗斑岩類 濃飛流紋岩 河岐トータル岩 ひん岩
	ジュラ紀	砂岩・礫岩 頁岩 珪質頁岩 チャート
	三疊紀	チャート
古生代	二疊紀	石灰岩 (異地性岩塊) 緑色岩類
先カンブリア時代		上麻生礫岩の変成岩礫 (20億年)

濃飛流紋岩は、領家帯から飛騨帯にかけて、NW-SE 方向に延びた巨大な岩体を形成しており、本図幅地域はその南西部に位置している(第6図)。濃飛流紋岩は、白亜紀末期から古第三紀初頭にかけて形成され、おもに岩体の南半部において6つの火山シークエンス(I-VI)に区分されている(第14表参照)。本図幅地域には、これらのうちシークエンスII、IIIおよびIVに属する火山岩類が分布する。これまでに得られているフィッシュントラック年代では、シークエンスIIが約75Ma、IIIが約70Ma、IVが約65Maであり、シークエンスIVに属する火山岩類中のアルカリ長石から $71.5 \pm 3.6\text{Ma}$ という K-Ar 年代が得られている。

濃飛流紋岩に関連する貫入岩類は、組成的に花崗閃緑斑岩と花崗斑岩に大別され、本図幅地域にも両者が分布する。花崗閃緑斑岩は、濃飛岩体内で比較的大きな岩株状の岩体やその周辺に散在する小岩体と同じ岩相を示す岩体のほかに、それらとは異なる岩相を示し、シークエンスIVの火山岩類に覆われる下油井花崗閃緑斑岩と、美濃帯中・古生層を貫き、濃飛岩体との関係が不明の貝洞花崗閃緑斑岩の2種類の岩体が認められる。貝洞花崗閃緑斑岩中の角閃石で $72.7 \pm 3.6\text{Ma}$ の K-Ar 年代が得られており、いずれの岩体もシークエンスIIIの火山活動に伴われる貫入岩類と考えられる。花崗斑岩は、小規模な岩脈状の岩体として分布し、濃飛岩体及び美濃帯中・古生層を ENE-WSW 方向に横切る平行岩脈群と濃飛岩体の南西縁に沿って NW-SE 方向に延びる平行岩脈群として分布し、いずれもシークエンスIVの



第6図 金山図幅地域周辺の地質概略図 山田ほか(1982)に基づき、一部修正

火山岩類を貫く。

八百津花崗岩は、美濃帯中・古生層を貫き、これに熱変成作用を与えている。濃飛流紋岩との関係は不明であるが、約68Maという黒雲母のK-Ar年代(柴田ほか, 1962)から、苗木・土岐花崗岩などともにいわれる後“濃飛”花崗岩類に属するものと思われる。

第三紀中新世の蜂屋層は、本図幅地域の南西に接する美濃加茂市蜂屋町に広く露出し、本図幅地域内ではその南西端部にわずかに分布するだけである。おもに安山岩質の火砕岩からなる。

鮮新世の久田見層は、本図幅南東端部の八百津町久田見地域において、美濃帯中・古生層を不整合に覆い、標高500-600mの山頂部に広く分布する。おもに砂礫層からなり、第三紀末期に形成された陸成堆積物である。

第四紀の堆積物は、山麓部や現河川に沿った地域に点在し、主として砂礫からなる崖錐性ならびに河川堆積物である。

崖錐堆積物と現世の堆積物は、現在の河川とそれに連なる山麓低地に分布し、角礫、粗砂、シルトなどからなる。一部には土石流堆積物も含まれている。

Ⅲ. 美濃帯の中・古生界

(水谷伸治郎)

Ⅲ. 1 研究史

いかなる地域にも、それぞれの地域研究の歴史があり、それがわが国の地質学研究の歴史を反映していることが多い。金山図幅地域の美濃帯中・古生層についての研究も西南日本内帯の地質学研究の流れをよく表している。それをいくつかの時期に分けて、時代を追って述べる。

I. 黎明期(フズリナ): 金山図幅地域の地質について、概略ではあるがその岩相と時代について述べたのは坂(1887)である。彼の地質図には中之保という地名が記されていること、すでにその頃からこの地域には道路が発達していたと思われること、そして中之保周辺には点々と石灰岩が産出することなどから、坂(1887)はこの地域を調査したと推定される。彼の報告の中には“フズリナ”あるいは“フズリナ”灰岩”という語句が使われており、また、この事実を理由に「フズリナ」灰岩を含む地層群の時代を“古生紀”としている。

本邦産の化石のうち、最も古い時期にわが国の名を付して記載され、世界に知られたものは紡錘虫化石であった。1874年にドイツで出版された雑誌Auslandの雑報に、Güembelが*Fusulina japonica*と記載したのがそれである(小林, 1980)。最近の命名法によればこれは*Pseudofusulina japonica*(Güembel)である。1873年にウィーンで開かれた産業博覧会に日本から出品されたもののなかに紡錘虫を含んでいる石灰岩を見つけたGüembelはそれを薄片にし、それまでソ連から報告されている*Fusulina cylindrica*とは異なることを知って、これを新種とした。その後、Yabe(1906)やOzawa(1927)はSchwager(1883)を引用し、その中に“Provinz Mino”産の*Fusulina japonica*として詳しく記載されているこの化石を比較の対象として、紡錘虫を研究した。その頃、*Fusulina*属は石炭紀後期から後期二畳紀にわたって産出するものとされていた。つまり、その頃から日本産石灰岩には紡錘虫が含まれ、おそらくそれは二畳紀あるいは石炭紀、少なくとも上部古生層とみなされていた。坂(1887)はそのような知識をもっていて、「フズリナ」灰岩の産出からそれを含む地層群の時代を“古生紀”(今でいう古生代)と推定した。

II. 1920年代(石炭の産出): この地域が実際に学会の話題になったのは、おそらく、Tokunaga(1927)

の報告が最初であろう。彼は、美濃地域中央部の“Nakanoho-mura”に石炭が産出することを報じ、そこに植物化石も産することを述べて、次のように記している。

“As the plant fossils in these layers are not well preserved, it is still in question whether the coal belongs to the uppermost Palaeozoic or to the older Mesozoic formations.....The analyses of coals in the Permo-Carboniferous limestone layer at Tataru are as follows:- (以下略)”

この文中の“Tataru”とは現在の岐阜県武儀郡武儀町多々羅である。徳永(1929)は続けてその内容をもっと詳しく邦文雑誌に報告し、次のように記している。

“中之保地方。其中生層は6種の岩石よりなり全地層中に1尺幅以上の石炭層3枚及夥しき含炭頁岩層挟まる。最下の地層中には石灰岩「チャート」の角礫よりなる角礫岩数百尺厚さの層あり。古生代石灰岩に接する所には必ず存在す。中生層は不整合をなして古生層上に横たわるか、または断層によって相接せり。古生層とは岩石性質の差、含炭頁岩中数多き樹幹枝化石の有無にて区別さる。古生層は三層位に分たる。上部は主として厚き緑または褐色の「チャート」、中部はフズリナ有孔虫を有する石灰岩、下部は帯赤または帯緑の「チャート」黒色粘板岩の互層よりなる。以上中部石灰岩層は厚さ三四百尺にて内平均12尺幅の純粹無煙炭6枚以上を挟む。此石炭に密接する黒色石灰岩中に石炭片と *Lonsdaleia* 属珊瑚, *Fusulina ambigua*, *Fusulina japonica* などが共存して発見さる。大体として挟炭石灰岩層中には *Schellwienia granum-avenae* 夥しく存在し時代は下部二疊系を示す。”そして、徳永(1928)の見いだした関東山地の古生層中の石炭とともに“秩父、美濃の古生代石炭層の発見により本邦も支那朝鮮同様二疊・石炭紀時代に陸地の成立し居たことを証し得。”と述べている。徳永の調査報告は、1)この地域に植物化石を含む中生層があり、それは古生層を覆っていて、両者の間には礫岩があること(中生層の存在)と2)石灰岩層内に無煙炭層があること(古生代石炭の存在)という注目すべき事実を明らかにしている。しかし、これらの問題については、それ以上に大きな話題にはならなかった。その頃のわが国の古生層関係の研究は、Ozawa(1925b, 1927)によって行われた紡錘虫層序を手がかりとした逆転構造とそれが物語る造山運動(Ozawa, 1925a)が学界に主流をなしていたからであろう。

Ⅲ. 1940年代(佐川輪廻と造山論):美濃帯を含めて、日本列島の地史を総括的にまとめたのは小林貞一である。彼は日本列島の古生層を秩父古生層と呼び、それを地向斜造山論に基づいて、地史を説明した。上述した石炭の産出と石灰岩との関係について、Kobayashi(1941)は次のように述べている(p. 299)。

“The Chichibu complex consists of several thousand meters of Middle and upper Palaeozoic sediments in which the facies changes vertically as well as horizontally. Tokunaga once pointed out the presence of coal seams in the complex at Itsukaichi and a few other places in the southeastern part of the Kwanto mountainland and at Nakanoho-mura, Yawata-machi and Kitamura in the southern part of the Hida plateau but the so-called coal or anthracite seams are very thin. As the geologic structure of these areas is very complicated, close investigation may prove that some of them are seams in slices of the Mesozoic formation which are enclosed in the Chichibu complex.”

小林(1951, p. 67)にあるように、上記の飛騨山地南部の地域は、中之保村、八幡町、北山村を含む。この中之保村は本図幅の中央部にある武儀郡武儀町中之保にほかならない。徳永(1929)の指摘した問題

は、事実としては無視することはできなかつたが、日本列島全域の地質構造発達史を論ずるための手がかりとしては、これらの事実は劇的な地質学的な事件を表すものではないとみなされたのであろう。

IV. 戦後-1950年代(紡錘虫生層序と地域地質):この地域の地質学的研究を本格的に始めたのは、鹿沼である。彼は、いくつかの報告(鹿沼, 1949, 1950, 1952, 1956; Kanuma, 1958a, 1958b, 1959, 1960)を公表し、本図幅地域を含んだ長良川流域一帯の地質を明らかにし、併せて各所の石灰岩中の紡錘虫化石の記載を行った。その研究は藤本ほか(1962)の研究へと発展し、同時に飛騨地域の研究として内帯古生層の全貌を論ずるに至った。その一連の研究の中で、鹿沼(1949)はすでに中之保村(現在の武儀町)各所に産する石灰岩から *Misellia claudiae* その他を報告し、それらの石灰岩が二畳紀のものであることを明らかにしている。さらに、鹿沼(1956)は和田野(武儀郡上之保村)に露出する礫岩を研究して、これに和田野礫岩という名を与えた。その報告の中で、彼はこの地域に3種類の礫岩(和田野礫岩をその典型とする砂質の基質の中に砂岩、頁岩、石灰岩、チャート、輝緑凝灰岩などの不規則な大きさと形の礫を含む礫岩; 石灰岩の礫のみからなる礫岩; チャートの小角礫のみからなる礫岩)があることを指摘した。鹿沼(1956)は、上記のチャートの小角礫のみからなる礫岩が、和田野礫岩の一部がその堆積後に珪化作用を受けてきたものであるという考えを提唱している。その証拠として、チャートの小角礫のみからなる礫の中に、珪化作用を受けたとしか考えることができない紡錘虫化石の残骸のあることを挙げている(そのチャート小角礫岩は本図幅地域の北方、岐阜県郡上郡八幡町西和良に産する)。鹿沼(1956)の報告には本図幅地域の一部の地質図が折り込まれているが、その中で彼はすでに武儀町の中央部を走る向斜構造のあること明らかにしている。

V. 1950年代(堆積岩の岩石学的検討):以上の層序学的研究に加えて、Mizutani(1957, 1959)はこの地域の砂岩に関する岩石学的研究を行った。この仕事を手始めとして、砂岩の岩石学的特徴とそれらを構成する碎屑性物質から砂岩の形成環境やその原岩を推定する検討が始まった。

VI. 1960年代(地質構造、とくに褶曲構造の形態):本図幅地域内に見られる大きな馬蹄形を示す褶曲構造について、それが西南日本内帯の古生層に共通して見られる地質構造であることを論じたのはKimura(1960, 1968)及び木村(1974)であった。彼は、古生層が極度にたたみ込まれた波長の小さな、しかし、それに比較して振幅の大きな褶曲構造を示すのではなくて、もっと緩やかな波曲を示す褶曲構造をもつことを、足尾山地の葛生地域、本図幅地域の武儀・七宗地域そして中国地方の日原地域をその典型的な具体例として挙げ、指摘したのである。一方、Mizutani(1964)は本図幅地域を含め南部美濃山地一帯に見られる古生層を調査研究して、その地質構造をまとめた。とくに本図幅地域の褶曲構造の幾何学的形態を解明し、その結果から推定される軸傾斜構造を西南日本内帯全域について論じた。その後、緩い波曲をもつ地質構造の特徴は、Yoshida(1972)によっても検討され、その存在が確認されている。

VII. 1970年代前半(上麻生礫岩^{かみあそう}の発見):本図幅地域に分布する碎屑性堆積岩の堆積構造の研究とそれに基づく砂岩の供給原地の研究は、その後、足立・水谷(1971)によって続けて行われた。そして、その研究中、Adachi(1971)は飛騨川河畔の露頭で上麻生礫岩を発見した。それは花崗岩質岩石の礫を含んでいることにおいて、鹿沼がすでに記載していた3種の礫岩とは異なったものであった。さらに、その中にはオーソコーツァイト礫を含むこと、花崗岩質岩石の円礫を含む礫岩を礫として含んでいること、スランプ性の小褶曲をしたタービダイト層と共存することなどから考えて、上麻生礫岩は明らかにそれ

まで知られていた美濃帯の礫岩とは別種の礫岩と考えられた。また、Adachi (1971) は花崗岩質岩石の礫を岩石学的に検討して、それが高度の変成を受けた片麻岩であり、きわめて古い時代のものであると推論した。さらに、上麻生礫岩の変成岩礫について同位体年代の測定が行われた。それらの結果(Shibata et al., 1971, 1972; Shibata and Adachi, 1972, 1974; 柴田・足立, 1972; Adachi, 1973)は日本の地質について大きな反響を呼んだ。最も古い測定年代は、約20億年と出たからであった。この同位体年代値はこの種の測定値としては、1991年12月現在、なおわが国最古の年代記録である。

ともあれ、この地域の砂岩に見られる底痕をもとにして復元された古流系(足立・水谷, 1971)と上麻生礫岩の性質(Adachi, 1971, 1973, 1976)や砂岩中の碎屑性構成物(Mizutani, 1959)とを合わせて考えることによって、古地理についてのより実体的な議論が進められるようになった。

Ⅷ. 1970年代(コノドントとプレート・テクトニクス): わが国の古生層の研究に一つの節目を作ったのは1970年代のコノドントの研究であろう(猪郷, 1972)。Koike et al. (1971)はわが国各地のいわゆる秩父“古生層”のチャートから三畳紀のコノドントを抽出し、“古生層”の年代論に一石を投じた。本図幅地域についても、猪郷・小池(1975)によってコノドントの産出が確定され、秩父古生層の年代層序学的見解は大幅な変更を迫られた。それは単に、年代が若返るという単純な問題ではなかった。秩父古生層の岩相変化の特質や変形構造の形成時期をいかに説明するかにもかかわる問題であった。ときあたかもプレート・テクトニクスの考え(Vine, 1970)が登場し、世界中がこのモデルにのっとって造山帯形成史を再検討し始めていた頃であった。わが国の秩父古生層についても事情は同じであった。この時期、われわれはコノドント生層序が提供した事実とプレート・テクトニクスが示唆する側方移動の運動との両者を合わせて、日本列島という場でこの孤状列島の成立に至る過程を何とか説明しなければならなかった。秩父古生層の中に存在するすべての岩石の成因を一つの地史の流れの中で矛盾なく解釈できるかどうかの問題の中心であった。輝緑凝灰岩あるいはシャルスタインと総称されていた古生層中の玄武岩質火山岩類の化学組成も研究対象の一つとなった(Sugisaki et al., 1971, 1972)。木村(1977)は、この玄武岩質火山岩を縁海性の海洋性玄武岩と見なし、秩父地向斜はコノドントが示すように三畳紀まで海域であったと考えた。彼はまた、チャートの多くを浅海性の環境で形成されたものと考えた。

本図幅地域のチャートに関しては、猪郷(1979b)によるコノドントに基づく層序学的検討によって、その堆積年代がほとんどが三畳紀であることが明らかにされ、その層序関係から、彼はこの地域の地質構造は、基本的には12の低角衝上体からなると考えた。また、本図幅地域に分布する礫岩や礫質の岩相については、Kano (1979)や狩野(1982)は南方からの低角衝上運動を想定し、この衝上体の前部(北端部)において起こった崩壊が当時の堆積岩に混入して大規模なオリストストロームをつくったと考えた。

これらのほかにプレート・テクトニクスの専門家たちからは日本列島の古生代末の変動に関していろいろな案が出された。それらのモデルはそれ自身、魅力的な考えであった。しかし、野外の事実をすべて是認するというわけにはいかなかった。それゆえ、プレート・テクトニクスを十分に理解した研究者といえども、こと日本列島の“古生層”については、この段階でまだ何か重要な事実が欠落しているのではないかという考えを持ち続けていたのである。

Ⅸ. 1980年代(放散虫化石): このような時期に登場したのが放散虫化石である。すでにいろいろな視点から解説されているように(中世古ほか, 1983; 市川ほか, 1985; 水谷, 1989), 放散虫化石の分離法

の確立と走査型電子顕微鏡の利用が世界の微古生物学界に大きな影響を与え、外国においては1970年代から、わが国においては1980年代から、急速に放散虫化石の研究とそれに基づく生層序学的検討が進められるようになった。日本列島においては、それまで化石の産出がまったくなく、一般的に秩父古生層あるいは時代未詳と取り扱われていた各地の地層群の中からジュラ紀の放散虫化石が続々と発見された。それらの報告が公刊されるに及んで、中・古生層の研究者ばかりでなく、多くの人々がこの化石の産出とそれによる時代の決定に関心を寄せるようになった。本図幅地域においても、すぐ北側の飛騨金山地区において1979年に酒井正男が後期ジュラ紀の放散虫化石を発見したこと(水谷, 1985)を端緒として、Nakaseko and Nishimura(1979), Mizutani et al. (1981a), 木戸(1982), 木戸ほか(1982), 松田・磯崎(1982), Mizutani and Kido(1983), Isozaki and Matsuda(1985), 永井(1987), Nagai(1988), Nagai and Mizutani(1990)らの放散虫化石に関する研究がつぎつぎと公表された。その多くは、生層序学的研究であり、この地域のチャートならびに珪質頁岩に多量に含まれている放散虫化石に基づく年代論を中心としたものであった。

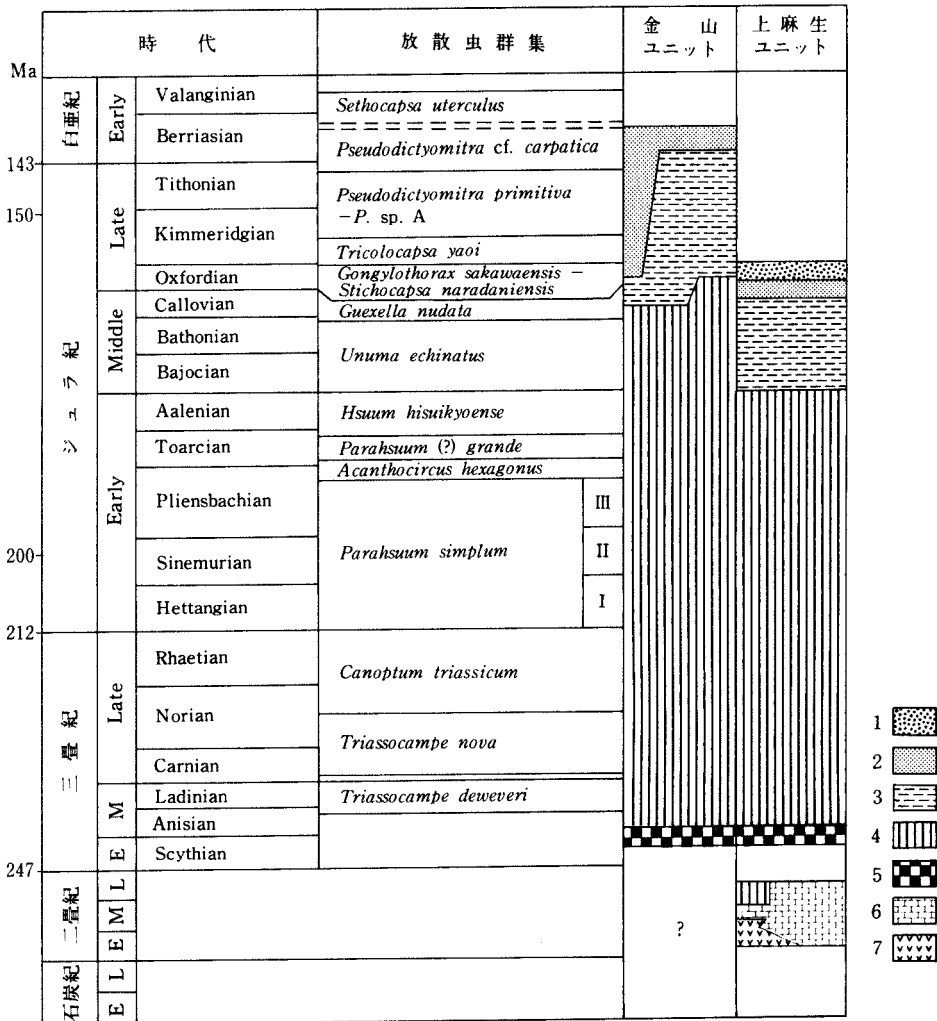
X. 最近の諸問題(アジア大陸との関係): 1980年代になって、環太平洋地域の地質と地質構造に関する研究が再検討される過程で、テレーンの概念が提唱された(Coney et al., 1980)。そして、プレート・テクトニクス、とくに地球表面において大規模な水平方向の移動現象があるとする考えと合わせて、世界各地の変動帯の再検討が進められるようになった。その結果、本図幅地域の中・古生層は周辺地域のそれとともに美濃テレーンを構成すると考えられるようになった。かつては美濃の中・古生層は、二畳系を主とした“古生層”であった。しかし、放散虫生層序学的検討によって、ジュラ系の存在が確定した。それに対して、美濃地域の北方に位置する飛騨の地域には、手取層群と呼ばれている中生層があることは古くから分かっていた。その形成時代としてジュラ紀を想定した時、これら両者はどのような位置にあったであろうか。その問題を解決するには、古地磁気学的検討が役立つであろう。わが国の中・古生層に関して、もっとも信頼性の高い検討結果はShibuya and Sasajima(1986)によって愛知・岐阜県境木曾川河畔から報告されているが、それによれば三畳紀のチャートがもつ最も古い磁化方向は当時の赤道付近で獲得したとされている。これに対して、飛騨地域の中生層では、その証拠はない。ジュラ紀堆積岩ではその岩相も化石の内容もまったく美濃と飛騨とは違っている。結局、これらは相互に関係をもたない異なったテレーンとみなすとする考えが出されるようになった(Mizutani and Hattori, 1983)。本図幅地域の中・古生層の地史は、美濃テレーン(Mizutani, 1990)の形成史でもある。この地域に分布するチャートあるいは放散虫化石を多量に含む珪質頁岩などは、おそらく半遠洋性堆積物であろう。美濃帯のチャートや珪質頁岩で測定されたRb-Srアイソクロン年代(Shibata and Mizutani, 1980, 1982)が示すSrの初期値が遠洋性と考えるには、あまりにも大きすぎる。これはきわめて古い時代の碎屑性物質がこれらの堆積岩に混入しているからであろう。それに対して、上麻生礫岩や砂岩は大陸地域からもたらされたものである。とすれば、その大陸とはどのような地質学的構成をもったものだったであろうか。その大陸とは今、どこにあるであろうか。美濃テレーンは、太平洋とアジア大陸という大きな地球上の単元の間にある変動帯の一部として、どのような経過を経て現在に至っているであろうか。それらの直接の鍵になるのは、本図幅地域内に分布する碎屑性堆積岩の岩石学的性質であろう。つまり原岩解析がこの問題を解く主要な手法となる。最近、これら碎屑性堆積岩の詳細な検討(足立, 1982,

1985, 1988)が進められているのは、このような研究の背景があるからである。

III. 2 概 要

本図幅地域に分布する美濃帯中・古生層は、長い間、古生層、あるいは秩父古生層、あるいは内帯の古生層と呼ばれてきたものである。すでに、研究史の項で述べたように、地質年代を知る手がかりとして、主に紡錘虫が用いられていた時期には、この地域に分布する石灰岩に含まれる化石の年代から、その前後あるいは上下の地層は一括して古生層とされてきた。つまり、輝緑凝灰岩(もしくは変質玄武岩)、石灰岩、チャート、頁岩、砂岩などは一連のまとまった地質系統をつくっていると解釈された。また、岩相と化石の分布から推論して、そのように考えても実際には矛盾はないように見えた。事実、ここでいう中・古生層は、少なくとも、本図幅地域に見られる濃飛流紋岩や蜂屋層などに対しては、明瞭に区別できる一つのまとまった地質系をなしている。しかし、この中・古生層は、最近の化石生層序学的研究によれば、紡錘虫を含む二疊紀の石灰岩(ならびにそれと密接に伴う綠色岩)、コノドントや放散虫化石によって時代が決められた三疊紀-ジュラ紀のチャート、そして、それに続く珪質頁岩や砂岩からなり、それらは互いに何度も重なり合い、混じり合い、あるいは指交関係を示しながら分布する。つまり、この中・古生層は、整然と積み重なった層序を示さず、いわゆる layer-cake stratigraphy を示してはいない。その層序や累重関係が異常であるという意味において、本地域を含めた内帯の古期岩類あるいは秩父古生層とされてきたところは、上部古生界からジュラ系までの堆積岩コンプレックス、あるいは melange terrane または disrupted terrane としてまとめて取り扱うのが良いと考えられる。

第7図に、この地域の中・古生界の時代と岩相の概要を示す。以下、ここでは地質時代の古いものから順にその岩相を中心にして述べるが、それは記載の便宜上のことであって、常にどこにおいても、この順に地層が積み重なって露出しているわけではない。一方、後述するように放散虫化石による生層序学的研究と合わせ、本図幅地域内の各地において断片的に観察される層序を復元してまとめ、一連の地層の積み重なりとして復元層序を示すことができる。このようにして復元された層序を参考にしながら、地質図に示されたそれぞれの岩相分布から地質構造(とくにチャート層が繰り返し露出する構造)を読み取り、その間に層序の不連続を表す意味で断層を引くこともできる。しかし、本図幅地域の中・古生層については、この種の断層を地質図上に描くことをいっさい避けた。この地質図では岩相分布を表示するのが主たる目的であり、そのような構造が明らかに認められる場合とそうでない場合との区別がきわめて困難であるからである。また、中・古生層をいくつかのユニットに区分して扱うことも本報告では避けた。それは、区分するために必要な客観的データが本図幅地域内だけでは不十分だからである。しかしながら、ユニット区分ができないことを積極的に主張しているわけではない。美濃帯全域を通覧すれば、すでに Wakita(1988b)によって論じられているように、むしろ中・古生層はいくつかのユニットに分けて取り扱った方が、その岩相・構造を記述し、成因を論ずる場合には適切であることが多い。



第7図 金山図幅地域の中・古生界の岩相と時代を示す模式的柱状図(Wakita, 1988bによる)
 1:塊状砂岩, 2:頁岩, 3:珪質頁岩, 4:層状チャート, 5:砥石型珪質粘土岩, 6:石灰岩, 7:緑色岩

III. 3 古生界(異地性岩体)

III. 3. 1 概要

本図幅地域内で古生界として取り扱われる岩石は、紡錘虫を含む石灰岩(ならびにその石灰岩と類似の岩相をもった石灰岩)、石灰岩と不規則な互層をして産する緑色凝灰岩、その凝灰岩と漸移する火砕岩質緑色岩、火砕岩類と類似の性質をもった変質玄武岩質岩石などである。凝灰岩質岩石や玄武岩質岩石は、その産出量も少なく、また点在するので、地質図上では一括して緑色岩としてまとめて示してある。また、その分布が小さく、縮尺通りに表現することができない場合には、その存在を強調するため、一部については拡大して地質図に示してあるところもある。

これらのほかに一部のチャートや黒色頁岩には二畳紀のものもあるが、その時代が化石によって確認されているものはごく少ないので、地質図の上では区別して示されていない。

これらの岩石、とくに石灰岩は、その岩石が形成された時代を化石により推定することはできる。また、その石灰岩と密接な関係をもって露出している緑色岩類もそれが形成された地質時代を石灰岩とほぼ同じと考えることはできる。しかし、本図幅地域内ではすべての古生代の岩石は、いろいろな大きさのブロックとしてジュラ紀の堆積岩層中に独立した岩体として含まれている。これら石灰岩や緑色岩類は最初にできた時から小さな独立した岩体を形成していたわけではない。いわんや、それより若い地層の基盤をつくって、地下深くに根を張って広がっているわけでない。これら古生代の岩石は、かつては数10km、あるいはもっと巨大な岩体を形作っていて、現在みられる小さな岩体は、その巨大な岩体から分離し、現在その生まれた場所とところを異にした場所にもたらされたものである。このような関係にある岩体は、しばしば異地性岩体と呼ばれている。

古生代の岩石がジュラ紀の地層の中に巨大な礫のような形態をとり、根のない岩体として含まれていることは、露頭が数10m、あるいはそれ以下の大きさで、その岩石と周囲との関係が直接分かるような場合には、実際に野外で両者の関係を認めることができる。しかし、古生代の岩石の大きさや地層の分布範囲が数100m以上となり、ときには一つの山体を構成しているような規模になると、露頭で観察しただけではその関係を直接知ることはできない。むしろ逆にあまりにも巨大であるがゆえに、それら古生代の岩石や地層はそれが形成されて以来、その場所に存続し続けたと感じがちである。そのような錯覚をぬぐい去るためには、それらの分布を地図の上に表現すること、ならびに、その地層や岩体の地質時代とそれを取り巻く堆積岩類の地質時代の差を明らかにすること、の2点が必要不可欠である。本図幅地域の古生界は、野外調査の結果と放散虫化石を主体とした化石の研究とから、例外なく異地性岩体であると考えられている。

Ⅲ. 3. 2 チャート

本図幅地域内のチャートのほとんどは後述するように中生代、とくに三畳紀とジュラ紀のものである。しかし、猪郷(1979b)が述べているように、七宗町上麻生木和谷に産する異地性岩塊と考えられるチャートからは二畳紀を指示するコノドントが見いだされている。このことから推察すると、このほかにも二畳紀のチャートが異地性の岩塊として、産出する可能性がある。

Ⅲ. 3. 3 石灰岩

本図幅地域に産出する石灰岩はすべて小さなレンズ状の岩体をなし、北から上之保村先谷、小牧、武儀町柳、寺谷、水成、祖父川、多々羅、温井、久須、そして七宗町上麻生木和谷と点々と分布し、地層としてはまったく連続性に欠ける。また、岩相も必ずしも隣合った岩体の間で類似しているわけではない。化石の種類も、その産出状態も岩体ごとに異なる。

石灰岩は、灰色あるいは黒灰色で、祖父川や平成谷に産するように礫岩状を示すことが多い。また、塊状を示すものでも、検鏡すると石灰岩砂や細礫が固結してできたものであることが分かることが少なくない。続成作用の過程で圧密・固結したため、程度の差はあるが礫と礫の接触部にはmicrostylolitic

suture が普通に見られる。ごくまれに石灰岩中に含まれる巻貝や珊瑚などの石灰質の生物殻の構造が残っていることもある。

貝類の石灰質殻破片を含んでいたり、部分的に泥質になって、ときには層状を示す石灰岩も見られる。武儀町多々羅の石灰岩はその中に石炭層を含んでいることで古くから知られているが、その石灰岩は層状泥質石灰岩である。類似の層状石灰岩は祖父川にも産出する。

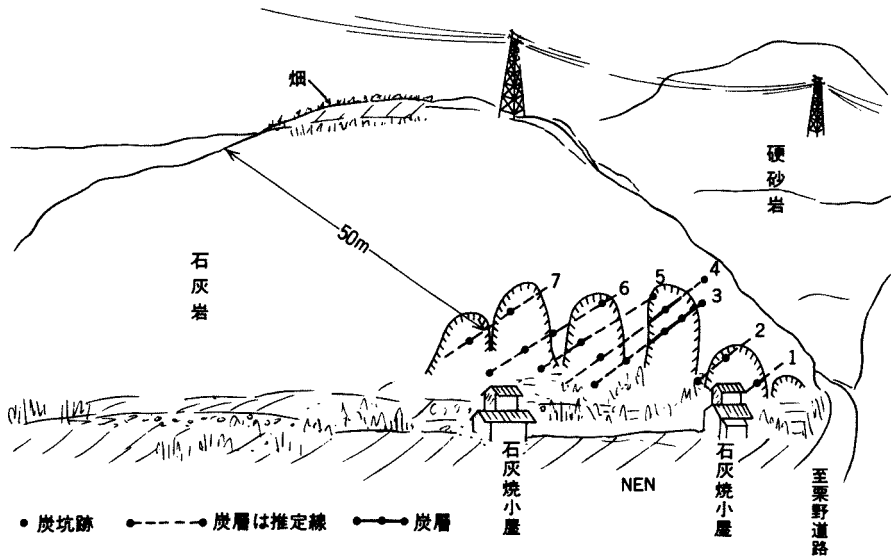
これらの石灰岩には、いろいろな化石が含まれている。そのうち、とくに研究が進んでいるのは紡錘虫であって、ことに1940年代から1950年代にかけては、鹿沼(1949, 1956)や遠藤(1954MS.)によって調べられた。その後の研究結果を加えて、主な紡錘虫化石とその産地を示すと第2表のようになる。

研究史の項で述べたように、本図幅地域の地質学的問題でもっとも早くから注目されていたのは、石灰岩、ことにその中に挟まれる石炭層であった。この石炭層を含む石灰岩は武儀町多々羅に露出する。石炭の一部は1950年代の初めまで採掘されていたというが、その実態は現在のところTokunaga(1927)及び徳永(1928, 1929)の報告と遠藤(1954MS.)の記載に残されているにすぎない。とくにこの石炭を挟む石灰岩に関するかぎり、遠藤(1954MS.)の報告は、残されている最も詳細な記載である。その露出状態をスケッチした第8図(遠藤, 1954MS., p.43-44に挿入されたp1.5を参考にして書き直したもの)から明らかなように、この石炭層は層状石灰岩の中に数枚挟まれている。石灰岩は石炭層を挟んだ付近ではより泥質となり、ところによっては石灰岩質碎屑岩となっている。石炭自体は部分的に良質の無煙炭になっていて、それを選択的に探査して採掘された。無煙炭となった部分からは生物体の組織などはまったく見いだされていない。多々羅の石灰岩がもっとも典型的な例であるが、石炭層を含む石灰岩は、石炭層を全然含まない武儀町温井の塊状均質灰色石灰岩に比べて、色調が暗いこと、10cmから数10cmの厚さの連続性の良い層状構造を示すこと、貝殻破片などを含んだ碎屑性堆積物の構造をもつものがあること、などの特徴がある。生層序学的には、*Misellina claudiae* が多産する化石帯に対比できる。

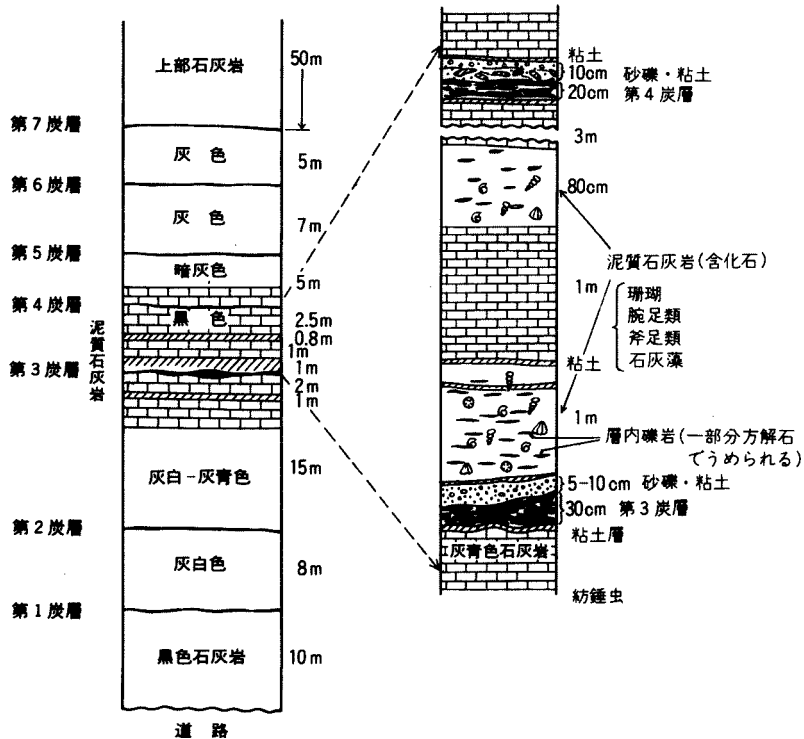
第2表 金山図幅地域に産出する紡錘虫

	和 田 野	先 谷	小 牧	水 成	岩 川	祖 父 川	多 々 羅	温 井	木 和 谷
<i>Verveekina verveeki</i>	×		×					×	
<i>Neoschwagerina craticulifera</i>			×				×	×	
<i>Neoschwagerina simplex</i>		×	×		×	×	×		
<i>Misellina claudiae</i>	×	×	×		×	×	×		×
<i>Cancellina</i> sp.			×				×		
<i>Parafusulina kaerimizensis</i>	×				×	×		×	
<i>Parafusulina</i> sp.									×
<i>Pseudodoliolina ozawai</i>								×	
<i>Pseudodoliolina</i> sp.				×	×	×			
<i>Pseudofusulina paratschernyschewi</i>	×	×			×	×			
<i>Pseudofusulina krafftii</i>		×							
<i>Pseudofusulina</i> sp.		×							×
<i>Schubertella</i> sp.			×						

(注) 和田野の試料は、礫岩中の石灰岩礫。



炭層・層序概念図



第8図 武儀郡武儀町多々羅の石灰岩とそれに挟まれる石炭層(遠藤, 1954MSの図版を参考にして作図した)

石灰岩の中には、祖父川に産する岩体のように板状、あるいは塊状に、数10cmから5m程の大きさをもった不規則な形をしたチャートが含まれていることがある。色は灰色ないし黒色のものが多い。これらのチャートは、以下に述べるチャートよりもさらに微粒なカルセドニーの集合体であり、緻密均質である。化石は含まれていない。おそらく石灰岩の中で二次的に続成作用の過程で形成されたものと推定される。

Ⅲ. 3. 4 緑色岩

緑色岩という用語は、ここでは、その色が暗緑色を呈することが多く、国際的にgreenstoneという名で一括して呼ばれている変質した火山岩類に対して用いる。

緑色岩は、岩石学的には、玄武岩質の溶岩、または、その噴出と関係の深い火砕岩である。緑の色調はほとんどが二次的に形成された緑泥石に起因している。変質の程度の軽いものは、顕微鏡下で明らかに本来の火山岩の組織が認められる。それらの多くはオフィティックまたはサブオフィティックな組織をもち、斑晶のないものでは、武儀町間吹の山麓部に産するもののように安山岩の組織がみられることもある。また、ヴェアリオライト組織が見られることも少なくない。武儀町温井の北の河床に産する緑色岩のように、ときには杏仁状構造が認められるものもある。その空隙はすべて方解石・緑泥石のいずれかあるいは両方によって埋められている。火砕岩ではvitroclastic組織が残っているものもある。凝灰岩質の岩石では方解石で固結されているものが多い。また、方解石を多く含んだものは、側方または上下方向へ石灰岩に移化することもある。加茂郡七宗町の木和谷では、長径約0.5mの枕状溶岩からなる緑色岩の小岩体が見られる。

緑色岩は、本図幅地域内に小さな岩体として点々と分布している。この岩石は、上記のように火山岩、火砕岩、凝灰岩などさまざまな組織・構造をもっていて、その特徴を肉眼で識別できるにもかかわらず、点在する各岩体を側方に追跡してその連続性を確認することはほとんどできない。

Ⅲ. 4 中生界

Ⅲ. 4. 1 概要

Tokunaga(1927)や徳永(1928, 1929)が本図幅地域には古生代ばかりでなく、中生層が分布することを指摘して以来、多くの研究者がこの地域一帯の地質を検討してきた。しかし、三畳紀やジュラ紀の化石がつぎつぎと見いだされたのは、その報告後、半世紀たってからのことであった。新しく地質年代を決める手がかりとなった化石は、コノドントや放散虫化石のように、肉眼ではその属種の判定の困難な微化石である。これらの微化石によってその地質年代が確定された中生層は、三畳紀のチャート、ジュラ紀のチャート及び珪質頁岩である。ただ砂岩層からは、信頼できる化石がまだ見いだされていない。

本図幅地域の中生層は見かけ上、下位から上位に向かってチャート、珪質頁岩、砂岩と重なり、時代的には三畳紀から白亜紀最前期へと連続して堆積した一連の層序を構成しているように見える。現在のところ、放散虫化石に基づく生層序学的研究結果からは、そのように推定しても矛盾はないが、この見かけ上連続した一連の層序関係の中には部分的な層序の欠落がある可能性もある。しかし、そのような連

続性、あるいは生層序と岩相層序の関係については今後の研究に待たなければならない。ここでは、少なくともジュラ紀初期から末期にかけて、これらの層序はとくに顕著な間隙をもたず連続して形成された。

Ⅲ. 4. 2 チャート及び珪質粘土岩

チャートは一般に層状チャートと呼ばれているように数cmから10数cmの厚さをもった珪質分の多いチャートの部分とそれよりも薄く数mmないしそれよりも薄い泥質分の多い部分とが規則的に互層して、場合によっては、数百枚も重なった縞状の構造を示す。その色はチョコレート色から、赤灰色、灰色、黒、緑色がかった灰色、などさまざまであるが、とくに三畳紀中期のものにはチョコレート色のものが多い。まれに節理や小断層に沿ってその色が変化し、赤灰色から淡緑色ないし灰色に変化しているところもある。

これらの層は単調にある一方向に傾いていることもあるが、ほとんどの場合は波長が1m内外の小褶曲をしている。なかには、八百津町久田見の北で見られるように、褶曲した両翼が折りたたまれ鋭く曲がった鞍部や谷部をもつ chevron fold も見られる(第9図)。しかし、一般には、そのような小褶曲は第10図のように、緩く湾曲した軸部をもつことが多い。大きな露頭では、褶曲の全容が記述できないほど複雑になっていることもある。ある一定の層準に限って小褶曲が発達し、その上位や下位にその変形が及んでいない褶曲(層内褶曲)を形成していることが多い。

層状チャートには、山田ほか(1985)が高山地域的美濃帯から報告したような varved chert が挟まれている。これは、数cm-数10cm厚のチャートの単層中に、数mmないしそれ以下の厚さの層理面に平行なラミナが数多く見られるものである。

また、層状チャートには、チャートの単層中に碎屑性ラミナを含むものがある。この碎屑性ラミナは、チャート、珪質頁岩、泥岩、火山岩の岩片や、碎屑性の石英粒子などからなっている(第11図)。

チャートは肉眼で見た色には関係なく、薄片では半透明である。鏡下では放散虫化石の遺骸などを除いて、大部分が極細粒のカルセドニー質石英からなることが多い。ほとんどすべてのチャートはその中に不規則に直線状の細脈が入っていて、それを細粒のカルセドニー質石英が埋めている。これらのカルセドニーのほとんどは普通のカルセドニー、つまり length-fast chalcedony である。しかし、ごくまれに光学的方位の異なる length-slow chalcedony によって埋められていることもある。これらの細脈の幅は0.1mm以下のきわめて狭いものである。これより幅の広い細脈ではその内部が細粒の等粒他形の石英で埋められていることが多い。

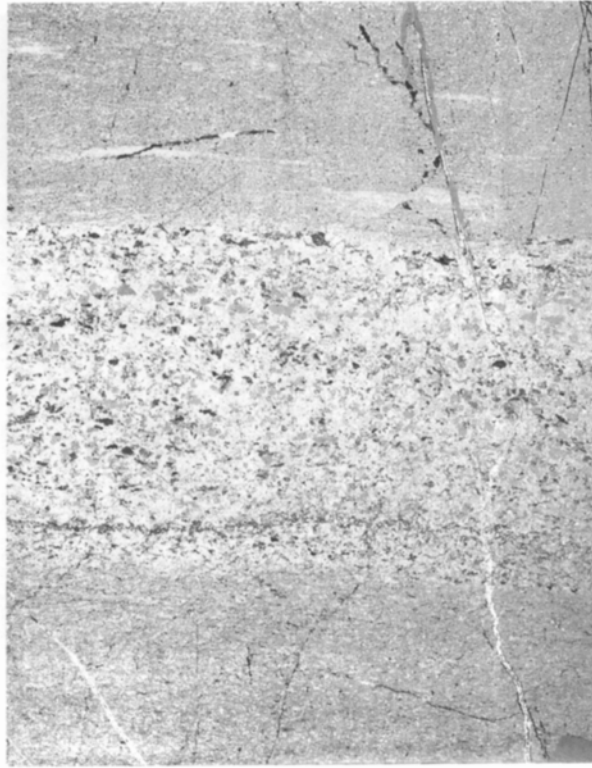
赤色で泥質の不純なチャートは、薄片においてもその色が認められるが、その色がいかなる鉱物に起因しているのかは鏡下でも定かではない。このようなチャートでは層理面に平行にきわめて微細なしかも不連続的なラミナ状の microstylolitic suture が認められることが多い。上述した varved chert ではそのラミナがさらに発達していて、側方に長く連続し、かつ microstylolitic suture の振幅も0.1mmほどに大きくなることもある。この suture がチャート中の細脈や放散虫化石の遺骸を切って発達する場合には、その細脈や遺骸は不連続に断たれ、それによって0.1mmまたはそれ以上の物質除去のあったことを知ることができる場合がある。



第9図 層状チャートの層内褶曲(加茂郡八百津町久田見の北方約2km)



第10図 厚いチャート層の内部に見られる層間褶曲(加茂郡八百津町北端)



第11図 層状チャート層のチャート層中に挟在する砕屑物薄層(加茂郡七宗町飛水峡
下方ボーラのみ, 写真の幅は約6.5mm)

保存の良い放散虫が残されている時には、その遺骸の壁が細粒のカルセドニーで構成されていることが明瞭に観察される。また、その内部もごく微粒のカルセドニー質石英で埋められていることが確かめられる。しかし、これらの組織とは別に、チャートの内部には不規則な広がりをもった細粒の等粒他形の石英が存在することも少なくない。

多くのチャートには放散虫化石が含まれているが、必ずしもすべてのチャートに含まれているとは限らない。この化石をほとんど含まないチャートもまた存在するが、そのような場合においても、放散虫化石の遺骸と類似の大きさをもった相対的に粗粒のカルセドニー質石英の集合体が斑点状に鏡下で見られることが多い。それゆえ、たとえ化石の遺骸を分離することができなくても、本来は存在していて二次的に変わってしまった可能性があるので、放散虫化石がなかったとは断定できない。

放散虫化石は、わが国では各地の岩石に多産するため、走査型電子顕微鏡の普及とともに、年代決定にきわめて有用な化石となってきた。この化石はチャートばかりでなく珪質頁岩にも多く含まれていて、以下の章でこれからもしばしば引用されるので、現在もっとも一般的に用いられている本邦における放散虫化石生層序区分を第3表に示す。放散虫化石は試料に含まれている個体数が非常に多く、かつその属種もきわめて多様である。ある特定の属や種の存在期間で時間を区切ることは、確率的にみて有意性が低い。また、例えそれが一つの露頭で可能であっても、広い地域の対比に有効であるかどうか疑問が多い。それゆえ、ほとんどの場合は複数の属種の存在によって定められる群集帯によって、生層

第3表 本邦の中・古生界における放散虫化石群集帯

地質時代		放散虫化石群集
白亜紀	後期	<i>Amphipyndax enesseffi</i> - <i>A. tylotus</i>
		<i>Patellula planoconvexa</i> - <i>Artostrobium urna</i>
	前期	<i>Holocryptocanium barbui</i> - <i>H. geysersensis</i>
		<i>Acaeniotyle umbilicata</i> - <i>Ultranapora praespinifera</i>
		<i>Eucyrtis tenuis</i>
	<i>Obesacapsula rotunda</i>	
ジュラ紀	前期	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>
		<i>Cinguloturris carpatica</i>
		<i>Gongylothorax sakawaensis</i> - <i>Stichocapsa naradaniensis</i>
	中期	<i>Tricolocapsa conexa</i>
		<i>Tricolocapsa plicarum</i>
	後期	<i>Laxtorum?</i> <i>jurassicum</i>
		<i>Archicapsa pachyderma</i>
	<i>Parahsuum ovale</i>	
三疊紀		<i>Canoptum triassicum</i>
		<i>Triassocampe nova</i>
		<i>Triassocampe deweveri</i>
二疊紀	後期	<i>Neoalbaillella ornithoformis</i>
		<i>Neoalbaillella optima</i>
	中期	<i>Follicucullus scholasticus</i> morphotype II
		<i>Follicucullus monacanthus</i>
		<i>Pseudoalbaillella globosa</i>
	前期	<i>Pseudoalbaillella longtanensis</i>
		<i>Albaillella sinuata</i>
		<i>Pseudoalbaillella scalprata</i> m. <i>rhombothoracata</i>
		<i>Pseudoalbaillella lomentaria</i>
		<i>Pseudoalbaillella u-forma</i> morphotype II
期	<i>Pseudoalbaillella u-forma</i> morphotype I	
	<i>Pseudoalbaillella bulbosa</i>	
石炭紀		<i>Pseudoalbaillella nodosa</i>

市川ほか(1985), Matsuoka and Yao(1986), Ishiga(1990), Yao(1990)による

第4表 金山図幅地域に産出するコノドント

	野 々 古	鷯 和 巢	木 父 谷	祖 寺 川	下 柳 谷	小 袋 牧	若 柳 峠	柳 阿 栗	松 納 木	下 御 本	久 麻 山	間 座 生	譽 飛 野	勝 見 須	大 水 水	室 本	本 追	甘 源	下 牛	治 納 氏 大 ヶ 田 古	
<i>Carinella hungarica</i>																					
<i>C. mungoensis</i>																					
<i>Epigondolella abneptis</i>																					
<i>E. bidentata</i>																					
<i>E. nodosa</i>																					
<i>E. postera</i>																					
<i>E. primitia</i>																					
<i>Gladigondolella tethydis</i>																					
<i>G. malayensis</i>																					
<i>Neogondolella bulgarica</i>																					
<i>N. constricta?</i>																					
<i>N. excelsa</i>																					
<i>N. foliata</i>																					
<i>N. navicula navicula</i>																					
<i>N. navicula steinbergensis</i>																					
<i>N. polygnathiformis</i>																					
<i>N. sp.</i>																					
<i>Neospathodus dieneri</i>																					
<i>N. homeri</i>																					
<i>N. timorensis</i>																					
<i>Misikella hernsteini</i>																					
<i>M. posthernsteini</i>																					
<i>Chiroadella dinodoides</i>																					
<i>Cypridodella mediocris</i>																					
<i>C. muelleri</i>																					
<i>C. unialata</i>																					
<i>C. norica csopakensis</i>																					
<i>C. sp.</i>																					
<i>Didymodella alternata</i>																					
<i>Diplododella magnidentata</i>																					
<i>D. petrae-viridis</i>																					
<i>Enantiognathus zieglerei</i>																					
<i>Neohindeodella aequiramosa</i>																					
<i>N. andrusovi koeveskalensis</i>																					
<i>N. benderi</i>																					
<i>N. dropla</i>																					
<i>N. multihamata</i>																					
<i>N. suevica</i>																					
<i>N. triassica</i>																					
<i>N. sp.</i>																					
<i>Xaniognathus kockeli</i>																					
<i>X. saginatus</i>																					
<i>X. tortilis</i>																					
<i>X. sp.</i>																					
<i>Diplognathodus oertlii</i>																					

Koike et al(1971), 猪郷(1979b), 松田・磯崎(1982), Isozaki and Matsuda(1985)による

序学的区分がなされている。

チャートに含まれているコノドントの量は放散虫化石の量よりもはるかに少ない。しかし、コノドントは古生代から三畳紀にかけての地質時代を決めるのに役立つ。コノドントについては、Koike et al. (1971) や猪郷(1979b)の研究があり、彼らの研究によって、本図幅地域のチャートのほとんどは三畳紀であることが明らかにされた。この地域で報告されているコノドントを第4表に示す。放散虫化石についても、第5表に示したように、この地域の南部でNakaseko and Nishimura(1979)が三畳紀のそれを報告したのを皮切りに、多くの研究が進められてきている。これらの化石を用いた生層序学的研究結果はこの地域の中・古生層の地質時代を明らかにしただけではなく、その地質構造、また、その形成史にかかわる多くの問題を浮き彫りにしてきている。なお、ここに掲げた表ばかりでなく、一般に微化石の産出地点や層順についての情報は、きわめて高い精度を必要とする。とくにその試料の産出地点については、少なくとも10cm オーダーの区別が必要となることも少なくない。さらに、検討される化石の個体数についても、通常は数百、詳しくは数千個の骨格体を扱う。それゆえ、この種の微化石の産出につ

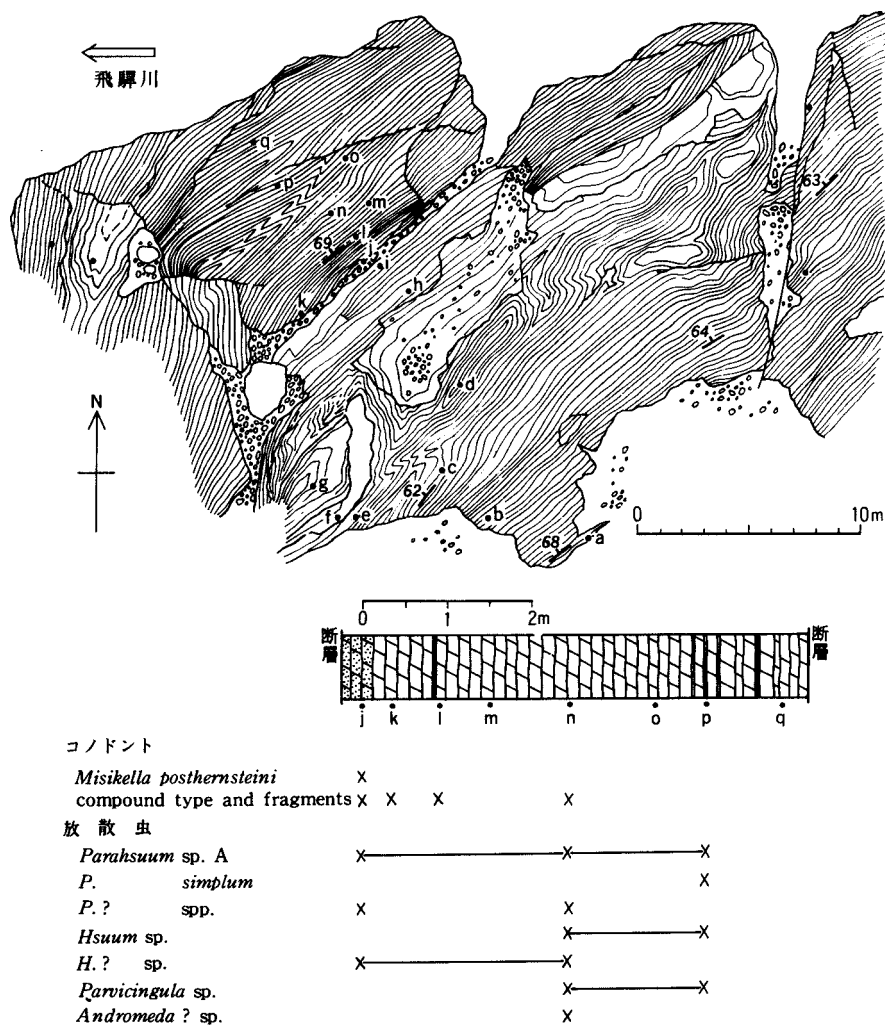
第5表 金山図幅地域南部産の三畳紀放散虫化石
(Nakaseko and Nishimura, 1979)

	下 麻 生 a	下 麻 生 b	飛 水 峡
<i>Archaeospongoprimum compactum</i>			R
<i>A. tenue</i>			C
<i>Staurodoras variabilis</i>			C
<i>Tripocyelia cf. acythus</i>			C
<i>T. japonica</i>			R
<i>T. sp. A</i>			R
<i>Trilonche japonica</i>			R
<i>Capnodoce anapetes</i>	C	R	
<i>C. sarisa</i>	R	R	
<i>Capnuosphaera theloides</i>	A	R	
<i>C. theloides var. a</i>	R		
<i>C. triassica</i>	R		
<i>C. triassica var. a</i>	R		
<i>Dictyomitra pessagnoii</i>	C	R	
<i>Dictyomitrella deweveri</i>			R
<i>Eucyrtidium</i> (?) sp. A	C		
<i>Napora robusta</i>	C		
<i>Poulps</i> (?) sp.	R		C
<i>Sethophaena</i> (?) sp. A			R
<i>Stichopilium</i> sp. A			C
<i>Syringocapsa cf. batodes</i>	R		
<i>Theocorys</i> sp. A	R		
<i>Yeharaia elegans</i>			C
<i>Y. annulata</i>			C
<i>Y. japonica</i>			C

A : abundant C : common R : rare

いて詳しく論ずる場合は、上記の表ばかりでなく、その地名と産出化石名との対応について、必ず元の文献の原記載を参照する必要がある。第4表や第5表はその意味においては、単に分布の概括を示した手引きにすぎない。

放散虫化石の研究やそれに基づく生層序学的検討は本図幅地域においても、1980年代初頭からいろいろな観点に立ってなされてきた。中生代のチャート中における放散虫化石については、この地域では加茂郡七宗町上麻生の飛水峡における松田・磯崎(1982)や Isozaki and Matsuda(1985)の注目すべき研究(第12図)がある。彼らはそこに露出する見かけ上連続している層状チャートを調査し、コノドントと放散虫化石の両者を検討して、三畳紀後期のチャートとジュラ紀前期(ジュラ紀前期の後半あるいはジュ

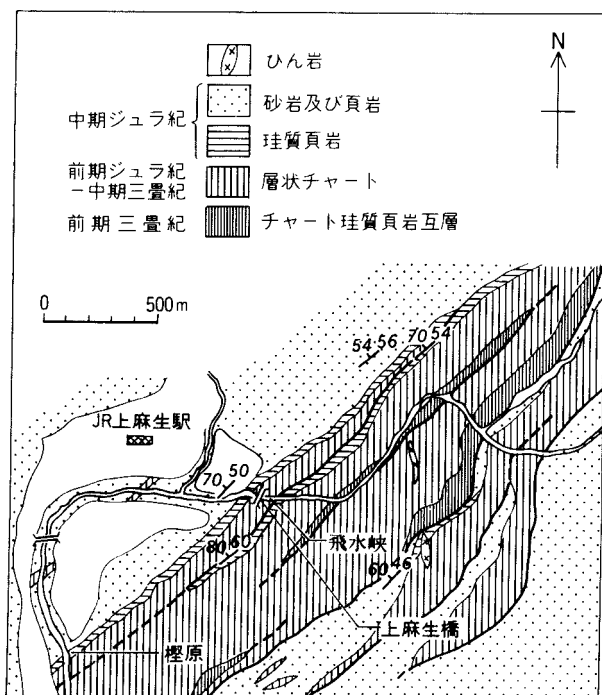


第12図 加茂郡七宗町飛水峡に露出する三畳紀後期-ジュラ紀前期のチャートとそこから得られた放散虫化石(松田・磯崎, 1982による)

ラ紀中期の前半)ではないかと推定されるチャートが存在することを確かめた。三疊紀とジュラ紀の境界とその生層序については、国際的にもまだ問題が残されているが、この研究はこの地域においてなされた生層序学的研究として、今後も参考にされることであろう。

チャートは通常まとまって大きな岩体として露出している。ほとんどの場合、その岩体の内部では細かな層内褶曲をしており、個々の場所における走向・傾斜とその岩体全体の分布や延びの方向とは必ずしも関係があるわけではない。また、一見して層状の岩体が規則的に積み重なっているように見える場合でも、必ずしもそれらは下から上へ順次その順番に新しい層が累重しているわけではない。このことはとくにコノドントや放射虫化石に基づく生層序学的研究によって明らかにされたことである。数10m-数100mの厚さをもったチャートの層状岩体は、実際には厚さ数m-10数mの上部三疊系から下部ジュラ系にかけての層状チャートが何回も繰返していることが多い。ときにはその繰返しに中部ジュラ系の珪質頁岩までが加わっていることもある。飛水峡における例を第13図に示す。

地質図に表されたチャートは、比較的厚く、また側方に連続性のある大きな層状の岩体としてその分布が確かめられたものである。したがって、それら数100mの厚さをもったチャートは層序学的に連続した地層として、上下他の地層と一連の積み重なりを示すように地質図では見える。しかし、それらチャートの層状岩体は上述したようにそれぞれは単一の地層ではない。また、本図幅地域のチャート層は調べられたかぎり、すべて下部三疊系から下部ジュラ系にわたるか、もしくはその間の一部かのいずれかである。このことはチャート層が珪質頁岩層、砂岩層などとともに順次、時代を追って積み重なっ



第13図 加茂郡七宗町飛水峡付近の地質図(Mizutani and Kido, 1983による)

たものではなく、同じチャートがその上位の珪質頁岩層、砂岩層などとともに断層で繰り返していることを示している。

生層序学的にジュラ紀に属すると考えられるチャートは、三畳紀のそれと同様に縞状の構造をもち、しばしば層内褶曲をしている。その外観や分布、構造などは放散虫化石の構成種を除けば、三畳紀のチャートと区別できない。ただ、ジュラ紀と考えられるチャートにはチョコレート色や茶褐色の層状チャートはほとんど見られない。ジュラ紀のチャートだけが独立して露出していることはほとんどなく、露頭で見るとかぎり、ジュラ紀のチャートは三畳紀のそれと連続して露出している。

三畳紀中期の層状チャートの下位には珪質粘土岩が見られることがある。この珪質粘土岩は一般に灰色で chert の単層と互層する部分や、黒色泥岩と互層をなす部分がしばしば見られる。この珪質粘土岩は丹波帯で Imoto (1984) が砥石型頁岩としたものとほぼ同じものと考えられ、砕屑粒子をほとんど含まず、粘土鉱物ばかりからなることが特徴である。その時代はおそらく三畳紀の前期から中期と考えられているが、この地域の珪質粘土岩からはまだ化石は見いだされていない。この珪質粘土岩に始まり、層状チャートを経て、珪質頁岩、頁岩、そして、砂岩に至る一連の連続層序が美濃帯に共通して認められることは、Mizutani, Yao and Imoto (in Mizutani et al., 1981b, p.191, Fig.14) によって指摘されているが、含有化石が少ないためもあるとあってその生層序学的解析はまだ十分には進んではない。

本図幅地域の七宗町の東部を占める山岳地帯は後述する中之保背斜の軸部に当たり、チャートが広く分布している。そこでの岩相層序学的特徴を追って分布を調べてみると、この珪質粘土岩または黒色泥質チャートに始まり、赤褐色の層状チャートを経て灰色の層状チャートに至る（おそらく中部三畳系から下部ジュラ系に至る）一連の厚いチャート層が、不規則に何度も繰り返しながら重なっているように見える。とくに、大きな露頭においては層状チャートの構造と岩相、ならびに色調の変化から、この繰り返しが直接認められることが再三あるが、まだ生層序学的な裏付けは得られていない。

Ⅲ. 4. 3 石灰岩及び石灰岩チャート互層

本図幅地域の西部、美濃加茂市三和町甘屋付近には、頁岩（実際にはほとんどが珪質頁岩）や砂岩の中にレンズ状岩体として、石灰岩の小岩体や石灰岩チャート互層の、あるいはチャート小岩体が点在して分布している。すべて側方にも上下にも連続性が悪く、周囲との関係から判断しておそらく異地性岩体であろうと推定される。この石灰岩の中から Koike et al. (1971) は三畳紀のコンドントを見いだしている。この付近の石灰岩にはそれ以外の化石は見つかっていない。

すでに述べたように、チャートは、一般に、数 cm から 10 数 cm の厚さの珪酸分の多い部分とそれよりも薄い泥質の部分と互層するいわゆる層状チャートして産するが、それとはまったく別に、10 cm 内外の厚さをもったチャートの部分とそれとほぼ同じ厚さの石灰岩が繰り返して互層し、石灰岩チャート互層とも呼ぶべき岩相を示すものがある（第 14 図）。本図幅地域の中では、このような石灰岩チャート互層は、とくに上記の美濃加茂市甘屋付近一帯に産する。石灰岩は細粒で乳白色を示す。Koike et al. (1971) が報告したコノドントはこの種の石灰岩にも含まれている可能性がある。岩相の類似性やその分布から推定して、この石灰岩チャート互層も三畳紀のものと思われる。しかし、このチャートは、石灰岩を交代して二次的に形成された続成作用の産物かも知れない。



第14図 チャート石灰岩互層(美濃加茂市伊深町)

Ⅲ. 4. 4. 珪質頁岩

珪質頁岩は厚さ数10cmないし10数cmの層状をなしていることが多い。しかし、ときには塊状を示すこともある。層状を示す場合でも層理面は明瞭ではなく、それに平行な節理の発達によって層理面が認められることが多い。

珪質頁岩は新鮮な場合には緑灰色あるいは淡緑色を帯びた灰色を呈し、風化を受けると黄褐色に変化する。風化に対してはそれほど抵抗性はない。しかし、比較的珪酸分の多いものでは、チャートのような露岩として現れていることもある。

層状を示す珪質頁岩では、しばしば厚さ10cmないし10数cmの一枚の単層が明瞭に三つの部分に分けられることがある。下部は比較的粗粒の凝灰質シルト岩、中部は不純なチャート、そして上部は細粒の珪質頁岩である。これらは互いに漸移し、それぞれの厚さは、異なった層では必ずしも同じではない。しかし、ある一枚の層の中ではほとんど変わらない。まれにその内部でラミナが波長数cm程度の小さな層内褶曲をしているのが見られることがある。それはことに中部のチャートに変わった部分によく見られる。

珪質頁岩の代表的な露出地域は、七宗町の飛驒川沿いの中麻生から北東の飛水峡付近である。この珪

珪質頁岩は厚さ30mほどでそれほど厚くないが、後述するように特徴的な放散虫化石群集を含んでいること、層序と岩相の特徴が把握しやすいことなどから追跡ができるので、地質図ではチャートや砂岩と区別して示してある。しかし、実際には地質図にチャートと塗色した部分にも薄い珪質頁岩が認められることが少なくない。後述するように、チャートが生層序学的な上位に向かって珪質頁岩に移り変わる層序は、飛水峡付近で何回も繰り返して現れている(Mizutani and Kido, 1983)。

美濃加茂市甘屋一帯に分布する珪質頁岩については、そこに含まれる放散虫化石群集が飛水峡一帯のものと同様であることが永井(1987)及び永井・水谷(1991)によって報告されている。しかし、甘屋一帯に分布する珪質頁岩は見かけ上著しく厚く、かつそのなかに多数のレンズ状のチャート、石灰岩、石灰岩チャート互層の岩体を含んでいることなどから、飛水峡の珪質頁岩とは区別して、そのレンズ状岩体も含めて頁岩優勢メランジェとして表現した。

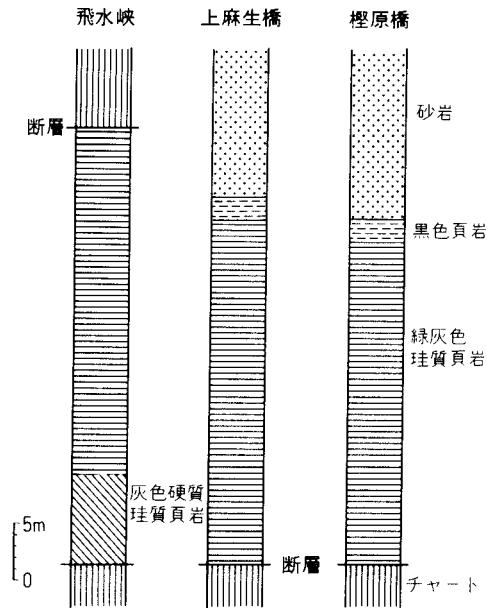
珪質頁岩は、ときには不純なチャートと鏡下では区別ができない。しかし、一般的には微粒の粘土鉱物が多く含まれており、さらに細粒の黒雲母片などが認められることもあって、容易に両者は識別できる。放散虫化石が含まれている場合には、ほとんどの例では、チャート中のその遺骸よりも保存が良く、内部や殻の表面の細かな構造が鏡下においても観察できることが少なくない。また、殻を構成している細粒のカルセドニー質石英も明瞭に認められる。放散虫化石の内部はチャートの場合と異なり、珪酸鉱物、粘土鉱物、緑泥石などの集合で埋められていることが多い。

珪質頁岩には、チャートと同様に放散虫化石が多数含まれている。その属種はチャートとは明らかに異なり、ジュラ紀中期の群集からなる(第6表, 第15図)。この地域において珪質頁岩中の特徴的な群集はMizutani and Kido(1983)が七宗町上麻生の飛驒川河畔に露出する珪質頁岩から得られた放散虫化石から記載した*Dictyomitrella*(?) *kamoensis-Pantanelium foveatum* 群集である。この群集は先に掲げた第3表の*Tricolocapsa conexa* 群集の下半に当たり、中期ジュラ紀のものと考えられている。珪質頁岩が最もよく露出しているところは、七宗町上麻生の飛驒川沿いの河畔である。そこでは三畳紀からジュラ紀のチャートに続いて、見かけ上、連続的に珪質頁岩が現れているが、実際には第13図に示したように、シート状のチャートと珪質頁岩が少なくとも3回繰り返していると考えられる。

一方、ジュラ紀から白亜紀前期と考えられている放散虫化石群集が金山町一体から知られている(水谷, 1981; Wakita, 1987)。しかし、これらの報告を見るかぎり、この時代を示す群集の珪質頁岩はその分布が断片的である。これまでのところ生層序学的に中部ジュラ系から上部ジュラ系、そして、下部白亜系へと連続した層序を示すところは知られていない。そのほか、本図幅地域内に分布するが、地質図上には表現されていない小さな点在する珪質頁岩体(北部のメランジェ地帯の中に多い)についても、放散虫化石が調べられているが、それらは生層序学的にはそれぞれ単一群集からなっていて、この珪質頁岩はいずれも断片的な岩塊である。このことは中部ジュラ系から下部白亜系にわたる珪質頁岩が形成された頃とほぼ同時期に、大規模な層序の擾乱を起こす作用があったことを示唆している。

III. 4. 5. 砂岩・頁岩

砂岩は一般に塊状または層状を示す。塊状の場合にはまったく層理面を示さないことが多い。しかし、ごくまれに内部に地層の境界面と平行な層理面が見られることもある。塊状の砂岩は、その厚さが数m



第15図 加茂郡七宗町上麻生付近の美濃帯中・古生層の柱状図。第6表の放射中化石はそれぞれの緑灰色珪質頁岩から得られたものである(木戸ほか, 1982による)

をこえる層状のものと考えられるが、実際にその種の厚い層厚をもった砂岩の性質については露頭の制約もあってよく分からない。

層状の砂岩は、一般に10数cmから数10cmの厚さをもったものが多い。内部は均質であり、また、底痕などもあまり発達していない。砂岩層の厚さについては、この地域の砂岩層を含めて内帯の砂岩について Mizutani and Hattori (1972) による検討があるが、砂岩層の層厚分布についての本質的な意義についてはなお憶測の域を出ない。経験的には、それが対数正規分布をなすとする見方と切断正規分布をなすという見方がある。

層状の砂岩は、単層の厚さが数cmから10数cmあり、それと同じくらい、もしくはそれよりも薄い頁岩と交互に規則的に何十回も繰り返して現れることもある。このような砂岩頁岩互層は、乱泥流(turbidity current)によって形成されたものと考えられていて、タービダイトと呼ばれている(第16図)。

後述する上麻生礫岩は、その下部に厚さ数mのタービダイトを伴っているが、このタービダイト層自身が波長数mの層内褶曲を示す。また、上下の層とは密着した堆積性接触関係で接している。これらの関係は、このタービダイト層自身が独立したブロックとして挟まれていることを示し、タービダイト層の一部が再動して水底を移動してそこに定着したことを示している。

タービダイトには、多くの場合、その底面に底痕が見られることがある。それらは大きく二つに区分される。ベクトルとしての方向をもった flute cast と、方位だけを示す groove cast (第17図)である。その大きさは長さが数cmの小さなものから、2m以上もの長いものまで、また、flute cast ではその高さが数cmに達するものまでいろいろある。これらの堆積構造は、乱泥流が流れ下った際に形成されたものと考えられていて、その底痕の方位や方向からその流れの方位や方向を推測することができるので、古流系の解析に用いられる。この地域の砂岩の底痕に基づく古流系解析は、足立・水谷(1971)によって



第16図 砂岩頁岩互層(加茂郡七宗町上八日市南西約500m)



第17図 タービダイトの砂岩層の底面にあるグループキャスト(加茂郡七宗町上麻生飛騨川河畔)

なされている。彼らは次のような手続きをとって、その方位や方向を復元した。後述するように、あらかじめこの地域の褶曲構造の平均的な軸面の走向・傾斜と軸傾斜の角度とを求めておく。ある位置において観察・測定された底痕の方位や方向を、1)この褶曲構造の軸面を垂直に戻し、2)傾斜している褶曲軸を水平にし、3)その褶曲軸を回転の軸として、それぞれの地層を水平に戻すという手順に従って廻転する。その後、その底痕の方位あるいは方向をこの地域における古流系解析の基礎データとして取り扱った。それぞれの地点で測定された値を概括的にみると、タービダイトを形成した流れは、現在の南北方位からみて、ほぼ北から南に向かう方向をとっていたと考えられている。

タービダイトや底痕をもっている砂岩には、普通、級化層理がある。級化層理が見られなくても、下位から上位に向かって頁岩から砂岩に移行していく部分ではその境界が明瞭であり、それに対して、砂岩から頁岩に変わる部分ではその境界が漸移するという例が多い。この関係はこの砂岩頁岩互層の下から上への堆積の順序を現すものと考えられるので、これらの観察結果に基づいて砂岩頁岩互層の上下関係を知ることができる。地質図ではその方位が矢印付きの走向・傾斜の記号によって示されている。まれには、これらの砂岩に load cast や convolute bedding の堆積構造が見られることもある。

砂岩は新鮮な破断面では、灰色あるいはやや青みを帯びた灰色を呈する。基質の多い砂岩はさらに黒ずんで見える。ときには砂岩の中に黒色頁岩の小片が入っていることがある。その場合、ほとんどの黒色頁岩の大きさは周囲の砂岩自体の平均粒径よりもはるかに大きい。また、その黒色頁岩の破片は塑性変形していることが多い(第18図)。

この地域の砂岩に関する岩石学的研究はMizutani(1957)によってなされている。それによればほと



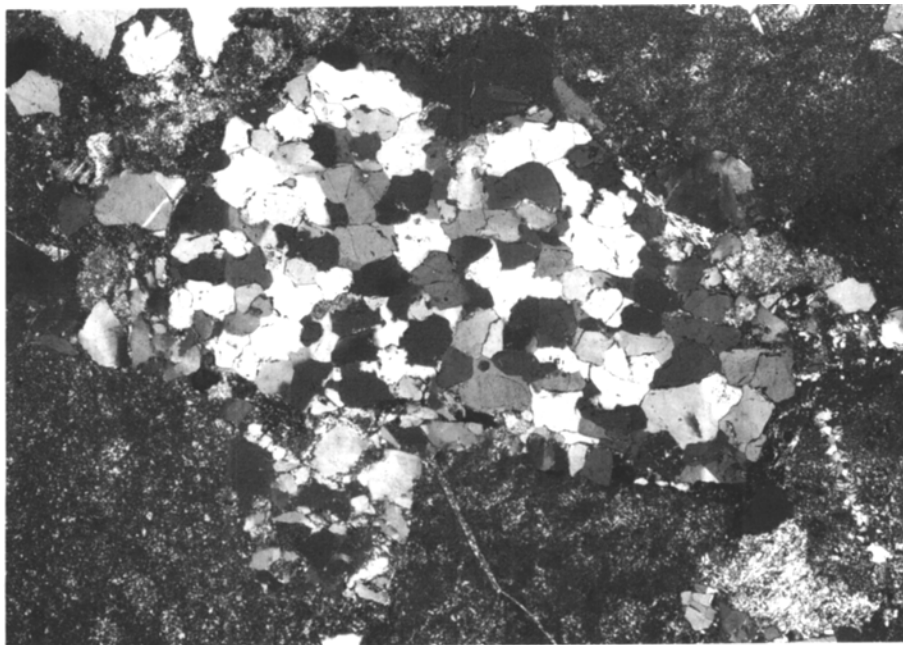
第18図 頁岩の破片を含んだ砂岩(加茂郡七宗町室兼) 下方ポーラのみ、幅は約12mm

んどの砂岩はいわゆるグレイワック質で、比較的基質が多く、淘汰が悪い。塊状で均質な砂岩といわゆる砂岩頁岩互層あるいはタービダイトでは、塊状の砂岩のほうが淘汰は良い場合が多い。碎屑性鉱物種としては石英が主成分を占める。その他に長石、岩片が多い。きわめてまれではあるが淘汰の良い、しかも、比較的円磨度の高い粒子からなる灰白色の塊状の砂岩が見られることがある。

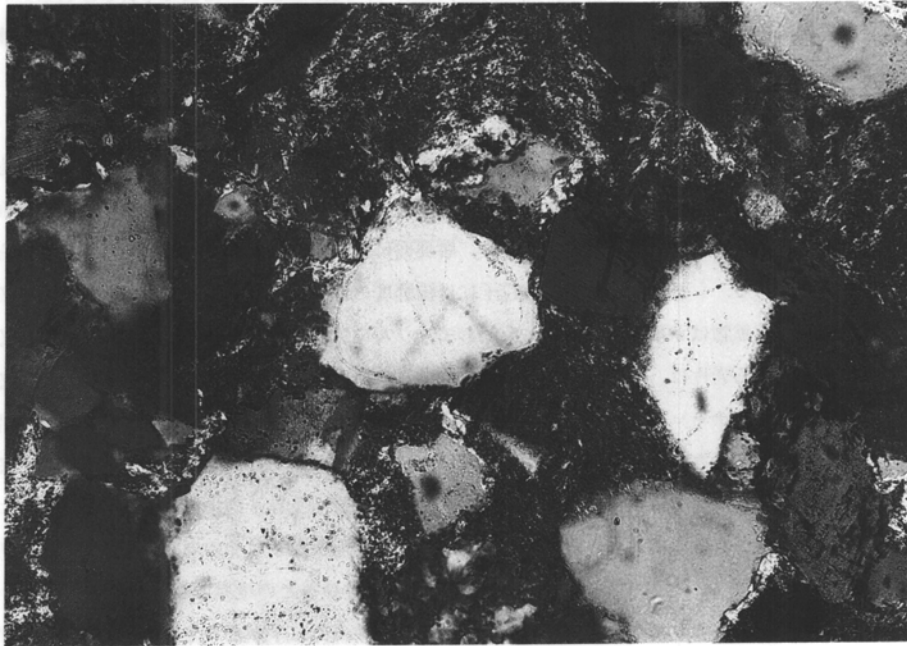
シルト岩は砂岩層の一部、あるいはタービダイトに伴って産するが、頁岩とともに産出することも多い。頁岩と呼ばれているものの中にはシルト岩がしばしば含まれている。シルト岩は一般に層理面が明瞭であり、また、剥離面の発達したものが多い。層理面に沿って重鉱物の濃集している部分が見られることがしばしばある。シルト岩中の碎屑性粒子には円磨度の低い石英が圧倒的に多い。この地域の砂質岩中に含まれる重鉱物はシルト岩と砂岩とを問わず、ジルコンとざくろ石が多いことが特徴である。

砂岩の中に含まれる岩片は、当然のことながらその砂岩を構成する粒子よりも細粒の粒子からなる岩石に限られる。頁岩やチャート、あるいは緑色岩の破片などは少量ではあるが、普通に見られる岩片である。それに加えて、ときには結晶片岩の破片が見いだされることもある。また、ごくまれではあるがオーソコーツァイトの破片も識別される(第19図)。また、碎屑性石英粒子の中には明らかにオーソコーツァイトからもたらされたと考えられるものがある。それらの石英粒子はその周辺にわずかに石英の二次的成長部をもって、そのすぐ内側には、かつての碎屑性粒子との境界であった dust ring の一部が観察される(第20図)。これらの事実は碎屑物の起源を推定する際に手がかりとなり、これらの物質がもたらされた後背地はおそらく大陸性の地域であったであろうと考えられる。

Mizutani (1957)はこの地域の砂岩の岩石学的研究を行い、その粒度や鉱物組成の特徴を記載した(第7



第19図 粗粒砂岩に含まれるオーソコーツァイトの碎屑粒子(武儀郡上之保村名倉) 直交ボーラ、幅は約5mm



第20図 砂岩に含まれる碎屑性石英粒子(武儀郡武儀町中之保久須) その外側に二次成長部をもつ。直交ポーラ、幅は約1mm

第 7 表 金山図幅地域の砂岩の粒度と鉱物組成(Mizutani, 1957による)

試料採取地は、いずれも武儀郡内、MN9：武儀町柳瀬東1km, MN12：武儀町柳瀬東1km, MM52：武儀町平成, MM67：上之保村田尻, MM68：上之保村田尻, MM69：上之保村田尻, MN47：武儀町水成, MN48：武儀町水成, MN49：武儀町水成, MN31：上之保村和田野南, MN32：上之保村和田野南, MO12 武儀町大城, MM14：上之保村棚井, MM15：上之保村棚井

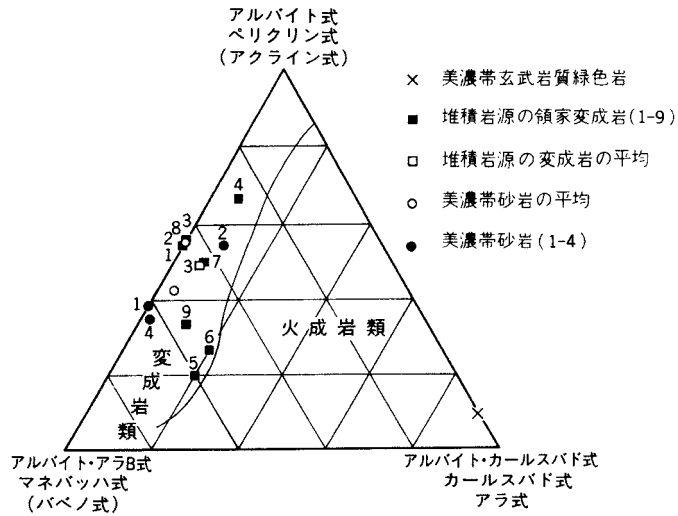
試料	粒 径			円磨度		鉱 物 組 成 (%)											
						石	チ	カ	斜	岩	頁	方	そ	雲	基		
	Mdφ	σφ	αφ	Mdρ	σρ	英	ャ ー ト	リ 長 石	長 石	片	岩	石	解	の	他	母	質
MN 9U*	3.07	1.09	0.12	1.66	1.10	51.0	4.4	14.7	2.1	0.3	2.4	1.3	1.2	22.6			
MN 9L*	2.22	1.40	-0.20	1.81	0.97	41.0	18.1	17.2	0.3	0.4	8.8	1.1	0.8	12.3			
MN 12	2.50	1.27	0.02	1.77	1.08	43.4	8.2	18.7	4.1	1.7	3.6	0.6	1.1	18.6			
MM52U	2.85	1.27	-0.09	1.38	1.08	46.8	2.8	12.3	3.5	0.2	3.2	1.6	0.5	29.1			
MM52L	2.16	1.23	0.15	1.16	0.75	48.8	10.7	26.6	1.8		6.5	1.8	1.1	2.7			
MM67	3.14	0.92	0.12	1.46	1.12	45.0	2.3	19.1	4.2	3.2	1.9	1.6	1.0	5.2	16.5		
MM68	3.32	0.98	-0.02	1.48	1.03	51.4	1.4	17.9	1.9	3.1	1.9	0.1	2.2	5.9	14.2		
MM69	3.02	0.90	0.04	1.52	1.03	55.3	1.6	17.7	1.3	4.3			1.4	4.2	14.2		
MN 47U	2.35	1.06	-0.03	1.40	1.00	54.2	10.4	12.5	0.3	3.3	1.0	1.9	0.3	16.1			
MN 47M*	2.61	0.97	0.11	1.84	0.99	54.6	5.5	8.4	1.3	5.0	2.9	1.8	0.6	19.9			
MN 47L	2.38	1.36	0.19	1.45	1.01	51.9	12.4	9.8	0.3	3.0	7.2	0.8	0.3	14.3			
MN 48U	2.85	0.95	0.19	1.26	0.91	54.2	8.3	9.5	0.6	0.4	2.3	1.9	0.4	22.4			
MN 48M	2.57	0.95	0.27	1.43	0.78	56.8	11.9	9.7	1.1	0.4	2.2	1.1	0.4	16.4			
MN 48L	2.95	0.92	-0.05	1.63	1.13	56.1	11.8	9.9	1.3	0.9	1.0	1.3	0.6	17.1			
MN 49U	2.95	1.11	0.12	1.55	0.97	60.3	3.6	7.8	1.2	1.3	2.3	2.2	0.9	20.4			
MN 49L	2.76	1.22	0.01	1.68	0.94	53.6	4.2	10.7	0.2	1.2	2.0	1.9	0.9	25.3			
MN 31U	4.01	0.57	-0.07	1.27	0.77	48.0	2.0	11.4			0.4	0.9	0.9	37.3			
MN 31L	4.09	0.51	0.10	1.53	0.96	52.8	4.3	8.7	0.1			0.6	1.3	32.2			
MN 32U	4.02	0.51	-0.18	1.37	0.88	38.4	2.2	3.2	0.6			2.0	3.0	50.6			
MN 32L	4.10	0.56	-0.18	1.26	0.95	41.9	2.3	2.6	0.5	0.9		1.8	2.6	47.4			
MO 12A	3.25	1.25	-0.06	1.66	1.17	52.3	10.3	11.8	2.7	2.3	2.8	1.7	0.5	0.7	14.9		
MM 14	2.78	0.88	0.41	2.51	1.08	57.7				32.8		0.7	1.1	0.9	6.8		
MM 15	2.78	0.81	0.42	2.59	1.14	55.8				32.9		0.7	2.0	0.6	8.0		

*U,M 及びLは砂岩層の上部、中部及び下部を示す。

第 8 表 砂岩中に含まれる斜長石の双晶型とその組成(Mizutani, 1959 による)

試料	双晶型→	アル	マ	カ	ア	ベ	カ	アル	アル	合計		
		バ	ネ	ール	ラ	リ	アル	バ				
		イト	バ	ス		ク	バ	ラ				
		式	ツ	バ	式	リ	ス	ア	式			
			ハ	ド		ン	バ	ラ				
			式	式		式	イ	式				
							ト	ト				
							・	・				
MN 9		2	5		7		
MN 12		3	3		6		
MM 52		6	..	1	4		11		
MM 67		7	1	..	7		15		
MM 68		1	1	2		4		
MM 69		6	1	4		11		
MN 47		2	2		4		
MN 48		10	1	20		31		
MN 49		3	1	6		10		
MO 12		2	1	1		4		
MN 9-MN 12		5	8		13		
MM 52		6	..	1	4		11		
MM 67-MM 69		14	1	1	1	13		30		
MN 47-MO 12		17	2	1	29		49		
合計		42	2	1	1	1	2	54		103		
An. % 0-4		3		3		
5-9		1	1	..	1	..		3		
10-14			0		
15-19		1	..		1		
20-24		1	..	1		2		
25-29		6	1	1	..	1		9		
30-34		26	1	39		66		
35-39		4	14		18		
40-44		1		1		
試料	An. %→	0-4	5-9	10-14	15-19	20-24	25-29	30-34	35-39	40-44	合計	平均 An. %
MN 9		1	1	5	7	28
MN 12		1	5	6	31
MM 52		2	..	9	11	31
MM 67		2	8	4	1	15	33
MM 68		1	1	1	1	..	4	20
MM 69		..	1	4	5	1	..	11	29
MN 47		3	1	..	4	34
MN 48		1	1	23	5	..	30	31
MN 49		1	4	5	..	10	34
MO 12		1	2	1	..	4	30
MN 9-MN 12		1	2	10	13	30
MM 52		2	..	9	11	31
MM 67-MM 69		1	2	6	14	6	1	30	30
MN 47-MO 12		1	1	..	1	..	1	32	12	..	48	31
合計		3	3	0	1	2	9	65	18	1	102	31

表)。また、彼は続いて砂岩中の碎屑性の斜長石に関し、光学的な検討を行った(Mizutani, 1959)。その結果の一部を第 8 表ならびに第 21 図に示す。砂岩の中に含まれる碎屑性斜長石はその由来に依存して、化学組成や温度型あるいは双晶型が異なる。例えば、アルバイト・カールスバド式双晶やアラ式双晶(第 22 図)は火山岩や一般の火成岩に多く、アルバイト・アラ B 式双晶(第 23 図)は深成岩と変成岩の両者に多いといわれている(Gorai, 1950, 1951; Suwa, 1956)。これらの砂岩に関する一連の研究は、この地域の砂岩がいかなる特徴をもつものかを明らかにすると同時に、碎屑物がいかなる地質学的性質を有する地域からもたらされたのかを推定するために行われた。その点、斜長石は多くの光学的性質をもっていて、それらを自在回転台を用いて鏡下で検討することができるので、有効な手がかりを与える。それ

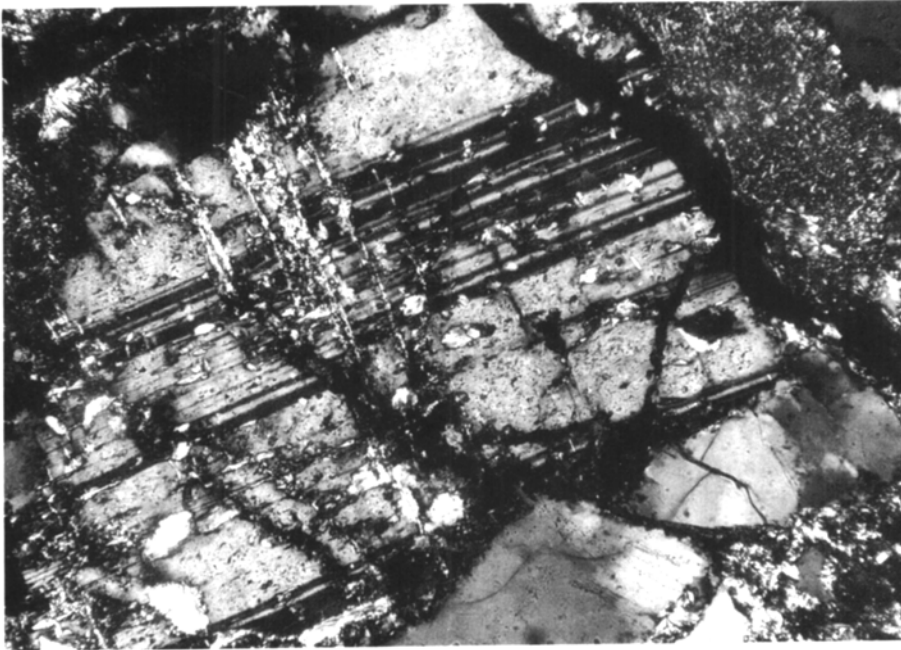


第21図 砂岩に含まれる斜長石粒子の双晶型とその相対頻度を示す三角図(Mizutani, 1959による)



第22図 砂岩に含まれる碎屑性斜長石(アラ式双晶; 武儀郡武儀町中之保大城, Mizutani, 1959による). 直交ポーラ, 幅は約0.6mm

らを検討して, Mizutani (1959) は広大な花崗閃緑岩質の変成岩地帯がこの斜長石の起源であると結論した. 彼の研究は自在回転台を用いた面倒な方法であって, 多くの碎屑性斜長石粒子を調べるには適当な方法ではない. その後, 彼は多数の斜長石の消光角を測定して, その結果を線型計画法によって計算し, 碎屑性斜長石の化学組成の分布を算出する手法を開発し, この地域の碎屑性斜長石について再検討を行ったが, その結果も上記の結論を裏付けている(Mizutani, 1975).



第23図 砂岩に含まれる碎屑性斜長石(アルバイト・アラB式双晶; 武儀郡武儀町富之保水成, Mizutani, 1959による). 直交ポーラ, 幅は約0.6mm

頁岩には、上記のシルト岩と共存し、碎屑性粒子を比較的多く含んだものと、碎屑性粒子をほとんど含まないものとの2種類がある。前者はその色が黒灰色であり、後者は黒色を呈する。頁岩には微粒の粘土鉱物と思われる片状の鉱物が多量に含まれている。ほとんどの場合、その鉱物は片状の面を層理面に平行にして配列している。そして、その面がこの岩石の剥離面となっている。なかには比較的精粒の碎屑性白雲母片が多く含まれているものもある。一方、黒色ち密な頁岩は鏡下ではその特徴をつかむことは困難である。ただ、おそらく有機性であろうと想像される微粒の黒色物質が、わずかに存在することが認められる。他の地域において検討された例から判断すると、これらの頁岩の主成分である粘土鉱物はイライトであると考えられる。おそらく続成作用の過程で形成されたものであろう。

砂岩や頁岩には、まれに放散虫化石の遺骸が見いだされることがあるが、一般にはその化石を取り出して年代を決めることができるほど保存の良いものが多量に含まれていることはない。しかし、相対的にシルト岩には放散虫の化石がよく含まれている。その場合でもよく検討してみると運搬の過程で残りやすく丈夫な骨格をもった、古くから spherioidea とされている属種の球形の骨格が多く、ほとんどの場合、刺針があってもその部分が折れてなくなっている。そして、それらは必ずしも年代の推定に役立たず、今までのところ堆積年代を推定する手がかりにできるような化石群集は得られていない。

地質図の上では、砂岩及び頁岩は厚さが数10mから数100mの厚いチャート層とチャート層の間に広く分布し、一見するとチャート層と砂岩層とが厚い互層をなして連続した層序を構成しているように見える。しかし、チャートの項で述べたようにコノドントや放散虫化石による生層序学的検討の結果、チャートはほとんどが三疊紀のものであり、この見かけの繰返しは堆積した地層の順序を表しているわ

けではない。砂岩の中にはまだどの層についても、年代推定に役立つ化石が見いだされていないので、断定的なことはいえないが、現在までに知られている生層序学的データを基にして復元した層序を参考にすると、これらの砂岩層はいずれも上部ジュラ系から下部白亜系のもので推定され、三畳紀のチャートからジュラ紀の砂岩層まで続いた一群の地層がセットになって、繰り返し現れているものと解される。

本図幅地域の中央部には、後述する和田野礫岩を挟み、石灰岩や緑色岩、チャートの異地性の層状岩体を含んだ厚い砂岩が広く分布する。それはこの部分で砂岩層がとくに厚いこととそこに背斜部があって、構造の鞍部が現れていることによる。地質図において砂岩と記された部分には、塊状の砂岩、1m内外の厚さをもった砂岩、タービダイト、シルト岩や頁岩などが含まれている。連続した露頭がないためにこれらを区別してその分布を記すことはできない。また、これらの岩相の相互の関係も明らかではない。

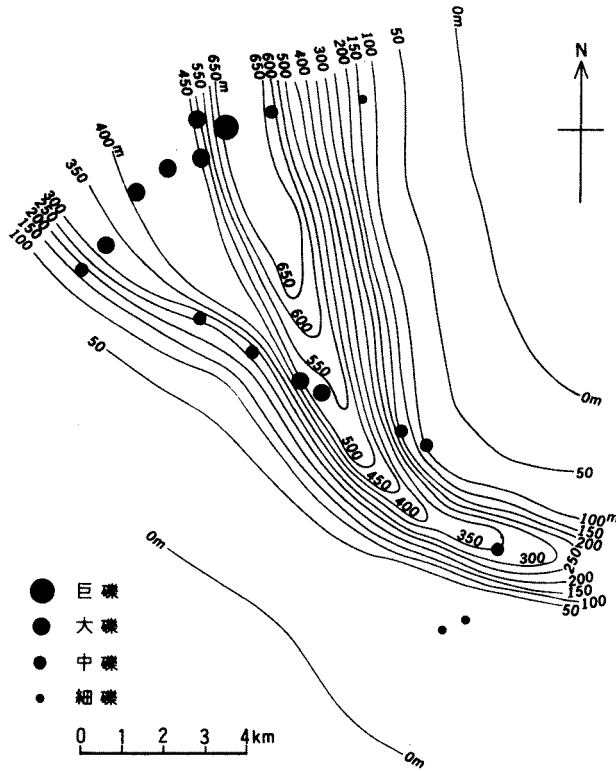
III. 4. 6. 礫岩

本図幅地域には、3種類の礫岩が知られている。上之保村和田野付近の津保川河床に露出していて、ここを模式地として鹿沼(1956)によって命名された和田野礫岩、上麻生と中麻生の間の飛騨川河畔に露出していて、ここを模式地としてAdachi(1971)によって命名された上麻生礫岩、及びMizutani(1957)がoligomictic chert conglomerateとしたチャートの角礫からなるチャート細礫岩である。

和田野礫岩は、砂岩を基質とし、その中に砂岩、頁岩、チャート、石灰岩、緑色岩などの中・古生層の礫を含み、花崗岩質岩石の礫を含まない点で上麻生礫岩とは異なっている。一般に礫径は人頭大の礫から細礫までにわたり淘汰が悪く、礫の形は亜円礫から角礫が多い。また、和田野礫岩では礫と礫が直接に接して互いに支え合っているような例は少なく、それぞれの礫を囲む基質の量が多い。したがって、礫岩としての色は上に述べた砂岩の色とほぼ同じで、新鮮な部分では灰色またはやや青みを帯びた灰色を呈する。ところによっては、基質がやや泥質になることもあり、その場合には礫径もやや小さくなり、礫岩の色調は暗灰色になっている。層状を示すことはなく、全体が塊状で、砂岩層を挟んでいる場合を除いて層理はほとんど認められない。和田野においてはその厚さは見かけ上20mを越えるものと推定されるが、一般に側方また上下に砂岩へ移行するため、礫岩層としての厚さを測定することはできない。

和田野礫岩は上下方向にも側方にも砂岩に移行し、そこで再び礫質砂岩に変化したりする。Mizutani(1964)はこれら礫岩の間に砂岩を挟む部分を含めて全体を和田野礫岩相として取り扱った。和田野礫岩相には、和田野礫岩それ自身を含め、大礫を含む礫岩から細礫砂岩までのいろいろな粗粒砕屑岩層が含まれているばかりでなく、チャートの層状岩体や石灰岩岩体、緑色岩のブロックなど大小さまざまな岩体が含まれている。和田野礫岩相は大きく見ると、厚い砂岩層の中に、きわめて粗粒の礫質ならびにブロックを含む部分が巨大な舌状の形態をとって挟まれているような分布をしている。Mizutani(1964)はこの地域の褶曲構造を復元し、後述する中之保背斜ならびに下之保向斜の波曲をそれぞれその変形以前の形態に幾何学的に戻し、和田野礫岩相を堆積時の状態にしてその等層厚線を描いて、分布ならびにその中に含まれている礫径(大きな異地性岩塊と考えられるものは除いてある)を検討した(第24図)。幾何学的な復元の方法はすでに述べた底痕の方位の復元の項で述べた手順に従った。

和田野礫岩相は、本図幅地域の中央部の厚い砂岩の中に分布し、その中に石灰岩を異地性岩塊として

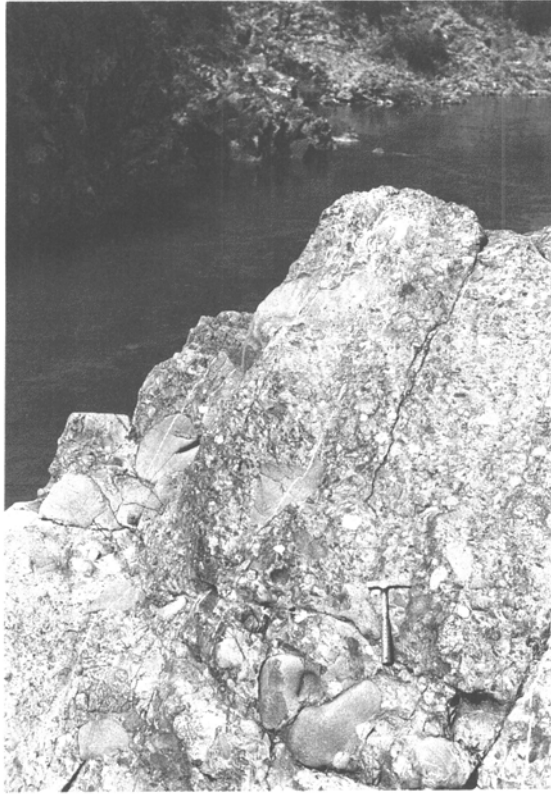


第24図 和田野礫岩相の等層厚線図

和田野礫岩相の層厚を細粒礫岩が最初に現れる層準から最後に出る層準までと規定し、褶曲した地層をもとの水平な方位に戻し、その厚さを計算して等層厚線図を描いた。地質構造の復元には、褶曲軸面の走向が変形の過程で変化しなかったと仮定した(Mizutani, 1964による)。

含んでいる。それらの石灰岩は、1) ほとんどが *Parafusulina kaerimizensis*-*Misellina claudiae* 帯に属する紡錘虫を含んでいること、そして、2) その石灰岩が和田野礫岩相という岩相層序的に特定の位置に分布すること、さらに、3) かつては三畳紀やジュラ紀の微化石などは知られていなかったこと、などから層序学的に二畳系に属し、原地性のもと考えられていた。Kanuma (1956, 1958a, b, 1959, 1960) や Mizutani (1964) などはそのような見解に従って推論を行っていた。それが誤りであることに気付かれ始めたのは、この地方のチャートからコノドントが見いだされ、放散虫化石の検討が進んで生層序学的研究が行われるようになってからである。その結果、和田野礫岩相に含まれるこれらの石灰岩は、そのほかの緑色岩やチャートなどとともに異地性の岩体と考えられるようになった。和田野礫岩相は砂質岩相中の特異な条件での堆積作用の結果であり、それには二畳系の緑色岩と石灰岩からなる海山の崩壊とその際の海底地すべりなどが深く関係していたであろうと想像される。

上麻生礫岩は Adachi (1971) によって発見された。この礫岩(第25図)は、川辺町下麻生の飛騨川の河畔に露出し(地質図の中に×印でその露頭地点が示されている)、厚い砂岩層を挟んで厚さ数mの4枚の礫岩層として認められる。その側方の延長は不明であり、ごく限られた分布をするものと推定される。上麻生礫岩は、和田野礫岩と異なり、砂岩、頁岩、チャート、緑色岩、石灰岩などのほかに、花崗岩、片麻岩など礫を含む。また、その中にはオーソコーツタイトの小礫も含まれていて、この礫岩中の礫



第25図 上麻生礫岩の露頭(加茂郡川辺町下麻生) この露頭写真で見える最大の礫径は約35cm

の起源が和田野礫岩などのそれとは違って、安定大陸性の後背地に由来するものと推定されている。さらに特色ある点は、花崗岩質岩石の拳大の円礫をもった礫岩が礫として上麻生礫岩の中に入っていることである。この礫岩の礫種の検討に引き続いて試みられた同位体年代測定の結果、これらの花崗岩質岩石は日本列島には知られていない先カンブリア時代の年代をもつことが明らかになった(Shibata, 1979; Shibata et al., 1972; Shibata and Adachi, 1974)。これらの同位体年代測定結果をまとめて第9表に示す。

上麻生礫岩は、その中に含まれる礫に先カンブリア時代の同位体年代をもつものがあることのほかに、次のような特徴をもっている。すなわち、1) 径がほぼ1mにも達する丸い巨礫(砂岩や花崗岩)が大礫や中礫とともに含まれていること、2) きわめて淘汰が悪く、また層理面などはほとんど認められないこと、3) その中の礫種が多様であること、4) 多量の砂質の基質をもち、礫と礫が互いに接触して支持し合っていることはほとんどないこと、5) 層内褶曲をした現地性のタービダイトが伴うこと、6) その側方の延長についてはほとんど追跡されず、分布が著しく限られていること、などである。上麻生礫岩はおそらく砂岩層の中の舌状の堆積層であり、非常にまれな出来事に関連した特殊な堆積物であろうと想像される。上麻生礫岩に相当する礫岩は他にはまだ見いだされていない。また、その中の同位体年代に比較できる岩石も知られていない。わずかに、近藤・足立(1975)による坂祝^{さかほぎ}礫岩はオーソコーツァイト礫を多量に含む点で似てはいるが、基質が泥質であること、片麻岩の礫がないことなどで上麻生礫岩と同じもの

第9表 上麻生礫岩中の礫の同位体年代

A) 変成礫岩中の鉱物の同位体年代(単位は百万年)(Shibata and Adati, 1974)

岩石	鉱物	K-Ar年代	Rb-Sr年代
片麻岩 a	黒雲母	950	1510
片麻岩 b	黒雲母	1440	1470
同上	白雲母	1640	1630
片麻岩 c	黒雲母	1160	
片麻岩 d	黒雲母	1290	1680
片麻岩 e	黒雲母	1540	1490
片麻岩 f	黒雲母	1160	1660
片麻岩 g	黒雲母	1410	1690
同上	白雲母	1570	1610
同上	カリ長石	990	
同上	斜長石	1140	

B) 花崗岩, 変成岩および鉱物の Rb-Sr アイソクロン年代(単位は百万年)
(Shibata and Adachi, 1974)

試料	アイソクロン年代	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初期値
片麻岩全岩	1985±25	0.7036±0.0010
花崗岩, 片麻岩全岩	1820±40	0.7039±0.0027
片麻岩全岩, カリ長石, 斜長石	1970±30	0.7047±0.0011

C) オースコツアイト砂岩礫の K-Ar 年代(単位は百万年)(Shibata, 1979)

試料	年代
弱変成を受けたオースコツアイト a	322±10
同上	326±10
弱変成を受けたオースコツアイト b	258±9
同上	271±10

とは考えられていない。また、同位体年代については隠岐島に先カンブリア時代の堆積岩源変成岩が露出していることが報告されたが、その岩石は上麻生礫岩のそれとは同一ではない(Suwa, 1990)。

チャート細礫岩は、和田野礫岩相の中に薄いレンズとして、あるいは、チャートに伴って、武儀町富之保柳や七宗町上麻生木和谷などに産出する。この礫岩はチャートの中礫大ないし細礫大の角礫のみからなり、基質はきわめて少ないか、ほとんどない。しかし、全体は固く締まり、肉眼ではチャートと見誤ることも少なくない。ところによってはチャートに漸移するようになるところもあり、また、細礫質砂岩や粗粒砂岩に移化する場合もある。このようなチャート細礫岩は美濃帯の他の地域や福井県南条山地にも知られていて、その成因については、2次的な珪化作用によるものとする考え(鹿沼, 1956; 梅田,

1990),あるいは低角衝上運動に関連するチャート岩体の崩壊とする考え(Kano, 1979)などがあるが,よく分かっていない。

Ⅲ. 4. 7 頁岩優勢メランジェ

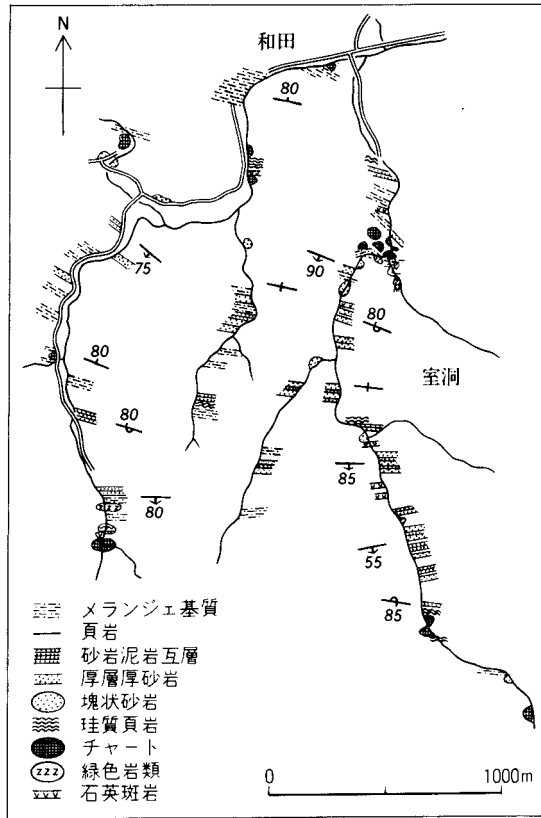
本図幅地域にはメランジェとして区分された地域が北部と中西部の2か所にある。

北部のメランジェ 本図幅地域の北部には,これまで述べてきた地層の分布,つまり堆積岩が平行な層理面によって境された地層として露出しているような産出状態とは異なり,それらが不規則に数cmないし10数cmの大きさで,ちぎれちぎれになり,あるいは礫と基質との関係のように頁岩の中に入り,全体が不規則に波打っている様子が露頭で観察されることがある。また,ところによってはこれらがまとまって,かなり広い面積を占めて分布する。礫のようにして入っているのはほとんどが砂岩やシルト岩であり,ときにはチャートが小礫として含まれていることがあるが,石灰岩や緑色岩は少ないこと,礫のようにして入っている岩石の周囲の境界は基質の頁岩の部分に漸移するか,または,その形態がきわめて不規則であるにもかかわらず密着していること,しかもこのような岩石が分布しているところに顕著な断層は認められないこと,新鮮な場合にはこのような様相を示す岩石自体が固く締まって固結していること,細かく波打つ頁岩の剥離面にはほとんど光沢が認められないことなどから,未固結状態の堆積物がなんらかの作用によって乱された結果できたものと推定される。このような岩石が地図上に表現できるほどに広く分布しているところについては,これらをまとめてメランジェとして示した。本図幅地域では,武儀郡上之保村から東方へ金山町南西方に至る一帯に分布する。もちろん,この種の堆積岩は小規模なものとして,全地域の各所とくに頁岩の分布するところにはしばしば見られる。

このメランジェの中には局部的に砂岩層や頁岩層が含まれていることも少なくない。しかし,それらの走向と傾斜や変化に富み,また,それらの地層の側方への延長はほとんどが追跡が困難である。また,大きささまざまなチャートの層状岩体も不規則に含まれている。

メランジェならびにそれに隣接する砂岩には放散虫化石をもった珪質頁岩のレンズも含まれているが,その群集の時代はジュラ紀中期から後期のものである。先にあげた第3表に群集帯名を用いると,武儀郡上之保村小和田付近から中期ジュラ紀から後期ジュラ紀にかけての *Tricolocapsa conexa* 群集と *Gongylothrax sakawaensis-Stichocapsa naradaniensis* 群集が,また,金山町中心街の南方及び室洞付近から上記と同じ2群集と *Pseudodictyomitra primitiva* 群集が知られている。これらの珪質頁岩はメランジェの形成に参加していると考えられるので,おそらくその形成はジュラ紀末期から白亜紀にかけてであったろうと推定される。その頃,厚い砂岩が本図幅内の各所で形成されていたが,この砂岩や和田野礫岩相とメランジェの直接の関係は分からない。しかし,本図幅の北部には同様な砂岩が分布していて,メランジェと接しているように見える。すでにWakita(1988b)が示しているように,一部の砂岩層とメランジェとは相互に移化する関係にある(第26図)。メランジェとこれらの砂岩とは,成因的に相互に関係があるのであろう。

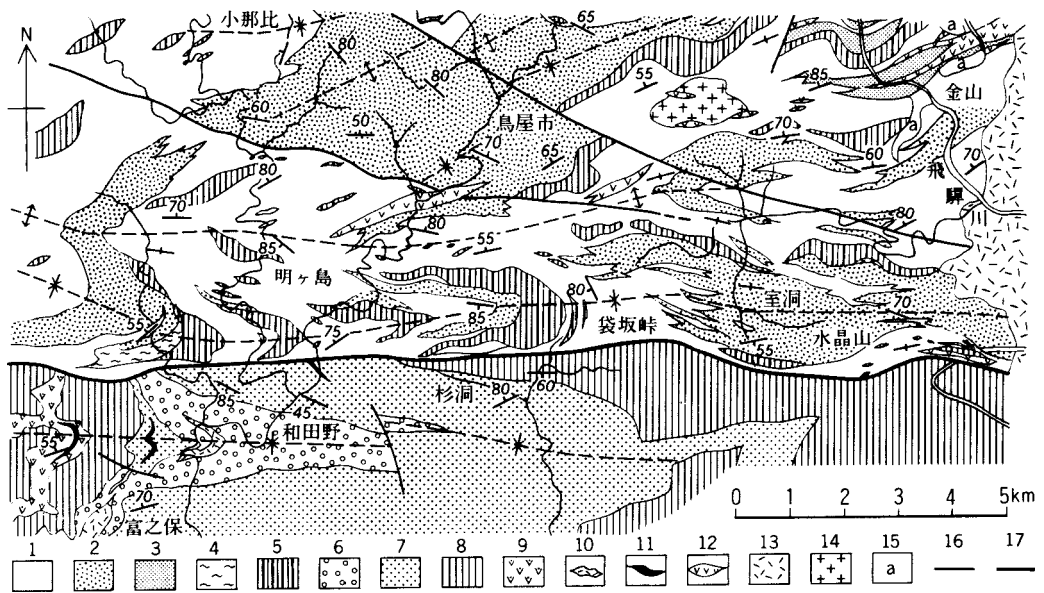
本図幅地域とその北隣の下呂図幅地域とに分布する中・古生層の時代と岩相は,第27図に示したように,大きく南の上麻生ユニットと北の金山ユニットに区分され,両者の境は断層であるとされている(Wakita,1988b)。上に述べたメランジェはこの区分の金山ユニットに属し,その南のチャート,頁岩,



第26図 益田郡金山町室洞付近のルートマップ
メランジェ帯と側方の砂岩層との漸移関係とそれらの地質構造とを示す(Wakita, 1988bによる)

砂岩・礫岩の地層群からなる上麻生ユニットとは分けられている。このことは、上述のメランジェが上麻生ユニットに属する砂岩などとは異なった状況下で形成されたことを物語っているのかも知れない。巨視的にみると上麻生ユニットと金山ユニットはその分布範囲も明瞭に異なる(第28図)。おそらく美濃帯堆積岩コンプレックスはWakita(1988b)のまとめたように、生層序学的ならびに岩相層序学的にいくつか区分されるからであろう。このユニット間の相互の差は、多分メランジェの成因や付加体の形成過程に深い関係をもっているであろう。これらについては、本図幅地域周辺の地質図ならびにそれら美濃帯の地質をまとめたWakita(1988b)を参考にされたい。

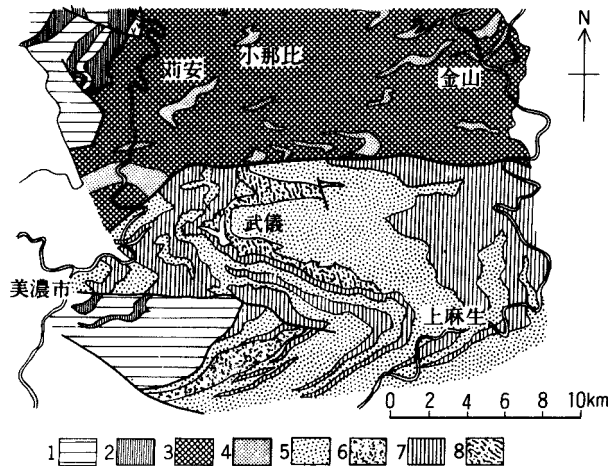
中西部のメランジェ 本図幅地域の中西部の美濃加茂市北部の甘屋付近においてメランジェとして示したものは、珪質頁岩あるいは珪質泥岩を主体とする。この付近の珪質泥岩は塊状であり、その層理面もそれほど明瞭ではない。しかし、厚さ10数cmほどの層状をなしていることが多く、それに基づいて推定するとこの付近の珪質泥岩は全体としてはかなりの層厚をもつことになる。放散虫化石はジュラ紀中期のものが多く含まれていることが分かっているが、この甘屋付近の珪質泥岩には地質図にも示したように、その中に石灰岩チャート互層からなる小岩体やチャートのレンズが他の部分に比べてきわめて多く含まれている。それらはいずれも不規則に分布し、全体としてほとんど特定の傾向を示していない。



第27図 金山図幅地域と下呂図幅地域の中・古生層の岩相の特徴を示す地質概略図

金山図幅地域の大部分は、上麻生ユニットに属し、その北側の金山ユニットとは断層で境される(Wakita, 1988b)。しかし、ユニットを区切る境界線は必ずしも断層として認められているわけではない。

1-5: 金山ユニット(1: 泥岩基質, 2: 塊状砂岩及びタービダイト, 3: “礫質珪質頁岩”, 4: 珪質頁岩, 5: 層状チャート), 6-10: 上麻生ユニット(6: 和田野礫岩, 7: 塊状砂岩及びタービダイト, 8: 層状チャート, 9: 珪質頁岩, 10: 緑色岩類, 11: 石灰岩), 12-14: 白亜紀後期珪質長質火成岩類(12: 花崗斑岩, 13: 流紋岩, 14: 花崗閃緑岩), 15: 沖積層, 16: 断層, 17: ユニット境界



第28図 上麻生ユニットと金山ユニットとの関係を示す地質概念図(Wakita, 1988bによる)

1-2: 那比ユニット(1: いろいろに破断変形したタービダイト, 2: 層状チャート), 3-4: 金山ユニット(3: メランジェ基質, 4: 層状チャート), 5-8: 上麻生ユニット(5: 塊状砂岩及びタービダイト, 6: 珪質頁岩, 7: 層状チャート, 8: 和田野礫岩)

主体をなす珪質頁岩は永井(1987)や永井・水谷(1991)が検討したように、その時代が飛騨川沿いの珪質頁岩とほぼ同時期の *Dictyomitrella*(?) *kamoensis-Pantanellium foveatum* 群集である。それにもかかわらず、廿屋付近に分布する珪質頁岩はその厚さや中に挟んでいる岩体の種類がまったく異なっている。また、上述の北部地域のメランジェのような砕屑性の頁岩を主体として構成されていない。つまり、廿屋付近の頁岩は飛騨川沿いの珪質頁岩や北部地域のメランジェとはかなり異なった性質のものと推察される。このメランジェがどのような成因によるものか不明である。ただ、この中から現在までに知られている放散虫化石が、ジュラ紀中期のものまでであることから推察すると、北部のメランジェ形成以前にできた一時期前の出来事と関係する可能性が高い。

III. 5 中・古生層生層序

すでに述べたように、本図幅地域においても、1970年代のKoike et al. (1971)を初めとするコノドント、1970年代末から1980年代にかけてNakaseko and Nishimura(1979)を初めとする放散虫化石に基づく生層序学的研究が進められてきた。Mizutani et al. (1981a)はこの地域を含め、美濃地域の含放散虫岩石について広く検討を進め、従来、三畳紀のチャートまでとされていた内帯のこの地方に広範にわたって、ジュラ系、しかも上部ジュラ系までが存在することを明らかにした。本図幅地域の研究については、木戸(1982)、木戸ほか(1982)、松田・磯崎(1982)、Mizutani and Kido(1983)、Isozaki and Matsuda(1985)、永井(1987)、Matsuoka(1988)、Nagai(1986, 1988)、Nagai and Mizutani(1990)、永井・水谷(1991)などの研究がある。それらは金山地域の地域地質に新しい情報をもたらしたばかりでなく、地質構造や形成史を検討するためにも重要な基礎的データとなっているので、とくにここで項を改め、先に掲げた第3表を参考にしながら、三畳紀とジュラ紀の放散虫化石群集帯を中心にまとめておこう。

(1) チャートに含まれる放散虫化石群集のうち、群集として認められている最も古いものは、*Triassocampe deweveri* 群集である(Nakaseko and Nishimura, 1979; 木戸, 1982; 木戸ほか, 1982; 松田・磯崎, 1982; Isozaki and Matsuda, 1985)。その下位にも特徴的な群集があると推定されるがまだ確定はされていない。一方、コノドントの産出(猪郷, 1979b)を考慮すると、チャートを主とする地層群は下部三畳系まで続くとは推定される。すでに述べたように、岩相層序学的には、これら層状チャートの下位に珪質粘土岩がくる。以上の諸事実から推定すると、完全な連続層序として全体が認められるかどうかは不明ではあるが、三畳系の大部分がこの地域に存在する可能性は高い。

(2) 三畳系の放散虫化石群集は、さらに、*Triassocampe nova* 群集、*Canoptum triassicum* 群集と続く。これらが上部三畳系であることは確定的である。すでに述べたように飛水峡では、これら三畳系の放散虫化石群集に続いて層状チャートから *Parahsuum simplum* を特徴種とする群集が見いだされている(松田・磯崎, 1982)。これは本図幅地域の南方の犬山地域においてすでにYao(1982)によって気づかれていたことであり、その後、Hori(1988)らによっても確認され、*Parahsuum simplum* 群集とされている。この群集を含んだチャートにはコノドントが含まれていないこと、また、この群集を含むチャートが三畳紀の群集をもつチャートに続いていることから、おそらくジュラ紀前期の群集とされている。

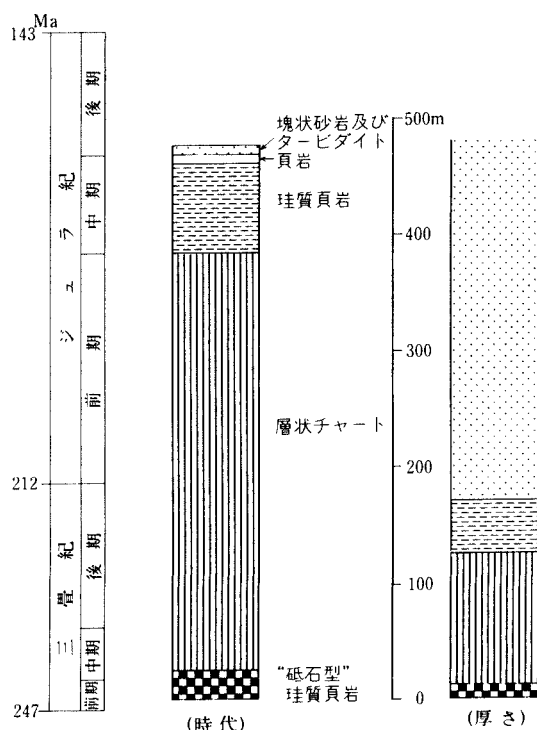
(3) 上記の三畳紀からジュラ紀にかけての放散虫化石群集帯が、時代的に連続したものであるか否かは、

問題として残っているが、野外で見るとかぎり岩相層序学的に上部三畳系と下部ジュラ系との間には特別の様相を示す境界は認められていない。

(4) 本図幅地域に分布する珪質頁岩は、当初 *Dictyomitrella* (?) *kamoensis-Pantaneillum foveatum* 群集の代表的な岩相として報告された(木戸, 1982; 木戸ほか, 1982; Mizutani and Kido, 1983). これを含んだ群集帯はその後, Matsuoka and Yao(1986)やMatsuoka(1988)によって検討され, *Tricolocapsa con-exa* 群集帯の下半部に対比されるものと位置づけられている。一方, 永井(1987)によって検討された響野の珪質頁岩には, これらよりもやや下位にあると考えられる群集が含まれる。おそらく響野や甘屋付近の珪質頁岩は *Tricolocapsa plicarum* 群集帯に相当する部分を含んでいるであろう。

(5) 地質図上では, 上記の珪質頁岩はそのすぐ下位のチャートに連続して重なっているように示してある。しかし, それは生層序学的に連続していることを示してはいない。少なくとも一連の連続した生層序が見られるところは, まだこの地域では知られていない。ただ, 見かけ上, チャートから珪質頁岩へ, そしてタービダイトへと連続して続いているように見えることが多い。しかし, 飛水峡など露出の良いところで観察すると, その境界にはすべり面があったり, また, 珪質頁岩が小褶曲していたりして, 岩相層序学的にもチャートと珪質頁岩は不連続であろうと推定されるところがある。

(6) いずれにしても, この地域においては, 現在知られているかぎり *Archicapsa pachyderma* 群集帯と *Lactorum* (?) *jurassicum* 群集帯の発達が著しく少ない。この時期の珪質頁岩として甘屋付近の頁岩



第29図 加茂郡七宗町上麻生付近の中生層の模式的地質柱状図(Wakita, 1988bによる)

がそれに当たる可能性もあるが、まだその証拠は確かめられていない。

(7) 珪質頁岩の上位には一部に、整合的に黒色泥岩が重なり、*Tricolocapsa conexa* 群集の放散虫化石が得られている (Matsuoka, 1988)。

(8) 北部のメランジェ中の珪質頁岩からは、断片的に *Cinguloturris carpatica* 群集ならびに *Pseudodictyomitra primitiva* 群集の放散虫化石が得られている。したがって、このメランジェの形成は白亜紀初期以降になると考えられる (脇田, 1987 ; Wakita, 1988a)。

以上の放散虫化石群集とそれを含む層の岩相層序学的関係をまとめると本図幅地域上麻生付近における中生代層序の復元ができる (第 29 図)。この復元された層序は、化石によって決められた時代とその時期に堆積した地層群の岩相を表したものである。ただし、何度も強調するように、これら地層群が必ずしもこの地域の各地で下から上へこの順序に形成されたことを示しているわけではない。

この岩相層序と生層序の相互関係についての復元は、最初、美濃地域の中生代の地層に関して Mizutani et al. (1981b) によってなされて以来、本邦の内外帯各地の中生層について、多くの研究者によって試みられている。地域によって放散虫化石群集の差、すなわち、時代の差がことに上部ジュラ系の一部には見られるが、それにもかかわらず、三疊紀からジュラ紀にかけてのチャート層・珪質頁岩層 (あるいは泥岩層)・砂岩層という岩相の時代的な変遷が本邦のこの種の中生代地層群に共通してみられる。本図幅地域の復元層序はそのような層序の一つの模式的なものである。また、各地に見られるこの岩相層序と生層序の類似性は、その地域の層序と構造、そしてその形成史が単にある地域やその周辺の狭い地域の地史ばかりではなく、日本列島全域にかかわっている広範な現象と深い関係をもっていることを物語っている。

III. 6. 地質構造とその形成史

中・古生層の多くは 40° から 80° 程度に傾斜している。露頭で観察される波長数 m の小さな褶曲は、チャートやタービダイトなどの薄い層状の堆積岩に多い。そのうちのほとんどは未固結状態で形成されたものと考えられるが、一部は後述する波長の大きな褶曲が形成された際にそれに伴ってできた引きずり褶曲かもしれない。例えば、七宗町上麻生の飛水峡に広く露出するチャートについて検討したところによると、幾何学的な位置関係から、チャートの小褶曲は大きな褶曲に伴った引きずり褶曲の可能性はある。しかし、このことはこのチャートの小褶曲がスランプによって形成された未固結時の褶曲であることを否定するものではない。チャートの小褶曲はその形態がとくに複雑であり、全体像が明確に把握できないこともあって、成因についてはよく分からない。本図幅の南方の犬山市木曾川の河畔で検討された三疊系層状チャートの古地磁気学的研究 (Shibuya and Sasajima, 1986) によると、少なくともそこでは層内褶曲である小褶曲とそれより大きな数 km オーダーの波曲との間に直接の幾何学的関係はない。すなわち、古地磁気学的測定結果を見ると、その層状チャートでは、層内褶曲をする以前に磁化してできた古地磁気成分とその後に獲得した古地磁気学的成分とが識別されている。このことは、未固結状態であるかどうか、あるいは、未固結という時の岩石や地層の物理性はいかなる状態を指すかという点に問題は残るが、少なくとも構造地質学的変形時期と古地磁気学的性質の獲得という観点からみると、層内褶

曲の形成と大きな褶曲構造の形成という二つの別個の時期があったことを物語っている。ただし、チャートの小褶曲には、現在の地表面に沿って岩体の表層部が滑動することに伴って形成されるクリープ性の褶曲やキンク帯もしばしば見られる。このような後生的な変形は、地表の傾斜、変形の方向、樹木の形態などから、それ以前に形成されたいわゆる地質構造と関係のある褶曲とは区別できることが多い。

本図幅地域には地質図の上で初めて認めることのできる大きな規模の褶曲構造がある。比較的連続性の良い厚いチャート層を追跡していくと、全体としてこの図幅の大部分を占めて、北側では東に開いた馬蹄形、南側では西に開いた馬蹄形を示し、これらを併せてS字型の構造の存在が認められる。さらに、砂岩層やタービダイトの上下関係からそれが一つの波曲をつくっていることを知ることができる。Mizutani (1964)はこの褶曲構造について、本図幅地域の北部、武儀郡武儀町付近の褶曲構造をこの地域の古い村名をとって中之保背斜、同南部の加茂郡七宗町付近のそれを旧村名から下之保向斜と名付けた。中之保背斜と下之保向斜とはこのS字型波曲のそれぞれ鞍部と底部の部分に相当する。

その幾何学的な形態を求めるために、Mizutani (1964)は中之保背斜の北翼に分布する連続性の良い地層の平均の走向傾斜、同背斜の南翼であり、かつ、下之保向斜の北翼に当たる地層の平均の走向傾斜、そして、下之保向斜の南翼に当たる部分の地層の平均の走向傾斜の三つの代表的な面の方向を求めた。そして、中之保背斜と下之保向斜それぞれの軸面の走向傾斜、背斜軸と向斜軸とのプランジの方向と角度を求め、さらにこれらから中之保背斜と下之保向斜がつくる波曲の振幅と波長とを計算した。その結果は第10表ようになる。この幾何学的な形態は、すでに述べた底痕の方向から古流系を求める際に、また、和田野礫岩相の堆積時の分布を復元する際に利用された。ただその時には、この褶曲構造の形成過程でそれぞれの軸面の走向が一定であったと仮定されている。また、この褶曲構造ができる過程で著しい流動変形や層面すべりを起こさなかったものとして取り扱われた。

南部美濃山地の各地でMizutani (1964)が求めた中・古生層の大きな波曲は平均してほぼこのような規模をもった形態を示している。言うまでもなくこの大きな波曲に伴うさらに小さな規模の褶曲も少なくないが、第10表の規模の褶曲構造がそれぞれその褶曲軸面を相互にずらして雁行状に配列しているのが本図幅地域を含めた美濃山地の基本的な褶曲構造であろうと考えられている。さらにまたKimura (1960)が指摘しているように、西南日本内帯の褶曲の基本構造はこの規模のものと推定される。

生層序学的研究を基にして復元された層序(第29図)を参考にすると、本図幅地域の岩相の分布は、こ

第10表 中・古生層の褶曲構造(中之保背斜と下之保向斜)の幾何学的形態
(和田野礫岩相の上位にくるチャートを基準として計算)(Mizutani, 1964による)

	中之保背斜	下之保向斜
褶曲の北翼の走向・傾斜	N80° E, 46° N	N68° W, 46° S W
褶曲の南翼の走向・傾斜	N68° W, 46° S W	N54° E, 50° N W
褶曲軸の傾斜とその方位	16° to N84° W	28° to S 80° W
褶曲軸面の走向・傾斜	N84° W, 90°	N82° E, 88° S
軸面付近における曲率半径	2.3km	1.5km
中之保背斜と下之保向斜がつくる褶曲面の波長=12km, 振幅=1.5km		

の基本的な層序を一つの単位として、それが何回も繰り返して現れているように見える。その場合、最も古い三畳系のチャートの最下部が底部となり、その下底面が不連続面となってナップを構成し、それらが幾重にも重なって現在地質図に示されたような分布ができたという推測がこの構造の形成過程の解釈として成り立つ。

ただ、現在地質図に示されたすべてのチャートがその上の砂岩層と常にセットになって十何枚ものナップを構成していると考えることには無理がある。おそらく、チャートの一部は砂岩層の中に見かけ上、挟在しているように見える、外来のシート状の岩体であろう。その岩体の大きさが大きく、また、連続性が比較的良いと、それがあたかも連続した層序の一部を構成している地層のように思われるのであろう。すべてのチャートについて、上記の復元層序が確認されているわけではないが、野外で見ることが、岩相層序的に三畳系チャートから、珪質頁岩を挟んで、ジュラ系へ続いている完全なものはむしろ少ない。

問題は、このナップ構造がどのような条件下で起こったかという点にある。基本的には、ナップ構造形成の過程の大部分が海底または水面下で起こり、上部の堆積岩のほとんどがまだ未固結状態の時の出来事であるとする立場と、もっと後の堆積岩が完全に固結した後、おそらく水面より上に出た後にこのナップ群が形成されたとする立場に考えは分かれる。そして、これらの立場は、結局は、この復元層序の各地層がどのような環境で堆積したかという考えに大きく支配されて決まってくる。

本図幅の地域に分布するチャートは一般に放散虫化石を多く含み、また、それに続く珪質頁岩も放散虫化石を多産する。これらの岩石にはいわゆる陸源物質と考えられる碎屑性粒子はきわめて少ない。それが深海性であるか否かは不明であるが、少なくとも、半遠洋性であることは確かであろう。一方、この地域のチャートではないが、やはり美濃山地の岐阜県各務原市の木曾川河畔の同様な時代と岩相をもったチャートについて試みられた古地磁気学的研究(Shibuya and Sasajima, 1986)によると、そのチャートが帯磁した時、それはほぼその時の赤道地域にあったと考えられている。一方、この地域の砂岩は、多くの陸源性と考えられる石英、長石、斜長石を含み、すでに述べたようにその起源は大陸性地殻に求められる。上麻生礫岩の起源もまた、同様なものと推論されている。議論の一つ的は、この大陸性地殻がこの中・古生層の基盤をつくっていたかどうかにある。もし、大陸性の地殻を構成していた岩石が基盤であったとすると、以下のような推論ができよう。まず、その頃に地上に出ている大陸からは、かなり離れたところで、この基盤の上にチャートが堆積したであろう。何故ならばそれは半遠洋性とみなされるからである。しかも、それは当時の赤道付近にあった。その後、この基盤は徐々に隆起しはじめ、ジュラ紀中ごろから陸として現れたであろう。それが本地域をはじめとする各地のジュラ紀の碎屑性堆積物の供給地となったであろう。

この考えに従うと、現在知られている本邦の中・古生層の岩相や分布から推定できるように、この基盤は少なくとも日本列島と同じくらいの規模をもち、広がりをもっていたとみなさなければならない。とすれば、どこかにその一部が現在残っていて、地表に露出しているもよいように考えられるが、そのようなものは知られていない。そのような大きな規模をもった大陸性の地殻が、移動するプレートとともに移動して大陸地殻の下に沈み込んでしまったのであろうか。それとも、大陸に付加し、現在はその一部になってしまったのであろうか。筆者も一時、大陸性の基盤が中・古生層の下に存在していたと想

像したことがあった。しかし、それはこの地域の中・古生層の全層序が二畳系であるとされていた頃の考えであり、仮定と憶測とを重ねた推論であった。上記の復元層序が確立した現在ではこの考えは捨てなければならない。

以上の考えに対して、少なくとも三畳系のチャートの堆積は海洋底であって、その下には大陸性の地殻はなかったとする考えがある。これが現在の筆者の考えでもあるので、それをやや詳しく述べておこう。この考えの最も本質的な部分は、それぞれの岩相をもった地層の形成された場所が時とともに移動したとする点である。そして、全体の形成史を次のように説明する。すなわち、初めに三畳系のチャートは半遠洋性の、そしておそらく、その頃の赤道付近の環境で形成された。このチャートは海洋底を移動し陸域に近づき、珪質頁岩がそれに続いて堆積した。最後の上部ジュラ系の砂岩層が堆積したのは大陸周辺部であった。その頃、やはり海洋の中を移動していた緑色岩と石灰岩からなる海洋島も陸域に近づいていた。これらの地層は大陸に付加し、合体した。その時、和田野礫岩相が形成された。破壊された海洋島の一部が和田野礫岩相の中に混入した。大陸からは多量の碎屑性物質が運ばれ、中には上麻生礫岩中の先カンブリア時代の大陸基盤の岩石も含まれていた。大陸周辺で付加作用の進んでいた時、復元層序で示された地層群はつぎつぎと互いに折りたたまれ、ナップ構造をつくるようになった。ところによっては、泥質の多い部分ではメランジェを形成した。これらの作用が海側の地域で進んでいる一方では、すでにできたナップ構造はゆっくり、しかも、大きな褶曲を形成する。こうして形成された褶曲構造が現在の中之保背斜と下之保向斜である。放散虫化石の示すところでは、この全変形に参加した最も若い地層は白亜紀前期の地層である。すべてが終わったのはおそらく、白亜紀の前期末であろう。

このような出来事は、過去の大陸の周辺部で起こったに違いない。大陸から離れては大量の碎屑性物質は運ばれてこないからである。新生代になって、現在の日本列島が大陸から離れ、日本海が形成されたということは古地磁気の研究から多くの研究者の認めるところであり、それ以前はおそらく日本列島はシホテアリンなどに接していたであろう。事実、そこには本邦の美濃地域によく似た地層群が露出していることが確かめられている(Kojima et al., 1991)。さらに、中国の東北部黒龍江省の那丹哈達地域にもよく似た地層群が出ている(Mizutani et al., 1990; Kojima, 1989)。つまり、日本海ができる前にはアジア大陸の東縁に沿って、本図幅の地域に見られる地層群がかなりの幅、広範囲にわたり分布していたと考えられる。では、その場所でこれらの地層群の集積と変形が行われたのであろうか。現在のところ、美濃地域の中・古生層は、むしろもっと南の中国大陸の西南部で最初に付加作用と変形作用を受けたと筆者は考えている。そのように考えるのは、まったく独立に二つの理由があるからである。一つは福井県において、二畳系の石灰砂岩の中から見いだされた碎屑性ルーテサイトである(Hattori, 1989)。この石灰砂岩は二畳紀の紡錘虫を含み、石灰岩だけの碎屑粒子からなる岩石で、ジュラ系の中の異地性岩塊として産出する。ルーテサイトがいわゆる造山帯から発見されたのがこれが初めてである。現在、中国大陸でジュラ系以前のルーテサイトが知られている地域は、南中国のいわゆる楊子卓状地だけである。福井県のこのルーテサイトは、碎屑性物質の供給原がそこにあったことを示唆する。さらにもう一つの報告は那丹哈達地域の古地磁気的研究である。Zheng et al. (1990)によれば、那丹哈達地域の白亜紀の地層の古地磁気は、それが磁化した時には、現在の台湾に当たる緯度にあったことを示す。すなわち、美濃地域の中・古生層ははじめこれと類似の地層群は、南中国あたりで付加作用の結果として

形成され、その後、この大陸の縁に沿って北上したのであろうと推定される(Mizutani et al., 1990)。この時期の運動は、おそらく左横すべりの性格をもったものであったであろう。つまり、日本列島の中・古生層は次の三つの時期に区分してその形成史を考えることができる。すなわち、中国南部で付加作用、変形作用を受けた堆積岩コンプレックスの形成(それには、二畳系の海洋島、三畳系のチャート、ジュラ系から下部白亜系の砂岩などが参加している)、それに続く大陸縁に沿った横ずれを伴ったこの堆積岩コンプレックスの北上、そして最後に、日本海の形成による孤状列島の形成である。この3段階にはそれぞれその過程を支持する事実がある。その事実をどのように解釈するかによって、説明は変わりうるであろう。根本的なことは、解釈ではなくて事実の提供であり、今後の研究は、むしろその点が重視されていくことであろう。

IV. ひん 岩

(水谷伸治郎)

本図幅地域の美濃帯中・古生層を不調和に切って、いろいろな規模をもった火成岩類が貫入している。それらの多くは濃飛流紋岩に関連する貫入岩類であるが、それらより古いと考えられる小規模な岩脈類としてひん岩の岩脈がある。

ひん岩は幅1m程度のほとんど垂直な板状の岩脈をつくっている(第30図)。岩脈の両側は平面的であり、局地的な割れ目に沿ってマグマが貫入してできたものと推定される。しかし、その方向や延びには広域的に特有の、かつ共通の方向性は認められない。このひん岩のほとんどは斜長石と緑泥石化された角閃石とからなる。斜長石も微粒の雲母類によって汚されていることが多い。黒雲母を含むこともある。



第30図 チャートをほとんど垂直に貫くひん岩の岩脈(武儀郡上之保村小和田)

V. 河岐トータル岩(Tn)

(小井土由光)

命名：河田(1967)が濃飛流紋岩の一部に覆われる石英閃緑岩として報告し、山田ほか(1971)が河岐石英閃緑岩と命名したものに相当する。おもに石英を相対的に多く含むトータル岩質¹⁾の岩石からなることから、本報告では表記のように改称する。

模式地：JR 高山線白川口駅北方(白川町河岐)の飛騨川河床。

分布・規模：模式地周辺に約0.8×1.5km、JR 高山線飛騨金山駅東方に径約100-150mの小規模な岩体として分布し、前者を河岐岩体、後者を金山岩体と呼ぶ。また、河岐岩体の北方約1kmの地点に幅約5mの露頭としてきわめて小さい岩体が分布する(地質図には表現していない)。すなわち、本岩は濃

1) 深成岩類の分類は、Le Maitre(1989)による(以下同様)。

第11表 金山図幅地域における後期白亜紀-古第三紀火成岩類の放射年代

地質区分	岩石	K-Ar年代			FT年代	出典	K (%)	$^{40}\text{Ar rad}^5$ ($\text{scc/g} \times 10^{-5}$)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)
		角閃石	黒雲母	アルカリ長石	ジルコン				
八百津花崗岩	黒雲母花崗岩		68			柴田ほか(1962)			
貝洞花崗閃緑斑岩	黒雲母角閃石 花崗閃緑岩	72.7±3.6				本報告*	0.60 0.59	0.176 0.167	74.2 74.9
濃飛 流紋 岩	飛驒川層 流紋岩質溶結凝灰岩			71.5±3.6		本報告*	9.84 9.88	2.81 2.78	92.1 93.1
					67.3±3.5	山田ほか(1990)			
	赤河溶結凝灰岩層 流紋岩質溶結凝灰岩				76.5±1.5	原山・鈴木(1984)			
					76.3±4.0	小井土・檀原(1986)			
久室溶結凝灰岩層 流紋デイサイト質 溶結凝灰岩				72.4±3.8	小井土・檀原(1986)				
河岐トータル岩	角閃石黒雲母 石英閃緑岩		87.4±1.9	77.8±2.4	77.2±4.9	山田ほか(1990)			

*測定: Teledyne Isotopes 社, USA

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}, \quad \lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{y}, \quad {}^{40}\text{K} / \text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{atom}$$



第31図 河岐トータル岩中のアプライト脈(加茂郡白川町河岐の飛驒川河床)

飛岩体と美濃帯中・古生層との境界に沿って南北方向に点々と分布する。

貫入関係：いずれの岩体も美濃帯中・古生層を貫き、周囲のきわめて狭い範囲(おそらく100m以内)で中・古生層を黒雲母ホルンフェルスに変化させている。河岐岩体は濃飛流紋岩の飛騨川層に覆われ、金山岩体は花崗斑岩に貫かれる。

年代：河岐岩体のK-Ar年代(黒雲母)は、礪見ほか(1967)・山田ほか(1971)により約97Maと報告されていたが、最近の測定(山田ほか, 1990)では、黒雲母とカリ長石のK-Ar年代はそれぞれ $87.4 \pm 1.9\text{Ma}$ 、 $77.8 \pm 2.4\text{Ma}$ で、ジルコンのフィッシュントラック年代は $77.2 \pm 4.9\text{Ma}$ である(第11表)。

岩相：主岩相は、おもに中粒の角閃石黒雲母トータル岩からなり、細粒斑状の角閃石黒雲母トータル岩を伴う。河岐岩体では一部に石英閃緑岩質の岩石も見られる。河岐岩体では、飛騨川河床において幅約4mほどの角閃石閃緑斑岩の岩脈が主岩相に貫入している。主岩相と岩脈の両者をさらに幅数cm以下の細いアブライト脈が網目状に貫く(第31図)。

主岩相

全体に変質作用を受けているため、モード組成の測定が多くは困難である。変質が弱い試料で得られた鉱物容量比(容量)は、斜長石(約56%) > 石英(約22%) > 苦鉄質鉱物(約20%) ≧ カリ長石(約2%)の関係にある(第46図参照)。斜長石は自形-半自形で、径1-3mm程度のものが多く、累帯構造を示すものが多い。変質作用を受け、部分的に緑れん石や炭酸塩鉱物などに変わっている。石英はおもに細粒他形で、斜長石の間を埋めているものからなり、径約2mmほどの自形-半自形のものを伴う。苦鉄質鉱物のほとんどは黒雲母であり、角閃石もわずかに含まれる。黒雲母の多くは径0.5-1mmで、径2-3mmに達する自形結晶もしばしば含まれる。変質作用を受け、緑泥石などに変わっている場合が多い。カリ長石は石英と文象組織をつくって比較的多く含まれることもあるが、全体としては斜長石・石英・苦鉄質鉱物に比べ少なく、斜長石の間にわずかに含まれることが多い。細粒斑状岩相では、斜長石がやや粗くなって

第12表 河岐トータル岩の化学組成(山田ほか, 1971)

	角閃石黒雲母 トータル岩*	H ₂ O・CO ₂ を 除く百分比
SiO ₂	64.33	65.51
TiO ₂	0.63	0.64
Al ₂ O ₃	17.04	17.35
Fe ₂ O ₃	0.44	0.45
FeO	3.81	3.88
MnO	0.10	0.10
MgO	2.61	2.66
CaO	4.89	4.98
Na ₂ O	2.55	2.60
K ₂ O	1.57	1.60
P ₂ O ₅	0.22	0.22
H ₂ O+	0.54	
H ₂ O-	0.86	
CO ₂	0.26	
Total	99.90	

分析者：東京石炭鉱物研究所

*白川町河岐(KK.350)

斑状をなし、その他の鉱物が相対的に細粒となり、一部では微晶質の石基を形成している。

岩脈

斑晶として径0.5-2mmの斜長石と長径1-3mmの角閃石を含む。斑晶量は36-43%で、斜長石(26-34%)>角閃石(約10%)の関係にある。斜長石には顕著な累帯構造が見られる。主岩相に比べて変質作用の程度が弱く、斜長石・角閃石とも新鮮なまま残されていることが多い。石英斑晶はきわめてまれに含まれるが、石基中の石英に比べやや大きく、自形性に富むことで識別される程度である。石基には斜長石・石英・黒雲母・角閃石の細粒結晶も見られるが、全体としては隠微晶質である。この岩脈は本岩の内部だけに見られ、主岩相とともにアブライト脈に貫かれることから、本岩の一部を構成すると考えられるが、主岩相とは鉱物組合せに違いがみられ、変質の程度も異なり、まったく時期の異なる貫入岩体の可能性もある。

化学組成：河岐岩体における SiO_2 ²⁾=65.5%であり(山田ほか, 1971; 第12表)、濃飛流紋岩の溶結凝灰岩に比べかなり苦鉄質である。

VI. 濃飛流紋岩及び関連する貫入岩類

(小井土由光)

VI. 1. 研究史

濃飛流紋岩の全体にかかわる研究史は、山田ほか(1985)及び山田・小林(1988)に詳しく述べられているので、ここではその後のおもな研究と本図幅地域に分布する濃飛流紋岩についての研究にかぎって述べる。

VI. 1. 1 活動ステージ区分と火山シーケンス

山田ほか(1971)は、濃飛流紋岩を形成した火山活動を大規模な火砕流の噴出で示される五つのステージ(I-V)に区分した。その後、活動ステージIはさらにIaとIbに分けられ、火山活動は大きく六つのステージに区分された(濃飛流紋岩団体研究グループ³⁾, 1976)。この区分は、濃飛流紋岩の主体をなす厚い溶結凝灰岩層の分布や岩石学的性質を把握するうえで有効なものとなり、その後も濃飛流紋岩の層序区分における基本的な区分単位として扱われてきた。

2) H_2O 及び CO_2 を除いて再計算された SiO_2 百分比(以下同様)。

3) 以下、濃飛団研と略記。

Koide(1991)は濃飛岩体の南部と中央部における火山活動をまとめ、比較的広範囲に分布する火山性碎屑岩層とその上位に連続して重なる複数の溶結凝灰岩層が一つの火山シークエンスをなすとした。一つのシークエンスでは、①陥没盆地の形成、②火山性碎屑岩層の堆積、③複数の大規模火砕流の噴出・堆積(溶結凝灰岩層の形成)及び陥没運動、④花崗斑岩類の貫入、という形成順序が一般に認められ、各シークエンスでは大規模な火山活動の前と活動中あるいは活動後の大きく2回にわたる陥没運動で1-3個のコールドロンが形成されている。Koide(1991)は濃飛流紋岩を全体で六つのシークエンス(I-VI)に区分したが、各シークエンスにおける大規模な火山活動はこれまでの活動ステージ区分(山田ほか, 1971)におけるIa, Ib, II-Vにそれぞれ対応している(第14表参照)。ジルコンのフィッシュトラック年代によれば、シークエンスIIが約75Ma, IIIが約70Ma, IVが約65Ma, VIが約63Ma, VIが約58Maとなり、シークエンスIは約80Maと推定されている(山田・小林, 1988; Koide, 1991)。

濃飛流紋岩に密接に伴われる花崗斑岩類は、濃飛流紋岩と空間的・時間的・組成的に強い共通性を持ち、それと同一マグマ起源の貫入岩類であり(山田ほか, 1971)、組成的に大きく花崗閃緑斑岩と花崗斑岩(アダメロ斑岩・石英斑岩)の2種類に分けられている。花崗閃緑斑岩は、おもに岩株状あるいは比較的大きな岩脈状の岩体として濃飛岩体の南部と中央部に比較的まとまって分布し、おもにシークエンスIとIIIの火山活動に伴われる。花崗斑岩は、比較的小規模な岩脈状の岩体として濃飛岩体内の各所に分布し、シークエンスVIの火山活動以後に貫入し、各シークエンスの火山活動と直接結びつかない貫入岩体であると考えられている。ただし、火山岩類に直接覆われる岩体がほとんどないため、これらの貫入時期は地質学的に正確に決められず、岩体の分布域や火山岩類との貫入関係などから間接的に決められている。

VI. 1. 2 本図幅地域における研究

河田(1967)は、本図幅地域内の飛騨川流域において、濃飛流紋岩と基盤の古生層(本図幅の美濃帯中・古生層に相当)との境界部を詳しく検討し、濃飛流紋岩を飛騨川流紋岩類と白川流紋岩類の大きく二つに分けた。これは、山田(1967)とともに濃飛岩体内で初めて行われた火山層序区分であった。この中で、白川流紋岩類は飛騨川流紋岩類と古生層の両者を不整合に覆うこと、古生層と濃飛流紋岩との境界部に崖錐性堆積物が存在することなどを明らかにし、さらには濃飛岩体として初めて火道角礫岩の記載を行った。これらはKawada(1971)にまとめられている(第13表)。

山田ほか(1971)は、河田(1967)よりもやや広い範囲に当たる濃飛岩体西縁部地域において、飛騨川流紋岩類を溶結凝灰岩層を主体とする6層に細分し、それらがステージI及びIIに、白川流紋岩類がステージVにそれぞれ属するとした。

濃飛団研(1976)は、山田ほか(1971)が明らかにした濃飛岩体東部地域と西縁部地域の間に当たる西部地域において濃飛流紋岩の内部層序を明らかにした。その中で、山田ほか(1971)による活動ステージIは二分され、本図幅地域内ではステージIb, II及びIIIに属する溶結凝灰岩層とステージVに属する白川流紋岩類が分布するとした。

その後、こうした研究をもとに、濃飛流紋岩の火山層序をテーマとする卒業論文・修士論文の作成が岐阜大学及び愛知教育大学で行われ、亀山(1984MS.)による金山町南東部地域の研究、長谷川(1986MS.)

第13表 金山図幅地域における従来の濃飛流紋岩の層序比較

地域	飛騨川流域	ステージ分	濃飛岩体西縁部地域	シークエンス	本図幅	濃飛岩体西部地域	ステージ分	
文献	河田(1967)・Kawada(1971)		山田ほか(1971)		水谷・小井土(1992)	濃飛団研(1976)		
濃 飛 流 紋 岩	白川流紋岩類	V	白川流紋岩類	IV	高樽溶結凝灰岩層	白川流紋岩類	V	
	宇津尾凝灰岩層		白川口層 宇津尾層		飛騨川層	高樽溶結凝灰岩層	III	
	飛騨川流紋岩類	II	飛騨川流紋岩類		東俣溶結凝灰岩	(下油井花崗閃緑斑岩)	夕森山-金山溶結凝灰岩層	夕森山溶結凝灰岩層
				下油井流紋 デイサイト溶岩	赤石溶結凝灰岩層			
				金山溶結凝灰岩	東俣溶結凝灰岩層			
				室山層	切越峠溶結凝灰岩層			
	未区分	I	下佐見溶結凝灰岩	III	赤河溶結凝灰岩層	赤河溶結凝灰岩層	Ib	
	足谷層		赤河層		久室溶結凝灰岩層	久室溶結凝灰岩層		
	美濃帯古生層		足谷層	美濃帯中・古生層		美濃帯中・古生層		
	基盤		美濃帯古生層					

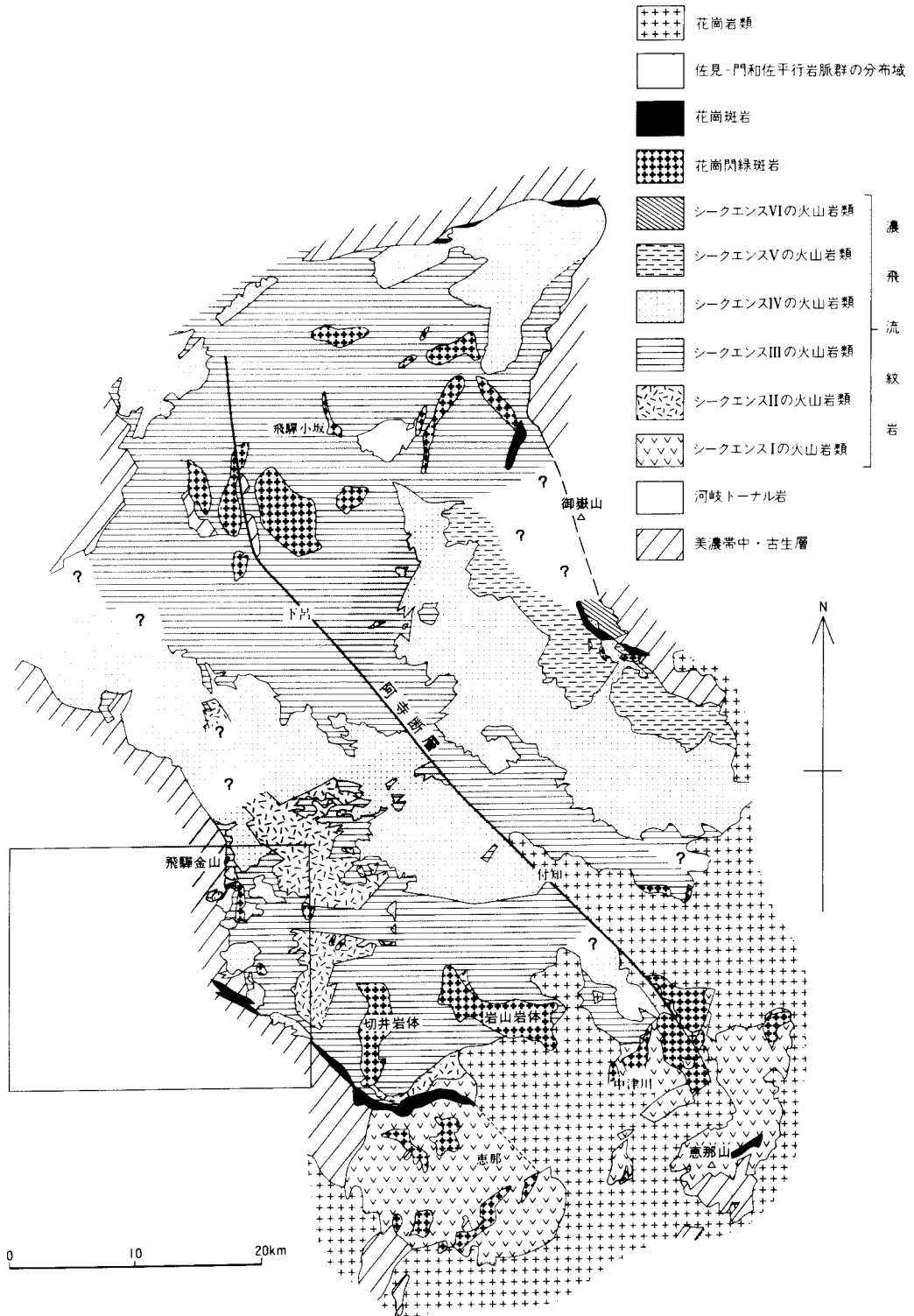
による白川町西部地域の研究, 伊藤・山下(1989MS.)による白川町南西部地域の研究, 山田(1990MS.)による白川町中央部地域の研究がある。これらの研究を通じて、これまで白川流紋岩類と呼ばれていたものの少なくとも一部がステージIII(シークエンスIV)に属する火山岩類に覆われていることが明らかとなった。Koido(1991)も白川流紋岩類をシークエンスIVに含め、本図幅地域に分布する濃飛流紋岩はシークエンスII・III・IVに属するとした。また、火道角礫岩の産状をテーマとする卒業論文(岐阜大学)の作成も進められ、黒木・山越(1985MS.)、関・竹島(1986MS.)、飯田・井戸(1987MS.)により詳細な記載がなされ、それらに基づく形成メカニズムの検討が小井土ほか(1990)によりなされている。

VI. 2 概説

本図幅地域には、シークエンスII・III・IVに属する火山岩類、シークエンスIIIの火山活動に伴われる花崗閃緑斑岩及び濃飛流紋岩の火山活動以後に貫入したと考えられる花崗斑岩が分布する(第32図)。シークエンスIに属する火山岩類は濃飛岩体の南縁部だけにV及びVIに属する火山岩類は東縁部だけにそれぞれに分布し、本図幅地域には分布しない。それらの層序ならびにKoido(1991)による濃飛岩体南部・中央部の標準層序を第14表に、本図幅地域における濃飛流紋岩の各層序ユニットの岩相を要約して第15表に示した。

VI. 2. 1 濃飛流紋岩

シークエンスIIに属する火山岩類は、本図幅地域を含む濃飛岩体の西部地域にも分布し、1枚の碎屑岩層と2枚の溶結凝灰岩層に区分されている。これらのうち、本図幅地域には久室・赤河溶結凝灰



第32図 飛騨岩体南半部における各シークエンスごとの分布概略図。枠内は金山図幅地域

第14表 濃飛流紋岩の標準層序と金山図幅地域における層序区分

シークエンス	ステーシ区分	濃飛岩体南部・中央部標準層序	金山図幅地域
Koido (1991)	山田ほか(1971)	Koido (1991)	本報告(水谷・小井土, 1992)
		花崗斑岩	花崗斑岩
VI	V	1748mピーク溶結凝灰岩層 鈴ヶ沢溶結凝灰岩層 千沢溶結凝灰岩層	
		花崗閃緑斑岩	
V	IV	辛塔婆山溶結凝灰岩層 瀬戸川溶結凝灰岩層	
		黒沢角礫岩層 白川	
IV	III	鍼川溶結凝灰岩層 真弓峠溶結凝灰岩層 高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層
		阿寺層	飛驒川層
		花崗閃緑斑岩	花崗閃緑斑岩
III	II	夕森山溶結凝灰岩層 赤石溶結凝灰岩層 東俣溶結凝灰岩層 切越峠/惣島溶結凝灰岩層	夕森山-金山溶結凝灰岩層
		二ツ森山礫岩層/小坂火砕岩類	
II	Ib	赤河溶結凝灰岩層 久室溶結凝灰岩層	赤河溶結凝灰岩層 久室溶結凝灰岩層
		加須里礫岩層	
		花崗閃緑斑岩	
I	Ia	笠置山溶岩層 阿木川溶結凝灰岩層 恵那山溶結凝灰岩層 (角礫岩層) 一の沢溶結凝灰岩層 黒井沢溶結凝灰岩層	
		戸沢層	
基盤		美濃帯中・古生層	

第15表 金山図幅地域における濃飛流紋岩の岩相一覧(主岩相のみ)

シークエンス	層序区分	最大層厚 (m)	岩質	結 晶 破 片			本質岩片	石質岩片
				量(Vol.%)	粒 度	容 量 比		
IV	高樽溶結凝灰岩層	500	Rh	45~50	中粒	$Qz \geq Pl > Kf >> Hb > Bt$	多	極少
	飛驒川層	300	凝灰質礫岩, 火山角礫岩, 溶結凝灰岩, 細粒成層凝灰岩, 凝灰質砂岩・泥岩など					
III	夕森山-金山溶結凝灰岩層	400	Rd	40~50	中~粗粒	$Pl \geq Qz > Kf >> Hb, Bt, Px(?)$	多	多
II	赤河溶結凝灰岩層	250	Rh	40~50	中粒	$Qz > Kf \geq Pl >> Bt$	多	極多
	久室溶結凝灰岩層	30+	Rd	43~44	中粒	$Pl \geq Qz \geq Kf >> Bt, Hb$	不明	少

Rh: 流紋岩質, Rd: 流紋デイサイト質, Qz: 石英, Pl: 斜長石, Kf: アルカリ長石, Bt: 黒雲母, Hb: 角閃石, Px: 輝石

岩層の2層が分布するが、前者の分布範囲はきわめて限られている。

シークエンスⅢは濃飛流紋岩の中で最大規模のシークエンスであり、これに属する火山岩類は濃飛岩体の南縁部を除くほとんど全域に分布し、2枚の碎屑岩層と5枚の溶結凝灰岩層に区分されている。本図幅地域では、最上位ユニットの夕森山-金山溶結凝灰岩層だけが分布する。

シークエンスⅣに属する火山岩類は、シークエンスⅢに属する火山岩類と同様に、濃飛岩体の南縁部をのぞくほとんど全域に分布し、1枚の碎屑岩層と3枚の溶結凝灰岩層に区分されている。本図幅地域には、最下位ユニットの阿寺層^{あてら}に対比される飛騨川層^{たかだる}と高樽溶結凝灰岩層の2層が分布するが、後者の分布範囲は限られている。また、飛騨川層の火山岩類の給源の一つである田島火道角礫岩が岩脈状に分布する。

VI. 2. 2 花崗斑岩類

シークエンスⅢに伴われる花崗閃緑斑岩は、コールドロンの中央部付近に分布する岩株状の岩体とその周辺に散在する小岩体で代表される(Koido, 1991)。ただし、これらとは岩相や貫入位置が異なり、明確にシークエンスⅣに属する火山岩類に覆われる岩体も知られている(小井土, 1989)。本図幅地域にも、東隣の付知図幅地域に分布する岩株状岩体(切井・岩山岩体)とほぼ同じ岩相・岩質を示す小岩体が分布し、それらとは岩相が異なり、シークエンスⅣに属する火山岩類に覆われる岩体(下油井花崗閃緑斑岩)も分布する。これらのほかに、濃飛流紋岩との直接の関係は不明であるが、花崗閃緑斑岩の仲間^{つげち}に属すると考えられる花崗閃緑岩質の岩体(貝洞花崗閃緑斑岩)が分布する。

花崗斑岩は、濃飛岩体のほぼ全域にわたり小規模な岩脈として分布し、しばしば岩脈群をつくる。濃飛岩体中央部をNE-SW方向に横断する佐見-門和佐平行岩脈群^{さみ かどわさ}(濃飛団研, 1976)や岩体の南西縁部の岩脈群は代表的なものである。佐見-門和佐平行岩脈群は、小坂町南部^{おさか}(御嶽山図幅地域内)から南西方へ下呂町東部地域(北東隣の加子母図幅地域内)へつながり(小井土, 1974; 山田・小林, 1988), そこで阿寺断層により南東へ約8kmずれ、加子母村西部から本図幅地域北縁部を経て(濃飛団研, 1976), 美並村南部地域^{みなみ}, 美濃市西部の板取川下流域(西隣の美濃図幅地域内)まで続き、奥美濃酸性岩類の一部を貫く(棚瀬, 1982)。最大幅約5km, 全長約60kmにも達する大規模な平行岩脈群である。岩体南西縁部の岩脈群は、東隣の付知図幅地域及び南東隣の恵那図幅地域において、濃飛岩体と美濃帯中・古生層との境界部に沿ってNW-SE方向に分布する姫栗花崗岩(花崗斑岩)と呼ばれている岩体(山田, 1989)の北西方延長上に位置し、本図幅地域の濃飛流紋岩分布域の南縁を通り、さらに北西方へ美濃帯中・古生層分布域にまで続く。これらの絶対年代値は得られていないが、いずれもシークエンスⅣに属する火山岩類を貫いており、佐見-門和佐平行岩脈群はその北東縁部でシークエンスⅤに属する火山岩類も貫いており(山田・小林, 1988), 花崗斑岩の活動は、濃飛流紋岩の主要な活動以後と考えると差し支えない。

VI. 3 シークエンスⅡ・Ⅲの火山岩類

本図幅地域では、シークエンスⅡに属する火山岩類は下位から久室溶結凝灰岩層と赤河溶結凝灰岩層、シークエンスⅢに属する火山岩類は夕森山-金山溶結凝灰岩層である。これらのうち、久室溶結凝灰岩

層の分布はきわめて限られており、赤河溶結凝灰岩層と夕森山-金山溶結凝灰岩層の2層が広く分布する。

VI. 3. 1 久室溶結凝灰岩層(Ⅱ₁)

命名: 濃飛団研(1976)。

模式地: 白川町久室付近の佐見川沿い。

分布: 模式地より白川町^{なりやま}成山へかけての佐見川沿い及びその南方の白川町稲田付近に、上位層の赤河溶結凝灰岩層の分布域内にわずかに露出する。

下位層との関係: 不明。

厚さ: 不明。露出する範囲では約30m。

年代: 本層中のジルコンのフィッシュトラック年代は、 $72.4 \pm 3.8\text{Ma}$ を示す(小井土・檀原, 1986; 第11表)。

岩相: 後述の赤河溶結凝灰岩層の溶結凝灰岩に比べ、斜長石結晶が多く、アルカリ長石結晶が少ないこと、苦鉄質鉱物として黒雲母のほかにも角閃石も含むこと、石質岩片が少ないことなどで、赤河溶結凝灰岩層の溶結凝灰岩と区別される。分布域が限られているため、赤河溶結凝灰岩層と区別される岩相のほかは詳しいことは分からない。測定した範囲では、全結晶容量は43-44%で、結晶破片の容量比(容量)は、斜長石(約16%) \geq 石英(10-17%) \geq アルカリ長石(9-14%) \gg 苦鉄質鉱物(2.5-3%)の関係にあり、流紋デイサイト質の組成をもつ(第33図)。

VI. 3. 2 赤河溶結凝灰岩層(Ⅱ₂)

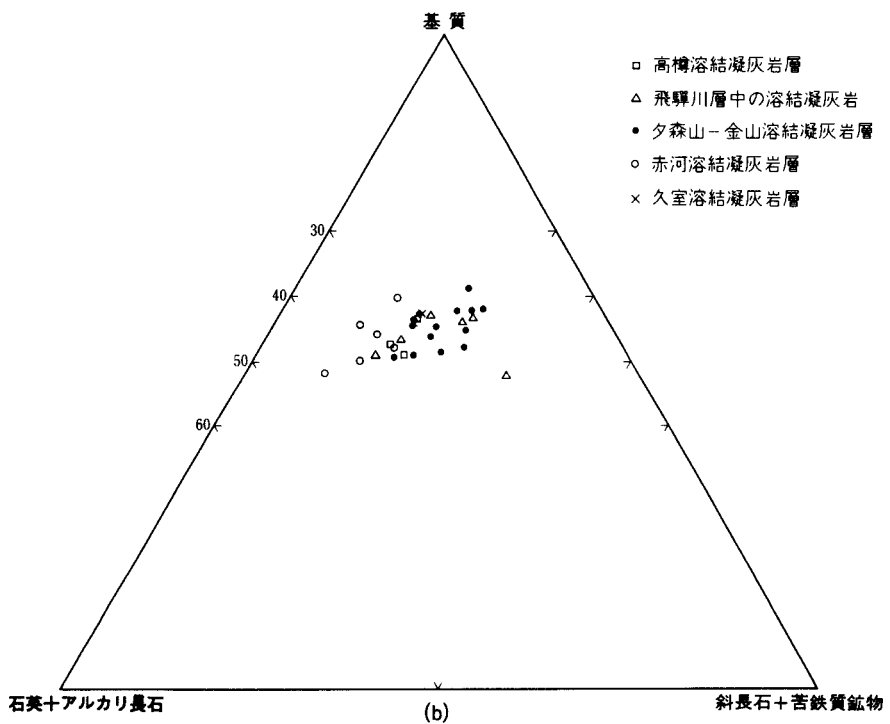
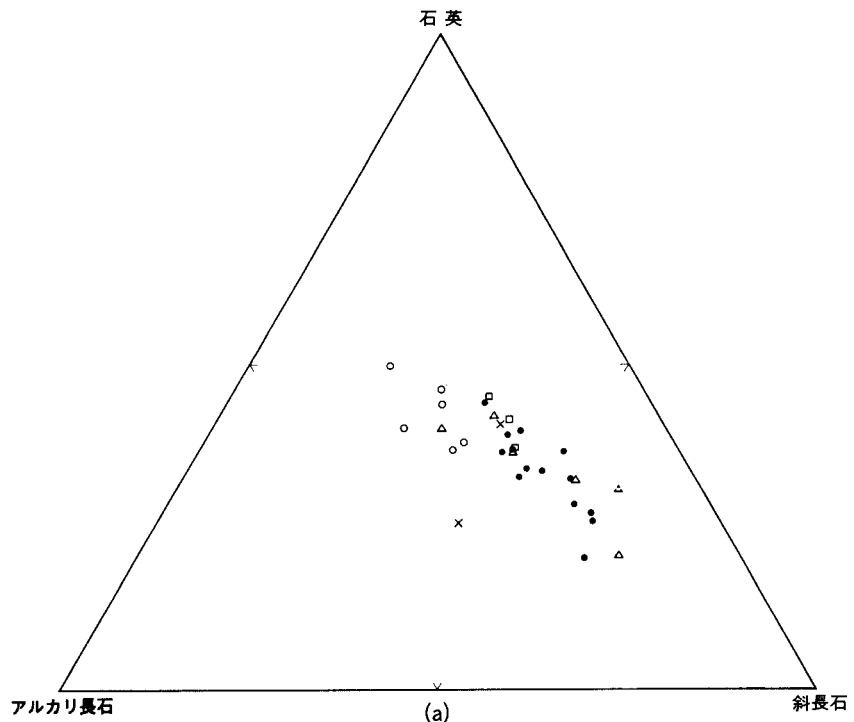
命名: 山田ほか(1971)の赤河層に相当する。碎屑岩層を伴い、溶結凝灰岩を主体とすることから、濃飛流紋岩におけるほかのユニットと統一をはかるため濃飛団研(1976)が赤河溶結凝灰岩層と改称。

模式地: 白川町赤河付近

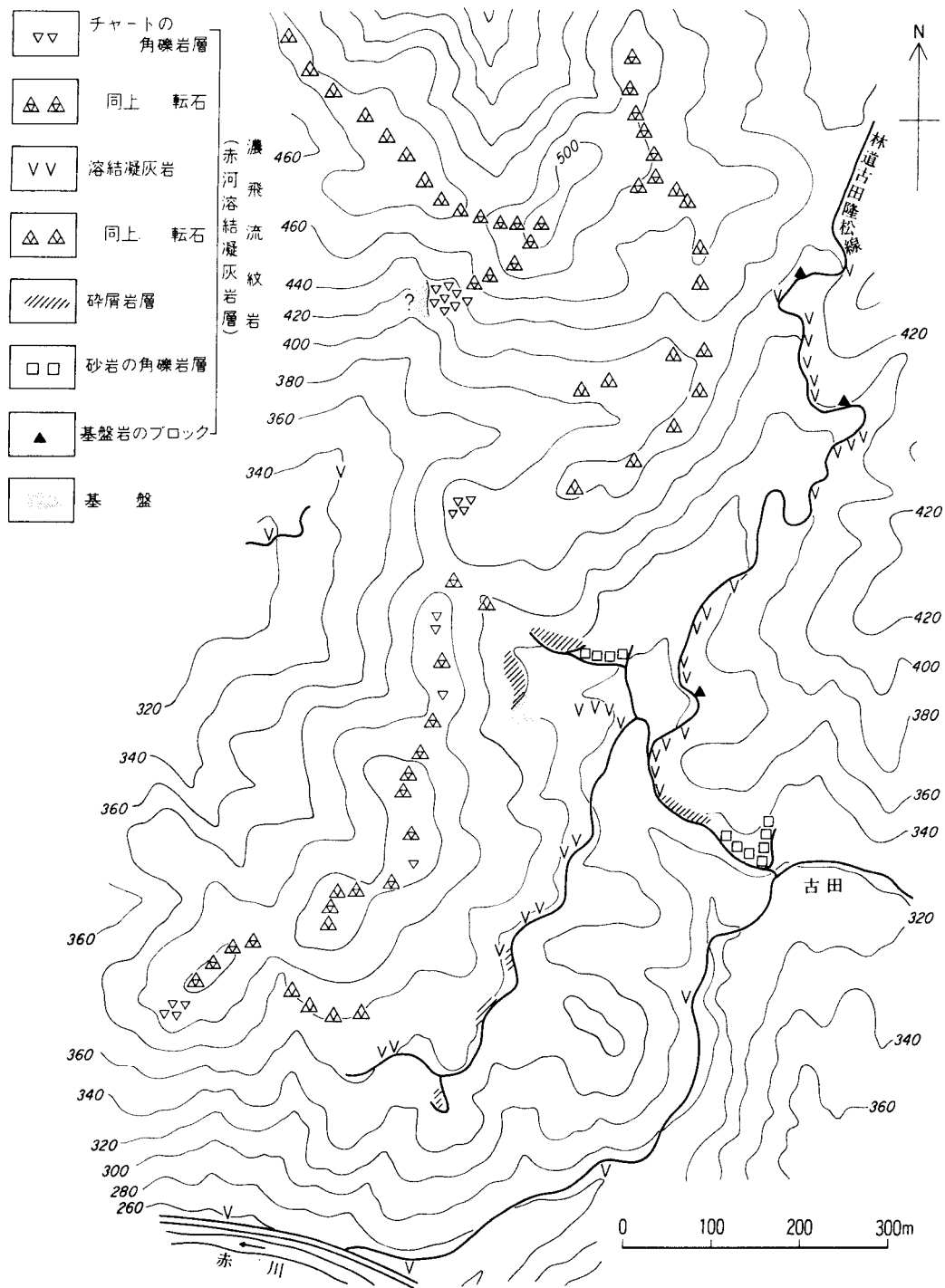
分布: 本図幅と東隣の付知図幅の境界付近を、模式地から白川町下佐見地域に至るほぼNS方向に分布する。ただし、その中央部に当たる白山付近を境に分布が南北に二分されており、両地域において構成岩層や下位層に違いが見られる。このため、ここでは南側と北側の分布域をそれぞれ赤河地域、下佐見地域と便宜的に呼ぶ。

基盤との関係: 赤河地域の白川町古田地区には、美濃帯中・古生層の砂岩・チャートが本層分布域内にしばしば露出する。しかし、この地域周辺では本層の溶結凝灰岩中に巨大なブロックとして径数mにも及ぶ砂岩やチャートが含まれる場合があり、砂岩やチャートの小露出をそのまま基盤と判断することはできない。ここでは、本層下部の碎屑岩層あるいは角礫岩層に直接おおわれ、溶結凝灰岩中のブロックと判断できない産状を示すものを本層の基盤と考える。

本層と美濃帯中・古生層との不整合関係は、古田地区西部の標高約360mの地点及びその北方約400mの地点の2か所で見られる(第34図)。前者では、塊状の砂岩からなる美濃帯中・古生層のうえに、北へ緩く傾斜した凹凸のある不整合面をもって、細粒の成層凝灰岩、非溶結の結晶凝灰岩、凝灰質砂岩などが不均質に混ざり合った碎屑岩層が10m以内の厚さで載り、さらにその上位に本層の溶結凝灰岩が載る。後者では、少なくとも幅10mを超える層状チャートからなる美濃帯中・古生層に、チャートの角礫だけ



第33図 濃飛流紋岩のモード組成
 (a) 石英-アルカリ長石-斜長石図. (b) 基質-(石英-アルカリ長石)-(斜長石+苦鉄質鉱物)図



第34図 加茂郡白川町古田付近におけるルートマップ。等高線の数字は標高(m)

からなる角礫岩層が高角度の不整合面で直接接する。

久室溶結凝灰岩層との関係：下佐見地域の白川町久室、成山及び稲田において、本層は地形的低所だけにわずかに露出する久室溶結凝灰岩層を覆うが、両層の関係は不明である。おそらく本層が整合的に重なるものと考えられる。

厚さ：赤河地域では150-200m、下佐見地域では300-400mであるが、東隣の付知図幅地域では最大約500mとされている(濃飛団研, 1976)。

年代：本層中のジルコンのフィッシュントラック年代は、 $76.3 \pm 4.0\text{Ma}$ (小井土・檀原, 1986)及び $76.5 \pm 1.5\text{Ma}$ (原山・鈴木, 1984)である(第11表)。

岩相：本層の主体は流紋岩質の溶結凝灰岩からなり、石質岩片の含有量を除けば、赤河地域と下佐見地域において溶結凝灰岩の岩相上の差異は見られない。このほかに、赤河地域では凝灰質の碎屑岩層や角礫岩層を伴うが、これらは下佐見地域では見られない。

溶結凝灰岩

一般に淡緑灰色を呈し、全体に粗粒な結晶破片を多く含み、とりわけ石英は径3-4mmのものを多く含む。全結晶容量はおおよそ40-50%の範囲で、結晶破片の容量比(容量)は、石英(15-25%) > アルカリ長石(12-16%) \geq 斜長石(10-16%) \gg 苦鉄質鉱物(0.5-2%)の関係にある(第33図)。苦鉄質鉱物は黒雲母であり、その含まれる量が少ないことを特徴とする。本質岩片は、露頭状況が悪いため肉眼で確認できる例は少ない。確認できる場合には、長径3-5cmのものを普遍的に含み、その中に径5mmを超える自形の石英斑晶とそれよりもやや小型のアルカリ長石を多く含む。石質岩片は径1-2cmの美濃帯中・古生層に由来するチャート、砂岩、泥岩からなる。赤河地域では全体に多く含まれ、見かけ上結晶破片や基質の容量より多く見える場合もある。下佐見地域では相対的に多く含まれる岩相と少ない岩相があり、濃飛団研(1976)は前者が本層の上部層を、後者が下部層をそれぞれ構成するとした。本図幅地域でもおおまかにはそうした傾向がみられるが、全域にわたって明確に区分することはできないため、地質図では区分せずに一括して表現した。

碎屑岩層

赤河地域の白川町古田地区周辺には、前述の基盤を直接覆う碎屑岩層を含め、おもに細粒の成層凝灰岩、非溶結の結晶凝灰岩、不均質な凝灰質砂岩などからなる凝灰質の碎屑岩層がしばしば露出する(第34図)。これらは最大10mほどの厚さで、基盤が露出する地域の周辺に限って分布し、主体をなす溶結凝灰岩に覆われる。したがって、本層は赤河溶結凝灰岩層のほぼ最下部に当たる層準を構成していると判断される。

角礫岩層

古田地区周辺には、碎屑岩層のほかに、美濃帯中・古生層を構成する砂岩あるいはチャートそれぞれの角礫だけからなる角礫岩層が分布する(第34図)。どちらの角礫岩層も、主要な角礫の大きさが径3-10cmで、淘汰が悪く、1mを超える巨大なものも含まれる。基質部は少なく、含まれる角礫と同じ砂岩あるいはチャートの細礫からなる。すなわち、これらの角礫岩層は砂岩あるいはチャートの単一礫種で構成される不淘汰角礫岩からなる。

砂岩の角礫だけからなる角礫岩層は、前述の碎屑岩層に覆われ、その下位にわずかに露出する。下限

が不明なため厚さは分からないが、露出する範囲だけで数mである。基質部が少ないため、淘汰の悪い角礫の形状を確認することが難しく、しかも砕屑岩層に覆われて露出することから、基盤と見誤ることがある。

チャートの角礫だけからなる角礫岩層は、砂岩の角礫だけからなる角礫岩層や砕屑岩層を覆う溶結凝灰岩の上位に載り、砂岩の角礫だけからなる角礫岩層の分布域よりも西側に分布する。おもに尾根上に分布するため正確な厚さは分からないが、おおよそ30-100mと推定される。これとまったく同じ岩相の角礫岩層は、古田地区より北方へ約4kmの地点に当たる白川町水戸野南東方の谷(標高約380-390mの地点)にも露出し、ここでは約10mの厚さで溶結凝灰岩に挟まれる。

コールドロン：赤河地域で見られる不淘汰角礫岩層は、基盤の砂岩層あるいはチャート層の壁が崩壊し、その直下に堆積した崖錐性堆積物である。こうした堆積物は、基盤の壁が比較的短時間で形成されることで供給されることから、角礫岩層の供給直前に陥没運動があったと考えて差し支えない。すなわち、これらの角礫岩層が分布する赤河地域は、シークエンスⅡにかかわるコールドロンの縁辺部付近に当たると判断される。赤河地域では、本層が東方あるいは北方に厚く分布することから、当時の基盤の壁はこの地域のすぐ西側あるいは南側に存在していたことになる。この地域で本層分布域内に現在見られる基盤がコールドロンの壁の一部に当たるのか、コールドロン内の底部の一部に当たるのかは分からないが、この地域でおおよそ求められる壁の位置は、すでにK oido(1991)が推定しているコールドロンの輪郭の一部にほぼ一致する(第35図)。しかし、下佐見地域や他の本層分布域には不淘汰角礫岩層がみられないことや本層が夕森山-金山溶結凝灰岩層などの上位層に広く覆われていることから、現時点では赤河地域で求められるコールドロンの輪郭をそのままほかの地域に広げることは難しい。

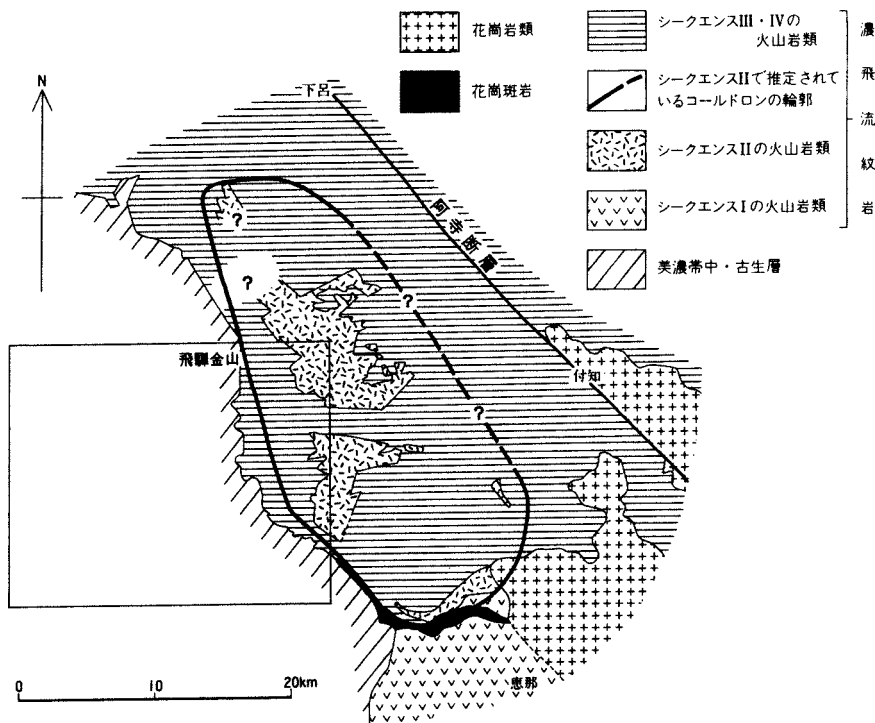
VI. 3. 3 夕森山-金山溶結凝灰岩層(Ⅲ₁)

命名：山田(1967)の夕森山溶結凝灰岩層と山田ほか(1971)の金山溶結凝灰岩を合わせ、一つの連続したユニットとして再定義する。

模式地：夕森山溶結凝灰岩層は加子母村付知川上流部の夕森山付近(北東隣の加子母図幅地域内)を模式地とする。金山溶結凝灰岩については山田ほか(1971)による模式地の指定はないが、本報告では白川町佐見川下流域を模式地とする。

分布：夕森山溶結凝灰岩層の模式地がある阿寺山地南西斜面から、北方へは小坂町南部地域(御嶽山図幅地域)まで、西方へは阿寺断層を越えて濃飛岩体の西縁まで、東西約50km、南北約30kmの広い範囲に分布する。本図幅地域のものは本層の南西縁-西縁に相当し、濃飛岩体の西縁に沿ってNS方向に広く分布する。

基盤との関係：本層と美濃帯中・古生層との不整合関係は、白川町葛牧の飛驒川にかかるとくずまき旧葛牧橋下の南岸で見られ、東へ比較的緩やかに約25°-30°傾斜した不整合面で接する。また、本図幅南東部の白川町下平付近の赤川沿い及びその南西側にNW-SE方向に延びる比高差350-400mの急崖の各所で本層の下位にチャートからなる美濃帯中・古生層がしばしば露出し、この急崖地域が本層と美濃帯中・古生層との高角度の不整合面にほぼ一致していることを示している。これらのほかの地域では、本層と美濃帯中・古生層が接する付近において両者ともに断層による破碎作用の痕跡が見られず、両者の分布状



第35図 濃飛流紋岩のシークエンスIIにおいて推定されるコールドロンの輪郭(Koido(1991)を簡略化)
枠内は金山図幅地域

況から比較的高角度の不整合面が推定される。したがって、本層が基盤と直線的な断層によって接する
としたKawada(1971)や山田ほか(1971)の指摘は当てはまらない。基本的には、本層は分布域の西縁部
で美濃帯中・古生層と高角度の不整合面で接し、それよりもさらに西側に分布する場合には、美濃帯中・
古生層と比較的緩傾斜の不整合面で接する。

河岐トータル岩との関係は、河岐・金山岩体いずれにおいても露頭で直接の関係は確認できていない
が、河岐岩体では変位量のほとんどない断層で接し、金山岩体では直接接していると考えられる。いず
れの場合にも本層に熱変成作用の影響は認められず、おそらく本層と河岐トータル岩は不整合関係で接
していたと推定される。

赤河溶結凝灰岩層との関係：本層は、岩体東部の阿寺山地では同一シークエンスに属する赤石溶結凝
灰岩層のう上に整合的に重なる(山田ほか, 1971; 小井土, 1974; 濃飛団研, 1976; 第13表参照)。本図
幅地域内では、シークエンスIIに属する赤河溶結凝灰岩層を直接覆う。この場合、本層基底部には非溶
結相や碎屑岩層は認められない。なお、山田ほか(1971)は、佐見川下流域を中心とした地域に、赤河層
(本図幅の赤河溶結凝灰岩層に相当)を覆って厚さ50mほどの下佐見溶結凝灰岩が分布するとしており
(第13表参照)、その記載内容は赤石溶結凝灰岩層の岩相ときわめて類似している。今回の調査では下佐
見溶結凝灰岩に相当する岩石の分布が確認できなかったが、赤河溶結凝灰岩層と夕森山-金山溶結凝灰

岩層に挟まれて赤石溶結凝灰岩層に限られた地域だけに分布する可能性もある。

厚さ：阿寺山地では、模式地付近での約200mから北方へ向かって約500mと厚くなる。本図幅地域内では300-400mである。

岩相：本層は斜長石の結晶破片を多量に含む流紋デイサイト質の溶結凝灰岩からなり、美濃帯中・古生層との境界付近に角礫岩層を伴う。

溶結凝灰岩

一般に暗緑灰色ないし緑灰色を呈し、斜長石の結晶破片のほかに苦鉄質鉱物(角閃石・黒雲母・輝石?)も多く含まれる。粗粒(径4-5mm)の石英破片が散在し、径0.5mm以下の細かい結晶破片を多く含むことを特徴とする。全結晶容量はおおよそ40-50%の範囲で、結晶破片の容量比(容量)は、斜長石(16-24%) \geq 石英(7-21%) $>$ アルカリ長石(6-10%) \gg 苦鉄質鉱物(1-4%)の関係にある(第33図)。本質岩片は、一般に径3-4cmのものが多く含まれ、その中に径2-3mmの斜長石を多く含むことを特徴とする。石質岩片は普遍的に含まれるが、赤河溶結凝灰岩層に比べ少ない。大部分は美濃帯中・古生層に由来するものであるが、ガラス質凝灰岩などの類質岩片が含まれる場合もある。

角礫岩層

金山町の三棟山南方、白川町の下油井付近⁴⁾、葛牧付近などの美濃帯中・古生層との境界部に局所的に分布する。いずれも溶結凝灰岩に挟まれ、10-50mほどの厚さがある。角礫の大部分は美濃帯中・古生層を構成するチャート、砂岩、泥岩で、中でもチャートが圧倒的に多い。そのほかに流紋岩質の溶結凝灰岩(赤河溶結凝灰岩層?)や凝灰岩質の碎屑岩類の角礫がわずかに含まれる。主要な角礫の大きさは径3-5cmで、淘汰が悪く、数10cmにも及ぶものが含まれる。基質部は少なく、おもにチャートの細礫からなる。すなわち、この角礫岩層も、基本的には赤河溶結凝灰岩層中の角礫岩層と同じように、異種の角礫をわずかに含むほぼ単一礫種からなる不淘汰角礫岩層である。

化学組成：本層の溶結凝灰岩は $\text{SiO}_2 = 69-71\%$ であり(河田・大森, 1971; 第16表)、阿寺山地における本層の化学組成値(山田ほか, 1971)とほぼおなじで、流紋デイサイト質の組成を示す。

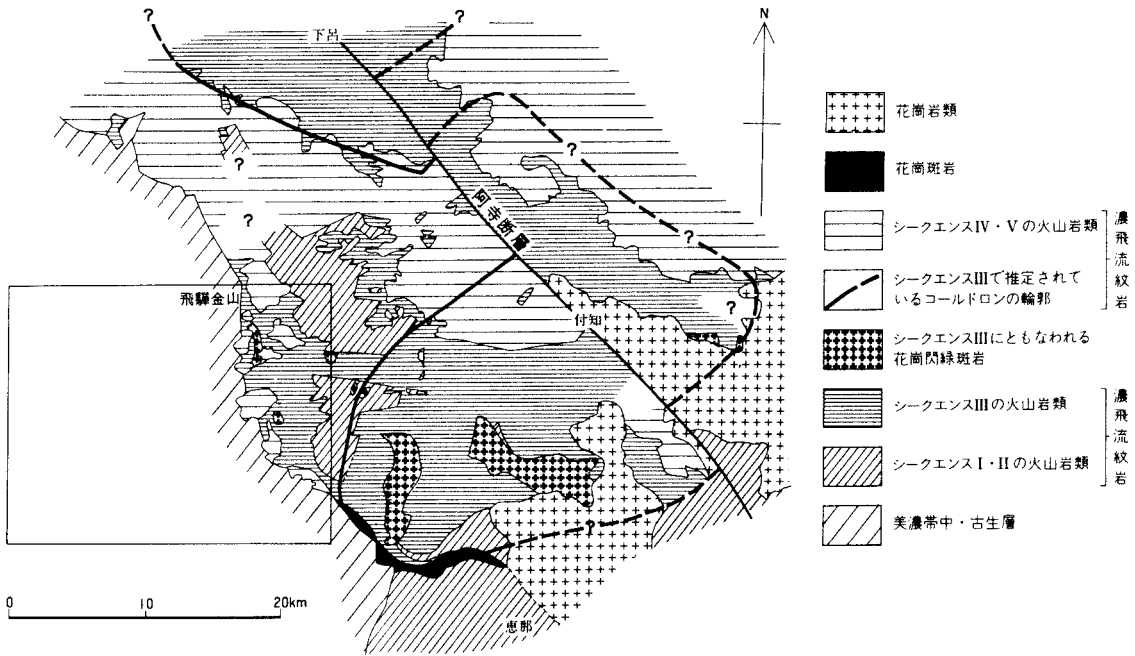
コールドロン：これまで明らかにされているシークエンスⅢにかかわるコールドロンは、同シークエンスを構成する溶結凝灰岩層の中で最大の規模をもち、夕森山-金山溶結凝灰岩層よりも下位の東俣溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロンである(Koido, 1991)。本図幅地域において見られる本層と基盤との関係、あるいは基盤との境界付近だけに分布する角礫岩層の産状は、本層が陥没運動をしながら崖錐性堆積物を形成しつつ、陥没盆地を埋めて堆積していったことを示している。この陥没盆地は、東俣溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロンの位置とは明らかに異なり(第36図)、シークエンスⅢではその最上位ユニットの形成時にも別のコールドロンが形成されたことになる。現時点では、本層の形成にかかわるコールドロンについて、本図幅地域以外の地域にまで広げて検討するだけの資料が得られず、既知のコールドロンとの関係も分からない。ここでは、シークエンスⅢにかかわるコールドロンとして、本層の形成に伴うコールドロンが存在したことを指摘するだけにとどめる。

4) 飛騨川右岸(北岸)のものは、現在コンクリートで被覆されており、河田(1967)を参考にした。

第16表 金山図幅地域における濃飛流紋岩及び花崗斑岩類の化学組成(河田・大森, 1971)

No.	夕森山-金山 溶結凝灰岩層			飛騨川層中の溶結凝灰岩				下油井 GDP*	花崗 斑岩	H ₂ O及びCO ₂ を除く百分比									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67.80	66.84	68.40	72.94	72.40	72.92	72.17	68.54	71.68	SiO ₂	70.34	69.55	71.20	74.23	73.23	75.18	74.29	70.12	74.08
TiO ₂	0.33	0.37	0.33	0.19	0.32	0.19	0.27	0.37	0.32	TiO ₂	0.34	0.39	0.34	0.19	0.32	0.20	0.28	0.38	0.33
Al ₂ O ₃	14.72	15.19	14.52	13.44	13.18	12.98	13.59	14.95	12.66	Al ₂ O ₃	15.27	15.81	15.12	13.68	13.33	13.38	13.99	15.29	13.08
Fe ₂ O ₃	0.86	1.06	0.94	0.80	0.74	0.74	0.58	1.14	0.48	Fe ₂ O ₃	0.89	1.10	0.98	0.82	0.75	0.76	0.60	1.17	0.50
FeO	2.36	2.30	2.36	1.30	2.50	1.53	0.80	2.34	2.29	FeO	2.45	2.39	2.46	1.32	2.53	1.58	0.82	2.39	2.37
MnO	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	MnO	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05
MgO	0.71	0.54	0.55	0.20	0.54	0.26	0.22	0.65	0.56	MgO	0.74	0.56	0.57	0.20	0.55	0.27	0.23	0.67	0.58
CaO	2.31	3.40	2.39	1.84	2.69	1.74	2.29	3.52	2.17	CaO	2.40	3.54	2.49	1.87	2.72	1.79	2.36	3.60	2.24
Na ₂ O	2.70	3.23	2.82	2.81	2.95	2.34	3.20	3.28	2.87	Na ₂ O	2.80	3.36	2.94	2.86	2.98	2.41	3.29	3.36	2.97
K ₂ O	4.46	3.02	3.59	4.68	3.40	4.20	3.88	2.79	3.61	K ₂ O	4.63	3.14	3.74	4.76	3.44	4.33	3.99	2.85	3.73
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.09	0.03	0.08	0.05	0.08	0.10	0.07	P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.09	0.03	0.08	0.05	0.08	0.10	0.07
H ₂ O+	1.69	1.71	1.88	0.78	0.62	1.31	1.02	1.06	1.43	* 花崗閃緑斑岩									
H ₂ O-	0.22	0.22	0.27	0.12	0.12	0.32	0.18	0.18	0.28										
CO ₂	1.58	1.76	1.70	0.70	0.16	1.29	1.52	0.95	1.19										
Total	99.88	99.79	99.90	99.86	99.76	99.91	99.86	99.93	99.66										

1. 流紋デイサイト質溶結凝灰岩 (K4) 白川町村君西方
2. 流紋デイサイト質溶結凝灰岩 (K136D) 白川町上油井
3. 流紋デイサイト質溶結凝灰岩 (K216) 白川町村君西方
4. 流紋岩質溶結凝灰岩 (K24) 白川町村君
5. 流紋岩質溶結凝灰岩 (K207) 白川町村君西方
6. 流紋岩質溶結凝灰岩 (K220) 白川町村君西方
7. 流紋岩質溶結凝灰岩 (K123-1) 金山町七宗ダム下流
8. 花崗閃緑斑岩 (K160) 白川町宇津尾谷下流
9. 花崗斑岩 (K222) 金山町七宗ダム下流



第36図 金山図幅周辺地域で推定されるシークエンスIIIにかかわるコールドロンの輪郭
(Koido(1991)を簡略化)。枠内は金山図幅地域

VI. 4 シークエンスIVの火山岩類

本図幅地域では、シークエンスIVに属する火山岩類は下位から飛騨川層と高樽溶結凝灰岩層に分けられる。このうち、高樽溶結凝灰岩層は北端部のきわめて狭い範囲に分布し、それより北方の下呂図幅地域にかけて広く分布する。これらのほかに、飛騨川層の一部を供給した田島火道角礫岩が飛騨川層分布域の各所に岩脈状に分布する。

VI. 4. 1 飛騨川層(IV₁)

本層の主体は河田(1967)や山田ほか(1971)による白川流紋岩類に相当し、山田ほか(1971)による足谷層、室山層、宇津尾層及び白川口層も本層の一部に相当する(第13表参照)。このように、本層は本図幅地域においてこれまでにいろいろな層準に位置づけられていた地層を含み、それらを整理したものである。なお、本層は後述のようにシークエンスIVの最下位ユニットとして阿寺層に対比されるが、阿寺層の主要な分布域とは離れて分布すること、阿寺層の主要部と構成岩類が異なることなどから、別称を用いる。

命名：新称。

模式地：白川町の田代山周辺及び同町新津北方

分布：おおそ濃飛岩体と美濃帯中・古生層との境界に沿って、ほぼNS方向に両者をまたぐように

分布するが、浸食が進んだ結果、全体に地形的高所に分かれて分布する。なお、JR 白川口駅西方の美濃帯中・古生層分布域にも、尾根上あるいは山腹の限られた範囲に本層の一部が点在して分布しており、おそらく堆積当時には、現在の主要分布域よりもさらに西側の広い範囲に分布していたと考えられる。

下位層との関係：夕森山-金山溶結凝灰岩層、美濃帯中・古生層及び河岐トータル岩を同時に、しかも全体として緩傾斜で不整合に覆う。ただし、本層分布域内の各所に夕森山-金山溶結凝灰岩層の露出が認められることから、本層はある程度凹凸に富む地形面上に堆積したことが予想される。夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫く下油井花崗閃緑斑岩(後述)も不整合に覆う。

厚さ：本図幅地域の北縁部を除いて上位層が分布しないため、正確な厚さ及びその変化は分からない。田代山周辺で350m以上、その他の地域でも200-300m以上である。北縁部の白川町室山地域では約30mであるが、それより西-北西方の下呂図幅地域にかけては約250mと急激に厚くなる。したがって、全体としては250-300mほどの厚さを持ち、少なくとも分布の東側へは急激に薄くなると考えられる。

年代：本層中の溶結凝灰岩に含まれるサニディンのK-Ar年代は $71.5 \pm 3.6\text{Ma}$ であり、ジルコンのフィッシュトラック年代は $67.3 \pm 3.5\text{Ma}$ (山田ほか, 1990)である(第11表)。

岩相：本層は、凝灰質礫岩、火山角礫岩、火山礫凝灰岩、溶結凝灰岩、結晶凝灰岩、細粒成層凝灰岩、凝灰質砂岩・泥岩、角礫岩など、火砕岩を主体とするさまざまな種類の岩石からなり、これらが垂直・水平方向に著しく岩相変化する。

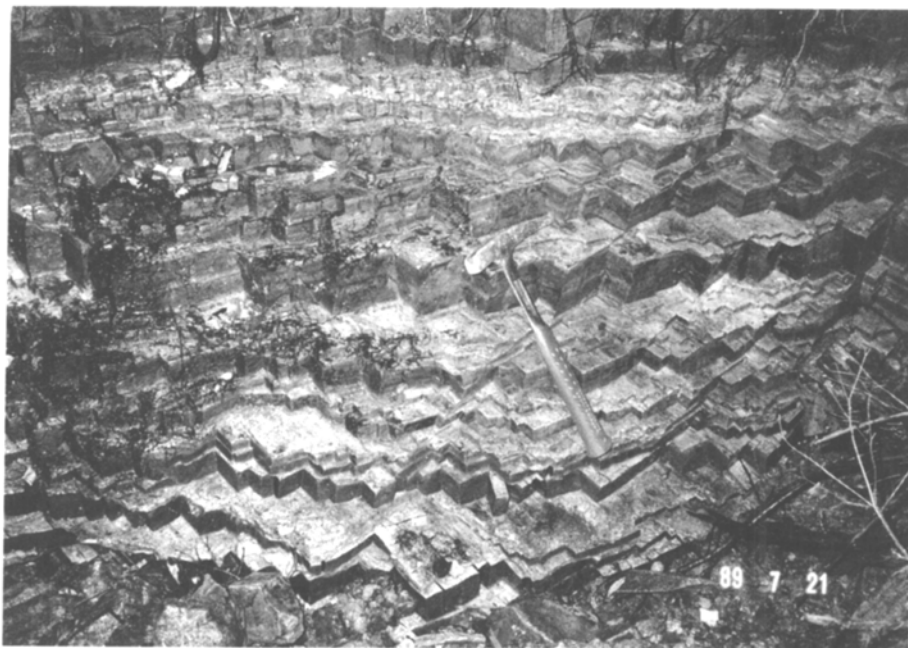
凝灰質礫岩及び火山角礫岩は、本層中でもっとも優勢な岩相で、全域にわたり広く分布する。とりわけ田島火道角礫岩分布域周辺の本層中に多く、相対的に厚く分布する。最大層厚は約50mほどと推定さ



第37図 飛騨川層中の凝灰質礫岩(益田郡金山町, 黒谷林道)。相対的に大きな亜円礫はすべて濃飛流紋岩の溶結凝灰岩

れるが、地域により著しく変化する。凝灰質礫岩は美濃帯中・古生層起源のチャート・砂岩・泥岩及び溶結凝灰岩の亜角礫-亜円礫からなり、それらの細片や結晶片などからなる基質を伴う。チャート・砂岩・泥岩には亜角礫、溶結凝灰岩には亜円礫が多い。礫径は数-数10cmのものが多く、溶結凝灰岩には1mを超えるものも含まれ、淘汰が悪い(第37図)。火山角礫岩は、これらの礫がおもに角礫-亜角礫からなるものであるが、実際には野外で両者を区別することが困難な場合が多く、両者が漸移する場合もしばしばある。火山角礫岩の角礫が小さくなり、基質部が多くなって凝灰質になると火山礫凝灰岩と呼んでもよい岩相となり、凝灰質礫岩や火山角礫岩にしばしば伴われる。なお、今回の調査では確認できなかったが、JR白川口駅北方地域に分布する凝灰質礫岩中には、河岐トール岩の礫が含まれる(山田ほか, 1971; 長谷川, 1986MS.)。

溶結凝灰岩は、田代山周辺、JR白川口駅南東方地域、白川町新津北方-^{むらぎみ}村君西方地域、^{むとだに}無渡谷北方地域などに分布し、おもに凝灰質礫岩あるいは火山角礫岩に挟まれて、それぞれの地域で2-3枚見られる。厚さはいずれも50m以内と考えられ、濃飛流紋岩の主体をなす溶結凝灰岩層に比べかなり薄い。おもに淡緑灰色-暗緑灰色を呈し、全体を通じて“やわらかい”印象を与え、場所によっては溶結の程度が低い岩相が認められる。測定した範囲では、全結晶容量はおおよそ43-49%の範囲で、結晶破片の容量比(容量)は、斜長石(15-21%) \geq 石英(13-19%) $>$ アルカリ長石(6-14%) \gg 苦鉄質鉱物(1-4%)の関係にある(第33図)。これらのうち、白川町新津北方-村君西方地域や無渡谷北方地域の尾根上には、径1-2mmの石英が目立ち、見かけ上は後述の高樽溶結凝灰岩層に類似した岩相を示す溶結凝灰岩が分布する。この溶結凝灰岩は変質作用が弱く、アルカリ長石はパーサイト構造をほとんどもたないサニディンのまま残さ

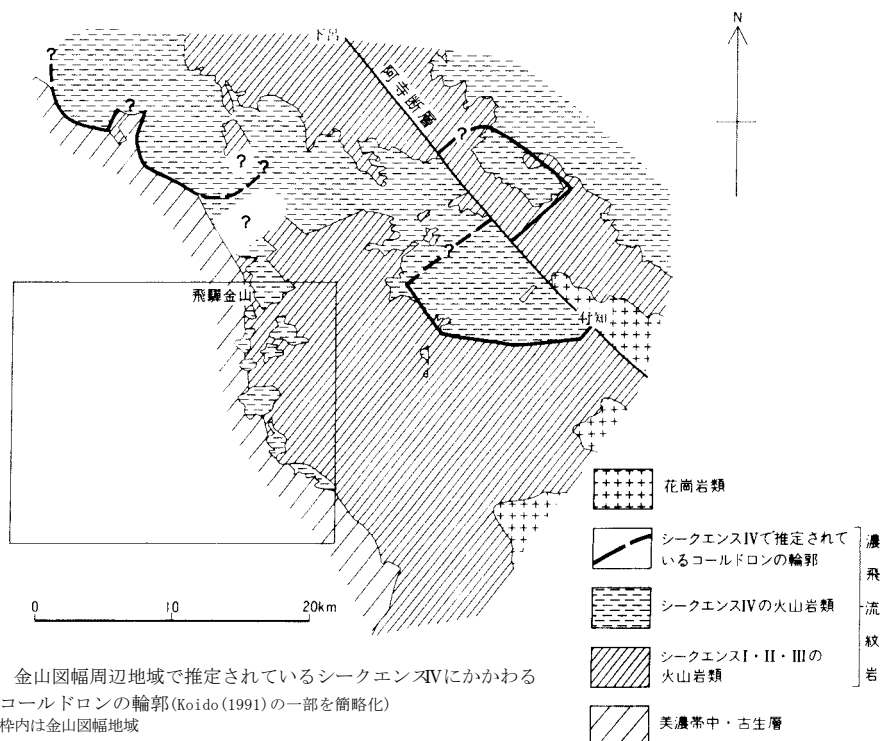


第38図 飛騨川層中の細粒成層凝灰岩(加茂郡白川町新津)。ほぼ水平な構造(N60°W, 2°N)で、火山豆石を含む

れており、苦鉄質鉱物としては両輝石・鉄かんらん石・黒雲母・角閃石が含まれる。Kawada (1971)は、こうした濃飛流紋岩の中では特異である新鮮な岩石中の構成鉱物について詳細に記載し、とくに苦鉄質鉱物が鉄成分に富むことを強調している。

細粒成層凝灰岩、凝灰質砂岩・泥岩は、おもに本図幅地域の北半部に多く見られ、とりわけ本層の基底部及び比較的下部の層準に、厚さ50m以下で分布することが多い(第38図)。細粒成層凝灰岩にはしばしば火山豆石が含まれ、明瞭な層理を示すことが多い。ほとんどの地域で 20° 以内の緩傾斜を示すが、金山町の三棟山南東地域のようにほぼ垂直に近い傾斜を示す場合もある。こうした基底部付近の細粒碎屑岩層は山田ほか(1971)による宇津尾層に当たるが、本図幅北縁部の白川町室山周辺でも同様な岩石が卓越して分布し、これは山田ほか(1971)が金山溶結凝灰岩(本図幅の夕森山-金山溶結凝灰岩層に相当)の下位層とした室山層に当たる。すなわち、少なくとも本図幅地域の北半部では、本層の基底部付近に細粒碎屑岩層が広く分布し、その上に粗粒火砕物や溶結凝灰岩などの火山噴出物を伴う地域で本層が厚くなっていることになる。

角礫岩は美濃帯中・古生層分布域に近い地域に比較的多く見られ、このほか、本層分布域の各所に局所的に分布する。角礫はチャートあるいは泥岩だけからなるものが多く、わずかに砂岩、凝灰質岩石が伴われる。礫径は一般に数-20cmで、淘汰が悪い。基質はほとんどなく、ほぼ単一礫種からなる不淘汰角礫岩である。ただし、基質部が増え、結晶片などの火山物質が混ざると、火山角礫岩や凝灰質礫岩に移り変わり、それらとの区別が難しくなる。これらは山田ほか(1971)により白川口層と呼ばれ、白川流紋岩類の基底部にある崖錐性堆積物とされたものに相当するが、必ずしも本層の基底部に限って分布



第39図 金山図幅周辺地域で推定されているシークエンスIVにかかわるコルドロンの輪郭(Koido (1991)の一部を簡略化) 枠内は金山図幅地域

するわけではない。

化学組成：本層中の溶結凝灰岩は、苦鉄質鉱物に富む溶結凝灰岩を含めて、 $\text{SiO}_2 = 73\text{--}75\%$ であり(河田・大森, 1971; 第16表)、いずれも流紋岩質の組成を示す。

対比：北縁部の白川町室山の西方において、本層の少なくとも一部が高樽溶結凝灰岩層に覆われていることから、シークエンスIVの最下位ユニットである阿寺層に対比される。ただし、阿寺層中にはほとんど溶結凝灰岩が含まれず、角礫岩などの粗粒碎屑物が少ない(山田ほか, 1971; 小井土, 1974)。おおまかにみると、本層には火山活動により直接もたらされた堆積物が多いのに対して、阿寺層には水域に堆積した火山性碎屑物が多いという違いがある。

コールドロン：本層には、赤河・夕森山-金山溶結凝灰岩層で見られたものと同様な不淘汰角礫岩が伴われ、本層が堆積した地域にも陥没運動があったことになる。本層が溶結凝灰岩などの火山活動により直接もたらされた堆積物を伴うことは、この陥没運動でコールドロンが形成されたと考えてよい。シークエンスIVにかかわるコールドロンは、阿寺層の急激な層厚変化などから、阿寺層堆積前に濃飛岩体内に2-3個形成されたことがこれまでに明らかにされている(濃飛団研, 1976; K K oido, 1991; 第39図)。おそらく、本層分布域にもシークエンスIVにかかわるコールドロンが新たに一つ加わることになるのであろう。しかし、現時点では、本層の内部層序が明確でないため、陥没運動を示す角礫岩の層準が正確に分からないことから、本層の形成にかかわるコールドロンの実態は明らかでない。

VI. 4. 2 田島火道角礫岩(IV_v)

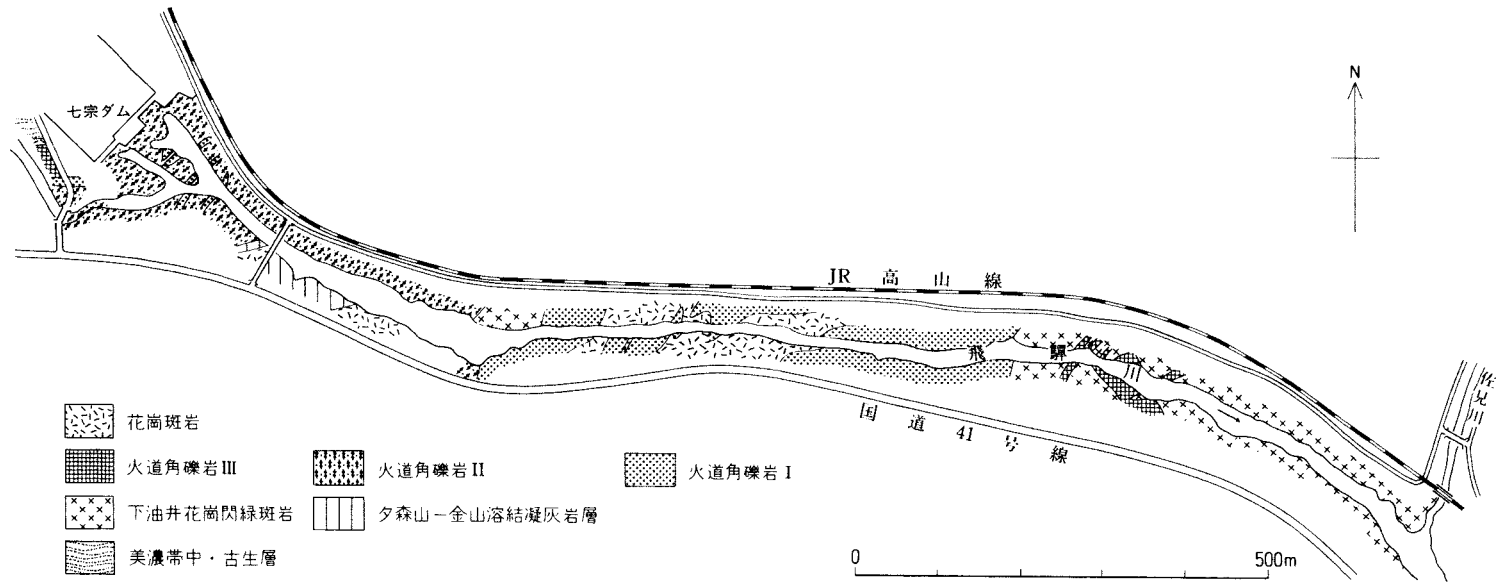
命名：小井土ほか(1990)。

模式地：金山町田島の七宗ダム下流側の飛騨川河床。

分布・規模：模式地を含め、濃飛岩体と美濃帯中・古生層との境界付近にいくつかの岩脈として分布する。模式地周辺では、幅約500m、長さ約1.3kmの規模でEW方向に広がる部分と、その西端付近で北方へ幅約200m、長さ約500mほどの規模で枝脈状に広がる部分からなる。このほかには、金山町三棟山周辺、白川町上油井地区、葛牧周辺に小規模な岩脈として、いずれも幅100-300m、長さ0.3-1kmほどの規模で分布する。これらの岩脈の多くはEW方向あるいはNE-SW方向に延びる。また、白川町赤河の南方には、比較的大きな岩体がNW-SE方向に幅約500m、長さ2km以上にわたり細長く分布する。

地質関係：夕森山-金山溶結凝灰岩層、下油井花崗閃緑斑岩及び美濃帯中・古生層を貫く。飛騨川層との関係は、一部地域で田島火道角礫岩が飛騨川層を貫き、一部地域で田島火道角礫岩が飛騨川層に覆われる。

岩相・産状：大部分が火山角礫岩あるいは火山礫凝灰岩、凝灰質礫岩からなり、一部に結晶凝灰岩を伴う。これらは飛騨川層の構成岩石の一部と類似しており、露頭条件によっては産状が分からず、本岩と飛騨川層の区別がつかないことがある。本図幅では、周囲を夕森山-金山溶結凝灰岩層や美濃帯中・古生層に囲まれ、火山角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰質礫岩などが岩脈状に分布するもの、あるいはこれらが飛騨川層分布域にあっても周囲の地質構造と不調和に分布し、岩脈状の産状を示すものを火道角礫岩とした。ただし、白川町上油井の東方地域では、広く連続して分布する凝灰質礫岩あるいは火山角礫



第40図 七宗ダム下流域における田島火道角礫岩の分布詳細図(小井土ほか, 1990)
図の左端部に当たる七宗ダム周辺は、ダムの改修工事により露頭の状況が現在と少し異なっている



第41図 田島火道角礫岩(益田郡金山町田島, 飛騨川河床)
 いろいろなサイズの礫を含む, 中央の巨礫は径1m以上で, 相対的に大きな亜円礫はすべて濃飛流紋岩の溶結凝灰岩で, 夕森山-金山溶結凝灰岩層に由来するものが多い。



第42図 田島火道角礫岩に見られる不定形の礫(益田郡金山町田島, 飛騨川河床)
 見かけ上垂直方向に引き伸ばされたような形をしている礫はすべて溶結凝灰岩であり, 基質の凝灰岩が上方へ勢いよく噴出する際に, 礫が摩耗された結果できたものである。

岩が夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫いたり、飛騨川層中の成層凝灰岩を覆ったりしており、その中から火道角礫岩だけを区別することが難しい場合もある。おそらく、本図幅地域内、とりわけ飛騨川層分布域内には、今回表現したもの以外にも数多くの火道角礫岩が存在しているものと思われる。もともと露出の良い模式地では、本岩が濃飛岩体と美濃帯中・古生層との境界付近にやや複雑な形態をもって分布し、花崗斑岩に貫かれながらも飛騨川の河床に沿って約1.3kmにわたりほぼ連続して露出する(小井土ほか、1990；第40図)。ここでは、構成岩相と相互の貫入関係から、本岩の内部は三つ(火道角礫岩Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)に区分され、そのうち火道角礫岩Ⅱがもともと露出面積が広く、本岩の主体をなす。火道角礫岩Ⅱは、流紋岩質の結晶ガラス質凝灰岩を基質とし、その中に径1cm以下の細片から径1m以上の巨大岩塊までいろいろなサイズの礫を多量に含む火山角礫岩あるいは火山礫凝灰岩からなる(第41図)。礫種は、美濃帯中・古生層、夕森山-金山溶結凝灰岩層及び赤河溶結凝灰岩層であり、前者に比べ後二者の方が相対的に大きく、丸みをもったものが多い。丸みを帯びた溶結凝灰岩の礫の中には、見かけ上垂直方向に引き延ばされたような不定形をした岩塊が含まれ、とりわけ大きいもので不定形を示すことが多い(第42図)。河田(1967)・山田ほか(1971)はこれらを“本質岩塊”としているが、いずれも溶結凝灰岩の岩塊であり、破碎作用もまったく受けていない。これらの岩塊の周縁部では基質の凝灰岩が細い脈として入り込んでいる場合があり、それが長く太くなって、岩塊を分割していく様子も見られる(第43図)。これらの岩塊は、勢いよく噴出する火山灰によって摩擦されて丸みを帯び、見かけ上引き延ばされたような形態を呈しているものである。火道角礫岩Ⅰは火道角礫岩Ⅱに貫かれ、それとほぼ同じ岩相を呈するが、火道角礫岩Ⅱに比べ全体に白味を帯びた色調を呈し、巨大な岩塊が少ない。火道角礫岩Ⅲは火道



第43図 田島火道角礫岩において、基質の凝灰岩により分割され始めた状態の礫
(益田郡金山町田島, 飛騨川河床)

角礫岩Ⅱと下油井花崗閃緑岩を貫き、本岩体の東西両側に小規模に分布する。岩片をほとんど伴わない結晶凝灰岩からなり、火道角礫岩Ⅰ・Ⅱとは異なる岩相をもつ。

模式地以外の岩体では、いずれも模式地における火道角礫岩Ⅰ・Ⅱに類似した岩相を示す。これは、露出条件が限られるため、こうした岩相を示すものだけが火道角礫岩と認定できることによるもので、本図幅地域には模式地における火道角礫岩Ⅲに相当するものも存在すると思われる。

対比：本岩の分布域は飛騨川層のそれとほぼ一致し、本岩の主体は飛騨川層の火山角礫岩あるいは凝灰質礫岩とほぼ同じ岩石からなる。本岩周辺に分布する飛騨川層中には、凝灰質礫岩あるいは火山角礫岩が多かつ厚く分布し、白川町上油井東方地域のように、本岩と飛騨川層の一部が連続していると判断される場合もある。これらのことは、本岩の主体が飛騨川層の少なくとも一部をもたらした給源火道であると判断してよい。

VI. 4. 3 高樽溶結凝灰岩層(Ⅳ₂)

命名：山田ほか(1971)。

模式地：加子母村付知川支流高樽谷(北東隣の加子母図幅地域内)。

分布：模式地を含む阿寺山地稜線部に連続して分布し、阿寺断層西方地域(濃飛団研, 1976; 山田ほか, 1976)、和良村地域(小井土, 1989)、高山市西方地域(赤谷溶結凝灰岩層: 河田, 1982)、高山市東方地域(久蔵川溶結凝灰岩層: 山田ほか, 1985)など、分布が断たれながらも濃飛岩体主部のほぼ全域にわたり分布する。本図幅地域では北端部のきわめて狭い範囲に分布し、これより北方の下呂図幅地域にかけて広く分布する(山田ほか, 1976)。

下位層との関係：飛騨川層を整合的に覆う。飛騨川層相当層である阿寺層分布地域でも同様な関係にある。

厚さ：模式地を含めた阿寺山地地域では約700mであり、北方の高山図幅地域では1,000m前後と推定されている(山田ほか, 1985)。本図幅地域を含む阿寺断層より南西側の地域では、上位層が分布しないため、おおよそ500m程度と推定されている(濃飛団研, 1976; 小井土, 1989)。

年代：本層相当層に当たる久蔵川溶結凝灰岩層中のジルコンのフィッシュントラック年代は、64.5 ± 2.5Ma(山田ほか, 1985)である。

岩相：本層は、全体を通じてほぼ均質な岩相を示し、径2mm前後の自形性の良い石英結晶を多量に含む流紋岩質の溶結凝灰岩からなる。全結晶容量はおおよそ45-50%の範囲で、結晶破片の容量比(容量)は、石英(16-20%) ≥ 斜長石(16-18%) > アルカリ長石(9-10%) ≫ 苦鉄質鉱物(1-2%)の関係にある(第33図)。基質中に細かな結晶片をほとんど含まないこと、組成のわりに苦鉄質鉱物(角閃石・黒雲母)を多く含むこと、長径5cm前後の本質岩片を多量に含み、しばしば明瞭なユータキサイト構造を示すこと、石質岩片をほとんど含まないこと、などを特徴とする。

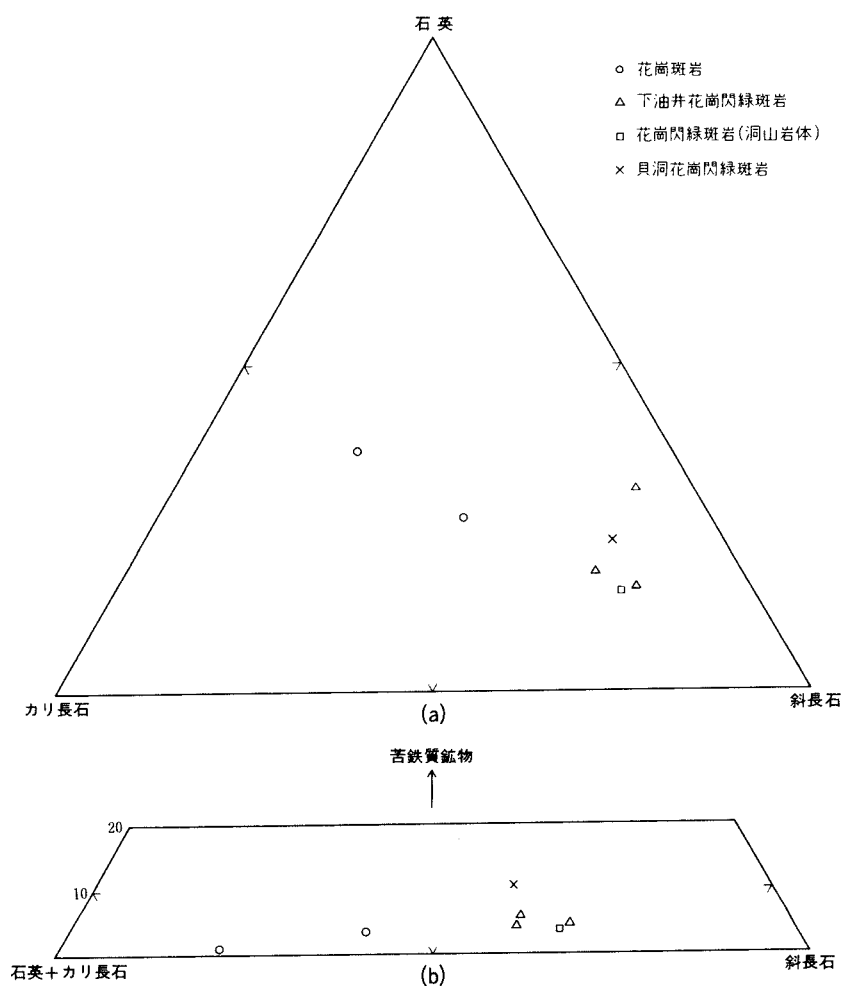
VI. 5 貫入岩類

本図幅地域の濃飛流紋岩に伴う貫入岩類は、組成的に大きく花崗閃緑斑岩と花崗斑岩からなる。花崗

閃緑斑岩は、濃飛岩体内でこれまでに知られている岩株状の岩体やその周辺に散在する小岩体とほぼ同じ岩相を示す岩体と、それらとは異なる岩相を示す下油井花崗閃緑斑岩・貝洞花崗閃緑斑岩にさらに分けられる。

VI. 5. 1 花崗閃緑斑岩(Gdp)

白川町洞山^{ほらやま}周辺と同町西和泉^{にしいづみ}周辺の2か所に、それぞれ径約1km、約500mほどの小岩体として分布し、角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩からなる。いずれも夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫くが、周縁相は見られない。



第44図 濃飛流紋岩に伴われる貫入岩類のモード組成

(a) 石英-カリ長石-斜長石図

(b) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図

洞山岩体で測定された1試料の斑晶量は約58%で、その容量比(容量)は、斜長石(約38%)>カリ長石(約10%) \geq 石英(約8%) \gg 苦鉄質鉱物(約2%)の関係にある(第44図)。斜長石は径0.5-1cmの自形結晶で、累帯構造はほとんど見られない。カリ長石は斜長石よりも大きく、長径1-2cmの自形結晶で、パーサイト構造を示す。石英は斜長石とほぼ同じ大きさであるが、その量は少ない。苦鉄質鉱物は径5mm以下で、ほとんど緑泥石、緑れん石、鉄鉱物に変わっており、外形から鉱物種が区別される。基質部は、石英・長石類からなる微花崗岩質組織あるいは隠微晶質組織を呈する。ジルコンや褐れん石などの副成分鉱物は基質部の単独結晶や斑晶鉱物中の包有鉱物として含まれる。

VI. 5. 2 下油井花崗閃緑斑岩(Gds)

本岩は、山田ほか(1971)が金山溶結凝灰岩(本図幅の夕森山-金山溶結凝灰岩層に相当)を覆うとした下油井流紋デイサイト溶岩に相当するが、夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫くこと、岩脈状の形態をもつことが明らかとなった。また、飛騨川層に覆われ、その貫入時期が特定される岩体であることから、岩体名をつけて濃飛岩体内でこれまでに知られている花崗閃緑斑岩体と区別して扱う。

命名：新称。

模式地：白川町下油井の宇津尾谷下流部及び同町上油井の佐見川・飛騨川合流点付近。

分布・規模：両模式地をほぼ南北に結び、長さ約3km、幅約500mの規模で岩脈状に分布し、その北東方に約1kmほど離れた地点にも小岩体が分布する。

貫入関係：夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫き、同層を覆うことはない。飛騨川層に覆われ、田島火道



第45図 下油井花崗閃緑斑岩にみられる流理構造(加茂郡白川町上油井、佐見川・飛騨川合流点)

角礫岩・花崗斑岩に貫かれる。貫入面付近では周縁相は見られないが、佐見川・飛騨川合流点付近では、おおそ貫入面の方向に平行な走向をもつ流理構造が顕著に見られる(第45図)。

岩相：洞山岩体や西和泉岩体に比べ、カリ長石による顕著な斑状組織が見られず、相対的に細粒の黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩からなる。全斑晶量はおおそ43-55%で、その容量比(容量)は、斜長石(26-32%)>石英(7-16%)>カリ長石(4-8%)≫苦鉄質鉱物(2-3%)の関係にある(第44図)。斑晶鉱物種による粒径の差異は少なく、いずれも径0.5-1cmで、ほぼ自形を呈するが、半自形ないし一部破片状を呈するものも含まれる。斜長石の累帯構造は認められないものが多いが、一部に顕著なものも含まれる。カリ長石はパーサイト構造を示す。苦鉄質鉱物は径5mm以下で、ほぼ完全に緑泥石・緑れん石などの変質鉱物に変わっており、外形から鉱物種が区別され、角閃石が黒雲母より多いと判断される。基質部は隠微晶質組織を呈するが、一部に石英とカリ長石がやや粗く成長し、微文象構造を形成している場合もあり、場所によりかなり変化する。ジルコン、褐れん石などの副成分鉱物は基質部の単独結晶や斑晶鉱物中の包有鉱物として含まれる。

化学組成： $\text{SiO}_2 = 70\%$ を示し(河田・大森, 1971; 第16表)、濃飛岩体中のほかの花崗閃緑斑岩と著しく異なることはない。

VI. 5. 3 貝洞花崗閃緑斑岩(Gdk)

本岩は、山田・脇田(1990)によりその存在が初めて明らかにされ、河岐石英閃緑岩(本図幅の河岐トータル岩に相当)に分類された岩体である。しかしながら、弱い斑状組織をもつ花崗閃緑岩質の岩相・岩質を示し、得られた年代値が河岐トータル岩のそれより若いことから、河岐トータル岩とは区別される。本岩は全体に弱い斑状を呈しながらも、濃飛岩体内の花崗閃緑斑岩体とは明らかに岩相が異なり、完晶質な場合には八百津花崗岩(後述)の一部に類似した岩相を呈する場合もある。本岩は後述する花崗斑岩(佐見-門和佐平行岩脈群)に貫かれていることから、濃飛流紋岩に伴われる貫入岩類として扱うのが妥当であり、組成的に類似した花崗閃緑斑岩や下油井花崗閃緑斑岩と並列して扱う。ただし、八百津花崗岩の貫入時期を特定する直接的な証拠がないこと、濃飛岩体から離れて分布することから、本岩が八百津花崗岩の一岩相に分類される可能性も残されている。

なお、上之保村和田野南に露出する小岩体も構成鉱物などの特徴から判断して、この貝洞花崗閃緑斑岩に相当する岩体と考えられる。

命名：新称。

模式地：金山町菅田^{すがた}の貝洞林沿い。

分布：模式地を中心に、南北約700m、東西約1.5kmの範囲に分布する。

貫入関係：美濃帯中・古生層を貫き、周囲の狭い範囲(おそらく100m以内)を黒雲母ホルンフェルスに変化させている。岩体の南縁部と北縁部で美濃帯中・古生層の捕獲岩を多量に取り込んでいるのが見られる。花崗斑岩(佐見-門和佐平行岩脈群)に貫かれる。

年代：K-Ar年代(角閃石)は、 $72.7 \pm 3.6\text{Ma}$ である(第11表)。

岩相：全体に細粒で、弱い斑状組織を伴う黒雲母角閃石花崗閃緑岩-花崗閃緑斑岩からなり、花崗閃緑岩質の文象斑岩と呼ぶべき岩相を呈することもある。斑状組織をつくる鉱物の大部分は自形-半自形

の斜長石で、石英がわずかに伴われる。粒径はまれに径2mmを超えるものも含まれるが、大部分は径0.5mm以下で、斑晶状鉱物と基質部鉱物との区別がつかないものが多い。そのため正確なモード測定はかなり難しく、ほぼ完晶質組織の1試料で得られた容量比(容量)は、斜長石(約55%)>石英(約21%)>カリ長石(約13%)>角閃石(約7%)>黒雲母(約4%)の関係にある(第44図)。斑晶状の斜長石は累帯構造が顕著であり、完晶質のものでは虫食い状の石英との連晶でしばしばミルメカイトを形成している場合がある。カリ長石は斑晶状に含まれることはなく、すべて基質部に他形で含まれ、しばしば石英と微文象構造をつくるが、細粒の場合には確認できない。長石類は、河岐トータル岩や濃飛岩体内の花崗閃緑斑岩体と比べ変質作用を受けている程度が弱く、とくに斜長石は比較的新鮮なまま残されていることが多い。苦鉄質鉱物の大部分は径0.1mm以下で、一部で緑泥石、緑れん石などの変質鉱物に変わっているが、新鮮なものが残されている場合が多く、これも河岐トータル岩や濃飛岩体内の花崗閃緑斑岩体と異なる。これらのほかに、ジルコン、褐れん石、鉄鉱物などが単独結晶や包有鉱物として含まれる。基質部は石英・斜長石・カリ長石・角閃石・黒雲母の細粒結晶からなり、結晶粒度は場所によりかなり変化し、周縁部の一部では隠微晶質組織を呈することもある。

VI. 5. 4 花崗斑岩(Gp)

本図幅地域の花崗斑岩は、本図幅地域北縁部において濃飛岩体から美濃帯中・古生層分布域にかけてENE-WSW方向に多数の小岩脈からなる佐見-門和佐平行岩脈群と、濃飛流紋岩分布域南縁に当たる白川町南西部においてNW-SE方向に分布する岩脈群のおもに二つの岩脈群に分けられ、岩脈群分布地域からはずれる小規模な岩脈もわずかに分布する。

佐見-門和佐平行岩脈群：白川町下佐見から金山町南部を経て上之保村中央部へ至る本図幅北縁部地域に、約5kmの幅をもって多数の小岩脈として分布し、高樽溶結凝灰岩層まで貫く。個々の岩脈の幅は、数-20mのものが大部分であり、わずかではあるが数100mに及ぶものもある。貫入面は明瞭であり、細粒の周縁相を伴う場合もある。金山町井尻南方の岩体では、花崗斑岩どうしの貫入関係が見られ、本岩脈群が少なくとも貫入時期の異なる岩体で構成されていることを示唆している。しかし、この場合の貫入面の方向は本岩脈群の方向に近く、双方の岩相の差異も本岩脈群の個々の岩体ごとあるいは岩体内で見られる岩相の差異の範囲内であり、本岩脈群全体にわたり個々の岩体を区別することはできない。

本岩脈群は、灰白色、淡黄色、淡青灰色などさまざまな色調を示す黒雲母花崗斑岩あるいは石英斑岩からなるが、斑晶量や石基の粒度などは岩体ごとによりかなり変化し、角閃石を少量含むこともある。全体としては、斑晶は径5mm以下で、自形-融食形の石英、短柱状のカリ長石及び斜長石と苦鉄質鉱物としておもに黒雲母(緑泥石やほかの粘土鉱物に変質)を含むが、径1-1.5cmにも達する斑状のカリ長石や石英を含む場合や、径1-2mmの石英だけが点在して見える場合などもある。斑晶量はおおよそ45-55%で、石英・カリ長石・斜長石が10-20%の割合でほぼ等量含まれ、苦鉄質鉱物が0.5-1.5%含まれる(第44図)。石基は微晶質-隠微晶質で、微文象構造を呈する場合や細粒結晶による微花崗岩質組織を呈する場合もある。金山町田島において田島火道角礫岩を貫く岩脈の $\text{SiO}_2 = 74\%$ である(河田・大森, 1971; 第16表)。

金山町井尻南方の谷(標高約280mの地点)で、本岩脈群中の一岩体内に、塊状で優白質な粗粒黒雲母

花崗岩の捕獲岩(径約65×25cm)が発見された。この花崗岩は、石英≧カリ長石>斜長石≫黒雲母(緑泥石化)の容量比を示す。

白川町南西部の岩脈群：八百津町福地の^{まゑさか}前坂峠付近から北西方へ^{なごえ}名越峠付近を通り、飛騨川を越え、七宗町東部地域に当たる水晶山南方地域に至る範囲に花崗斑岩の岩脈群が分布する。本岩脈群は最大幅約2km、長さ約10数kmにわたり分布し、飛騨川層までを貫く。個々の岩脈の幅は、数m-10mのものから最大約700mに及ぶものまであり、最大のものでは長さが約4kmに達し、佐見-門和佐平行岩脈群の個々の岩体よりも大きな岩体が多い。貫入面は明瞭であり、細粒の周縁相を伴う場合もある。岩相・岩質は佐見-門和佐平行岩脈群に類似している。

VI. 6 地質構造

濃飛流紋岩の走向・傾斜は、一般に溶結凝灰岩中に含まれる本質岩片が配列する方向で示される葉理面の測定によって得られる。しかし、葉理面を正確に測定できる露頭は限られており、とくに本図幅地域では新鮮な露頭面が得にくいことから、葉理面の測定値はかなり少なくかつ偏在している。したがって、大局的な構造を見るためには、濃飛流紋岩を構成している各岩層の分布状況を把握することがもつとも有効である。

本図幅地域の濃飛流紋岩は、多くの断層によりいくつかのブロックに分かれているが、個々のブロック内ではいずれも30°以下の緩傾斜構造を示し、溶結凝灰岩層がきわだって急傾斜構造を示すところはない。こうした傾向は美濃帯中・古生層との境界においても変わらず、夕森山-金山溶結凝灰岩層が高角度な不整合面に緩傾斜で接する。飛騨川層は全体としては夕森山-金山溶結凝灰岩層よりもさらに緩傾斜であり、ほぼ水平な構造で夕森山-金山溶結凝灰岩層と美濃帯中・古生層の両者を覆うが、ごく一部で急傾斜構造を示す。

本図幅地域の濃飛流紋岩をいくつかのブロックに分けている断層には、NE-SW方向、NW-SE方向及びEW方向のものがある。いずれも変位量は少なく、垂直方向にも水平方向にも最大で数100m程度である。これらの断層は明瞭な地形的リニアメントを残し、未固結の断層破砕帯や断層粘土を伴うことが多く、第四紀に活動したものと判断される。しかし、断層どうしの切断関係がかならずしも規則的ではないため、何回も動いた可能性が強い。これらの断層のうち、佐見川沿いと白川沿いにそれぞれNE-SW方向に走る佐見断層・白川断層(山田ほか、1976)は、阿寺断層の南西側においてそれと共役的な断層とされるもので、明瞭な地形的リニアメントを残して、阿寺断層から約20kmにわたり続く。ただし、これらの断層は美濃帯中・古生層分布地域にはいと地形的リニアメントが不明瞭となる。赤川沿いに走るNW-SE方向の断層は、恵那市市街地付近(南東隣の恵那図幅地域内)から北西方へ20km以上にわたり続く赤河断層(河田、1961)の北西部に当たり、これも地形的リニアメントを明瞭に残している。

VII. 八百津花崗岩 (Gr)

(小井土由光)

本図幅地域の南部及び南東縁部に分布する三つの花崗質岩体の地質については、これまでに公表された研究はなく、南方へ約6-7km離れて分布する土岐花崗岩(石原・鈴木, 1969)に分類され(岐阜県, 1981), 独立した岩体名も与えられていなかった。これらの岩体は, それぞれの岩相・岩質がわずかに異なるものの, 土岐花崗岩に特徴的に含まれる暗色石英を含まないなどの類似した特徴をもつ。ここでは, これらの岩体を土岐花崗岩と区別し, 八百津花崗岩と命名する。なお, 本岩に関する最近の研究としては棚瀬(1990MS.)による卒業論文(愛知教育大学)がある。

命名: 新称。

模式地: 八百津町上吉田の板橋付近及び嵩付近。

分布・規模: 八百津町上吉田地域の2岩体と福地地域の1岩体からなり, それらを上吉田岩体, 嵩岩体及び伽藍岩体と呼ぶ。上吉田岩体は上吉田地域の樺から赤薙へかけて, 南北約3km, 東西約1.5kmの範囲に, 嵩岩体は上吉田岩体の北側に当たる嵩地区に, 径約1kmほどの範囲に, 伽藍岩体は上吉田岩体の東方約7kmに当たる福地地域の伽藍地区に, 直径約800mほどのほぼ円形をなす岩体としてそれぞれ分布する。

貫入関係: いずれの岩体も美濃帯中・古生層を貫き, 周囲の狭い範囲(おそらく100m以内)で黒雲母ホルンフェルスに変化させている。捕獲岩の取込みはあまり見られない。

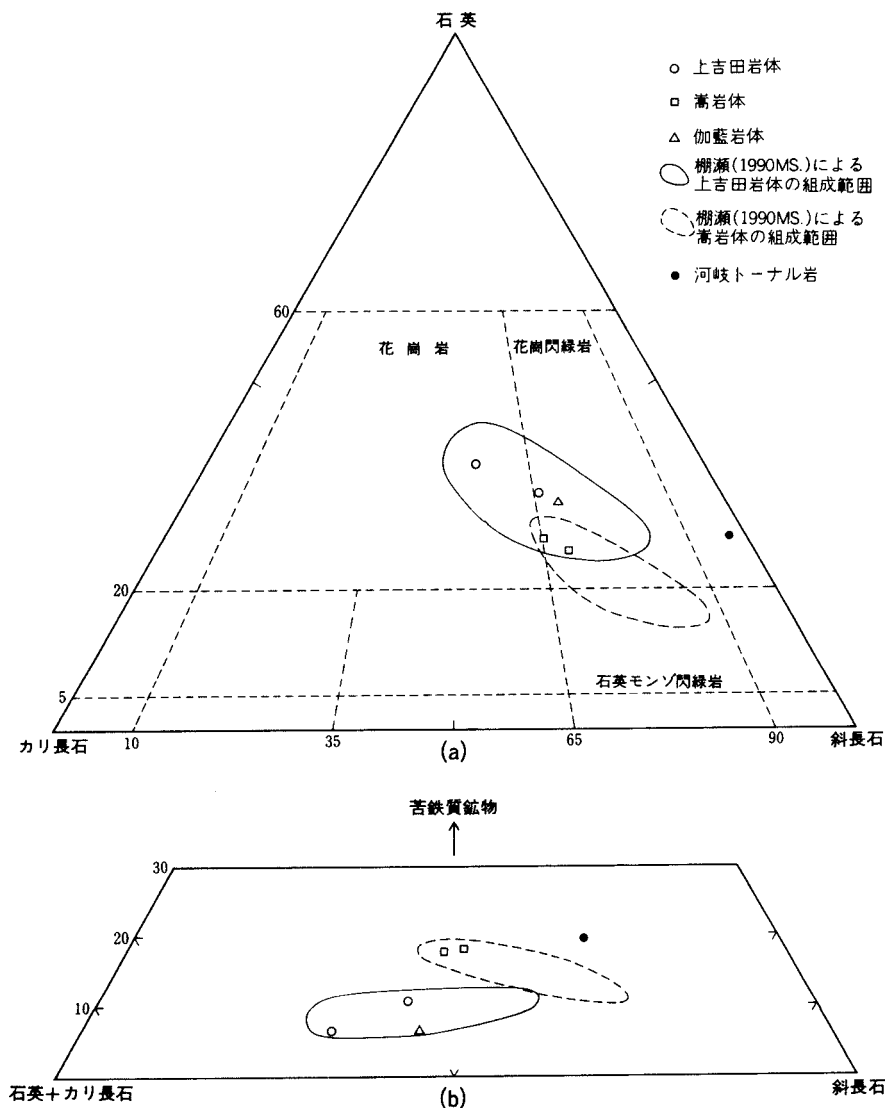
年代: 上吉田岩体のK-Ar年代(黒雲母)は, 柴田ほか(1962)により約68Maと報告されている(第11表)。

岩相: 上吉田岩体はおもに角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩から, 嵩岩体はおもに黒雲母角閃石花崗閃緑岩から, 伽藍岩体はおもに黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩からなるが(第46図), 3岩体とも露出状況が悪く, 全体に風化が進んでおり, とりわけ上吉田岩体では赤色土化や真砂化の進んでいる箇所が見られる。

上吉田岩体

弱斑状・中粒の角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩を主岩相とするが, 岩体西部に斑状細粒相を伴う。棚瀬(1990MS.)によれば, 斑状細粒相は岩体の西縁及び南縁に沿って分布するとされている。主岩相では斜長石と石英が弱い斑状を呈するが, 斑状細粒相ではこの斑状組織が顕著となり, 斑状結晶と基質部が明瞭となる。鉱物容量比(容量)は, 斜長石(31-38%) > 石英(30-36%) > カリ長石(20-27%) ≫ 黒雲母(6-10%) > 角閃石(約0.5%)の関係にあり, 棚瀬(1990MS.)の染色法によるモード測定結果と大差はない(第46図参照)。斜長石は自形-半自形で, 径1-3mm程度のものが多く, 斑状組織が顕著な部分では

径5mmほどになる。顕著な累帯構造をもつ。石英は径1cmを超える斑状結晶も見られるが、大部分はカリ長石とともに径0.5mm以下の丸みを帯びた等粒状結晶として斑晶の間を充填する。確認した範囲内では、暗色石英は見られない。黒雲母は自形-半自形で、径1mm程度の斑状結晶やそれより細かい小片として基質部に含まれるものが多く、斑状石英中の包有鉱物としても含まれる。角閃石はわずかに含まれるだけであり、いずれも径0.5mm以下の小片状のものである。これらのほかに、ジルコン・燐灰石・褐れん石・鉄鋳物が包有鉱物や単独結晶として含まれる。なお、金谷・石原(1973)が報告して



第46図 八百津花崗岩及び河岐トーンナル岩のモード組成

(a) 石英-カリ長石-斜長石図

(b) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図

いる帯磁率の低い磁硫鉄鈹含有アダメロ岩は、岩相から本岩体の一部に相当すると思われる。

高岩体

おもに細粒の黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなり、斜長石による弱い斑状組織が見られる。鈹物容量比(容量)は、斜長石(39-42%)>石英(21-22%)>カリ長石(19-21%)≫角閃石(11-14%)>黒雲母(4-6%)の関係にある。これらは棚瀬(1990MS.)の染色法によるモード測定結果と同じ傾向にあるが、棚瀬(1990MS.)によれば石英モンゾ閃緑岩に相当する岩相もあるとされている(第46図参照)。上吉田岩体に比べ斜長石と苦鉄質鈹物の量が多く、石英・カリ長石の量が少なくなり、相対的に苦鉄質な岩質を示す。斜長石は自形-半自形で、斑状結晶で径3-5mm、それ以外のもので径1mm前後である。顕著な累帯構造をもつ。石英とカリ長石は他形で、大部分は径0.5mm以下の細粒結晶として斑状斜長石の間を充填したり、微文象構造をつくる。暗色石英は見られない。角閃石と黒雲母は自形-半自形で、最大でも長径2mmほどの柱状結晶である。径1mm以下の小片状ものが多く、石英中の包有鈹物として含まれることもある。これらのほかに、ジルコン・鉄鈹物などが包有鈹物や単独結晶として含まれる。

伽藍岩体

おもに斑状・細粒の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩からなり、一部に花崗斑岩状の岩相を呈する部分もある。測定できた1試料の鈹物容量比(容量)は、斜長石(約44%)>石英(約31%)>カリ長石(約19%)≫黒雲母(約6%)の関係にある(第46図)。斑晶はおもに径2mm程度の斜長石・石英と長径1mm程度の黒雲母であり、花崗斑岩状の岩相部では径1mm程度のカリ長石斑晶を伴う。いずれも自形-半自形で、斜長石は顕著な累帯構造を、カリ長石は微パーサイト構造をそれぞれ示す。これらの間を埋める細粒部は、径0.5mm以下の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母の等粒状結晶からなる。黒雲母は斑晶中の包有鈹物として含まれることもある。これらのほかに、ジルコン・鉄鈹物が包有鈹物や単独結晶として含まれる。上吉田岩体の斑状岩相とおおよそ類似した岩相を呈するが、相対的に細粒なこと、苦鉄質鈹物が黒雲母だけであることなどに違いが見られる。

VIII. 接触変成岩

(水谷伸治郎)

本図幅地域に分布する花崗岩質岩石の周辺には、比較的弱い熱変成作用により形成されたホルンフェルスが見られる。その主なものは、河岐トータル岩ならびに八百津花崗岩に伴ったものである。前者に関する接触変成岩は、JR白川駅付近、JR飛騨金山駅付近に産し、主として黒雲母ホルンフェルスである。いずれもトータル岩体から100m以内の限られた狭い地帯にその影響が見られるにすぎない。一方、

八百津花崗岩の周囲にも黒雲母ホルンフェルスが分布していて、とくに八百津町上吉田付近には、花崗岩体の境界から約100mの幅にわたって熱変成作用の影響が認められる。

なお、七宗町室兼の北東約3km付近にもホルンフェルスがわずかに露出しているが、この付近の地表には花崗岩質岩体の存在は知られていない。おそらく地下には別の花崗岩質岩体が伏在するであろう。

以上述べたホルンフェルスは、砂岩頁岩互層源のものでは共通して黒雲母が形成されている。それらはいずれもきわめて細粒の黒雲母である。チャートを原岩とするホルンフェルスは、再結晶した細粒-中粒の等粒他形の石英の集合体よりなる。これら石英粒子の粒界にはまれにきわめて細粒の黒雲母が形成されている。

IX. 新 生 界

(水谷伸治郎)

IX. 1. 第 三 系

本図幅地域に分布する第三系は、中新世の蜂屋層と鮮新世の久田見層に区分される。前者は本図幅地域の西南部に分布し、安山岩質火砕岩を主体とし、中新世初期に火山活動を伴って形成された。これに対し、後者は東南部に分布し、砂礫層を主体とし、鮮新世に形成された。

IX. 1. 1 蜂屋層

蜂屋層は、本図幅地域の南西部から南隣的美濃加茂図幅地域の北端部にかけて広く分布する。とくに、美濃加茂市蜂屋地域によく露出していて、そこを模式地として古くから蜂屋層(または蜂屋累層)と呼ばれてきた。模式地の蜂屋層について得られたK-Ar年代は約22Maを示し、これは蜂屋層を構成する主体の安山岩質火山活動の時期を示すものと考えられる(野村, 1986)。蜂屋層に挟まれる碎屑岩層には植物化石が含まれていることがあり、それを検討したIna et al. (1983, 1985)によると、それより上部の中新統に出る化石とは異なり、蜂屋層の植物化石は阿仁合型に属するものとされている。

本図幅地域の西南端に分布する蜂屋層は、安山岩質円礫とそのまわりを埋めるシルト基質からなる礫岩を主とする。礫径は拳大のものが多く、比較的淘汰は良い。安山岩質礫の基質部が変質して茶褐色になったものが多いが、礫自体は硬い。礫岩は全体としては固結している。礫層中にはしばしば厚さ1mほどの砂層が不規則に挟まれていて、岩相の垂直方向ならびに水平方向の変化が激しい(第47図)。

一方、本図幅南部に分布する蜂屋層は砂岩・泥岩と礫岩からなる部分と、拳大から人頭大の安山岩質角礫の集合からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩の部分に二分される。後者の火山角礫岩・凝灰角礫岩類は、



第 47 図 蜂屋層の礫岩と砂岩(美濃加茂市伊深町正眼寺ゴルフ場)
礫岩の礫のほとんどは安山岩質火山岩である。礫岩層を主とするが、側方ならびに上下方向に
岩相が著しく変化する。未固結状態で形成されたと推定される小さな断層が発達している

露頭の表面が茶褐色から黒褐色を呈することが多いが、岩石はほとんど風化を受けず、新鮮なものも多い。鏡下においても、新鮮な輝石や斜長石が認められることが多い。

以上、本図幅内に分布する蜂屋層は、岩相の特徴と分布から、砂岩・泥岩、火砕岩、礫岩に3区分でき、この順に形成されたものと推定されるが、相互の層序的關係は露頭が少ないために明確ではない。おそらく、それぞれの境界は指交關係をもっていて、各岩相は相互に移化していくものと考えられる。基盤をなす美濃帯中・古生層と蜂屋層の分布及び蜂屋層の岩相変化から判断すると、蜂屋層は中・古生層の基盤を不整合に覆うか、もしくは高角で基盤岩類にアバットしているものと推定される。

IX. 1. 2 久田見層

本図幅地域の東南部から南隣の美濃加茂図幅地域の北部にかけ、八百津町の山麓部に広く、鮮新世に形成されたと推定される礫層と砂層を主体とする地層が発達する。とくにその分布の広い八百津町久田見地区を模式地として、ここでは久田見層と呼ぶ。

久田見層は、美濃帯中・古生層を不整合に覆ってほぼ水平に広く、薄く分布している。久田見地区に見られる久田見層は礫層と砂層からなり、岩相は上下方向にも水平方向にも相互に変化する。礫は円礫が多く、ときに垂円礫も含まれる。礫径の淘汰はそれほど良くない。砂やシルトからなる基質の量も多い。

礫種は、基盤岩類の中・古生層のチャート、砂岩、ならびに濃飛流紋岩がほとんどを占める。久田見

層の特徴は、これらの礫種のほとんどが著しく風化を受けていることである。場合によっては、礫の部分の風化が進んで、その周囲の砂質の基質とほとんど同じ程度にまで軟らかくなっているところも多い(第48図)。

久田見層の形成時代は、化石が見いだされていないのではっきり分かっていない。しかし、その岩相と分布、あるいは岐阜県南部から愛知県にかけての新第三系の特徴からみて、久田見層は濃尾平野の地下に分布する東海層群及びその周辺に広く発達する矢田川累層など(坂本ほか, 1984)の第三紀後期の礫・砂・泥からなる地層群に対比できる堆積物であろうと推定される。

IX. 2. 第四系

本地域の山麓部ならびに河川に沿った丘陵部には、主として砂礫などからなる新しい第四系の堆積物が分布している。それらはすべて未固結の堆積物であり、風化作用や浸食作用に対して抵抗がないために、特徴的な地形を作らない。そのため、一般にはとくに新しい開削工事が行われないうえ、堆積物や地層の露頭が現れることはない。地質図に示したものはとくに野外でその存在が確かめられたものであり、人工的に切り取られた崖面などでその分布を推定する手がかりが得られたものである。これら以外にも、おそらく類似の地形条件のところには不規則ではあるが、これらの堆積物がいろいろな厚さをもって分布しているものと考えられる。



第48図 久田見層の崖面露頭(加茂郡八百津町久田見薄野)
ほとんどすべての礫が風化している。

IX. 2. 1 河成堆積物

主として美濃帯中・古生層からなる山岳地帯の海拔約280mの高度に発達する古い浸食面を覆って、人頭大から拳大の大きさの礫を含み、淘汰のきわめて悪い礫層が各所に不規則に分布する。この礫層には、ほとんどの場合、レンズ状にシルト層や砂層が挟まれている。また、部分的には厚い砂層に移り変わる場合もある。これらの中に含まれる礫種は、美濃帯中・古生層と濃飛流紋岩などこの地域の基盤をなす岩石類、ならびにこの地域には少ない花崗岩質岩石やそれに伴っていたと推定されるホルンフェルス類である。チャートなどの風化に対して抵抗のある岩石を除き、多くの礫は著しく風化している(第49図)。

この砂礫層は、その岩相が互いによく似ていることや地形的にほぼ同じ高度に分布していることなどから、現在の地形が形成される以前の古い河川系によって作られた浸食地形の平坦面や河岸段丘に堆積した一連の河成堆積物であろうと考えられる。

IX. 2. 2 段丘堆積物及び沖積層

本図幅地域の山麓部は、ほとんどの場合、崖錐堆積物で覆われている。また、谷部の末端には、その谷の集水域の広さに応じた大小の扇状地堆積物が分布する。これらは淘汰の悪い角礫、砂、シルトからなり、未固結で崩れやすい。基盤岩類の巨大な岩塊が含まれていることもある。急斜面に存在するものは、大量の出水時に再び浸食を受け、土石流となることがある。

現在の河川の両側には、一般にわずかな段丘堆積物がみられる。主として礫と砂からなる。ときには河川堆積物の円礫と崖錐堆積物の角礫が混在していることもある。



第49図 礫層とそれに挟まれるレンズ状の砂層(武儀郡武儀町久須)

X. 応用地質

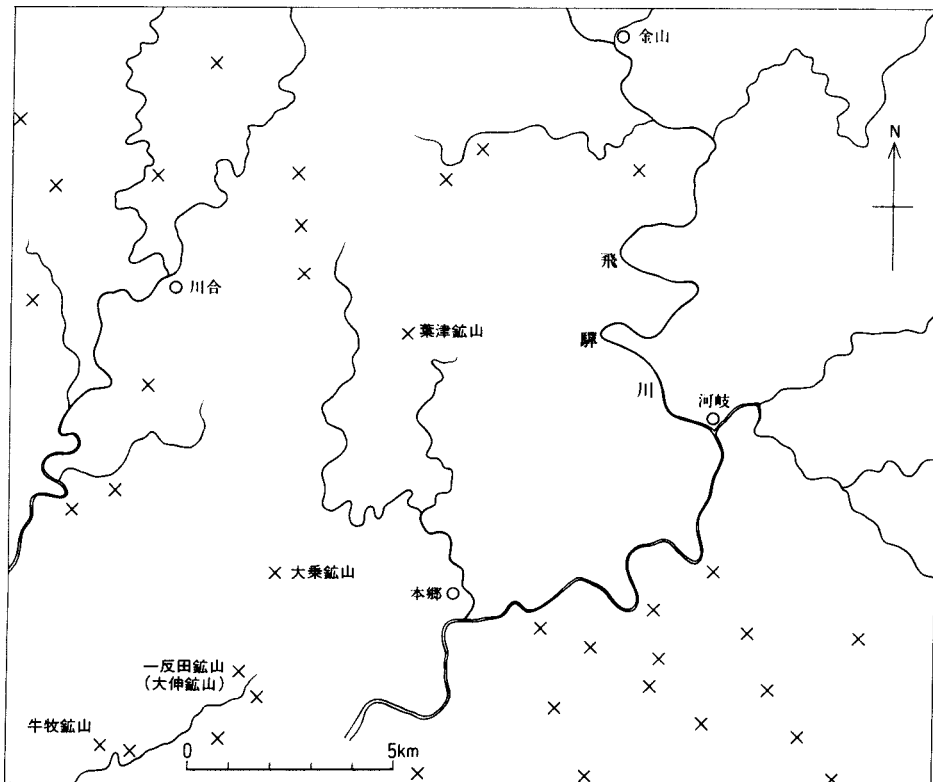
(水谷伸治郎・小井土由光)

X.1 金属鉱床

本地域において稼行中の鉱山はないが、資料によるといくつもの鉱山名を見いだすことができる。アンチモン鉱を産出した金加鉱山以外はいずれも小規模であり、探査段階で終わったものが多い。

マンガン鉱床

中・古生層の頁岩とチャート分布域のほぼ全域でマンガン鉱床が知られている(第50図)。吉村(1969)



第50図 金山図幅地域のマンガン鉱床(資料提供: 須藤久技官)

によると、出鉱量の多い鉱山は、主に本地域の南西部に偏っている。

鉱床は主に中・古生層のチャートと頁岩中に、あるいはその境界付近に胚胎している。鉱石は主に菱マンガン鉱からなる。これらの鉱山の中でも、美濃加茂市三和町の一反田鉱山(第50図)はMn品位20-39%の鉱石を約25,000トン出鉱したと記録されている(吉村, 1969)。また、七宗町の葉津鉱山(第50図)の鉱石は rhodonite, tephroite, dannemorite などのマンガン珪酸塩鉱物からなる。

硫化鉄鉱床

富成ほか(1958)によると、JR 金山駅北方の鉄道トンネル南口付近の沢に旧坑があり、熱水性の硫化鉄鉱脈鉱床が記載されている。鉱床は中・古生層中の割れ目に胚胎する熱水性の鉱脈鉱床である。鉱石は、磁流鉄鉱を主とし、黄銅鉱・黄鉄鉱を含むものと、黄鉄鉱を主とし磁硫鉄鉱と閃亜鉛鉱を伴い少量の方鉛鉱を含むものがある(富成, 1958)。

アンチモン鉱床

金加鉱山 高田・佐々木(1958)によると、鉱脈は加茂郡白川村の加屋と西和泉の間、赤川右岸一帯の濃飛流紋岩中に分布する。浅熱水性の石英脈に伴うアンチモン一鉱脈鉱床で、濃飛流紋岩中の割れ目を満たしている。鉱脈は一般に数cmから10数cm程度で、断続しながらほぼ南北に約1km続く。鉱石は針状の輝安鉱からなり、わずかの黄鉄鉱を伴う。昭和18年当時、品位25%の粗精鉱を年間80トン出鉱したが、終戦とともに閉山した。地質調査所(1955)によると、昭和30年当時も小規模に採鉱されていた。

X. 2 非金属鉱床

螢石鉱床

平岩鉱山 上之保村鳥屋市から金山町菅田^{さきぼら}にかけての地域で、美濃帯中・古生層とそれを貫く花崗斑岩(佐見-門和佐平行岩脈群)にまたがって発達する鉱脈からなり、五十嵐(1959)の調査報告がある。本鉱山は、2本の鉱脈からなり、花崗斑岩中に富鉱体を形成し、富鉱部での主脈は最大幅3m、脈品位65%CaF₂であった。花崗斑岩に伴われる典型的な玉ずい型石英-螢石脈であり、少量の黄鉄鉱・氷長石を伴う。本鉱山の採掘は1950年(昭和25年)から20年ほど行われ、1955年度(昭和30年度)には全国生産高の78%を占め、わが国の代表的な螢石鉱床の一つであった。

X. 3 自然災害

飛騨川バス転落事故として多くの注目を集め、道路行政に大きな影響を与えた土石流によるこの事故は、昭和43年8月18日夜、本図幅の中央部、飛騨川沿いの国道41号線で起こった。その主たる原因は、岐阜県加茂郡白川町大洞谷の北の小沢に発生した土石流によるものとされている。

この沢に限らず、ほとんどの現在の山麓部や斜面にはその背後にある基盤岩からもたらされた主とし

て礫や砂からなる崖錐堆積物が分布している。これらの堆積物はその場における重力的な均衡を保って堆積したもので、きわめて不安定である。わずかの振動や降雨で動く。ときに、多量の出水があるとそれによって押し出され、また、全体が土石流となって斜面を流下する。また、それが原因となって、斜面の安定が崩れ、そこに新たに地すべりが発生することもある。このような現象が原因となり、とくに、集中豪雨に関係して、土石流や地すべりがよく発生する。それが災害として被害をもたらさないのは、多くが人家や道路から離れた場所で起こっているからである。

この事故を教訓として、それ以後、国道41号線ばかりでなく、全国の道路において安全対策が積極的に行われるようになった。亡くなられた被害者の冥福を祈り、再びこの種の災害が起らないように、事故現場には碑が建てられている。

文 献

- Adachi, M. (1971) Permian intraformational conglomerate at Kamiasso, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 471-482.
- (1973) Pelitic and quartzo-feldspathic gneisses in the Kamiasso conglomerate - a study of Precambrian geology in Japan and east Asia. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 181-203.
- (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci.*, Nagoya Univ., vol. 23/24, p. 13-55.
- 足立 守(1982) 美濃帯の *Mirifusus baileyi* 群集についての一考察. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 211-225.
- (1985) ザクロ石の組成からみた上広瀬礫岩と上麻生礫岩. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 12, p. 183-196.
- (1988) 坂祝礫岩とその近傍の中生層の再検討. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 14, p. 113-128.
- ・水谷伸治郎(1971) 美濃帯古生層の sole marking と古流系について. 地質学論集, no. 6, p. 39-48.
- 坂 市太郎(1887) 飛騨四近地質報文. 地質要報, 第3号, p. 205-326.
- 地質調査所(1955) 日本鉍産誌, B1-a. 主として金属原料となる鉍石一金・銀その他一. 155p.
- Coney, P. J., Jones, D. L. and Monger, J. W. H. (1980) Cordilleran suspect terranes. *Nature*, no. 288, p. 329-333.
- 遠藤哲夫(1954) 岐阜県武儀郡中之保村間吹付近の地質, 特に夾炭層の時代と礫岩について. 岐阜大学学芸学部卒業論文(MS.).
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義(1962) 飛騨山地の上部古生界について. 飛騨山地の地質研究. p. 44-70.
- 岐阜県(1981) 15万分の1岐阜県地質鉍産図および同概説(第2刷). 120p.
- Gorai, M. (1950) Proposal of twin method for the study of the granite problem. *Jour. Geol. Soc.*

- Japan, vol. 56, p. 149-156.
- (1951) Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineral.*, vol. 36, p. 884-901.
- 原山 智・鈴木達郎(1984) 濃飛流紋岩類に関するフィッショントラック年代. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 368.
- 長谷川謙二(1986) 岐阜県加茂郡白川町付近の濃飛流紋岩の岩石学的研究—特に白川流紋岩の活動の性格について—. 愛知教育大学大学院教育学研究科修士論文 (MS.).
- Hattori, I. (1989) Length-slow chalcedony in sedimentary rocks of the Mesozoic allochthonous terrane in central Japan and its use for tectonic synthesis. J. R. Hein and J. Obradovic (eds.) *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*, Springer-Verlag, N.Y., p. 201-215.
- Hori, R. (1988) Some characteristic radiolarians from lower Jurassic bedded cherts of the Inuyama area, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 151, p. 543-563.
- 市川浩一郎・波田重熙・八尾 昭(1985) 中・古生界の微化石層序と西南日本の中生代造構史の最近の諸問題. *日本の地質学 1970年代から1980年代へ. 地質学論集*, no. 25, p. 1-18.
- 五十嵐俊雄(1959) 岐阜県平岩地区ほたる石鉱床調査報告. *地調月報*, vol. 10, p. 893-898.
- 猪郷久治(1979a) 二疊紀コノドントの生層序. 日本の二疊系ならびに三疊系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 5-20.
- (1979b) 美濃帯東部のコノドントによる層序ならびに地質構造の再検討. 日本の二疊系ならびに三疊系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 103-113.
- ・小池敏夫(1975) 上麻生礫岩の地質時代ならびに美濃山地における三疊紀コノドントの新産出地点. *地質雑*, vol. 81, p. 197-198.
- 猪郷久義(1972) 新しい示準化石—コノドント. *地学雑*, vol. 81, p. 142-151.
- 飯田理香子・井戸智恵(1987) 火道角礫岩の形成過程について. 岐阜大学教育学部卒業論文 (MS.).
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ., Education*, no. 65, p. 15-71.
- Ina, H., Nomura, T. and Kimura, I. (1983) Plants from the Miocene Hachiya Formation in Tono district, Gifu Pref., Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 10, p. 1-22.
- , ——— and ——— (1985) Additional plants from the Miocene Hachiya Formation of the Tono district, Gifu Pref., Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 12, p. 1-24.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians in Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds. *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, p. 285-295. *IGCP 224 Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia*, 413p.
- 石原舜三・鈴木淑夫(1969) 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類. *地調報告*, no. 232, p. 113-127.
- 磯見 博・河田清雄・山田直利(1967) 濃飛流紋岩類—その地質学的概観—. 1967年日本地質学会地質見学案内書(名古屋), no. 6, p. 8-17.
- Isozaki, Y. and Matsuda, T. (1985) Early Jurassic radiolarians from bedded chert in Kamiaso,

- Mino belt, central Japan. Earth Sci. (Chikyu Kagaku), vol.39, p.429-442.
- 伊藤哲郎・山下篤司(1989MS.) 岐阜県加茂郡白川町南西部の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 梶田澄雄・小井土由光(1990) 5万分の1表層地質図「金山」および同説明書. 岐阜県, 37p.
- 亀山守夫(1984MS.) 岐阜県金山町南東部の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 金谷 弘・石原舜三(1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, vol.68, p.211-224 .
- Kano, K.(1979) Giant Deckenpaket and olistostrome in the eastern Mino district, central Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec. II, vol.20, p.31-59.
- 狩野謙一(1982) 美濃-領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造. 静岡大学地球科学研究報告, no.7, p.9-33.
- 鹿沼茂三郎(1949) 長良川沿岸の秩父系について. 東京学芸大研報, vol.1, p.42-47.
- (1950) 岐阜県郡上郡武儀郡地方の古生層. 地質雑, vol.56, p.292.
- (1952) 飛騨高原南部及西南部の地質学的研究(予報). 東京学芸大研報, vol.3, p.23-33.
- (1956) 岐阜県南部美濃山地の二畳系礫岩について. 東京学芸大研報, vol.7, p.99-104.
- Kanuma, M.(1958a) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, Part I. Stratigraphy. Jubilee Publ. Comm. Prof. H. Fujimoto, p.1-48.
- (1958b) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, Part II. Paleontology no.2. Bull. Tokyo Gakugeki Univ., vol.9, p.27-57.
- (1959) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, central Japan, Part II. Paleontology no.3. Bull. Tokyo Gakugeki Univ., vol.10, p.59-107.
- (1960) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, central Japan, Part II. Paleontology no.4. Ozawainellinae, Schubertellinae, Verbeekinae and Neoschwagerininae. Bull. Tokyo Gakugei Univ., vol.11, p.55-73.
- 活断層研究会(1991) 新版. 日本の活断層・分布図と資料. 東大出版会, 437p.
- 河田清雄(1961) 5万分の1地質図幅「付知」及び同説明書. 69P.
- (1967) 飛騨川上流地域の濃飛流紋岩類. 1967年日本地質学会地質見学案内書(名古屋), no.6, p.37-48 .
- Kawada, K.(1971) Geology and petrology of the Nohi rhyolites, with special reference to those along the Hida River. Rep. Geol. Surv. Japan, no.243, p.1-49.
- 河田清雄(1982) 三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 72p.
- ・大森貞子(1971) 飛騨川上流の濃飛岩体西縁部における流紋岩類の化学組成とその考察. 地

- 調月報, vol. 22, p. 661-668 .
- 木戸 聡(1982) 岐阜県七宗町上麻生における三疊紀チャートとジュラ紀珪質頁岩の産状について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 135-151.
- ・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎(1982) 美濃地域の *Dictyomietrella(?) kamoensis* Pantanellium foveatum 群集について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 195-210.
- Kimura, T. (1960) On the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku, West Japan. Sci. Papers, Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, vol. 10, p. 109-124.
- (1968) Some folded structures and their distribution in Japan. Japan. Jour. Geol. Geogr., vol. 39, p. 1-26.
- 木村敏雄(1974) 日本の中生代の褶曲. 地学雑, vol. 83, p. 143-156.
- (1977) 日本列島—その形成に至るまで—. 第1巻, 秩父地向斜, 古今書院, 243p.
- 清野信雄・石井清彦(1928) 7万5千分の1地質図幅「多治見」ならびに同説明書. 地質調査所, 58p.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, ser. 2, vol. 5, p. 219-578.
- 小林貞一(1951) 総論 日本の起源と佐川輪廻. 朝倉書店. 日本地方地質誌. 353 p.
- (1980) *Fusulina japonica* Guembel, 1874と日本及び近隣の前生物学的研究の黎明. 地学雑, vol. 89, p. 125-131.
- 小井土由光(1974) 岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩—とくに, 赤石溶結凝灰岩層の細分について—. 地質雑, vol. 80, p. 307-322 .
- (1989) 濃飛流紋岩における陥没盆地縁辺部の復元—濃飛岩体西縁部(岐阜県和良村南部地域)における活動ステージIIIに関する例—. 地団研専報, no. 36 , p. 35-40 .
- Koido, Y. (1991) A Late Cretaceous-Paleogene cauldron cluster: the Nohi Rhyolite, central Japan. Bull. Volcanol., vol. 53 , p. 132-146 .
- 小井土由光・檀原 徹(1986) 濃飛流紋岩体南半部のステージI b・IIに属する溶結凝灰岩層のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 390.
- ・小松理恵子・竹島篤子(1990) 濃飛流紋岩における火道角礫岩(田島火道角礫岩)の産状. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p. 417 .
- Koike, T., Igo, H., Takizawa, S. and Kinoshita, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the conodont biostratigraphy. Part 2. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 77, p. 165-168.
- Kojima, S. (1989) Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 69, p. 213-232.
- , Wakita, K., Okamura, Y., Natal'in, B. A., Zyabrev, S. V., Zhang, Q. L. and Shao, J. A. (1991) Mesozoic radiolarians from the Khabarovsk complex, eastern USSR: their significance in relation to the Mino terrane, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 97, p. 549-551.

- 近藤直文・足立 守(1975) 犬山市北方の美濃帯中生層—とくに坂祝礫岩について—。地質雑, vol.81, p.373-386.
- 黒木裕子・山越清美(1985) 岐阜県益田郡金山町田島付近に分布する“火道角礫岩”の形成過程について。岐阜大学教育学部卒業論文(MS.)。
- Le Maitre, R. W., ed.(1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blachwell Sci. Pub., 193p.
- 松田哲夫・磯崎行雄(1982) 美濃帯上麻生地域飛水峡チャート層からのトリアス紀・ジュラ紀境界付近の放散虫化石。大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, p.93-101.
- Matsuoka, A.(1988) First appearance biohorizon of *Tricolocapsa conexa* within Jurassic siliceous mudstone sequence of the Kamiasso area in the Mino Terrane, central Japan —A correlation of radiolarian zones of the Middle Jurassic. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.94, p.583-590.
- and Yao, A.(1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. Marine Micropaleontology, vol.11, p.91-105.
- Mizutani, S.(1957) Permian sandstones in the Mugi area, Gifu Prefecture, Japan. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., vol.5, p.135-151.
- (1959) Clastic plagioclase in Permian graywacke from the Mugi area, Gifu Prefecture, central Japan. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., vol.7, p.108-136.
- (1964) Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., vol.12, p.17-83.
- (1975) Extinction-angle distribution of plagioclase feldspars in clastic sediments. Math. Geology, vol.7, p.335-348.
- 水谷伸治郎(1981) 飛騨金山のジュラ紀層について。瑞浪市化石博物館研究報告, no.8, p.147-190.
- (1985) 美濃地域の中生代放散虫化石。名古屋地学, no.47, p.4-11.
- (1989) 放散虫化石と日本列島形成史。中世古幸次郎教授退官記念論文集, p.61-78.
- Mizutani, S.(1990) Mino terrane. in Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. edits. Pre-Cretaceous Terranes of Japan. p.121-135. IGCP224 Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, 413p.
- and Hattori, I.(1972) Stochastic analysis of bed-thickness distribution of sediments. Mathematical Geol., vol.4, p.123-146.
- and ———— (1983) Hida-Mino: Tectonostratigraphic terranes in central Japan, in Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions, Terra Sci. Publ. Co., Tokyo, p.169-178.
- , ————, Adachi, M., Wakita, K., Okamura, Y., Kido, S., Kawaguchi, I. and Kojima, S.(1981a) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. Proc. Japan Acad., vol.57, ser.B, p.194-199.
- , Imoto, N., Yao, A., Ichikawa, K., Ishida, K., Nakazawa, K., Otsuka, T., Shimizu, D.

- and Suyari, K. (1981b) Triassic bedded chert and associated rocks in the Inuyama area, central Japan. in Iijima, A. edit., The Second International Conference on Siliceous Deposits in the Pacific Region (IGCP 115). Guides to Excursions, p.156-210.
- Mizutani, S. and Kido, S. (1983) Radiolarians in the Middle Jurassic siliceous shale from Kamiasso, Gifu Prefecture, central Japan. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., no. 132, p. 253-262.
- , Shao, J. A. and Zhang, Q. L. (1990) The Nanhua terrane in relation to Mesozoic tectonics on continental margins of East Asia. Acta Geol. Sinica, vol.3, no.1, p.15-29.
- Nagai, H. (1986) Jurassic Eucyrtidiellum (Radiolaria) from central Japan. Bull. Nagoya Univ. Museum, no. 2, p. 1-21.
- 永井ひろ美 (1987) 岐阜県饗野のジュラ紀中期の放射虫 Eucyrtidiellum. 名古屋大学総合研究資料館報告, no. 3, p. 1-11.
- Nagai, H. (1988) Early Jurassic Eucyrtidiellum (Radiolaria) from Kamiasso, Gifu Prefecture, central Japan. Bull. Nagoya Univ. Museum, no. 4, p. 1-9.
- Nagai, H. and Mizutani, S. (1990) Jurassic Eucyrtidiellum (Radiolaria) in the Mino terrane. Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., no. 159, p. 587-602.
- 永井ひろ美・水谷伸治朗 (1991) 美濃加茂市甘屋付近の珪質頁岩中のジュラ紀放射虫化石. 名古屋大学総合研究資料館報告, no. 7, p. 1-13.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A. (1979) Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan. Sci. Rept. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ., vol. 28, p. 61-109.
- 中世古幸次郎・水谷伸治郎・八尾 昭 (1983) 放射虫化石と日本列島の中生代. 科学, vol. 53, p. 177-183.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ (1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—とくに陥没運動と火山活動のステージについて—. 地球科学, vol. 30, p. 193-205 .
- 野村隆光 (1986) 岐阜県蜂屋累層の地質(予報)と K-Ar 年代. 地質雑, vol. 92, p. 73-76.
- 岡山俊雄 (1930) 中央日本山地の切峯面及び区分. 地理学評論, vol. 6, p. 479-499.
- Ozawa, Y. (1925a) The post-Paleozoic and late-Mesozoic earth-movements in the inner zone of Japan. Koto, B. Commemoration Volume, 91-104.
- (1925b) Paleontological and stratigraphical studies on the Permo-Carboniferous limestone of Nagato. Part II. Paleontology, Jour. Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ., vol. 45, p. 1-90.
- (1927) Stratigraphical studies of the Fusulina limestone of Akasaka, Province of Mino. Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sect. II, vol. 2, p. 121-164.
- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨 (1984) 名古屋北部地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 64 + 3p.
- Schwager, C. (1883) Carbonische Foraminiferen aus China und Japan. in F. F. von Richtohofen (1883) China, Bd. 4, Palaeontologischen Teil. Enthaltend Abhandlungen

- Dames, Dr. E. Kayser, Dr. G. Lindstroem, D. A. Schenk und Dr. C. Schwager, 1-288, Tafel I-LIV, Erste Abtheilung: Thierische Versteinerungen, Siebente Abhandlung, 106-159, Taf. XV-XVIII.
- 関 理恵子・竹島篤子(1986) 火道角礫岩の形成過程について. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- Shibata, K. (1979) Geochronology of pre-Silurian basement rocks in the Japanese Islands, with special reference to age determinations on orthoquartzite clasts. 日本列島の基盤. 加納博教授記念論文集, p.625-239.
- 柴田 賢・足立 守(1972) 日本最古の岩石. 科学, vol.42, p.26-32.
- Shibata, K. and Adachi, M. (1972) Rb-Sr and K-Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.78, p.265-271.
- and —— (1974) Rb-Sr whole rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate from central Japan. Earth & Planet. Sci. Let., vol.21, p.277-287.
- , —— and Mizutani, S. (1971) Precambrian rock in Permian conglomerate from central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.77, p.507-514.
- , —— and —— (1972) Precambrian geochronology of metamorphic rocks in Permian conglomerate from central Japan. 24th IGC, Sect.1, p.288-294.
- 柴田 賢・Miller, J. A.・山田直利・河田清雄・村山正郎・片田正人(1962) カリウム-アルゴン法によって測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代. 地調月報, vol.13, p.317-320.
- Shibata, K. and Mizutani, S. (1980) Isotopic ages of siliceous shale from Hida-Kanayama, central Japan. Geoch. J., vol.14, p.235-241.
- and —— (1982) Isotopic ages of Jurassic siliceous shale and Triassic bedded chert in Unuma, Central Japan. Geoch. J., vol.16, p.213-223.
- Shibuya, H. and Sasajima, S. (1986) Paleomagnetism of red cherts: a case study in the Inuyama area, central Japan. Jour. Geophys. Res., vol.91, p.14105-14116.
- Sugisaki, R., Mizutani, S., Adachi, M., Hattori, H. and Tanaka, T. (1971) Rifting in the Japanese late Palaeozoic geosyncline. Nature, Phys. Sci., vol.233, p.30-31.
- , ——, Hattori, H., Adachi, M. and Tanaka, T. (1972) Late Palaeozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. Tectonophysics, vol.14, p.35-36.
- Suwa, K. (1956) Plagioclase twinning in Ryoike metamorphic rocks from the Mitsue-mura area, Kii peninsula, central Japan. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., vol.4, p.91-122.
- (1990) Hida-Oki Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. edits. Pre-Cretaceous Terranes of Japan. p.13-24. IGCP224 Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, 413p.
- 高田康秀・佐々木政次(1958) 岐阜県, 金加アンチモニー鉱山調査報告. 地下資源調査報告書, no.6, p.17-20.
- 棚瀬充史(1982) 奥美濃酸性岩類一両白山地における白亜紀火成作用一. 地質雑, vol.88, p.271-288.

- 棚瀬雅弘(1990) 岐阜県加茂郡八百津町に産する花崗岩類の岩石学的研究. 愛知教育大学教育学部卒業論文(MS.).
- Tokunaga, S. (1927) Palaeozoic coals found in the Province of Mino. Proc. Imp. Acad. Japan, vol. 3, p. 679-680.
- 徳永重康(1928) 本邦中部地方に発達せる古生代石炭層. 地質雑, vol. 35, p. 148-150.
- (1929) 美濃及び秩父地方に於ける含石炭古生層の研究(摘要). 地質雑, vol. 36, p. 299-302.
- 富成武雄・大塚寅雄・高田康秀・佐々木政次(1958) 岐阜県益田郡金山地区磁硫鉄鉍鉍床調査報告. 地下資源調査報告書, no. 6, p. 1-5.
- 梅田美由紀(1990) 福井県南条山地の層状チャートアレナイトに伴う中生代ジュラ紀放射散虫. 福井県立郷土自然科学博物館研究報告, no. 37, p. 7-19.
- Vine, F. J. (1970) The geophysical year. Nature, vol. 227, p. 1013-1017.
- 脇田浩二(1987) 美濃帯飛騨金山地域におけるジュラ紀末白亜紀最前期の放射散虫化石の産出. 地質雑, vol. 93, p. 441-443.
- Wakita, K. (1988a) Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 39, p. 367-421.
- (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.
- Yabe, H. (1906) Contribution to the genus Fusulina with notes on Fusulina limestone from Korea. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ., Tokyo, vol. 21, art. 5, p. 1-36.
- 山田直利(1967) 付知川上流地域の濃飛流紋岩類. 1967年日本地質学会地質見学案内書(名古屋), no. 6, p. 28-36.
- (1989) 恵那コールドロン—濃飛流紋岩体の南端部における火山性陥没体—. 地団研専報, no. 36, p. 21-33.
- ・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遥秋(1985) 高山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 111p.
- ・河田清雄・諸橋 毅(1971) 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, vol. 25, p. 52-88.
- ・小林武彦(1988) 御嶽山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 136p.
- ・柴田 賢・佃 栄吉・内海 茂・松本哲一・青山秀喜・高木秀雄(1990) 阿寺断層の活動史に関する新データ(演旨). 地調月報, vol. 41, p. 408-409.
- ・須藤定久・垣見俊弘(1976) 阿寺断層周辺地域の地質構造図(5万分の1). 特殊地質図19, 地質調査所.
- ・寺岡易司・秦 光男(1982) 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, p. 3-19, p. 22-25.
- ・脇田浩二・広島俊男・駒沢正夫(1990) 20万分の1地質図幅「飯田」(第2版). 地質調査所.
- 山田茂樹(1990) 岐阜県加茂郡白川町中央部の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 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. (1990) Triassic and Jurassic radiolarians. in Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. edits. Pre-Cretaceous Terranes of Japan. p329-345. IGCP 224 Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, 413p.
- , Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1980) Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol.23, p.135-154.
- Yoshida, S. (1972) Configuration of Yamaguchi zone Analytical study on a fold zone. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec.II, vol.18, p.371-429.
- 吉村豊文(1969) 日本のマンガン鉱床補遺, 後編, 日本のマンガン鉱山. 九大理研報地質, vol.9, 特別号-2, 1004p.
- Zheng, Z., Kono, M. and Shao, J. A. (1990) The amalgamative history of eastern Asia inferred from paleomagnetism of the North China. Rock Magnetism and Palaeogeophysics, vol.17, p.1-8.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa(10)No.83



GEOLOGY

OF THE

KANAYAMA DISTRICT

By

Shinjiro MIZUTANI and Yoshimitsu KOIDO,

(Written in 1991)

(Abstract)

The Kanayama district, located in the central part of Honshu Island of Japan, is underlain by three geological units, i.e., 1) the Paleozoic-Mesozoic Mino sedimentary complex, 2) the Late Mesozoic granitic and rhyolitic rocks and 3) the Cenozoic group. Mountainous part of this district is chiefly composed of hard rocks of Paleozoic and Mesozoic ages, while a higher part of hilly area is occupied by the sediments of younger ages (Table 1).

In the western half of the district are distributed the Paleozoic-Mesozoic Mino sedimentary rocks, i.e., Permian greenstone and limestone, Triassic to early Jurassic chert, middle Jurassic siliceous shale, and late Jurassic sandstone and conglomerate. In the eastern half of the district, the granitic and rhyolitic rocks are found; they are divided into the Kawamata Tonalite, the Nohi Rhyolite and the Yaotsu Granite. The Cenozoic formations occur in the southern part of this district; in the southwestern part is found the Miocene Hachiya Formation, mainly composed of andesitic pyroclastic rocks and clastic rocks derived therefrom, while the Pliocene Kutami Formation, chiefly sand and gravel, found in the southeastern part rests unconformably on the older formations.

Table 1 Summary of the geology of the Kanayama district

GEOLOGICAL AGE		LITHOLOGY	
CENOZOIC	Recent		
	Quaternary	sand and gravel	
	Tertiary Pliocene	Kutami Formation (gravel, sand and silt)	
	Miocene	Hachiya Formation (gravel, sand and pyroclastics)	
MESOZOIC	Cretaceous	Yaotsu Granite granite porphyry and quartz porphyry Nohi Rhyolite Kawamata Tonalite porphyrite	
		Jurassic	sandstone and conglomerate shale siliceous shale chert
		Triassic	chert
PALEOZOIC	Permian	limestone } (exotic blocks) greenstone }	
PRECAMBRIAN		clasts of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate (2000Ma)	

MINO SEDIMENTARY COMPLEX

Historical review

It was already described by Ban(1887) that fusulinacea-bearing limestone were found, and the upper Paleozoic formations occur in this district. Even in the end of the 19th century, his map outlined the essential part of the geology of central Japan, and the formations were believed to be Permian or Carboniferous to Permian in age.

The Kanayama district became known later by the occurrence of coal seams intercalated within a bedded limestone formation as reported by Tokunaga(1927), who also pointed out the occurrence of conglomerate overlying the limestone formation and implied the possible distribution of the Mesozoic group in this district. Kobayashi(1941) summarized the tectonic history of the Japanese Islands, and he called all the sedimentary rocks collectively the Chichibu group assigning them to middle to late Paleozoic.

After World War II, Kanuma(1949-1960) carried out an extensive field investigation of so-called Paleozoic group in the Mino area, central Japan, and published a geologic map of this district together with the description of fusulinacean fossils. On the other hand, Mizutani(1957,1959) studied sandstone from the petrological point of view, and discussed the provenance of the clastic materials. He summarized later the geology and geologic structure, and published the geologic map of a part of this district (Mizutani,1964).

When viewed from the biostratigraphic point, all these works are based on insufficient data, because the geologic age is estimated solely on the basis of fossils in limestone; there has been no report of fossils from chert or siliceous shale before Igo and his colleagues carried out a paleontological work on conodonts. After findings of a ubiquitous occurrence of Triassic conodonts in chert formations in Japan, the so-called Paleozoic Chichibu Group is treated as a sedimentary complex deposited in the Chichibu Geosyncline up to Triassic time (Kimura, 1972).

From the end of the 1970's and to the beginning of the 1980's, the radiolarian biostratigraphic studies have been booming particularly in geologists working in the so-called Paleozoic group, and many works dealing with the fossils in chert and siliceous shale have disclosed the abundant and widespread occurrence of Jurassic formations in the group. In the Mino area, Mizutani et al.(1981) reported the presence of middle to upper Jurassic radiolarians in siliceous shale, and in this district Kido(1982), Mizutani and Kido (1983), and Isozaki and Matsuda(1982,1985), Nagai(1987) and others identified Jurassic radiolarians.

One of the most important results which the conodont and radiolarian biostratigraphic studies have revealed is that the succession of the so-called Paleozoic group is not of a normal layer-cake type of stratigraphy, but repeatedly stacked and jumbled complex in which exotic blocks of late Paleozoic rocks are embedded irregularly. Along with these biostratigraphic investigations, the terrane analysis has been done in order to understand a whole geologic history and the geotectonic process during Mesozoic time in the western Pacific region (Kojima, 1989; Mizutani et al., 1990).

Paleozoic group

The Paleozoic group in this district occurs exclusively as isolated blocks or lenticular bodies, and they are embedded within the Jurassic clastic facies. The Paleozoic rocks are limestone, altered basaltic rocks and associated tuff, chert and shale. Permian fusulinacean fossils are abundant in limestone. In some localities, coal seams which were once mined are intercalated within bedded black limestone. Frequently, limestone bodies accompany conglomerate composed entirely of angular clasts of neighbouring limestone.

Altered basaltic rocks, occasionally retaining pillowed structure, consist of chloritized mafic minerals and relict plagioclase lath. In tuffaceous rocks, vitroclastic texture is observed, infrequently though. Most of the tuffaceous rocks are rich in calcareous materials and frequently grade laterally as well as vertically to limestone.

The occurrence of the Paleozoic limestone and greenstone as an exotic block is stratigraphically restricted in a horizon of conglomeratic facies (the Wadano Conglomeratic Facies); this discontinuous distribution of these Paleozoic rocks is explained as a result of collapse of ancient seamounts, during an accretinary process in the Jurassic -Cretaceous

time.

Mesozoic group

Mesozoic group is mainly composed of middle to upper Triassic chert, lower Jurassic chert, middle to upper Jurassic siliceous shale, and upper Jurassic to probably lower Cretaceous sandstone.

Chert usually forms a chert formation of 100m or so in thickness composed of bedded chert which consists of alternating beds of chert layer, 5 to 10 cm thick, and less siliceous or muddy layer, 1 to 5 mm thick. Frequently chert contains the radiolarian fossils of middle and later Triassic age, and sometimes those of early Jurassic age.

Siliceous shale is more or less fissile, sometimes massive, gray to greenish gray, and commonly contains radiolarian skeletons assignable to middle Jurassic age.

Sandstone formation always occupies the highest stratigraphic position overlying Triassic and Jurassic formations. Sandstone is massive or has a layered structure with intercalation of shale. Turbidite sequence having graded bedding and sole markings such as flute cast and groove cast is frequently found within the sandstone formation. The sandstone is gray to dark gray, and contains sometimes flakes of black shale much larger in size than clastic grains.

Worthy to note is that the sandstone formation intervenes conglomeratic facies. It is called the Wadano Conglomeratic Facies, and it grades into sandstone laterally as well as vertically through a transitional facies of granule conglomerate. This facies is characterized by sandy matrix and by the clasts of limestone, greenstone, sandstone, shale and chert. Much larger bodies of limestone of Permian or chert of Triassic ages are also found within this conglomeratic facies.

The Kamiaso Conglomerate is another type of conglomerate, well known for its bearing of the oldest rocks in Japan (isotopic age of the clasts of metamorphic rocks: approximately 2,000Ma). It is characterized by containing high-grade metamorphic rocks, granitic gneiss, clast of conglomerate which carries the granitic cobbles, and orthoquartzitic sandstone in addition to clasts of sedimentary rocks such as limestone, sandstone, shale and chert, all cemented with sandy matrix of graywacke composition. The origin of the Precambrian clasts is still remained to be solved. No rocks having authenticated Precambrian age have been reported so far in the Japanese Islands.

All these lithologic units described above are shown on the geologic map, when they are thick enough or wide enough to be shown on the map. However, there is another facies, treated as a melange, which cannot be shown on the map as a single lithostratigraphic unit. A melange is distributed in the southwestern part of the mapped district, chiefly consisting of middle Jurassic siliceous shale intercalating numerous lenses of Triassic limestone-chert beds, chert and sandstone. On the other hand, in the northern part, another melange unit is found where irregular lenses of sandstone, shale or chert are embedded in shale matrix; judging from the deformation features of pseudoclasts in the melange, it was originally formed under shearing stress condition before lithification of shale and sandstone; but tectonic modification in a later stage could not be totally excluded. Since lenticular layers of the middle Jurassic and partly upper Jurassic siliceous shale seem to be involved in the melange, the melange represents a final stage of forma-

tion of the Mesozoic sedimentary complex.

Biostratigraphic Summary

The geological map is summarized on the basis of lithostratigraphic divisions, but it can be also outlined from the biostratigraphic viewpoint. As summarized in Table 1, the Paleozoic-Mesozoic geology of this area is made up of following chronolithostratigraphic units.

a) Permian limestone associated with greenstones, and a much less amount of Permian chert and shale: The biostratigraphic age is chiefly indicated by the fusulinacean fossils in the limestone such as *Parafusulina kaerimizensis*, *Pseudodoliolina ozawai* and *Misellina claudiae*.

b) Triassic and early Jurassic bedded chert: In the bedded chert formation, the conodonts and radiolarian fossils ranging in age from middle Triassic to early Jurassic have been extracted. By referring to the radiolarian assemblage zones established in Japan, the biostratigraphic ages are assigned to i) the *Triassocampe deweveri* assemblage, ii) *Triassocampe nova* assemblage, iii) *Canoptum triassicum* assemblage, and iv) *Parahsuuum ovale* assemblage; the last one has been treated to be early Jurassic age, because no conodont fossils have been extracted from rocks belonging to this assemblage zone.

c) Middle to upper Jurassic siliceous shale: Overlying the early Jurassic chert formation, siliceous shale frequently occurs, in which many radiolarians have been reported. They are originally described as the *Dictyomitrella(?) kamoensis*-*Pantanellium foveatum* assemblage zone, which is equivalent to those of the middle Jurassic radiolarian assemblage zone, i.e., the lower part of the *Tricolocapsa conexa* assemblage zone. Moreover, the upper Jurassic radiolarians have been found in siliceous shale in melange. The assemblage is equivalent to the *Pseudodictyomitra primitive* assemblage or even younger.

Geological Structure

Biostratigraphic data enable us to restore the original stratigraphic sequence as shown in Table 1. By comparing this sequence with the geological map, it is interpreted that although the original sequence is more or less retained, whole succession is separated and assembled in various ways. In other words, there are found exotic blocks of the Paleozoic rocks in the Jurassic clastic facies, the melange units and the repetitive occurrence of the thick chert formation together with the sandstone formation. The occurrence of the Paleozoic rocks has been explained as disruption of Permian seamounts, when they were subducting under the accretionary complex. Repetitive occurrence of Triassic chert and succeeding shale and sandstone of Jurassic age is believed to be products of telescoping during the accretionary process. These Mesozoic formations were assembled and intermingled together, sometimes forming a thrust sheet and sometimes forming a melange along an ancient continental margin. The continent has to be composed of Precambrian metamorphic rocks as represented by the clasts in the Kamiaso Conglomerate.

The distribution pattern of a thick chert formation displays a horse-shoe shape open to the east in the northern area, which is named the Nakanoho Anticline, while the other thick chert formations assume a horse-shoe shape open to the west in the southern one, which is named the Shimonoho Syncline. Probably, this fold structures was produced in

one stage. Judging from the geological and structural relationship that the Late Cretaceous granitic rocks intruded discordantly into the folded Mesozoic group, it is clear that the folding structure was accomplished before these igneous activity. In all probability, the folding was going on in a stage of final phase of, or immediately after, the accretion.

The Mesozoic geology of this district represents the bio- and lithostratigraphy of the Mino Terrane, and also represents the Mesozoic geology of Southwest Japan. The geology and the stratigraphic relationship described above are commonly observed in the Mesozoic region of the Japanese Islands. What is more important is that the same nature of the Mesozoic geology is found in the Ryukyus and Philippines. This fact strongly suggests that the geology of this district and its tectonic history should be discussed in terms of the Mesozoic tectonics in the western Pacific region.

KAWAMATA TONALITE

The Kawamata Tonalite crops out as small stocks along the boundary between the Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex and the Nohi Rhyolite. It intrudes into the strata giving rise to thermal aureole and is unconformably covered by the volcanic rocks of the Nohi Rhyolite. It is composed principally of medium-grained hornblende-biotite tonalite ($\text{SiO}_2 = 65\%$) with fine-grained porphyritic facies. K - Ar ages of biotite and alkali feldspar from this tonalite were reported as 87.4 ± 1.9 Ma and 77.8 ± 2.7 Ma, respectively.

NOHI RHYOLITE AND RELATED INTRUSIVE ROCKS

Nohi Rhyolite

The Nohi Rhyolite occupies an area of about 120 km long and about 40 km wide in central Japan, trending in NW - SE direction stitching the Mino and Hida Terranes. It consists of numerous welded-tuff sheets, several interlayered volcanoclastic sediments and lavas. Several volcanic sequences are defined as the successive accumulation of welded-tuff sheets and volcanoclastic sedimentary layers. Six volcanic sequences (I - VI) are recognized in the southern and central parts of the Nohi Rhyolite region in central Japan.

The Kanayama district is located in the southwestern part of the whole Nohi Rhyolite region where the Nohi Rhyolite is divided into five units: the Kumuro Welded-Tuff Sheet, the Ako Welded-Tuff Sheet, the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet, the Hida-gawa Formation and the Takadaru Welded-Tuff Sheet in ascending order. The first two belong to Sequence II, the third to Sequence III and the rest to Sequence IV. Fission-track age of zircons is about 75 Ma in Sequence II, about 70 Ma in Sequence III and about 65 Ma in Sequence IV.

The Kumuro Welded-Tuff Sheet is restricted to a small area at the northeastern corner of the district, and is almost covered by the Ako Welded-Tuff Sheet. The underlying rocks are unknown. It is more than 30 m thick and consists of hornblende-biotite rhyodacitic welded tuff.

The Ako Welded-Tuff Sheet is distributed in the northeastern and eastern margins of this district. It overlies unconformably the Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in

the southern part, and overlies conformably the Kumuro Welded-Tuff Sheet in the northern part. It is about 300-400 m thick and is made up mostly of biotite rhyolitic welded tuff with small amounts of volcanoclastic sediments and poorly sorted monolithologic breccias.

The Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet is widely distributed in the eastern part of this district. It abuts the strata of the Mino Terrane on the western border, and overlies the Ako Welded-Tuff Sheet in the eastern part. It is 300-400 m thick, and is made up mostly of pyroxene-biotite-hornblende rhyodacitic welded tuff ($\text{SiO}_2 = 69-71\%$) with small amounts of poorly sorted monolithologic breccias in the western border.

The Hidagawa Formation is sporadically distributed along the boundary between the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet and the Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex, and unconformably overlies the both. It is more than 350 m in maximum thickness and consists of various kinds of pyroclastic and volcanoclastic rocks such as volcanic breccia, lapilli tuff, rhyolitic welded tuff ($\text{SiO}_2 = 73-75\%$), crystal tuff, fine-grained bedded tuff, tuffaceous sandstone and mudstone. The source vent of chief constituent of this formation, namely the Tajima Vent Breccia, is exposed in the same area as that of the Hidagawa Formation and is composed mainly of volcanic breccia and lapilli tuff with small amounts of crystal tuff.

The Takadaru Welded-Tuff Sheet is distributed in the northernmost part of the district and northward, and conformably overlies the Hidagawa Formation. Its thickness is more than 180 m in this district and about 500 m in the northerly adjoining district. It is made up of biotite-hornblende rhyolitic welded tuff.

Intrusive rocks

They are divided into four units in this district, namely granodiorite porphyry, the Shimoyui Granodiorite Porphyry, the Kaibora Granodiorite Porphyry and granite porphyry.

Granodiorite porphyry is distributed in the vicinity of Horayama and Nishi-izumi, Shirakawa Cho (Town) as small stocks intruding into the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet. It carries abundant euhedral phenocrysts of plagioclase, alkali feldspar, quartz, biotite, hornblende and probably pyroxene in a microgranitic or micrographic groundmass. They belong to the small stocks distributing around the large granodiorite porphyry stocks, which occur within the areas dominated by the volcanic rocks of Sequences I and III.

The Shimoyui Granodiorite Porphyry crops out as a large-scale dike in the vicinity of Shimoyui, Shirakawa Cho (Town). It intrudes into the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet, and is covered by the Hidagawa Formation. It carries abundant euhedral phenocrysts of plagioclase, quartz, alkali feldspar, hornblende and biotite in a cryptocrystalline groundmass.

The Kaibora Granodiorite Porphyry occurs as stocks on the east of Gozenga Take in the northern part of this district. It is composed principally of fine-grained biotite-hornblende granodiorite with porphyritic or micrographic texture, and is intruded by granite porphyry. The K-Ar age of hornblende from this granodiorite porphyry is 72.7 ± 3.6 Ma.

Granite porphyry is distributed in the northern and southeastern parts of the district as parallel dike swarms. The northern dike swarm intrudes into the Paleozoic-Mesozoic

sedimentary complex, all units of the Nohi Rhyolite, and the Shimoyui and Kaibora Granodiorite Porphyries with an ENE-WSW trend. The southeastern dike swarm intrudes into the strata of the Mino Terrane and the Hidagawa Formation of the Nohi Rhyolite with a NW-SE trend. These dike swarms were emplaced later than the volcanism of the Nohi Rhyolite. They contain abundant phenocrysts of quartz, alkali feldspar, plagioclase, biotite and hornblende in the fine-grained or felsitic groundmass.

YAOTSU GRANITE

It occurs forming three stocks in the southern part of the district, and they intrude into the Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex with thermal aureole. It comprises medium-grained hornblende-biotite granite or granodiorite, fine-grained biotite-hornblende granodiorite and fine-grained porphyritic biotite granite or granodiorite. The K-Ar age of biotite from this granite was reported to be about 68 Ma.

CENOZOIC

Miocene Hachiya Formation

The Hachiya Formation is distributed in the southwestern part of the district, covering unconformably basement rocks of Paleozoic and Mesozoic ages. It is divided into three members. The middle member constitutes the main part of the Hachiya Formation, and is composed entirely of andesitic pyroclastic rocks. This member represents the igneous activity of Miocene age, which is inferred to be almost coeval with the opening of the Sea of Japan. The lower member consists of sandstone and conglomerate, whose clastic materials were derived from the basement rocks of Mesozoic age. On the other hand, the upper member is composed chiefly of conglomerate containing well-rounded cobbles of andesitic rocks derived from the main part of the Hachiya Formation.

Pliocene Kutami Formation

The Kutami Formation occupies the southeastern part of the district, lying on the ancient peneplain ca. 500m above the sea level on the average). This formation consists mainly of gravel; the clasts are volcanic rocks of the Nohi Rhyolite, quartz-porphry, sandstone, shale and chert, sometimes granitic rocks. Except for chert cobbles and pebbles, all of the clasts are deeply weathered. Although there is no evidence showing the depositional age of this formation, it is lithologically correlative with the Pliocene formation of the neighbouring areas.

Pleistocene sand and gravel

On uplifted terrace surfaces, there remain the older fluvial deposits consisting of ill-sorted gravel and sand. They sometimes intercalate clay and sand layers. Small fan deposits and talus are prevalent in all lower mountainsides.

NATURAL DISASTER

On August 17-18 of 1968, this area was under extremely bad weather conditions. Heavy rainfalls, accompanying frequent torrential downpours, excavated talus deposits of mountainsides, and resultant debris flows were rushing along trails down to the Hida River. A group of bus-trip was going to the north on Route 41 at that midnight, but the group was obliged to come back, because a new debris deposits on the route obstructed all the traffics. On the way home, a huge debris flow came down from a steep slope of the mountainside and hit two buses directly. Pushing down these vehicles, the flow sent all the passengers and drivers into roaring water of the Hida river. In this accident, 104 persons were killed. This terrible disastrous event was known as "1968 Bus-Fall Disaster of the Hida River". After this Bus-Fall Disaster, safety services of all the roadsides in the national routes have been re-examined in detail, and the severe regulation, "traffic should be restricted according to the rate and amount of rainfall on that place", has been enforced.

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Mizutani, S. and Koido, Y. (1992) *Geology of the Kanayama district.* with Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 111p. (in Japanese with English abstract 9p.).

平成 4 年 3 月 23 日 印 刷

平成 4 年 3 月 27 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小 林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区両国3-1-12

©1992 Geological Survey of Japan