

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第71号

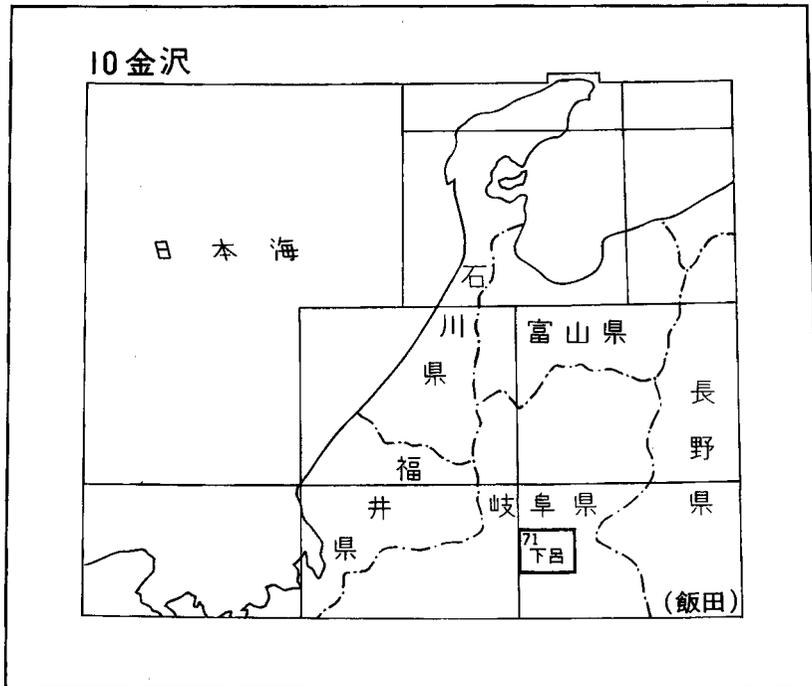
下呂地域の地質

脇田浩二・小井土由光

平成6年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(脇田浩二・小井土由光) 1
II. 地質概説	(脇田浩二・小井土由光) 2
III. ジュラ紀-最下部白亜系(美濃帯堆積岩コンプレックス)	(脇田浩二) 5
III. 1 研究史	5
III. 2 概要	6
III. 3 金山ユニット	9
III. 4 上麻生ユニット	15
III. 5 舟伏山ユニット	20
III. 6 左門岳ユニット	20
III. 7 未区分	20
III. 8 地質時代	24
IV. 濃飛流紋岩及び関連する貫入岩類	(小井土由光) 24
IV. 1 研究史	24
IV. 1. 1 概要	24
IV. 1. 2 本図幅地域における研究	25
IV. 2 概説	26
IV. 2. 1 濃飛流紋岩	28
IV. 2. 2 花崗斑岩類	29
IV. 3 シークエンスIIの火山岩類	30
IV. 3. 1 久室溶結凝灰岩層	30
IV. 3. 2 赤河溶結凝灰岩層	30
IV. 4 シークエンスIIIの火山岩類	32
IV. 4. 1 惣島溶結凝灰岩層	32
IV. 4. 2 東俣-船山溶結凝灰岩層	33
IV. 4. 3 赤石溶結凝灰岩層	34
IV. 4. 4 夕森山-金山溶結凝灰岩層	35
IV. 5 シークエンスIVの火山岩類	36
IV. 5. 1 阿寺層	37
IV. 5. 2 火道角礫岩	41
IV. 5. 3 高樽溶結凝灰岩層	44
IV. 6 貫入岩類	46
IV. 6. 1 土京花崗閃緑斑岩	46
IV. 6. 2 岩瀬花崗閃緑斑岩	48

IV. 6. 3 花崗斑岩	48
IV. 7 コールドロン	50
IV. 7. 1 シークエンスⅡにおけるコールドロン	50
IV. 7. 2 シークエンスⅢにおけるコールドロン	50
IV. 7. 3 シークエンスⅣにおけるコールドロン	54
V. 岩脈	(小井土由光) 56
VI. 烏帽子岳火山岩類	(脇田浩二) 58
VII. 第四系	(脇田浩二) 59
VII. 1 段丘堆積物	59
VII. 2 小扇状堆積物及び崖錐堆積物	59
VII. 3 沖積層及び現河床堆積物	59
VIII. 地質構造	(小井土由光・脇田浩二) 59
VIII. 1 美濃帯堆積岩コンプレックスの地質構造	59
VIII. 2 濃飛流紋岩における地質構造	60
VIII. 3 断層	60
VIII. 3. 1 阿寺断層系の断層群	61
VIII. 3. 2 阿寺断層系に直交する断層群	64
VIII. 3. 3 畑佐断層	64
VIII. 3. 4 八幡断層	65
IX. 地震活動	(小井土由光) 66
X. 応用地質	(脇田浩二・小井土由光) 67
X. 1 地下資源	67
X. 2 温泉	67
X. 3 自然災害	70
文献	71
Abstract	75

図・表目次

第 1 図 下呂図幅地域の接峰面図	2
第 2 図 下呂図幅地域周辺の地質概略図	4
第 3 図 下呂図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスのユニット区分	7
第 4 図 金山ユニットのメランジの詳細なルートマップ	8
第 5 図 金山ユニットのメランジの泥岩基質	10
第 6 図 金山ユニットのメランジ中の砂岩礫	10
第 7 図 金山ユニットのメランジ中のマンガン炭酸塩団塊	11

第8図	金山ユニットの馬瀬川層（珪質泥岩）	12
第9図	金山ユニットの馬瀬川層（珪質泥岩）上部における泥岩の注入構造	13
第10図	金山ユニットのメランジの復元層序	14
第11図	金山ユニットのメランジ中のチャート・珪質泥岩岩体の復元層序	15
第12図	上麻生ユニットのチャート碎屑岩層序	16
第13図	上麻生ユニットのチャート	17
第14図	上麻生ユニットのチャート及び珪質泥岩の産状	18
第15図	上麻生ユニットの塊状砂岩と砂岩泥岩互層	19
第16図	上麻生ユニットのチャート角礫岩	19
第17図	舟伏山ユニットの層状石灰岩	21
第18図	舟伏山ユニットの枕状溶岩	21
第19図	舟伏山ユニットの層状チャート	22
第20図	舟伏山ユニットのチャート・石灰岩互層	22
第21図	濃飛岩体南半部における各シークエンスごとの分布概略図	27
第22図	濃飛流紋岩のモード組成	31
第23図	和良村和良岳南方地域における濃飛流紋岩と美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界 付近のルートマップ	38
第24図	阿寺層中の角礫岩の切断面	39
第25図	阿寺層中の亜円礫岩	40
第26図	阿寺層中の亜角礫-亜円礫岩	40
第27図	阿寺層中の細粒成層凝灰岩層	41
第28図	火道角礫岩	42
第29図	火道角礫岩	42
第30図	火道角礫岩	43
第31図	高樽溶結凝灰岩層中の柱状節理	45
第32図	高樽溶結凝灰岩層中の柱状節理	45
第33図	濃飛流紋岩に伴われる貫入岩類の斑晶モード組成	47
第34図	シークエンスⅡの火山活動に伴って形成されたコールドロンで推定される輪郭	51
第35図	シークエンスⅢの東俣-船山溶結凝灰岩層の活動に伴って形成されたコールドロンの 輪郭	52
第36図	下呂図幅周辺地域で推定されるシークエンスⅢの夕森山-金山溶結凝灰岩層の 活動に伴って形成されたコールドロンの輪郭	53
第37図	下呂図幅地域で推定されるシークエンスⅣの火山活動に伴って形成されたコールドロン の輪郭	55
第38図	下呂図幅周辺地域における安山岩質岩脈の分布	57
第39図	烏帽子火山岩類の凝灰角礫岩	58

第 40 図	濃飛流紋岩の赤河溶結凝灰岩層中にみられる固結破碎帯	61
第 41 図	下呂図幅及び周辺地域に分布する主な断層	62
第 42 図	恒石（1976）による畑佐断層の地表における位置及び 1969 年岐阜県中部地震の余震の震央分布	65
第 43 図	1969 年岐阜県中部地震による山崩れ箇所	66
第 44 図	下呂温泉における主な泉源の分布	70
第 1 表	地質総括表	3
第 2 表	美濃帯堆積岩コンプレックス中のチャート・珪質泥岩から産出した放射虫化石	23
第 3 表	下呂図幅地域におけるこれまでの濃飛流紋岩の層序比較	26
第 4 表	濃飛流紋岩の標準層序と下呂図幅地域における層序区分	28
第 5 表	下呂図幅地域における濃飛流紋岩の岩相一覧表	29
第 6 表	下呂図幅地域に分布する濃飛流紋岩の各層相当層で得られている放射年代	32
第 7 表	下呂図幅地域内における温泉の泉源状態	68
Table 1	Summary of the geology of the Gero district	76

下呂地域の地質

脇田浩二*・小井戸由光**

本図幅地域の地質調査は、平成2年度から平成4年度にかけての特定地質図幅の研究として行われたものである。地質調査は、図幅の南西部にあたる美濃帯堆積岩コンプレックスが主に分布する地域を脇田が、南東部から北西部へかけてひろく濃飛流紋岩が分布する地域を小井戸がそれぞれ担当した。

本研究をまとめるに当たって、美濃帯堆積岩コンプレックスについては名古屋大学理学部の水谷伸治郎教授、足立守教授、小嶋智博士及び地質調査所地質部の木村克己・斎藤真両技官及び元所員磯見博氏から、濃飛流紋岩及び阿寺断層については三井金属資源開発(株)の山田直利博士から、畑佐断層及び地震活動については岐阜大学教育学部の佐々木嘉三教授から、温泉については同梶田澄雄教授から、それぞれ貴重な助言や協力をいただいた。ここに記して深甚の謝意を表す。

本報告で使用した岩石薄片の作成は、地質調査所地質標本館の安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び大和田朗各技官、北海道支所の佐藤卓見技官が担当した。

I. 地 形

(脇田浩二・小井戸由光)

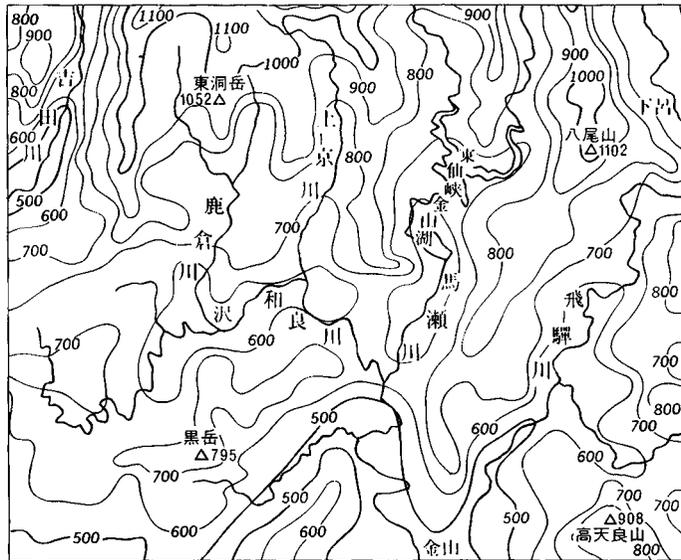
下呂図幅地域は、東経137°00′と同137°15′の経線ならびに北緯35°40′と同35°50′の緯線に囲まれる範囲で、岐阜県の中央部に位置している。

本図幅地域の地形は、全体としてはなだらかな山地をなし、標高の最高点は南半部でおおよそ600-800 m、北半部でおおよそ900-1,000 mである。河川沿いの標高は、南半部でおおよそ200-300 m、北半部でおおよそ300-600 mである(第1図)。

本図幅地域の南西部とそれ以外の地域では地質が大きく異なるが、その影響は地形にあまり明瞭に現れていない。強いて差異をあげれば、美濃帯堆積岩コンプレックスが主に分布する本図幅地域南半部の

*国際協力室,**岐阜大学

Keywords: Gero, Mino, melange, chert, limestone, Toishi, siliceous mudstone, Nohi Rhyolite, welded tuff, cauldron, granite porphyry, vent breccia, Atera Fault, Hatasa Fault, Eboshi Volcanic Rocks, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Quaternary, hot springs.



第1図 下呂図幅地域の接峰面図

標高最高点が、濃飛流紋岩が主に分布する北半部に比べ300 mほど低いことである。これには両者の浸食作用に対する抵抗の差異が反映していると思われる。

岐阜県中央部における水系は大きく木曾川と長良川の2つの河川系に分けられる。本図幅地域においては、木曾川の支流である飛驒川が東部を、その支流である馬瀬川が中央部をそれぞれ流れており、それらの支流を含めて大部分が木曾川水系に属する。長良川の支流である吉田川とその支流だけが北西縁部において長良川水系を形成している。これらの河川及びそれらに注ぎこむ支流のなかには、断層による構造規制を受けて、NW-SE方向、NE-SW方向あるいはNS方向などの定向性を示すものもみられる。

II. 地質概説

(脇田浩二・小井土由光)

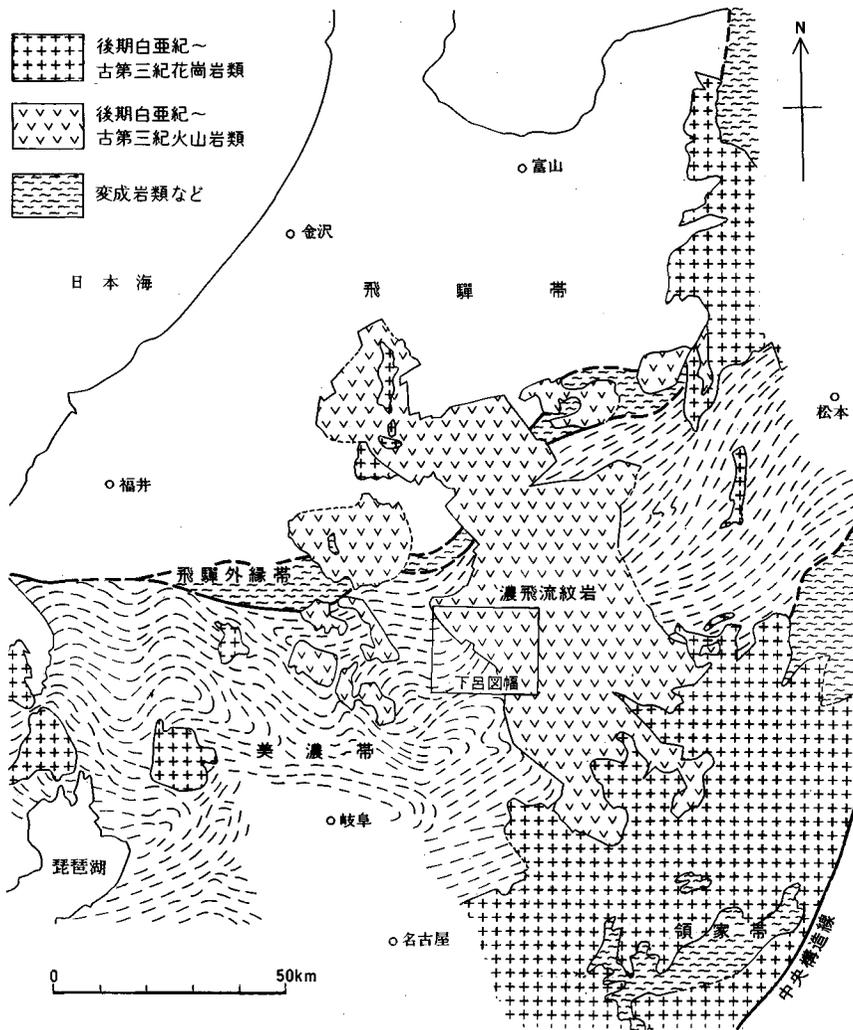
本図幅地域における地質構成要素は、南西部の大部分がジュラ紀-白亜紀最前期の美濃帯堆積岩コンプレックスで、そのほかの多くの部分が白亜紀後期-古第三紀の濃飛流紋岩及びそれに関連する貫入岩類である。そのほか、新第三紀以降と考えられる安山岩質の岩脈や新第三紀末期-第四紀初期の烏帽子岳火山岩類、河川沿いに第四紀の段丘堆積物や現河床堆積物・沖積層、山麓部に崖錐及び小扇状地堆積物などがわずかに分布している。本図幅地域の地質の概要を第1表に示す。

第1表 地質総括表

時代		層序	地史
新生代	第四紀	沖積層 現河床堆積物 崖錐及び小扇状地堆積物 段丘堆積物 烏帽子岳火山岩類	阿寺断層などの活動
	第三紀		岩脈(安山岩)
中生代	白亜紀	濃飛流紋岩	珪長質火成活動 大規模火砕流の噴出 及び花崗斑岩類の貫入
	ジュラ紀	美濃帯堆積岩 コンプレックス	断層による繰り返しやメランジの形成 及び砂岩・泥岩・珪質泥岩の堆積
	三疊紀		チャート(遠洋堆積物)の堆積
古生代	二疊紀		玄武岩・石灰岩(海山)の形成

美濃帯堆積岩コンプレックス及びこれに相当するものは、西南日本内帯に広く分布しており、外帯の秩父帯とともに日本列島の骨格をなす地質体で、ジュラ紀前期-白亜紀最前期に形成された。これらの地質体は、東アジアの大陸縁の収束境界において大陸からもたらされた砕屑物と海洋地殻上の堆積岩類や火山岩類が混じりあい、大陸側に付加されて形成された付加コンプレックスであると多くの研究者によって推測されている。本図幅地域的美濃帯堆積岩コンプレックスは、主に砂岩、泥岩、珪質泥岩、チャート、石灰岩及び玄武岩類などからなる。これらの構成要素のうち、珪質泥岩、チャート、石灰岩及び玄武岩類は、二疊紀からジュラ紀(一部、白亜紀最前期)にかけての時期に、大陸縁辺部に近づきつつあった海洋地殻上に堆積して形成された岩石と考えられており(Otsuka, 1988; Wakita, 1988b)、とりわけ珪質泥岩は最も大陸に近い位置で堆積したものと推定されている。これらに対して、砂岩や泥岩は美濃帯堆積岩コンプレックスのなかでは最も形成年代の新しい岩石で、その大部分は大陸縁辺部に近づいた海洋地殻が海溝に沈みこむ際に、陸源砕屑粒子がタービダイトとして流れこみ、重なったものと理解されている。

海洋地殻の上に堆積した岩石類やその上にさらに堆積した砂岩・泥岩の一部は、海洋地殻とともに沈みこむことなく、海溝付近で多数つくられる低角のスラストにより陸側に押しつけられる(加賀美ほか、



第2図 下呂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

1983). 美濃帯堆積岩コンプレックスは、このような付加過程をくりかえし、海溝より陸側に数多くの断層で区切られた地質体(付加体)を形成していった。付加体では、堆積過程とともに破断・混合・変形過程がほぼ同時に進行し、複雑な構造が作られていった。美濃帯堆積岩コンプレックスのなかに認められる断層・褶曲の多くは、付加体の形成過程と密接にかかわった変形運動で形成されたとみなされる。このような付加過程を経たのち、海底地すべりや泥火山、泥ダイアピル、断層にそった破断変形といった過程が複合して、メランジと呼ばれる地質体が数多く形成された(Wakita, 1988b)。メランジは、泥岩の基質中に石灰岩、玄武岩類、チャート、珪質泥岩及び砂岩などからなる大小さまざまな礫及び岩塊が数多くふくまれる地質体であり、とくに本図幅地域南西部において顕著に分布している。本図幅地域に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスは、こうした過程を経てジュラ紀中期から白亜紀最前期にかけての時期に形成されたものである。

濃飛流紋岩は、中部地方のほぼ中央部を主に美濃帯から飛騨帯にかけて、NW-SE 方向に伸びた巨大な火山岩体（濃飛岩体）を形成して分布し、本図幅地域はその西部に位置している（第2図）。濃飛流紋岩の火山活動は、主に岩体の南半部において6つの火山シークエンス（I-VI）に区分されており（第4表参照）、これらのうち、本図幅地域にはシークエンス II-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、周辺の深成岩類との地質関係を考慮にいと、本図幅地域に分布する濃飛流紋岩はおおよそ70-80Maの白亜紀末期に形成された。

濃飛流紋岩に関連する貫入岩類は、濃飛流紋岩と空間的、時間的及び組成的に強い共通性をもち、それと同一マグマに由来する火成岩類であり（山田ほか、1971）、組成的に花崗閃緑斑岩と花崗斑岩に大別される。本図幅地域にも両者が分布する。花崗閃緑斑岩には、シークエンスIVの火山岩類に覆われる岩体とシークエンスIVの火山岩類を貫く岩体の2種類が認められる。これらは濃飛岩体内に多くみられる比較的大きな岩株状の岩体とは異なる岩相を示す。花崗斑岩は小規模な岩脈状の岩体として各所に分布し、いくつかの地域で岩脈群を形成している。これらはいずれもシークエンスIVの火山岩類を貫くと考えられる。

安山岩質の岩脈は、本図幅地域の北部において濃飛流紋岩を貫くNW-SE方向の岩脈群として分布する。これらの貫入時期は明らかでないが、中新世頃と考えられる。

烏帽子岳火山岩類は本図幅地域の北西方に主な分布域を占め、その末端の一部が本図幅地域の北西縁部において先第三系を不整合に覆って分布し、鮮新-更新世に形成されたと考えられている。

第四紀の堆積物としては、崖錐堆積物、小扇状地堆積物、段丘堆積物、沖積層及び現河床堆積物がある。これらは、おもに飛騨川、馬瀬川、吉田川及びそれらの支流沿いに分布している。

本図幅地域内を走る主要な断層としては、北東縁においてNW-SE方向に走る阿寺断層系あてらに属するいくつかの断層群、南東部においてNE-SW方向に走り、阿寺断層系の断層と共役関係にあるとされる断層群、北西部においてほぼNS方向及びNW-SE方向に走る畑佐断層はたさ及びその派生断層、南西部においてNW-SE方向に走る八幡断層はちまんなどがある。これらの断層のなかには、第四紀に活動した活断層に属するものがあり、最近の地震活動に関係した地震断層に相当するものもある。

III. ジュラ紀-最下部白亜系（美濃帯堆積岩コンプレックス）

（脇田浩二）

III. 1 研究史

本図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは、1970年代末に八幡図幅地域において放散虫化石の産出

報告されるまでは、石灰岩に二畳紀の紡錘虫化石が含まれていることから判断して、古生層とみなされていた。

本図幅地域的美濃帯堆積岩コンプレックスを扱った研究としては、鹿沼茂三郎の一連の研究が有名である (Kanuma, 1958a, b ; 1959 ; 1960). これらの研究では、優れた地質図が描かれ、地質についての記載も詳しい。また、紡錘虫化石による生層序学的研究が詳細になされている。しかし、現在の知識では、紡錘虫化石による生層序は石灰岩の中だけで成り立ち、他の堆積岩類に適用することはできないことが判明している。

比較的近年に行われた生層序学的研究としては、猪郷久治の一連の研究 (猪郷, 1979 ; Igo, 1981 ; 1989) がある。石灰岩及びチャート中に産するコノドントを用いた研究で新たな地質情報を与えた。隣接する八幡図幅地域では、脇田・岡村 (1979), 岡村 (1980), 脇田 (1982) が、珪質泥岩からジュラ紀前-中期の放散虫化石の産出を報告し、この地域的美濃帯堆積岩コンプレックスの地質年代についての考え方は一変してしまった。

本図幅地域内でも、水谷 (1981) が、金山の北馬瀬川沿いでジュラ紀最後期放散虫を報告したほか、脇田 (1987) が白亜紀最前期の放散虫を報告するなど、放散虫生層序学の研究に重要な露頭が分布している。

構造地質学的研究としては、Mizutani (1964), Yoshida (1972) や Kano (1979) がある。Mizutani (1964) 及び Yoshida (1972) は、この地域を含む美濃帯全域の褶曲構造について論じた。そして、Kano (1979) はこの地域的美濃帯堆積岩コンプレックスの研究にオリストストロームという概念を提供した。しかし、Wakita (1988a) は金山地域の泥質岩の構造と化石の分布からこれらの地質体をメランジとみなした。また、Wakita (1988b) は、このメランジが泥ダイアピルによって形成されたことを主張した。

美濃帯堆積岩コンプレックスが分布する地域で出版された隣接地質図幅としては、「八幡」(脇田, 1984), 「金山」(水谷・小井土, 1992), 「萩原」(河田ほか, 1988) がある。また、20万分の1としては「飯田」の第1版 (片出ほか, 1961) 及び第2版 (山田ほか, 1990) がある。

III. 2 概 要

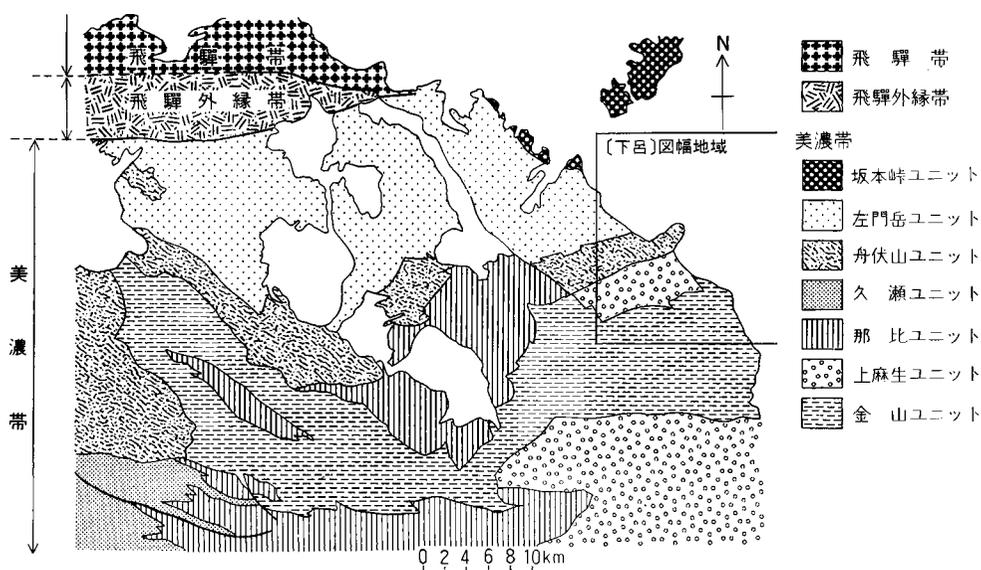
本図幅地域的美濃帯堆積岩コンプレックスは、主に砂岩・泥岩・珪質頁岩・チャート・石灰岩・玄武岩からなる。構成岩類のなかでもっとも地質時代が古いのが石灰岩と玄武岩の大半とチャートの一部で二畳紀、チャートの大半が三畳紀-ジュラ紀前期で、珪質頁岩は、ジュラ紀中期-白亜紀最前期である。砂岩及び泥岩は、地質時代がはっきりしているものが少ないが、ジュラ紀中期-白亜紀最前期と推定される。これらの岩石は、単独もしくはその組合せからなる構造性岩体 (tectonic blocks) を構成し、複雑に分布している。構造性岩体のなかでも最も卓越しているのは、メランジである。メランジは、泥岩の基質中に砂岩・珪質頁岩・チャート・石灰岩・玄武岩からなる礫や岩塊を多数含む地質体で、美濃帯堆積岩コンプレックス中の最も重要な地質要素である。メランジ以外の構造性岩体では一般に岩体内では正常な層序が保たれているが、コンプレックス全体は単純な堆積体ではなく多数の構造性岩体が集積した複合地質構造体として捉えられる。

美濃帯堆積岩コンプレックスは非常に複雑な構造を有していて、その実体を正確に把握することは困難である。近年、数多くの研究者が詳細な地質調査と放散虫化石による地質時代の決定によって、その実体について次第に明らかになってきたが、まだまだ不明なところが多く、その記載は便宜的な手法を取らざるを得ない。本図幅地域では、Wakita (1988b) に従い、金山ユニット・上麻生ユニット・舟伏山ユニット・左門岳ユニットに区別した(第3図)。

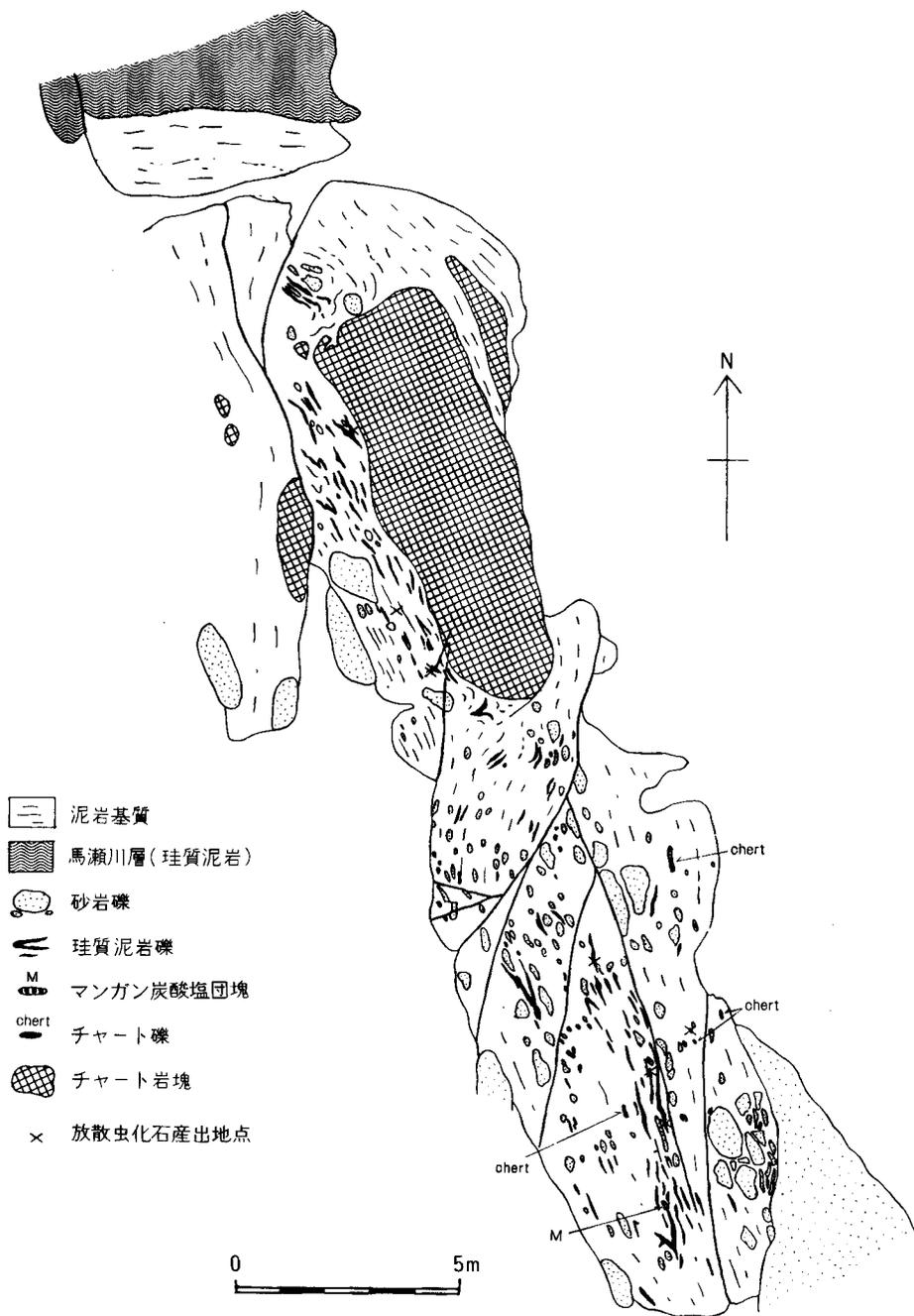
本図幅地域の上麻生ユニットは、地体構造上は那比ユニットの位置にある。本報告では、上麻生ユニットと那比ユニットは砂岩が優勢か泥岩が優勢かという単なる岩相の違いであるという立場にたち、岩相に基づいて識別した。

本報告で用いる用語や概念の多くはWakita (1988b) に従う。メランジは、従来オリストストロームや海底地すべり堆積物と呼ばれていたものである。これは、最近この地域のこの地質体の成因が単に海底地すべりだけではなく、泥ダイアピルや断層運動などを含んだ複雑な過程によるものであることが明らかになってきたため、成因を含まないメランジという用語を用いた。しかし、メランジは地質図に描きうる大きさをもつ地質体であるという定義であるため、記載上しばしば泥質混在岩相という用語を併用する。これは、岩体ではなく“泥岩基質中に岩塊を含む”といった岩相・組織に対して用いる。この用語を用いて、地質図に描けない大きさの岩体や岩体の一部について記載した。

本説明書ではメランジ中に含まれたり密接に伴う泥岩に囲まれた岩石を礫・岩塊・岩体といった一般的な用語で記載するが、露頭規模を超えた大きな岩塊・岩体についてはしばしばスラブないしブロックという用語で記載する。露頭規模を超えた大きな岩塊・岩体と周囲の泥質混在岩相との関係を認識するのはいたって困難だからである。ほとんどのスラブやブロックは、初生的には断層で囲まれた構造性岩体であったと推定される。そしてスラブやブロックの周囲にはしばしば断層が観察される。しかし、先



第3図 下呂図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスのユニット区分



第4図 金山ユニットのメランジの詳細なルートマップ 金山町奥金山 (Wakita, 1988 a, Fig. 3を改変).

に述べたようにメランジの成因は多様でしばしば複数の成因が関係している。周囲の泥質混在岩相との関係ははっきりしないスラブやブロックの一部にはのちに流動した泥岩と断層の介在なしに直接接触しているところがあるものと推定される。

本図幅地域のメランジの部分では、岩石や岩体相互の接触関係は一般に明瞭ではなく、推定される関係の可能性も層序関係・堆積接触関係・断層関係・注入関係など多様で特定できない。本図幅において明らかに断層関係である部分以外は、一般の地層境界と同様の界線を用いた。したがって、地質図を読む際にはこの点に留意する必要がある。

本図幅地域の上麻生ユニットにおいても、金山ユニットのメランジのように複雑ではないが、初生的及び後生的断層が複雑に存在し、地質構造の理解を難しくしている。このユニットでは、地層の堆積面にほぼ平行な断層面で切られたスラブ状の地質体の繰り返しからなる。

舟伏山ユニットは、断層で区切られたスラブとして存在し、上麻生ユニットのスラブと断層を境にして繰り返す。左門岳ユニットは、岩相が単調なため繰り返しの存在が不明瞭である。

III. 3 金山ユニット

本図幅地域南部に位置し、本図幅地域の美濃帯堆積岩コンプレックスの中では最も広く露出している。北側は、断層を境にして上麻生ユニットと接している。金山ユニットの模式地である金山町奥金山は本図幅地域の南部にある。模式地の記述の詳細は、水谷（1981）及びWakita（1988b）が行っている。

金山ユニットは、メランジと呼ばれる混在岩体である（Wakita, 1988b）。砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩及び玄武岩からなる。泥岩及び珪質泥岩の一部は、基質を構成し、その基質に囲まれるように砂岩・チャート・玄武岩及び砥石型珪質粘土岩が礫や岩塊として含まれている（第4図）。岩塊の大きさは数mmから数kmで、一般に走向方向に良く伸びている。岩塊として最も卓越するのは砂岩で、次いで珪質泥岩及びチャートが多く、石灰岩及び玄武岩は礫としてはまれにしか産出しない。

基質は、暗灰色ないし黒色を呈し、弱い剝離性がある。剝離性は、珪質な基質ではしばしば不明瞭である。これは、続成作用の過程で癒着した結果と想像される。剝離性の多くは、メランジ形成と同時期のものであるが、部分的にメランジ形成後のせん断も重複している。

基質の泥岩は、不均質でさまざまな泥質岩が混じりあっている。泥質岩は、主に暗灰色な灰色の珪質泥岩・シルト岩から構成されている（第5図）。それらの含まれる量の比率は地域によって様々である。珪質泥岩の比率が圧倒的に多い地域も存在する。本図幅では、そのように珪質泥岩の比率が多いメランジを他の普通のメランジと識別して示してある。Wakita（1988a）は、珪質泥岩の比率が多いメランジを、珪質泥岩の岩塊に暗灰色泥岩が礫とともに注入し形成されたと判断した。その場合は、珪質泥岩は基質ではなく岩塊の一部とみなすべきであろう。しかし、本報告では、露頭規模で流動した構造を示し、“固い”礫状の岩塊を包んでいる泥質岩をすべて基質とみなすことにする。基質と岩塊の区別は、起源によるのではなく、あくまで相対的な形状によるものであるという立場に立つためである。

メランジ中の砂岩は、メランジに含まれる岩塊の中で最も優勢で、一般に径数cm - 数10cmの岩塊と



第5図 金山ユニットのメランジの泥岩基質 金山町奥金山.



第6図 金山ユニットのメランジ中の砂岩礫（中央） 金山町奥金山.



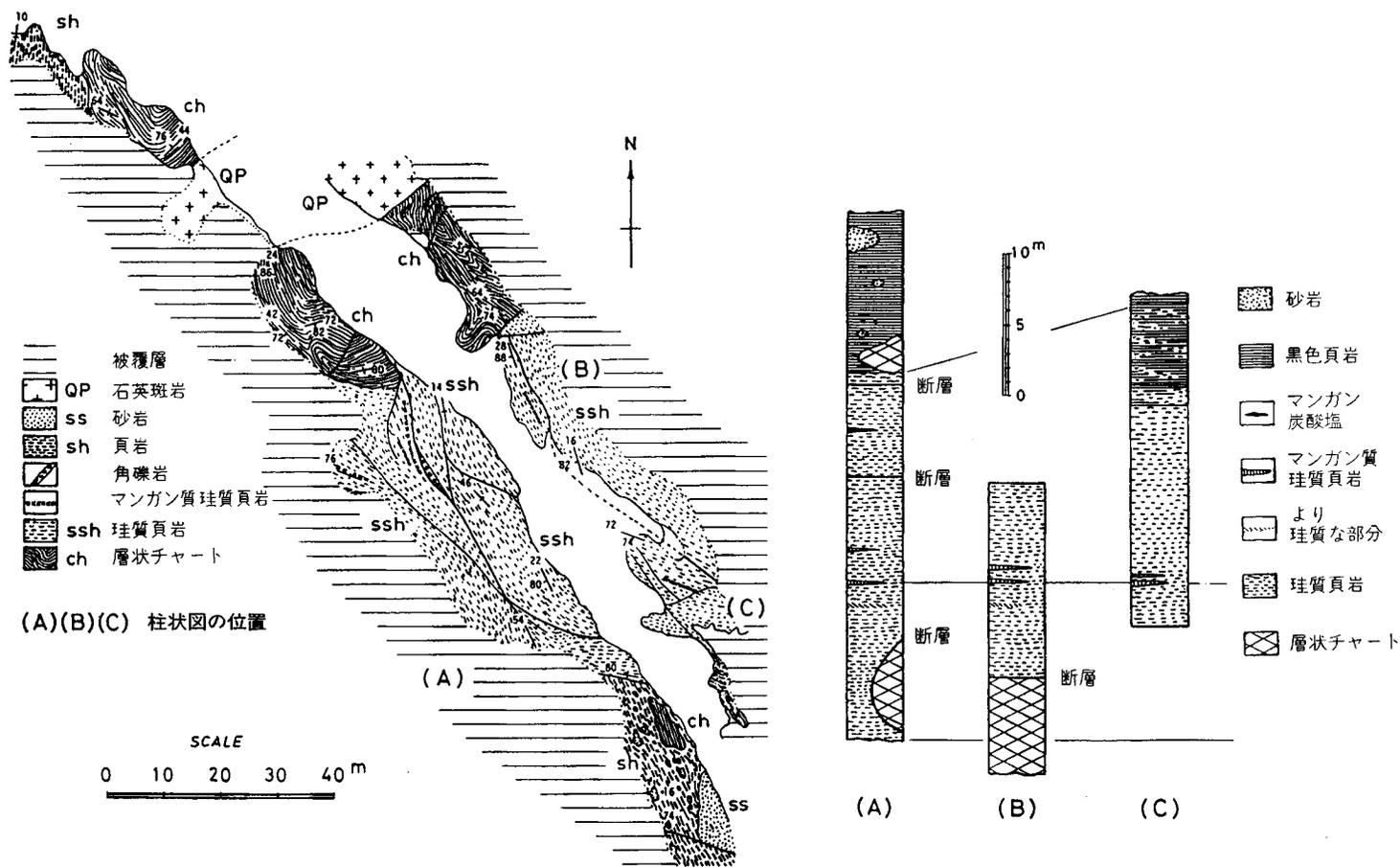
第7図 金山ユニットのメランジ中のマンガン炭酸塩団塊(中央) 金山町中り川。

して、泥岩基質中に含まれている(第6図)。ときおり含まれる径数mに適する砂岩塊には底痕が保存されていることがある。砂岩は、一般に細粒-中粒で、径1m以上のものはしばしば粗粒である。

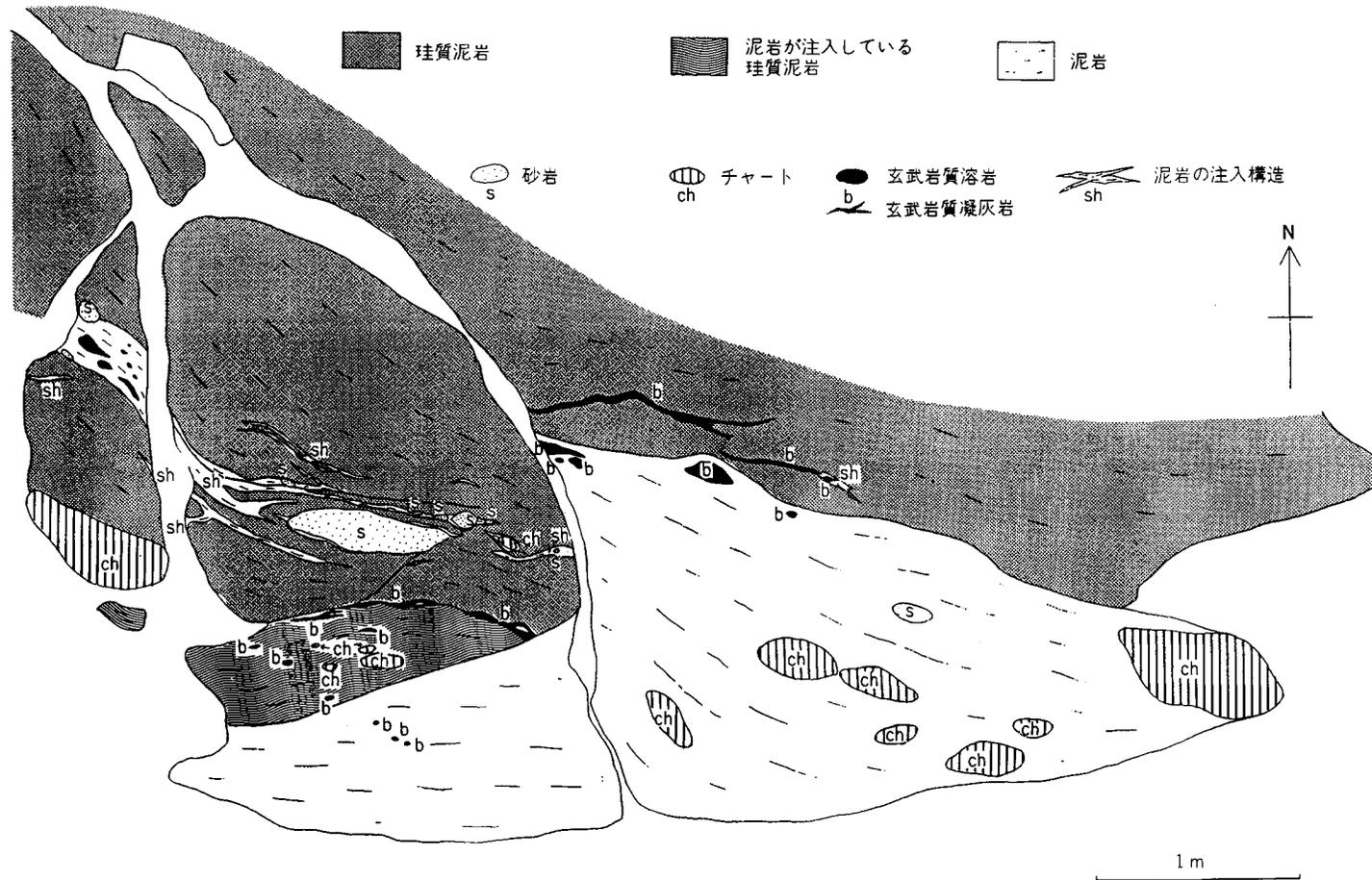
本図幅地域南部には、比較的広範囲に砂岩優勢な砂岩泥岩互層が分布している。ここでは厚さ3m以上の塊状粗粒砂岩が、厚さ10cm程度の泥岩、厚さ5cm以下の砂岩層と厚さ数10cmの泥岩からなる泥岩優勢な砂岩泥岩互層もしくは単層の厚さが数10cmの砂岩泥岩互層などと繰り返している。これらの砂岩に伴う泥岩はメランジ中であるのに剝離性が発達しておらず、砂岩から級化成層をして漸移する。この砂岩泥岩互層がメランジとどのような関係であるかは、金山町戸部南方で観察される。ここでは、礫を含むメランジの基質が整然とした砂岩泥岩互層を貫いて注入している。

金山ユニット中のチャート岩塊は、径数cmから厚さ数100m長径数kmに達する巨大なものまで様々な大きさのものがある。巨大な岩塊ではしばしば珪質泥岩や珪質粘土岩が密接に伴う。チャートは、一般に灰白色-灰黒色を呈し、暗緑色・緑灰色・赤褐色・赤色のものを伴う。珪質部と泥質部が繰り返す層状チャートで、珪質部が1-15cm、泥質部が約1cmの厚さをそれぞれ有する。Wakita(1988a)は、チャートから三畳紀中期からジュラ紀中期までの放射虫化石の産出を報告している。

珪質泥岩の岩塊は、径数mmから数100mまでさまざまな大きさのものがある。大きな岩塊はチャートを密接に伴っている。岩質の上でも、様々なものがある。Wakita(1988a)は、本図幅地域南部のメランジ中の珪質泥岩を鏡下で観察し、地質時代が若くなるにつれて珪質泥岩中の碎屑粒子の分量が相対的に増えていることを示した。このような構成要素の違いがみかけの岩質の違いとなって現れていると



第8図 金山ユニットの馬瀬川層（珪質泥岩） 金山町奥金山. 水谷(1981)第2, 3図を改変



第9図 金山ユニットの馬瀬川層(珪質泥岩)上部における泥岩の注入構造 金山町奥金山。(Wakita, 1988 a, Fig. 7を改変).

考えられる。

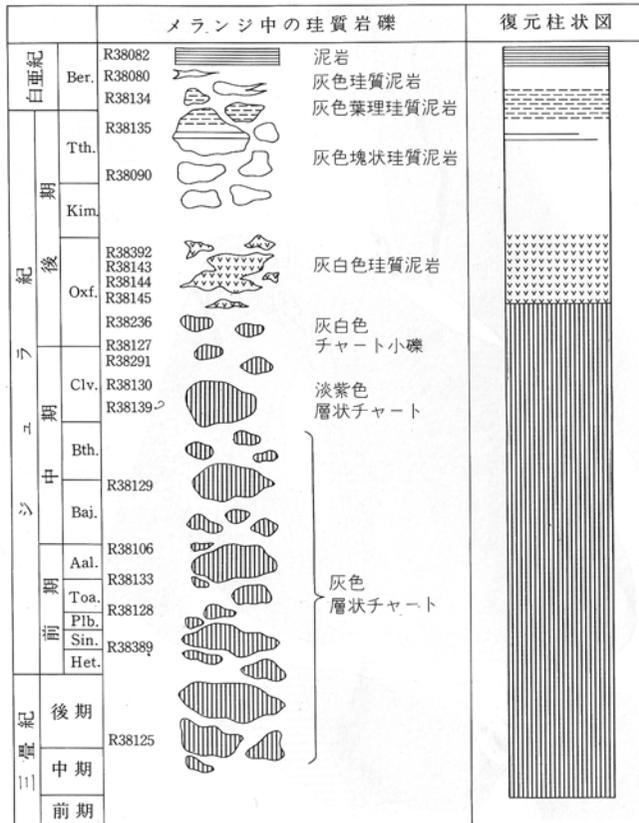
珪質泥岩中には、ときどきマンガン炭酸塩団塊が含まれる（第7図）。マンガン炭酸塩団塊は、周囲が黒色を呈し、中央部はしばしば白色である。径数10 cmのものが多い。

砥石型珪質粘土岩という特殊な珪質堆積物もメランジ中に含まれる。これは、灰白色珪質部と優黒色炭質泥岩よりなり、両者はしばしば単層の厚さ数cmで互層することがある。金山町祖師野北方ではこの砥石型珪質粘土岩にメランジの基質が礫ともども注入しているのが観察される。

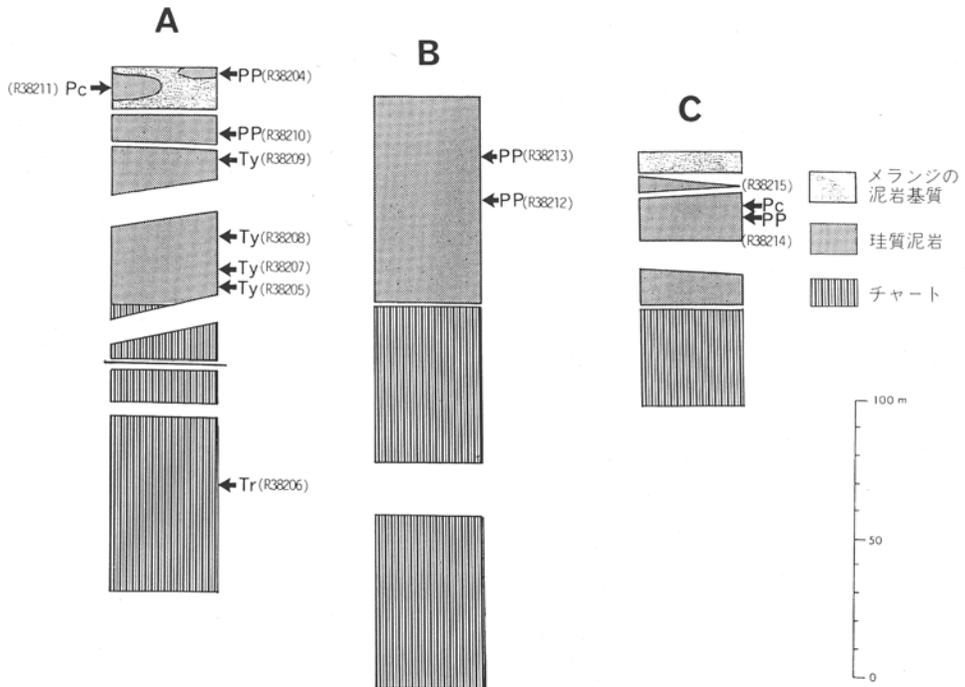
玄武岩はメランジ中には少なく、まれにしか発見できない。露頭規模のものは金山町戸部長谷上流に認められる玄武岩質凝灰角礫岩である。これは、径1-5 cmの玄武岩の亜角礫と凝灰岩基質からなる。ついで、金山町奥金山に数cm-10数cmの玄武岩が数個認められているにすぎない。しかし、鏡下での観察では、メランジの基質の泥岩にしばしば玄武岩の岩片が含まれている。

水谷（1981）は、金山町奥金山の珪質泥岩を馬瀬川層と命名し、詳細な野外調査を行うとともに、放射虫化石抽出や放射性年代測定によって地質年代を検討した（第8図）。そして、ジュラ紀後期の放射虫化石を数多く報告するとともに128 ± 3Ma という Rb - Sr 全岩アイソクロン年代を出し、両者の違いを続成作用による時間差とした。

Wakita（1988b）は、馬瀬川層を含む地域を詳細に地質調査を行い、泥質混在岩の性質や地質年代に



第10図 金山ユニットのメランジの復元層序 金山町奥金山(Wakita, 1988 a, Fig. 8を改変).



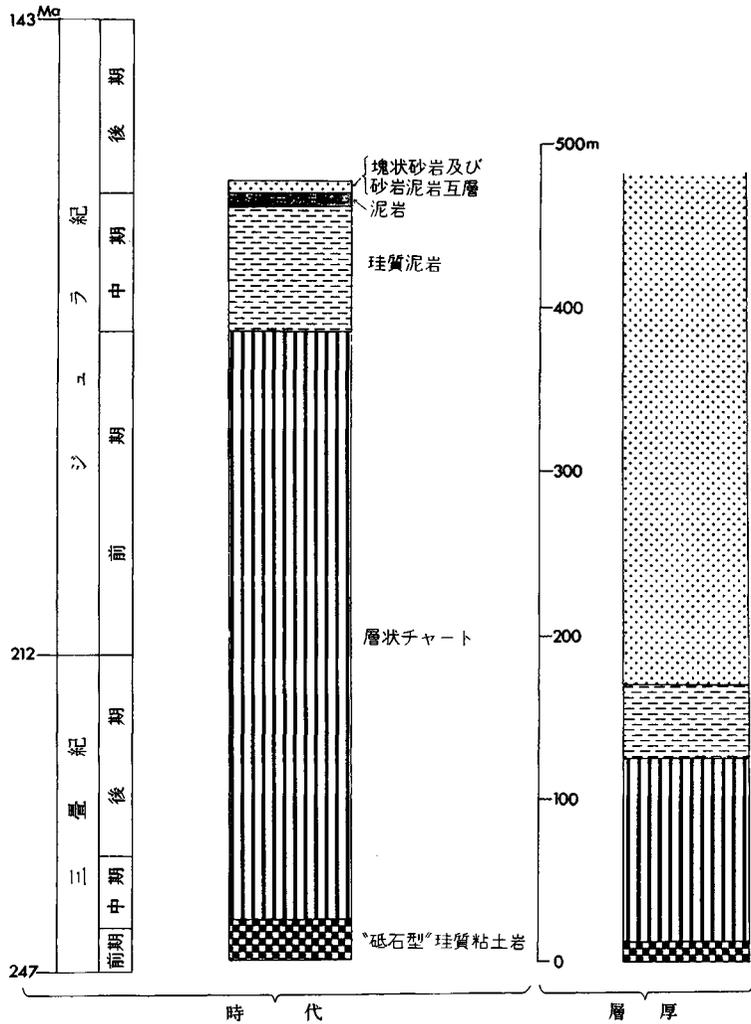
第11図 金山ユニットのメランジ中のチャート・珪質泥岩岩体の復元層序 金山町中切(Wakita, 1988 a, Fig. 6を改変). Tr: 三疊紀の放散虫化石, Ty: *Tricolocapsa yaoi* 群集の放散虫化石, PP: *Pseudodictyomitra primitiva* - *P. sp. A* 群集の放散虫化石, Pc: *Pseudodictyomitra cf. carpatica* 群集の放散虫化石

ついて検討した。そして、従来堆積関係とされた馬瀬川層とその南方の泥質混在岩は、泥質混在岩が珪質泥岩に注入していることを明らかにした(第9図)。また、泥質混在岩の礫や岩塊から放散虫化石を抽出し、チャートから珪質泥岩・泥岩にいたる上方粗粒化を示す層序をもった地質体が破断・混合したことを明らかにした(第10図)。泥質混在岩中の岩塊の内、比較的大きな岩塊についても、金山町中切において放散虫化石による生層序学的検討がなされた(第11図)。

III. 4 上麻生ユニット

本図幅地域の西部中央やや南よりに分布している。岩相や地質構造は、南接する金山図幅地域南部の上麻生地域に模式的に分布している上麻生ユニットに大変類似している。本ユニットでは、下位から玄武岩、砥石型珪質粘土岩、チャート、珪質泥岩、砂岩泥岩互層、塊状砂岩優勢層(礫岩を含む)と重なる一連のチャート砕屑岩層序(第12図)の全部ないし一部が、地層の走向にほぼ平行な断層で繰り返している。この断層で囲まれた細長い構造単位を本報告ではWakita(1988b)に従いスライスと呼ぶ。この特徴的なスライスの繰り返しこそ上麻生ユニットの特徴である。北半部では、舟伏山ユニットのスライスと砂岩や礫岩を主体とした上麻生ユニットのスライスが走向にほぼ平行な断層で繰り返している。

玄武岩は、犬山や上麻生など上麻生ユニットの模式地には認められない。暗褐色凝灰岩中に緑灰色玄武岩礫を含む凝灰角礫岩であったり、凝灰岩であったりする。



第12図 上麻生ユニットのチャート碎屑岩層序 (Wakita, 1988b, Fig.19を改変).

礫石型珪質粘土岩は、金山ユニットと同様に優黒色炭質泥岩と灰白色珪質粘土岩の互層であるが、しばしば前者が優勢である。また、断層と接しせん断されていることが多い。また断層によってもめた部分では、玄武岩の礫を含むことがある。

玄武岩も礫石型珪質粘土岩も他の岩相とは断層で接している。八幡町夕谷から三庫小原を抜け法師丸まで玄武岩と礫石型珪質粘土岩が断層に境されて、胴切り断層でずれながらも連続的に分布する。この細長い帯は、全体がせん断帯とみなすことができる。美濃帯の玄武岩の大半が二疊紀であり、一方礫石型珪質粘土岩は一般に三疊紀前期であることから、玄武岩は礫石型珪質粘土岩より下位にあったと考えられるが、両者の直接の関係は不明である。

チャートは、一般に灰色ないし暗灰色を呈する層状チャートである(第13図)地質図上ではみかけ上



第13図 上麻生ユニットのチャート 八幡町洲河。

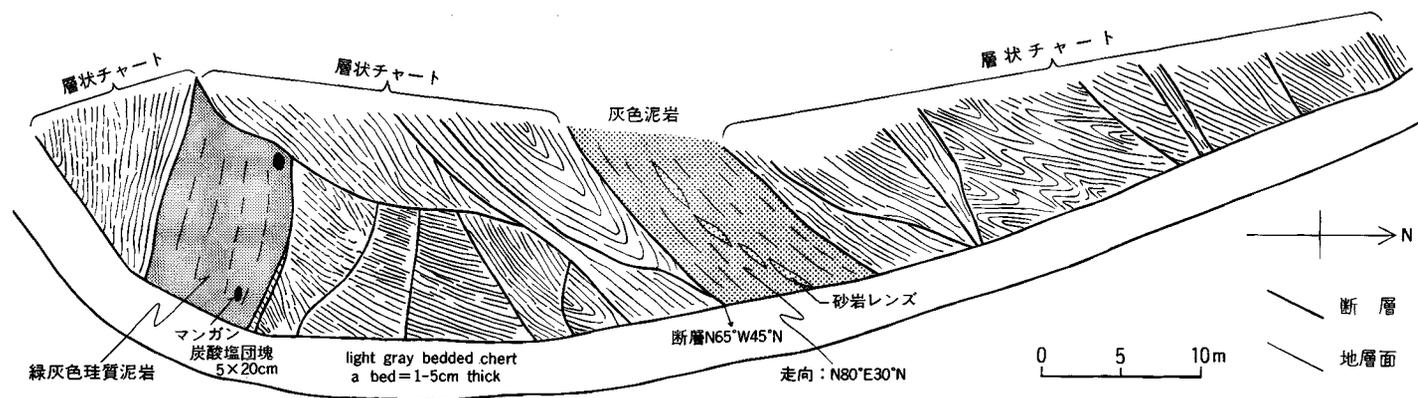
数100 m-1000 mの厚さを有するように表現されているが、チャートは何枚もの断層で繰り返している(第14図)。その証拠に厚いチャートでは、しばしば泥岩や珪質泥岩を断層で挟み込んでいる部分が存在する。チャートの上には整合に珪質泥岩が重なっていると考えられるが、両者は一般に断層で接しており、実際に整合関係は確認されていない。

珪質泥岩は、暗灰色ないし灰褐色を呈し、一部はややしルト質である。また、生痕化石及びマンガン団塊が含まれることがある。

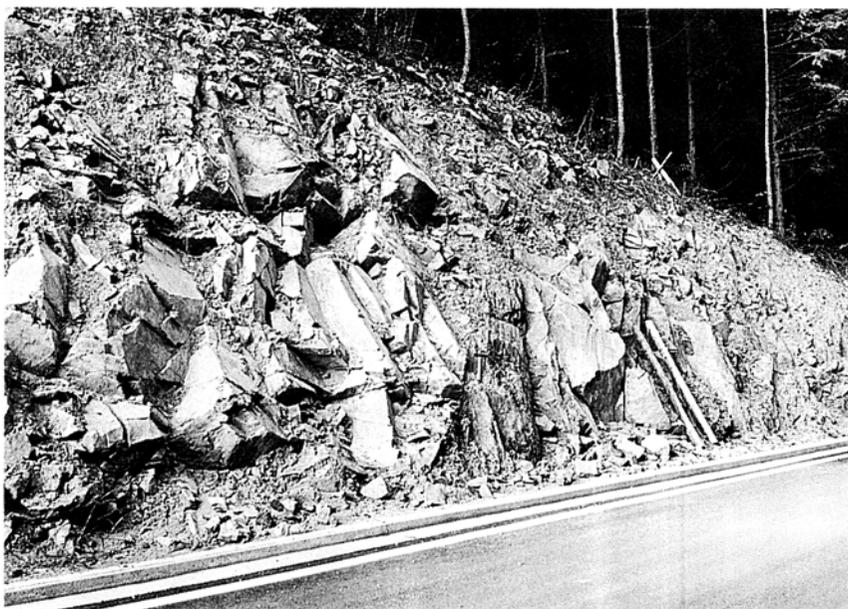
珪質泥岩の上位には、泥岩優勢な砂岩泥岩互層を介して塊状砂岩優勢な地層が重なる場合と、塊状砂岩優勢な地層が直接重なる場合がある。塊状砂岩優勢な地層では、それぞれ厚さ数mの塊状砂岩と泥岩優勢な砂岩泥岩互層が繰り返している(第15図)。砂岩は、灰色を呈し、中粒-粗粒である。

厚く見える塊状砂岩もチャートと同様断層で繰り返していると考えられるが、鍵層がないため確認しにくい。和良村三ヶ倉では薄いチャートを挟んで断層で繰り返す様子が確認できる。

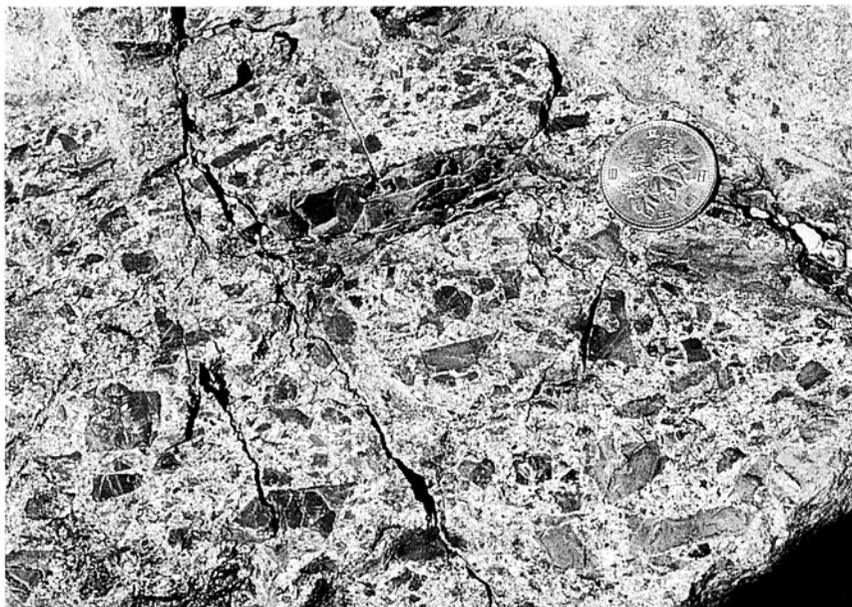
塊状砂岩にはしばしば礫岩が挟在している。この礫岩はチャートの角礫を特徴的に含んでいる(第16図)。これは斎藤・塚本(1991)が隣接する金山図幅地域の上麻生ユニット中に報告したものに類似している。礫岩は、粗粒ないし極粗粒の砂岩の基質の中に灰白色-暗灰色ないし黒色のチャート角礫を含み、礫の大きさは一般に数cm以下であるが、まれに数cm-10数cmのものもある。また、長径数10mのチャートスラブと密接に産出する。このスラブも礫岩中の巨礫である可能性がある。この礫岩には灰白色ないし暗灰色の珪化した石灰岩が特徴的に含まれる。この岩石は一見チャートに見えるが、紡錘虫化石を含むことから本来は石灰岩であることが分る。八幡町開笹北方の尾根に露出するチャートスラブも、紡錘虫化石を含む珪化した石灰岩からなる。隣接して露出するチャート礫岩とこのスラブとは、成因において密接な関係があると考えられる。



第14図 上麻生ユニットのチャート及び珪質泥岩の産状 和良村厚波.



第 15 図 上麻生ユニットの塊状砂岩と砂岩泥岩互層 八幡町野々倉.



第 16 図 上麻生ユニットのチャート角礫岩 和良村三庫東方.

III. 5 舟伏山ユニット

八幡町美山・入間付近に東西方向に伸びた分布をしている。本ユニットの模式地は、谷汲図幅地域の北東部にある。本地域の舟伏山ユニットの構成岩石は、石灰岩・玄武岩・チャートである。いずれも隣接する八幡図幅地域における研究成果から判断して、二畳紀と考えられる。石灰岩・玄武岩・チャートは断層で境されたスライスを構成している。これらのスライスは、上麻生ユニットのスライスと構造的に繰り返す。石灰岩・玄武岩を主体とするスライスとチャートを主体とするスライスの二種規が存在する。これらのスライスは、上麻生ユニットのスライスと構造的に繰り返す。

石灰岩は、灰白色・暗灰色ないし褐灰色を呈し、しばしば紡錘虫化石を含む。一般に塊状であるが、まれに層状である（第17図）。

玄武岩は、溶岩・凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、暗緑色ないし赤褐色を呈する。八幡町入間大洞では枕状溶岩が観察される（第18図）。

チャートは、淡褐色・灰色・白色などを呈し、層状を示す。しばしば褶曲している（第19図）。

チャートと石灰岩との互層も八幡町入間などで観察される（第20図）。互層をなす石灰岩は白色を呈し単層の厚さは10-50 cmで、チャートは灰白色を呈し単層の厚さは3-5 cmである。また、ときおり厚さ数cmの灰白色のドロマイト層を挟在することがある。

III. 6 左門岳ユニット

北西に接する八幡図幅の北部から東部にかけて広くに分布しているが、本図幅地域では八幡町市島の付近にわずかに分布する。主として塊状砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、チャートを伴う。塊状砂岩と砂岩泥岩互層が繰り返す場合と、砂岩泥岩互層のみからなる場合があるが、前者が卓越する。

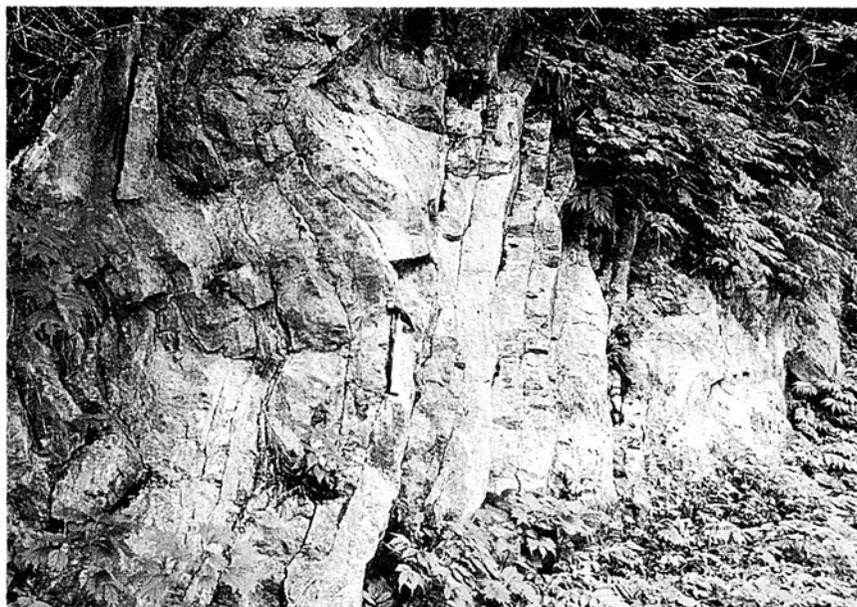
塊状砂岩は、左門岳ユニットを特徴づける岩相で、灰色を呈し、粗粒ないし極粗粒である。ときおり細礫岩を挟む。黒色泥岩の岩片を沢山含んでいる。

砂岩泥岩互層は、泥岩が優勢な場合と砂岩が優勢な場合がある。いずれの場合にも、ある程度構造的に破断されており、木村ほか（1989）の破断砂岩泥岩互層に相当する。

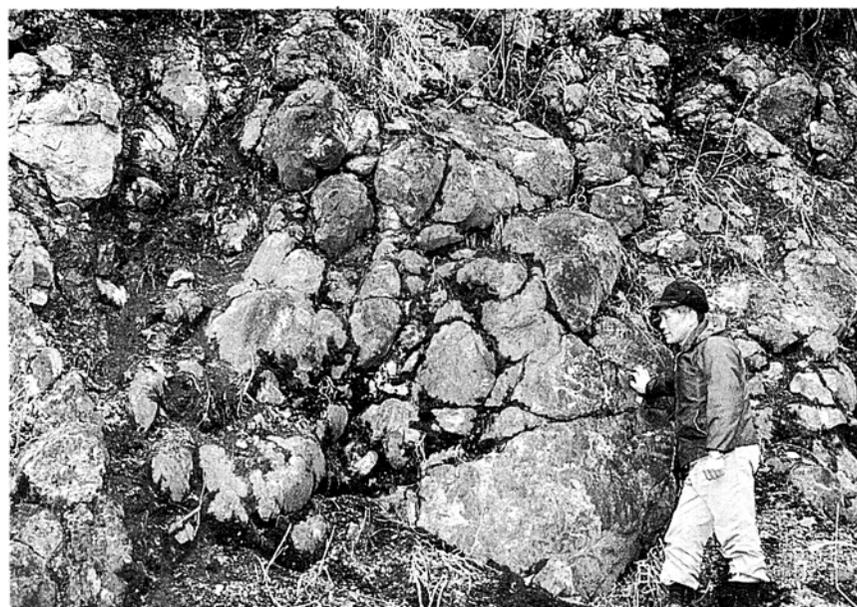
チャートは、灰白色・暗灰色を呈し、同色の珪質泥岩の薄層と互層している。破碎帯を伴わないシャープな断層で砂岩と接することが一部で確認されている。

III. 7 未区分

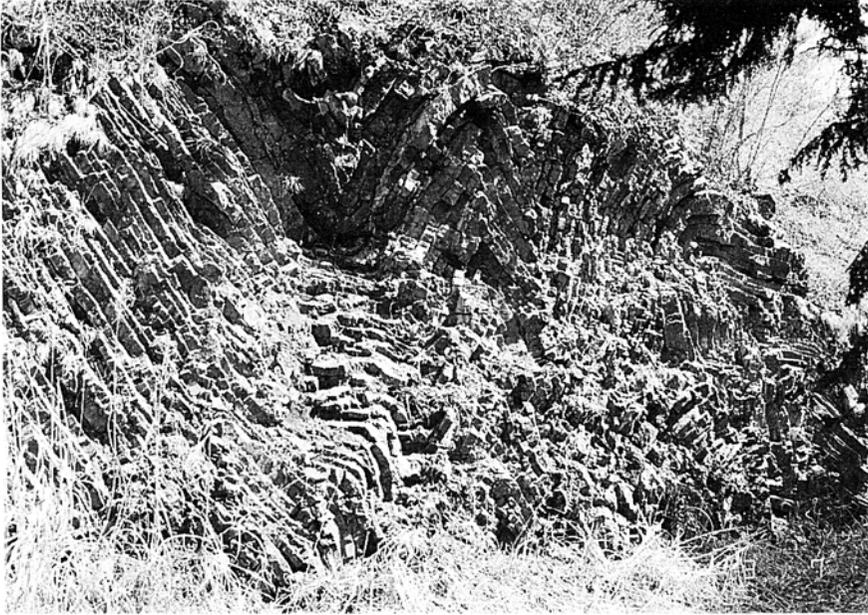
断面図において、濃飛流紋岩に覆われていて所属するユニットが判断できない場合には美濃帯の堆積岩コンプレックスは、未区分とした。



第 17 図 舟伏山ユニットの層状石灰岩 八幡町人間.



第 18 図 舟伏山ユニットの枕状溶岩 八幡町大洞.



第19図 舟伏山ユニットの層状チャート 八幡町鬼谷.



第20図 舟伏山ユニットのチャート・石灰岩互層 八幡町入間.

第2表 美濃帯堆積岩コンプレックス中のチャート・珪質泥岩から産出した放散虫化石

Sample number	Rock type	Assemblage	Diagnostic species	Sample number	Rock type	Assemblage	Diagnostic species
R38286	ms	Pc	<i>Cinguloturris</i> aff. <i>C. carpatica</i>	R38208	sil	Ty	<i>Cinguloturris carpatica</i> , <i>Pseudodictyomitra</i> (?) sp. D
R38081	ms	Pc	<i>Pseudodictyomitra leptaconica</i>	R38207	sil	Ty	<i>Tricolocapsa</i> cf. <i>yaoi</i> , <i>Eucyrtidiellum nodosum</i>
R38087	ms	Pc	<i>Pseudodictyomitra</i> sp. aff. <i>primitiva</i>	R38228	sil	GS	<i>Stylocapsa</i> (?) <i>spiralis</i>
R38082	ms	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38141	sil	GS	<i>Mirifusus fragilis</i> , <i>Eucyrtidiellum nodosum</i>
R38083	ms	PP-Pc	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	R38142	sil	GS	<i>Williriedellum</i> sp. A, <i>Pseudodictyomitra</i> (?) sp. D
R38293	ms	PP-Pc	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	R38157	sil	GS	<i>Stylocapsa catenarum</i> , <i>Gongylothorax sakawaensis</i>
R38107	ms	PP-Pc	<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	R38145	sil	GS	<i>Stylocapsa</i> (?) <i>spiralis</i> , <i>Stylocapsa catenarum</i>
R38285	ms	GS	<i>Stichocapsa</i> cf. <i>naradaniensis</i>	R38392	sil	GS	<i>Stylocapsa</i> (?) <i>spiralis</i> , <i>Cyrtocapsa</i> sp. A
R38149	sil	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38144	sil	GS	<i>Williriedellum</i> sp. A, <i>Tricolocapsa conexa</i>
R38150	sil	PP-Pc	<i>Parvicingula</i> aff. <i>P. cosmoconica</i> <i>Pseudodictyomitra primitiva</i>	R38278	sil	GS	<i>Stichocapsa naradaniensis</i> , <i>Hsuum brevicostatum</i>
R38215	sil	Pc	<i>Pseudodictyomitra leptaconica</i>	R38275	sil	GS	<i>Stichocapsa naradaniensis</i> , <i>Mirifusus fragilis</i>
R38152	sil	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38143	sil	GS	<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> <i>Williriedellum</i> sp. A
R38211	sil	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38276	sil	GS	<i>Mirifusus fragilis</i> , <i>Eucyrtidiellum nodosum</i>
R38080	sil	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38138	sil	GS	<i>Mirifusus fragilis</i> <i>Hsuum brevicostatum</i>
R38134	sil	Pc	<i>Eucyrtidiellum pyramis</i>	R38153	sil	GS	<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> <i>Hsuum brevicostatum</i>
R38201	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38388	sil	Gn	<i>Protunuma</i> (?) <i>ochinensis</i>
R38224	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Parvicingula mashitaensis</i>	R38387	sil	Gn	<i>Tricolocapsa conexa</i>
R38090	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Protunuma japonicus</i>	R38384	sil	Gn	<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> , <i>Stylocapsa</i> cf. <i>tecta</i>
R38114	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38250	sil	Gn	<i>Tricolocapsa conexa</i> , <i>Hsuum brevicostatum</i>
R38135	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Protunuma japonicus</i>	R38192	sil	Gn	<i>Guexella nudata</i>
R38295	sil	PP	<i>Pseudodictyomitra okamurai</i> , <i>Protunuma japonicus</i>	R38105	ch	LJ	<i>Stichocapsa</i> cf. <i>robsta</i> , <i>Xitus</i> sp.
R38210	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38236	ch	Gn	<i>Stylocapsa catenarum</i> , <i>Eucyrtidiellum pustulatum</i>
R38204	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38290	ch	Gn	<i>Tricolocapsa conexa</i> , <i>Hsuum maxelli</i>
R38203	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Parvicingula mashitaensis</i>	R38291	ch	Gn	<i>Stylocapsa oblongula</i>
R38214	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Parvicingula mashitaensis</i>	R38130	ch	Gn	<i>Tricolocapsa conexa</i> , <i>Guexella nudata</i> , <i>Protunuma</i> (?) <i>ochinensis</i>
R38213	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38127	ch	Gn	<i>Tricolocapsa conexa</i> , <i>Dicolocapsa coniformis</i>
R38212	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38389	ch	Ps	<i>Parahsuum simplum</i> , <i>Katroma</i> sp., <i>Trillus</i> sp.
R38216	sil	PP	<i>Mirifusus baileyi</i> , <i>Xitus gifuensis</i>	R38147	ch	L TR	<i>Archaeospongoprimum</i> (?) <i>hellenicum</i>
R38217	sil	PP	<i>Pseudodictyomitra okamurai</i> <i>Orbiculiforma</i> (?) <i>kanayamaensis</i>	R38225	ch	L TR	<i>Canoptum triassicum</i>
R38205	sil	Ty	<i>Cinguloturris carpatica</i> , <i>Eucyrtidiellum nodosum</i> <i>Hsuum maxwelli</i>	R38218	ch	M TR	<i>Triassocampe</i> sp.
R38209	sil	Ty	<i>Cinguloturris carpatica</i> , <i>Pseudodictyomitra</i> (?) sp. D	R38206	ch	M TR	<i>Triassocampe</i> sp.
				R38126	ch	TR	<i>Palaeosaturnalis</i> sp.
				R38393	ch	TR	<i>Tripocyelia</i> sp.

III. 8 地質時代

本図幅地域における美濃帯堆積岩コンプレックスにおいて、金山ユニットが最も良く地質時代が判明している。水谷（1981）やWakita（1988b）は、メランジ中の珪質及び泥質の岩石から放射虫化石を抽出し、それぞれの地質年代を明らかにした。第2表はその結果である。チャートからは三畳紀中期からジュラ紀中期で、珪質泥岩からはジュラ紀中期から白亜紀最前期をそれぞれ示す放射虫化石が得られた。砂岩や砥石型珪質粘土岩、玄武岩などは、化石を産しないが、美濃帯全体の化石産出状況から判断して、それぞれジュラ紀後期 - 白亜紀最前期、三畳紀前期、二畳紀と考えられる。

舟伏山ユニットの玄武岩・石灰岩・チャートはいずれも、隣接する八幡図幅地域において猪郷（1979）やIgo（1981；1989）が報告した産出化石から判断して、二畳紀である。

左門岳ユニットの岩石も、脇田・岡村（1982）が隣接する八幡図幅地域において報告した産出化石から判断する限り、砂岩及び泥岩はジュラ紀中期であり、チャートは主として三畳紀で一部二畳紀のものを含むであろう。

上麻生ユニットの岩石は、隣接する金山図幅地域に産出する化石から判断して、砥石型珪質粘土岩は三畳紀前期、チャートは三畳紀中期 - ジュラ紀前期、珪質泥岩はジュラ紀中期、砂岩及び泥岩はジュラ紀中期 - 後期であると考えられる。玄武岩は、美濃帯全体の一般的状況から判断して、二畳紀であろう。

IV. 濃飛流紋岩及び関連する貫入岩類

(小井土由光)

IV. 1 研究史

IV. 1. 1 概要

これまでの濃飛流紋岩に関する研究のうち、1980年代までの研究については山田ほか（1985a）及び山田・小林（1988）に詳しく述べられている。ここでは1990年代に入ってから主な研究と本図幅地域に分布する濃飛流紋岩に関する研究について述べる。

1990年代に入ってから濃飛流紋岩に関する主な研究としては、Koido（1991）及び水谷・小井土（1992）があげられる。また、濃飛流紋岩の形成年代に関して山田ほか（1992）による研究があげられる。

Koido（1991）は1980年代までに得られた濃飛流紋岩の火山層序学的研究をまとめ、比較的広範囲に分布する火山性碎屑岩層（volcaniclastic sedimentary layer）とその上位に連続して重なる複数の溶結

凝灰岩層 (welded tuff sheet)¹⁾ が1つの火山シークエンス (volcanic sequence) をなし。これが濃飛流紋岩の火山活動における基本的な区分単位であるとした。この区分は、濃飛流紋岩において従来から用いられてきた活動ステージ区分 (山田ほか, 1971; 濃飛流紋岩団体研究グループ²⁾, 1976) が各シークエンスにおける溶結凝灰岩層で示される大規模な火山活動だけに着目して区分されたのに対して (第4表参照), 濃飛流紋岩では火山性砕屑岩層の堆積から始まる一連の火山活動に意味のあることを強調したものである。1つのシークエンスでは, ①陥没盆地の形成, ②そこへの火山性砕屑岩層の堆積, ③陥没運動を伴いながらの複数の大規模火砕流の噴出・堆積 (溶結凝灰岩層の形成), ④花崗斑岩類の貫入, という形成順序が一般に認められ, 全体で6つのシークエンス (I - VI) に区分される。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により, コールドロンが同時に1-3個形成されている。ジルコンのフィツション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, V 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; Koido, 1991)。

水谷・小井土 (1992) は, 岩体西縁部の飛騨川流域において河田 (1967), Kawada (1971) 及び山田ほか (1971) により報告されている濃飛流紋岩と美濃帯構成岩類 (本図幅の美濃帯堆積岩コンプレックスに相当) との関係を再検討し, それまで断層関係で接するとされていた両者が高角度の不整合面で接していること, シークエンス III と IV の間には削剝間隙があり, そこに花崗閃緑斑岩が貫入していることなどを明らかにした。

山田ほか (1992) は, 阿寺断層周辺地域に分布する火成岩規の放射年代をまとめるなかで, それまでに得られている濃飛流紋岩の放射年代値及び周辺に分布する深成岩類の放射年代値をもとに濃飛流紋岩の形成年代を検討し, シークエンス III - V に属する火山岩類が70-78Maの期間に活動しているとした。この年代値はフィツショントラック年代値よりも全体として1割程度古く, フィツショントラック年代は火山岩類の噴出・固結後の後生的事変 (熱水変質作用など) の時期を示している可能性を指摘した。

IV. 1. 2 本図幅地域における研究

小井土 (1974) は本図幅地域の北東部から東方の加子母村西部 (東隣の加子母図幅地域内) へかけての地域において, 濃飛団研 (1976) は本図幅地域の南東縁部を含む阿寺断層より南西側の地域において, それぞれ濃飛流紋岩の火山層序を明らかにしている。山田ほか (1976) はこれらの研究を含めて本図幅地域北東部 - 南東部の火山層序を阿寺断層周辺の地質構造図としてまとめている。これらの研究は, 濃飛岩体東部の阿寺山地 (山田ほか, 1971) 及び岩体西縁部の飛騨川流域 (Kawada, 1971; 山田ほか, 1971) それぞれにおいて確立された火山層序区分が本図幅地域の北東部 - 南東部付近まで基本的に当てはまることを明らかにしたものである (第3表)。

こうした火山層序区分がさらに西方あるいは北方へ連続し, 本図幅地域の中央部以西あるいは以北にまで広く当てはまることを明らかにしたのは, 濃飛流紋岩の火山層序をテーマとする岐阜大学におけるいくつかの卒業研究であった。本図幅地域においては, 佐藤 (1979) が馬瀬村南部の馬瀬川中流域にお

¹⁾ 溶結凝灰岩層は必ずしも火砕流堆積物の1クーリングユニットに相当するものではなく, 便宜的に岩相の特徴で区分された図示単位として用いる (山田・小林, 1988)。

²⁾ 以下, 濃飛団研と略称。

第3表 下呂図幅地域におけるこれまでの濃飛流紋岩の層序比較

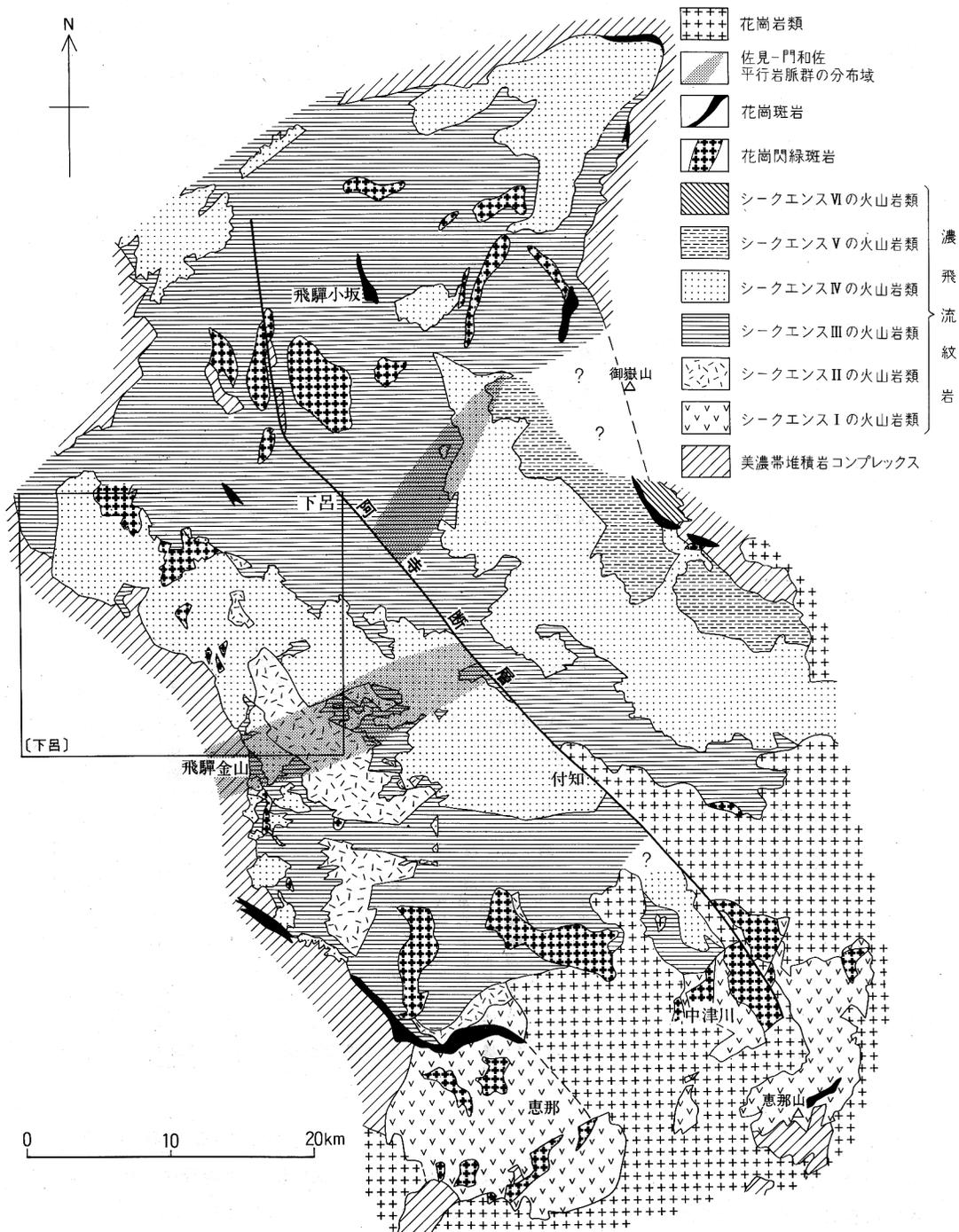
地域 火山文 シーク エンス	和良村中央部地域	馬瀬村南部地域	下呂町北西部地域	下呂町南部地域	下呂町南縁部～ 白川町北部地域	本 図 幅
	小 井 土(1989)	小井土・佐藤(1979)	小 井 土(1974)	山 田 ほか(1976)	濃 飛 団 研(1976)	脇 田・小井土(1994)
	花 崗 斑 岩	ア ダ メ ロ 斑 岩	ア ダ メ ロ 斑 岩	花 崗 斑 岩	ア ダ メ ロ 斑 岩	花 崗 斑 岩
						岩瀬花崗閃緑斑岩
IV	高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層	高樽溶結凝灰岩層
	和 良 層	阿 寺 層	阿 寺 層	阿 寺 層	阿 寺 層	阿 寺 層
	石 英 斑 岩					土京花崗閃緑斑岩
III	夕森山溶結凝灰岩層 (鹿倉層)	夕森山溶結凝灰岩層	夕森山溶結凝灰岩層	夕森山溶結凝灰岩層	夕森山溶結凝灰岩層	夕森山-金山 溶結凝灰岩層
		赤石溶結凝灰岩層	赤石溶結凝灰岩層	赤石溶結凝灰岩層		赤石溶結凝灰岩層
		東俣溶結凝灰岩層	東俣溶結凝灰岩層	東俣溶結凝灰岩層		東俣-船山 溶結凝灰岩層
		惣島溶結凝灰岩層				惣島溶結凝灰岩層
II		赤河溶結凝灰岩層			赤河溶結凝灰岩層	赤河溶結凝灰岩層
						久室溶結凝灰岩層
基 盤	美濃帯構成岩類	美濃帯中・古生層	-	-	-	美濃帯堆積岩 コンプレックス

いて、羽賀（1980）が^{かなやま}金山町北部 - ^{わら}和良村北東部の^{とうせんきょうかなやま}東仙峡金山湖（岩屋ダム）北西方地域において、藤岡（1981）が和良村中 - 北部地域において、松野（1984）が金山町北部 - 下呂町南東部の東仙峡金山湖南方地域において、古田（1984）が八幡町東部 - 和良村西部の吉田川流域において、それぞれ火山層序を明らかにしている。

これらの研究の一部は、その後の精査をもとに小井土・佐藤（1979）及び小井土（1989）により再検討された（第3表）。小井土・佐藤（1979）は、東仙峡金山湖付近においてシークエンス III（当時の活動ステージ II）に属する溶結凝灰岩層の厚層部と無堆積域の分布状況から同シークエンスにおける陥没壁の位置を推定し、同シークエンスに関してそれまでに明らかにされていた岩体南部地域（濃飛団研，1976）のほかに岩体中央部にもコールドロンが存在することを明らかにした。小井土（1989）は、和良村中央部地域において濃飛流紋岩と基盤の美濃帯構成岩類との境界を詳しく検討し、シークエンス IV（当時の活動ステージ III）に属する火山岩類が美濃帯構成岩類に高角度の不整合面で接し、両者の境界部には崖錐性の不淘汰角礫岩層が存在することなどを明らかにした。

IV. 2 概 説

本図幅地域には、Koido（1991）によるシークエンス II - IV に属する火山岩類。シークエンス III 及び IV の火山活動それぞれに伴われたと考えら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21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



第21図 濃飛岩体南半部における各シークエンスごとの分布概略図
 山田ほか(1976), 河田(1982), 山田ほか(1985a), 山田・小林(1988), 河田ほか(1988), 水谷・小井土(1992)
 をもとに作成, 枠内は下呂図幅地域.

第4表 濃飛流紋岩の標準層序と下呂図幅地域における層序区分

火山シークエンス	ステージ区分	濃飛岩体南部・中央部標準層序	下呂図幅地域
Koido(1991)	山田ほか(1971) 濃飛団研(1976)	Koido(1991)	本報告(脇田・小井土, 1994)
		花崗斑岩	花崗斑岩
VI	V	1748 m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	卒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	
			岩瀬花崗閃緑斑岩
IV	III	臈川溶結凝灰岩層 眞弓峠溶結凝灰岩層 高柳溶結凝灰岩層	高柳溶結凝灰岩層
		阿寺層	阿寺層
		花崗閃緑斑岩	土京花崗閃緑斑岩
III	II	夕森山溶結凝灰岩層 赤石溶結凝灰岩層 赤東保溶結凝灰岩層 切越峠/惣島溶結凝灰岩層	夕森山-金山溶結凝灰岩層 赤石溶結凝灰岩層 赤東保-船山溶結凝灰岩層 惣島溶結凝灰岩層
		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 阿那山溶結凝灰岩層 (角の沢溶結凝灰岩層) 黒井沢溶結凝灰岩層	
		戸沢層	
基盤		美濃帯構成岩類	美濃帯堆積岩コンプレックス

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分布し、いずれも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・中央部における標準層序を第4表に、本図幅地域に分布する濃飛流紋岩の各層序ユニットの岩相を要約して第5表にそれぞれ示す。

IV. 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主に分布し、1枚の碎屑

第5表 下呂図幅地域における濃飛流紋岩の岩相一覧表（土岩相のみ）

火山 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.%)	粒径(mm)	容 量 比	量	径(cm)	
IV	高 樽 溶 結 凝 灰 岩 層	800<	Rh	45-50	2±	Qz>Pl>Kf>>Hb, Bt	多	5±	極少
	阿 寺 層	300	結晶凝灰岩～凝灰質砂岩・凝灰質礫岩, 火山角礫岩, 火山礫凝灰岩, 細粒成層凝灰岩など						
III	夕 森 山 - 金 山 溶 結 凝 灰 岩 層	500<	Rd	40-50	4-5	Pl>Qz>Kf>>Hb, Bt, Px(?)	多	3-4	多
	赤 石 溶 結 凝 灰 岩 層	100	Rh	35-40	1-2	Qz≥Kf≥Pl>>Bt	少	2-3	少
	東 俣 - 船 山 溶 結 凝 灰 岩 層	1,000	Rd	45-50	3-5	Pl>Qz>Kf>>Hb, Bt, Px	多	10±	少
	惣 島 溶 結 凝 灰 岩 層	300<	Rh-Rd	45-50	4-6	Pl>Qz>Kf>>Bt, Hb	多	5-15	極少
II	赤 河 溶 結 凝 灰 岩 層	500<	Rh	40-45	3-5	Qz≥Kf>Pl>>Bt	多	3-5	多
	久 室 溶 結 凝 灰 岩 層	30<	Rd	43-44	3-4	Pl≥Qz≥Kf>>Bt, Hb	?	?	少

Rh: 流紋岩質, Rd: 流紋デイスサイト質, 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溶結凝灰岩層及び赤河溶結凝灰岩層の2枚の溶結凝灰岩層が分布するが、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は濃飛流紋岩のなかで厚さ及び広がりにおいて最大規模の火山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。本図幅地域には惣島溶結凝灰岩層、東俣-船山溶結凝灰岩層、赤石溶結凝灰岩層及び夕森山-金山溶結凝灰岩層の4枚の溶結凝灰岩層が分布する。

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じように濃飛岩体の南縁部を除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。本図幅地域には阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層の2層が分布し、後者は本図幅地域内において最も広く分布する。また、それらの一部を供給したであろうと考えられる火道角礫岩が限られた地域に小規模な岩脈状の岩体として分布する。

IV. 2. 2 花崗斑岩類

濃飛流紋岩に伴われる花崗閃緑斑岩は、これまで主にシークエンスI及びIIIの火山活動に伴って形成されたコールドロンの中央部付近あるいは縁部付近に分布する岩株状の岩体として認識されてきた(Koido, 1991)。水谷・小井土(1992)は、こうした岩株状岩体とは岩相が異なり、規模も小さい花崗閃緑斑岩体が存在することを明らかにし、濃飛流紋岩に伴われる花崗閃緑斑岩にも貫入時期や産状の異なるいくつかの岩体が存在することを指摘した。本図幅地域内では、シークエンスIVに属する火山岩類

に覆われる土京花崗閃緑斑岩とシークエンスIVに属する火山岩類を貫く岩瀬花崗閃緑斑岩の2種類が分布し、いずれも岩株状の花崗閃緑斑岩体とは岩相が異なる。

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。濃飛岩体中央部を最大幅約5km、全長約60kmにわたりNE-SW方向に横断する佐見 - 門和佐平行岩脈群(濃飛団研, 1976)はその代表的なものであり(水谷・小井土, 1992)、本図幅地域の南東縁部を通る。そのほかに、美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近及び濃飛岩体内部のいくつかの地域において岩脈群がみられる。これらの多くはシークエンスIVに属する火山岩類を貫き、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)、その活動時期は濃飛流紋岩の主要な活動以後と考えるとさしつかえない。

IV. 3 シークエンスIIの火山岩類

本図幅地域に分布するシークエンス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にわけられる。これらのうち、久室溶結凝灰岩層の分布域は限られる。

IV. 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(南隣の金山図幅地域内)。

分布: 模式地周辺と本図幅地域南東縁部の下呂町野多押付近だけの限られた地域において、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300m。

年代: 模式地付近に分布する本層中のジルコンのフィッシュトラック年代は 72.4 ± 3.8 Maを示す(小井土・檀原, 1986; 第6表)。

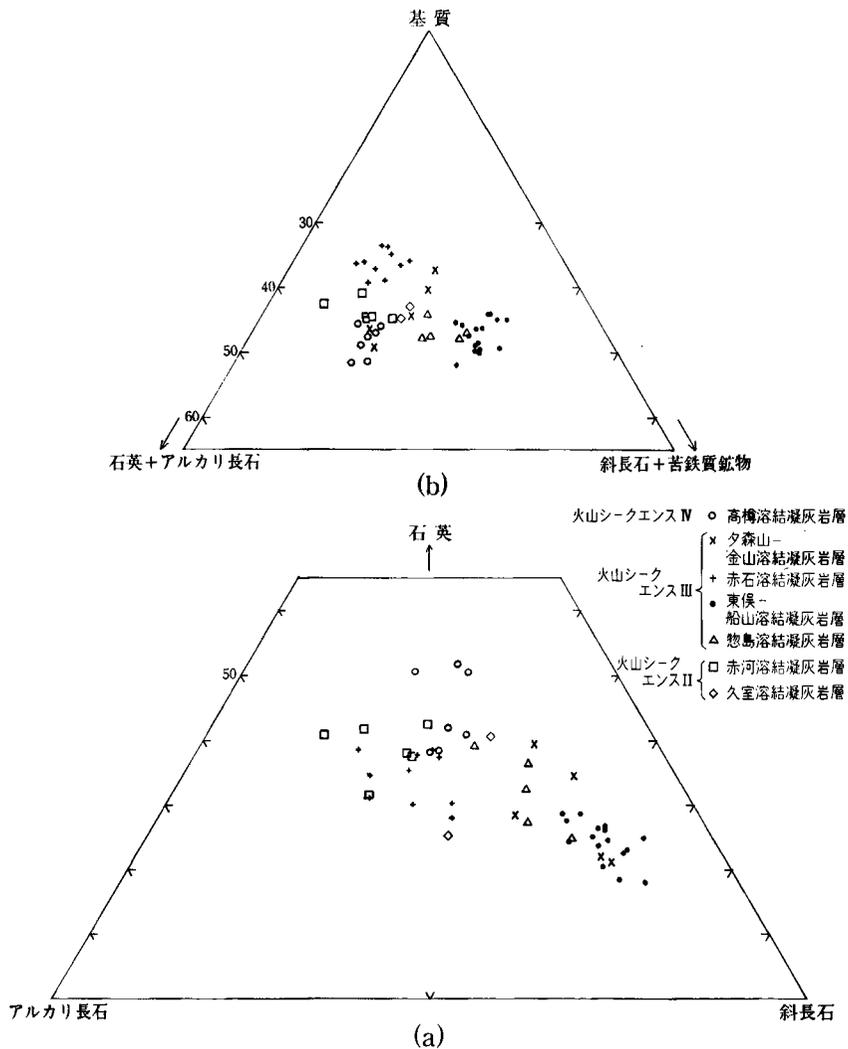
岩相: 後述の赤河溶結凝灰岩層に比べ、斜長石結晶片が多く、アルカリ長石結晶片が少ないこと、苦鉄質鉱物として黒雲母のほかに角閃石も含むこと、石質岩片が少ないことなどで赤河溶結凝灰岩層と区別される。分布域が限られているため赤河溶結凝灰岩層と区別される岩相のほかは詳しいことはわからない。模式地付近では、全結晶容量が43-44%、結晶破片の容量比(容量³⁾)が、斜長石(約16%) \geq 石英(10-17%) \geq アルカリ長石(9-14%) \gg 苦鉄質鉱物(2.5-3%)の関係にあり(水谷・小井土, 1992)、流紋デイサイト質の組成をもつ(第22図)。

IV. 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。砕屑岩層を伴うが、溶結凝灰岩を主体とすることから、濃飛流紋岩における他の層序ユニットと名称の統一をはかるため濃飛団研(1976)が改称。

模式地: 白川町赤河付近(金山図幅地域内)。

³⁾ 全岩に対する容量。以下同じ。



第22図 濃飛流紋岩のモード組成 久室溶結凝灰岩層については水谷・小井土(1992)による。(a) 石英-アルカリ長石-斜長石図 (b) 石英-(石英+アルカリ長石)-(斜長石+苦鉄質鉱物)図

分布: 模式地から北方へ本図幅地域南東縁部の高天良山たかであらやま(標高908.0m)周辺地域にかけてほぼNS方向に分布し、本図幅地域内においてはさらに北西方の飛驒川流域へ向けてNW-SE方向に幅広く分布し、その北北西延長上にあたる東仙峡金山湖の東岸及び北岸地域にも分布する。

基盤との関係: 本図幅地域内では不明であるが、模式地周辺では薄い砕屑岩層をはさんで美濃帯堆積岩コンプレックスを不整合に覆う(水谷・小井土, 1992)。

久室溶結凝灰岩層との関係: 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: 本図幅地域内では500 m以上であるが、模式地周辺地域では150-200 mと薄くなる。

年代: 金山図幅地域に分布する本層中のジルコンのフィッシュトラック年代は、 $76.3 \pm 4.0\text{Ma}$ (小井

第6表 下呂図幅地域に分布する濃飛流紋岩の各層相当層で得られている放射年代

火山シークエンス	層序区分	岩石	フィッシュトラック年代 (Ma) (ジルコン)	K-Ar年代 (Ma) (アルカリ長石)	出典
IV	高嶺溶結凝灰岩層	流紋岩質溶結凝灰岩	64.5 ± 2.5	-	山田ほか(1985a)
	阿寺層	流紋岩質溶結凝灰岩	67.3 ± 3.5	-	山田ほか(1992)
			-	71.5 ± 3.6	水谷・小井土(1992)
III	東俣-船山溶結凝灰岩層	流紋デイサイト質溶結凝灰岩	-	61.6 ± 2.0*	柴田・内海(1992)
			67.0 ± 1.5	-	原山・鈴木(1984)
			69.6 ± 3.0	-	山田ほか(1985a)
II	赤河溶結凝灰岩層	流紋岩質溶結凝灰岩	76.3 ± 4.0	-	小井土・檀原(1986)
			76.5 ± 1.5	-	原山・鈴木(1984)
	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)

* 弱い熱変成作用を受けた岩石の値

土・檀原, 1986) 及び 76.5 ± 1.5 Ma (原山・鈴木, 1984) である (第6表)。

岩相: 一般に淡緑灰色を呈し, 全体に径3-5 mmの粗粒な結晶破片を多く含み, とりわけ径3-4 mmの粗粒な石英結晶片を多く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40-45%の範囲で, 結晶破片の容量比 (容量) は, 石英 (14-18%) \geq アルカリ長石 (12-18%) $>$ 斜長石 (7-13%) \gg 苦鉄質鉱物 (1-1.5%) の関係にある (第22図)。苦鉄質鉱物として黒雲母と不透明鉱物を含み, その量が少ないこと, 角閃石を含まないことを特徴とする。本質岩片は長径3-5 cmのものを多く含み, その中に径5 mm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斑晶を多く含む。異質岩片として径1-2 cmの美濃帯堆積岩コンプレックスに由来するチャート, 砂岩, 泥岩を含み, それらが相対的に多い岩相と少ない岩相が認められる。本図幅地域ではこれらの区分が全域にわたり明確にできないため, 地質図では区分せず一括して表現した。なお, 模式地周辺では凝灰質の碎屑岩層や角礫岩層を伴うが (水谷・小井土, 1992), 本図幅地域内ではそれらはみられない。

IV. 4 シークエンスIIIの火山岩類

本図幅地域に分布するシークエンスIIIに属する火山岩類は, 下位より, 惣島溶結凝灰岩層, 東俣-船山溶結凝灰岩層, 赤石溶結凝灰岩層及び夕森山-金山溶結凝灰岩層の4層に区分される。これらのうち, 東俣-船山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。

IV. 4. 1 惣島溶結凝灰岩層 (III₁)

命名: 小井土・佐藤 (1979)。

模式地: 馬瀬村惣島付近。

分布: 模式地周辺からその北方の日和田峠付近 (北隣の萩原図幅地域内) までの馬瀬川流域だけに分

布し、馬瀬村西村の南側を通る柿坂断層より南には分布しない(山田・河田, 1976).

下位層との関係：不明.

厚さ：300 m以上.

岩相：一般に淡緑灰色を呈し、粗粒の斜長石、石英、アルカリ長石の結晶破片(径4-6 mm大)を多量に含む流紋岩質-流紋デイサイト質の溶結凝灰岩からなる。全結晶容量はおおよそ45-50%で、結晶破片の容量比(容量)は、斜長石(16-26%)>石英(11-17%)>アルカリ長石>(8-11%)>苦鉄質鉱物(2-4%)の関係にある(第22図)。苦鉄質鉱物は黒雲母、角閃石、不透明鉱物である。一般に、大型(径数-10数cm大)の本質岩片を多量に含み、その中に大型の石英とアルカリ長石の斑晶(径5-6 mm大)を多く含む。石質岩片をほとんど含まない。

IV. 4. 2 東俣-船山溶結凝灰岩層(Ⅲ₂)

命名：山田ほか(1971)の東俣溶結凝灰岩層と河田(1982)の船山溶結凝灰岩層とをあわせて、1つの連続したユニットとして山田・小林(1988)が再定義。

模式地：東俣溶結凝灰岩層は付知町付知川支流東俣谷流域(加子母図幅地域内)を、船山溶結凝灰岩層は久々野町船山(標高1,479.5m)付近(北方の三日町図幅地域内)をそれぞれ模式地とする。

分布：濃飛岩体の南縁部及び北縁部を除くほとんど全域にわたり分布し、濃飛流紋岩において最も厚く、分布面積の広いユニットである。岩体北部地域における本層相当層はソーツイ谷溶結凝灰岩層と呼ばれている(濃飛団研, 1979)。本図幅地域では北東部の広い範囲にわたり分布する。

赤河溶結凝灰岩層との関係：本層は東仙峡金山湖の北岸地域においておおよそNW-SE方向の直線的な境界をもって赤河溶結凝灰岩層と接する。両層の接触面は直接観察されないが、境界付近では両層とも強く破砕された形跡はまったく示さず、両層が断層で境されている可能性は少ない。境界付近において本層が急傾斜構造を示す証拠を得られないことから、赤河溶結凝灰岩層がつくる高角度の不整合面に本層が緩傾斜構造でアバットしていると判断される。

惣島溶結凝灰岩層との関係：本層は本図幅地域北縁部の馬瀬川流域において惣島溶結凝灰岩層を覆う。両層の境界付近では、本層がアルカリ長石や石英の結晶破片を相対的に多く含み、珪長質になり、漸移的に惣島溶結凝灰岩層へ変っていく(小井土・佐藤, 1979)。こうした関係は濃飛岩体の南部地域においてもみられ、本層が下位の切越峠溶結凝灰岩層(第4表参照)に対して漸移的に変っていく(濃飛団研, 1976)。

厚さ：おおよそ1,000 m前後と推定され、付知川流域(山田ほか, 1971)及び北西隣の御嶽山図幅地域(山田・小林, 1988)に分布する本層も同様の厚さである。ただし、本地域においては断層による繰り返しも考えられ、これより薄くなる可能性もある。

年代：ジルコンのフィッシュトラック年代として、船山溶結凝灰岩層で 69.6 ± 3.0 Ma(山田ほか, 1985a)、ソーツイ谷溶結凝灰岩層で 67.0 ± 1.5 Ma(原山・鈴木, 1984)の値が得られている(第6表)。サニディンのK-Ar年代として 61.6 ± 2.0 Maの値が得られているが、これは熱変成作用を受けた試料である(柴田・内海, 1992)。

岩相：一般に暗青緑灰色ないし暗灰色を呈し、斜長石と石英の粗粒な結晶破片(径3-5 mm大)と苦

鉄質鉱物を多く含む流紋デイサイト質の溶結凝灰岩からなる。全結晶容量はおおよそ45-50%で、結晶破片の容量比(容量)は、斜長石(22-30%) > 石英(7-14%) > アルカリ長石(4-9%) > 苦鉄質鉱物(3-5.5%)である(第22図)。黒雲母、角閃石、輝石、不透明鉱物を比較的多く含み、濃飛流紋岩の溶結凝灰岩層のなかで最も色指数が高い。長径10cmを超える大型の本質岩片を多量に含み、その中に径1cm大の大型斜長石斑晶を多量に含み、少量ではあるが径1-1.5cm大の大型アルカリ長石斑晶を伴うことを特徴とする。異質岩片として径1-2cm大の美濃帯堆積岩コンプレックスに由来するチャート、砂岩、泥岩を含むが、全体に少ない。

本層は本図幅地域北東縁部の飛驒川以東の地域と北東部の馬瀬川流域の一部において熱変成作用を受けている。熱変成作用を受けた部分は肉眼的にはわずかに赤味を帯び、著しく堅硬になる。鏡下では、基質にきわめて細粒の黒雲母を形成し、脱ガラス化作用によって生じた珪長質鉱物も相対的に粗くなる。こうした熱変成作用を受けた部分や断層付近の破碎された部分あるいは下位の惣島溶結凝灰岩層との境界付近を除くと、本層は全域にわたり緻密・堅硬なほぼ様な岩相を示す。ただし、本図幅地域のすぐ東側にあたる下呂町大林付近(加子母図幅地域内)では、本層中に凝灰質砂岩層及び細粒ガラス質凝灰岩層が約3mの厚さで挟まれている(小井土, 1974)。

IV. 4. 3 赤石溶結凝灰岩層(III)

命名: 山田ほか(1971)。

様式地: 加子母村赤石付近(加子母図幅地域内)。

分布: 阿寺断層の北東側では、模式地付近を中心に阿寺山地の南西斜面に沿ってNW-SE方向に約30kmにわたり帯状に分布する。阿寺断層の南西側では、下呂町南東部地域(加子母図幅地域内)から本図幅地域の東仙峡金山湖周辺地域にかけて帯状に分布し、本図幅地域南東縁部にもわずかに分布する。

下位層との関係: 一般に東俣-船山溶結凝灰岩層を整合的に覆い、境界部に碎屑岩層や非溶結相を伴うことはない。本図幅地域においても、東部-北東部の飛驒川流域から八尾山(標高1,100.6m)へかけての地域及び北部の東仙峡金山湖北岸地域において東俣-船山溶結凝灰岩層を覆い、境界部付近で岩相が急変する。東仙峡金山湖の岩屋ダム堤東方地域及び南東縁部の下呂町門和佐川流域では、本層が東俣-船山溶結凝灰岩層を欠いて赤河溶結凝灰岩層を直接覆う。

厚さ: 模式地付近において約350mで最も厚く、それより北西方の下呂町東部地域(加子母図幅地域内)では150-200mとなる(小井土, 1974)。本図幅地域では、東仙峡金山湖より東側の地域においては50-100mであるが、それより西-北側の地域では薄化して0mとなる。南東縁部においても、20m以下から西方へ向かって薄化して0mとなる。

岩相: 一般に緑灰色-淡緑灰色を呈し、新鮮な部分では黒色-暗灰色を呈する流紋岩質の溶結凝灰岩からなる。全結晶容量はおおよそ35-40%の範囲で、結晶破片の容量比(容量)は、石英(10-14%) ≧ アルカリ長石(10-14%) ≧ 斜長石(8-13%) ≧ 苦鉄質鉱物(1-2.5%)の関係にある(第22図)。苦鉄質鉱物は黒雲母と不透明鉱物である。他の溶結凝灰岩層にくらべ全結晶容量が少なく、結晶破片が細粒であること(径1-2mm大)を特徴とする。本質岩片は少なく、かつ小型(径2-3cm大)であり、その中に小型のアルカリ長石斑晶(径2mm前後)を多量に含むことで他の溶結凝灰岩層の本質岩片と容易に区

別される。異質岩片は全体に少なく、径1 cm以下の小型であり、美濃帯堆積岩コンプレックスに由来するチャート・砂岩・泥岩の岩片である。

IV. 4. 4 夕森山 - 金山溶結凝灰岩層 (Ⅲ₄)

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あわせ、1つの連続したユニットとして水谷・小井土 (1992) が再定義。

模式地: 夕森山溶結凝灰岩層は加子母村付知川上流部 - 夕森山 (標高1,596.9 m) 地域 (加子母図幅地域内)、金山溶結凝灰岩は白川町佐見川下流域 (金山図幅地域内) をそれぞれ模式地とする。

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 (御嶽山図幅地域内) まで、西方へは阿寺断層を越えて本図幅地域北西縁部の岩体最西縁部まで、東西約50 km、南北約30 kmの広い範囲に分布する。本図幅地域内では北部の土京川上流域、北西縁部の吉田川西岸地域、東部 - 北東部の飛驒川流域 - 八尾山周辺地域に比較的まとまって分布するほか、南部の飛驒川流域などに分散して分布する。

基盤との関係: 本層は金山図幅地域内の広い範囲で美濃帯堆積岩コンプレックスと比較的高角度の不整合面で接し、境界付近に主に美濃帯堆積岩コンプレックス構成岩類の角礫からなる不淘汰角礫岩層がみられる (水谷・小井土, 1992)。これとまったく同様の関係は金山図幅地域に隣接する本図幅地域南縁部の金山町中津原 - 野首の飛驒川流域において認められ、きわめて狭い範囲にチャートの角礫だけからなる不淘汰角礫岩層もみられる。

中央部の和良村宮代東方地域では、一部は美濃帯堆積岩コンプレックスと断層で接するが、本層が美濃帯堆積岩コンプレックスのチャートがつくる斜面を覆うように分布し、両者の境界部にチャートの角礫だけからなる厚さ数10 mほどの不淘汰角礫岩層が2地域にわたり確認される。

北西縁部の吉田川西岸地域においても、南縁部の飛驒川流域における場合と同様に、基本的には両者が高角度の不整合面で接していると推定される。ただし、この不整合面より基盤側にはみだした地形的高所には、厚さ数mほどの細粒凝灰岩層が基盤をほぼ水平に覆って分布し、その上に本層の溶結凝灰岩が載る。また、この地域では本層分布域内のきわめて狭い範囲に基盤が露出しており、本層は基盤を直接覆って分布していると判断される。

赤河溶結凝灰岩層との関係: 金山図幅地域内では、東俣 - 船山溶結凝灰岩層及び赤石溶結凝灰岩層が欠いて、本層が広範囲にわたり赤河溶結凝灰岩層を直接覆う (水谷・小井土, 1992)。同様の関係は、本図幅地域の南東縁部の門和佐川流域においてみられる。

南東部にあたるJR高山線焼石駅付近及び下原ダム下流側の飛驒川河床では、本層がわずかに露頭を欠いて赤河溶結凝灰岩層と近接して分布する。ここでは両層の直接の関係はみえないが、両層に破碎された形跡がみられないこと、両地点に挟まれた赤河溶結凝灰岩層分布域内に本層の上位層である阿寺層が赤河溶結凝灰岩層を直接覆っていることなどから、おそらく本層と赤河溶結凝灰岩層は高角度の不整合面で接していると考えられる。

東俣 - 船山溶結凝灰岩層との関係: 北部の弓掛川西岸地域では下位層の赤石溶結凝灰岩層が薄化してなくなり、その下位層である東俣 - 船山溶結凝灰岩層を本層が直接覆う。ただし、本層と東俣 - 船山溶結

凝灰岩層の岩相及び岩質は類似しているため、赤石溶結凝灰岩層を欠いて両層が接すると野外における区別が難しくなる場合が多い。本図幅地域においても明確な境界を引くことができず、おおよその境界として表わしてある。

赤石溶結凝灰岩層との関係：一般に、本層は赤石溶結凝灰岩層を整合的に覆う（山田ほか，1971；小井土，1974）。本図幅地域においても、北東部の八尾山周辺地域－飛騨川流域において赤石溶結凝灰岩層を整合的に覆い、本層基底部付近に非溶結相や碎屑岩層は認められない。

厚さ：阿寺山地では、模式地付近での200 mから北方へ向かって約500 mと厚くなり、分布域北限の小坂町南部地域で急減する（山田・小林，1988）。本図幅地域内では、南東縁部で100 m前後、北東部で約300 mであり、北部及び北西縁部では厚くなり500 m以上と推定される。

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、美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近には角礫岩層や細粒凝灰岩層などを伴う。

（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。粗粒の石英結晶片（径4-5 mm大）が散在し、径0.5 mm以下の細かい結晶破片を多く含む。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、斜長石（18-28%）>石英（9-14%）>アルカリ長石（6-10%）>苦鉄質鉱物（2.5-4.5%）の関係にある（第22図）。一般に径3-4 cm大の本質岩片が多く含まれ、その中に径2-3 mm大の斜長石斑晶を多く含む。美濃帯堆積岩コンプレックスに由来する異質岩片が普遍的に含まれるが、濃飛流紋岩に由来する類質岩片が含まれる場合もある。

（角礫岩層）

南縁部の金山町中津原では、おそらく本層中の挟有層として美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界部のきわめて限られた範囲に、中央部の和良村宮代東方地域では美濃帯堆積岩コンプレックスとの間に数10 mほどの厚さでそれぞれ分布する。角礫の大部分は近傍に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスと同じチャートで構成され、そのほかに火砕岩類の角礫がわずかに含まれる。角礫の大きさは径3-5 cm大のものが多く、径20-30 cm大のものから径1 cm以下のものまでいろいろ含まれ、淘汰がきわめて悪い。基質部は少なく、チャートの細礫だけからなる。

（細粒凝灰岩層）

北西縁部の吉田川西岸地域において、基盤との境界付近の地形的高所に薄く分布する。主に結晶破片をほとんど含まない細粒ガラス質凝灰岩からなり、一部で明瞭な層理を示す場合もみられる。この凝灰岩層はその産状から本層内部の層準にあたる挟有層と考えてよいが、他の地域ではこれに相当するものは確認されていない。

IV. 5 シークエンスIVの火山岩類

本図幅地域に分布するシークエンスIVに属する火山岩類は、下位から、阿寺層と高樽溶結凝灰岩層に分けられ、後者は本図幅地域内に分布する溶結凝灰岩層のなかで最も広く分布する。これらのほかに、

おそらく阿寺層の一部を供給したであろうと考えられる火道角疎岩が、美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近に岩脈状の岩体として分布する。

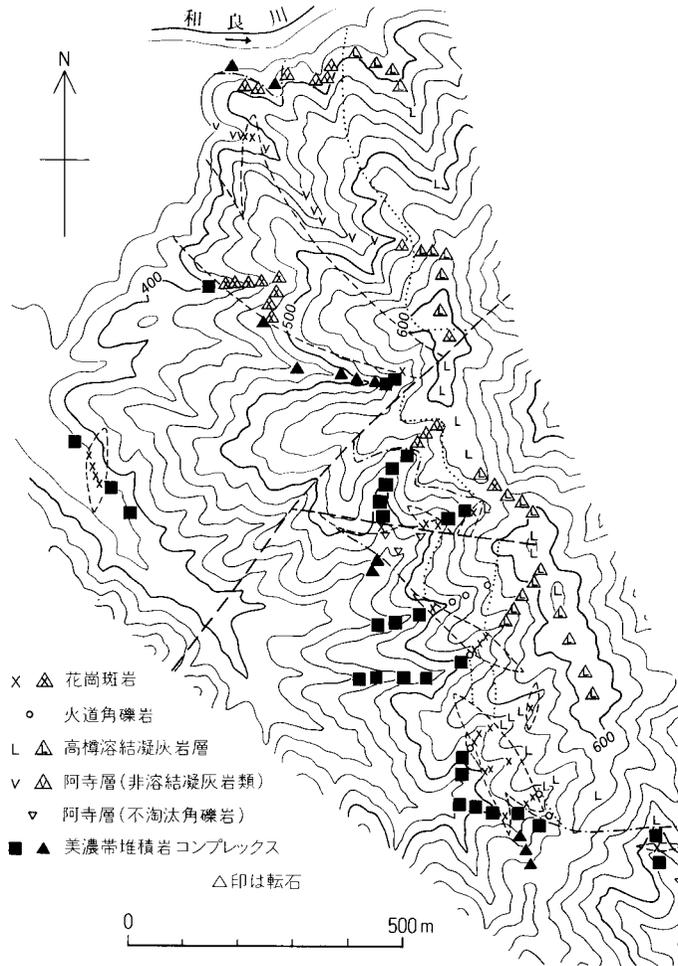
IV. 5. 1 阿寺層 (IV_i)

命名：片田・磯見 (1958) が濃飛岩体東縁郡- 東部の阿寺山地一帯に分布する濃飛流紋岩中の碎屑岩層を一括して呼んだ地層であるが、山田ほか (1971) が夕森山溶結凝灰岩層 (本図幅の夕森山- 金山溶結凝灰岩層に相当) と高樽溶結凝灰岩層に挟まれる層準のものに限定して再定義した地層である。一方、水谷・小井土 (1992) は、河田 (1967) や山田ほか (1971) による白川流紋岩類、山田ほか (1971) による足谷層、室山層、宇津尾層及び白川口層など、これまで濃飛岩体西縁部の飛驒川流域においていろいろな層準に位置づけられていた地層がすべて夕森山- 金山溶結凝灰岩層と高樽溶結凝灰岩層に挟まれた同一層準の地層であることを明らかにし、それに飛驒川層と命名した。また、小井土 (1989) は本図幅地域北西部において高樽溶結凝灰岩層の下位層を和良層と命名している (第3表参照)。これらの地層はいずれもシークエンスIVの最下位ユニットであり、それらをすべて阿寺層として再定義する。ただし、本図幅地域内では、高樽溶結凝灰岩層に覆われている碎屑岩層がとりわけ薄く分布する場合には、必ずしもシークエンスIVの最下位ユニットを表わさない。これは、高樽溶結凝灰岩層中にも薄い碎屑岩層が挟まれており (後述)、それらが堆積した場所によっては見かけ上の最下位層を形成する可能性を持つからである。これを解決するためには高樽溶結凝灰岩層を1クーリングユニットの単位で解析する必要があるが、現段階では不可能である。そのため、ここでは高樽溶結凝灰岩層に覆われる碎屑岩層をすべて阿寺層として扱う。

模式地：長野県木曾郡大桑村阿寺川右岸山腹 (東方の上松図幅地域内)。なお、飛驒川層の模式地は白川町田代山 (標高665.7m) 周辺地域及び同町新津北方地域 (いずれも金山図幅地域内) である。

分布：阿寺断層より北東側では阿寺山地南西斜面一帯から北方へ向かって朝日村青屋付近 (北東方の高山図幅地域内) まで、阿寺断層の南西側では付知町南西部地域 (付知図幅地域内) から北西方へ向かって本図幅地域の北西部へかけて、それぞれとぎれながらも帯状に分布する。また、濃飛岩体西縁部の飛驒川流域では美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近に比較的まとまって分布する。全体の広がりには東西40 km以上、南北50 km以上に達する。本図幅地域では、南東部で比較的広く分布するほかは各所に点在して分布する。

基盤との関係：本図幅地域の中央部にあたる和良岳 (標高715.6m) 南方地域において、小井土 (1989) により本層と美濃帯堆積岩コンプレックスとの関係が検討されている (第23図)。ここでは、境界部に花崗斑岩の岩脈が貫入していることが多いこと、転石による資料から境界の位置が決められている場合が多いことなどから、明確に両者の関係を明らかにすることはできないが、本層の一部にチャートの角礫だけからなる崖錐性の不淘汰角礫岩層 (第24図) が含まれることから、本層が美濃帯堆積岩コンプレックスに対して比較的高角度の不整合面で接していると判断される。そのほかの地域では両者の関係を直接観察できる露頭は見い出されていないが、両者の分布状況あるいは境界付近において本層が急傾斜構造をとらないことなどから、基本的には美濃帯堆積岩コンプレックスがつくる高角度の不整合面に本層がアバットしていると考えられる。

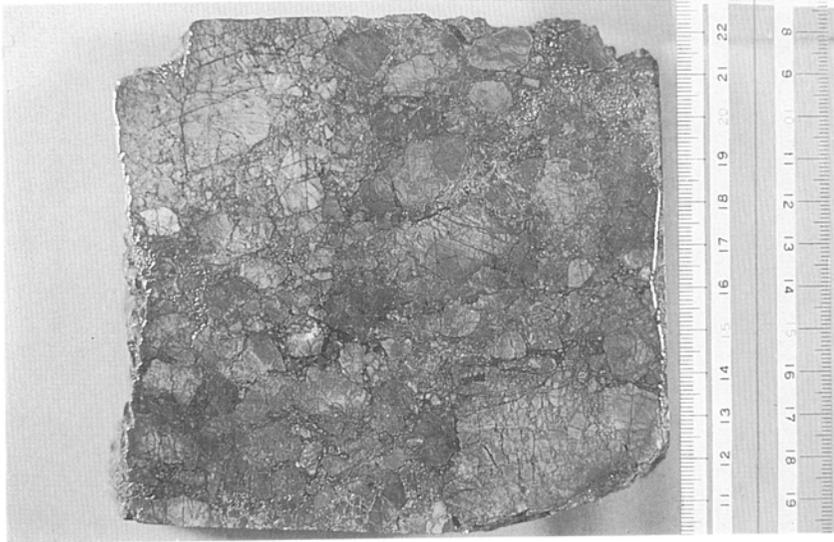


第23図 和良村和良岳南方地域における濃飛流紋岩と美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近のルートマップ (小井土, 1989).

南縁部の飛驒川流域では、本層が夕森山-金山溶結凝灰岩層と美濃帯堆積岩コンプレックスの両者を同時に覆うように分布しており、すぐ南側の金山図幅地域における状況(水谷・小井土, 1992)と同様の関係がみられる。

赤河溶結凝灰岩層との関係：本層は南東部の飛驒川流域一帯及び中央部の東仙峡金山湖東岸地域において赤河溶結凝灰岩層と直線的な境界で接するか、同層を直接覆う。前者の場合には、本層が比較的緩傾斜構造であることから、断層で接する場合を除いて、赤河溶結凝灰岩層がつくる比較的高角度の不整合面に本層がアバットしていると考えられる。後者の場合には、いずれも本層の細粒成層凝灰岩層あるいは火山礫凝灰岩層が薄く覆っているが、前述のように本層相当層であるとする保証はない。

夕森山-金山溶結凝灰岩層との関係：一般に、本層は夕森山-金山溶結凝灰岩層を見かけ上整合的に覆



第24図 阿寺層中の角礫岩の切断面（郡上郡和良村和良山岳南方）。すべてチャートの角礫だけからなり、基質もチャートの細片からなる。

うように分布している地域が多いが濃飛岩体西縁部の飛驒川流域では、本層が美濃帯堆積岩コンプレックスと夕森山-金山溶結凝灰岩層を同時に覆い、後者を貫く花崗閃緑斑岩体（下油井花崗閃緑斑岩）も不整合に覆うことから、本層と夕森山-金山溶結凝灰岩層との間には削剝間隙を伴う（水谷・小井土，1992）。本図幅地域においても夕森山-金山溶結凝灰岩層を覆う場合がほとんどであるが、東仙峡金山湖西岸地域などで土京花崗閃緑斑岩を覆い、その礫が本層中に入る。また、西部の和良村鹿倉南方地域では、本層が夕森山-金山溶結凝灰岩層に緩傾斜構造でアバットしている（小井土，1989）。

厚さ：南縁部の飛驒川流域において250-300 mほどの厚さをもつほかは、おおよそ100 m以下の厚さである。また中央部の土京川流域から北西部の鹿倉川上流域にかけての地域では、本層が薄化して0 mとなる。

年代：飛驒川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 ± 3.6 Ma（水谷・小井土，1992）であり、ジルコンのフィッシュントラック年代は 67.3 ± 3.5 Ma（山田ほか，1992）である（第6表）。

岩相：本層は、結晶凝灰岩ないし凝灰質砂岩、凝灰質礫岩、火山角礫岩、火山礫凝灰岩、細粒成層凝灰岩など、火砕岩を主体とするさまざまな種類の岩石からなり、これらが走向、上下方向に著しく岩相変化する。分布域による岩石種の差異はあまりみられないが、美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近に比較的粗粒の碎屑岩類が多く分布する傾向にある。

結晶凝灰岩ないし凝灰質砂岩は本図幅地域内の各所でみられ、比較町下部層準に多くみられる傾向がある。野外では下位層の夕森山-金山溶結凝灰岩層と区別がつかない岩相を示す場合もあり、含まれる結晶の粒度が不均質であったり、レンズ状に凝灰質泥岩が挟まれたりすることで碎屑岩層として認識できることが多い。



第 25 図 阿寺層中の亜門礫岩（郡上郡和良村鹿倉川上流モンガ洞）、濃飛流紋岩の溶結凝灰岩（おそらく夕森山・金山溶結凝灰岩洞）だけからなる。



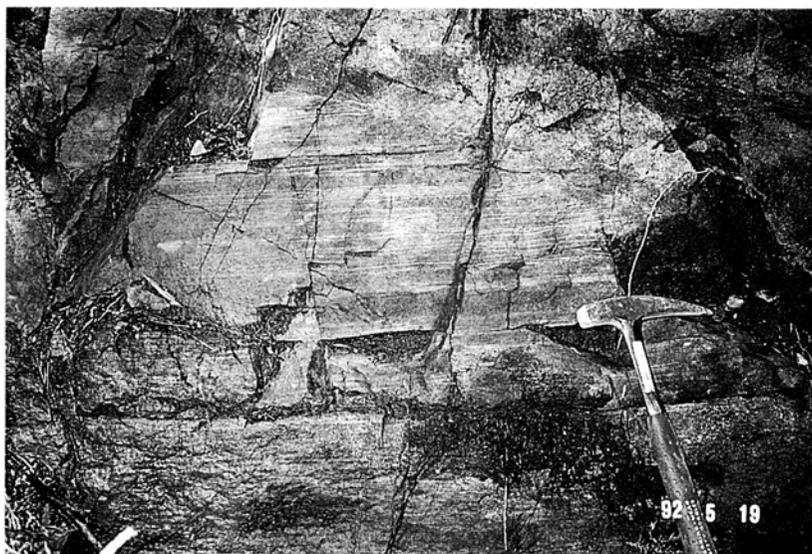
第 26 図 阿寺層中の亜角礫 亜門礫岩（郡上郡和良村鹿倉川上流モンガ洞）、石灰岩の礫だけが溶けてしまい、多くの空洞をつくる。

凝灰質礫岩は美濃帯堆積岩コンプレックスに由来するチャート、砂岩、泥岩及び濃飛流紋岩の溶結凝灰岩（赤河溶結凝灰岩層やタ森山-金山溶結凝灰岩層）の亜角礫-亜円礫からなり、基質はそれらの細片を含む結晶凝灰岩ないし結晶ガラス質凝灰岩層からなる。礫径は数-数10 cmのものが多く、一般に溶結凝灰岩の礫が大きく、淘汰が悪い。チャート・砂岩・泥岩には亜角礫が、溶結凝灰岩には亜円礫がそれぞれ多いが、溶結凝灰岩の亜円礫だけからなるもの（第25図）や比較的近傍に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスの構成岩石を反映した石灰岩の亜角礫を多量に含むもの（第26図）などもみられる。また、土京花崗閃緑斑岩の分布域周辺では、同岩の礫が径10 cmほどの亜円礫として含まれることがある。火山角礫岩は、これらの礫が主に角礫-亜角礫からなるもので、野外では凝灰質礫岩と区別することが困難な場合が多く、両者が漸移することもしばしばある。火山角礫岩中の角礫が小さくなり、基質部が多くなると、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ばかりでなく結晶凝灰岩などにもしばしば伴われる。これらとは別に、美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界付近には角礫岩がしばしばみられる。角礫はチャートだけからなるものも多く、わずかに火砕岩類の礫が伴われる。礫径は数-20 cmで、1 mを超えるものも含まれることもあり、きわめて淘汰が悪い。基質はほとんどなく、チャートの細片からなり、ほぼ単一礫種からなる不淘汰角礫岩である。

細粒成層凝灰岩は、結晶凝灰岩ないし凝灰質砂岩に伴われることが多く、本層が高樽溶結凝灰岩層の下位層として薄く分布する場合にも多くみられる。結晶片をほとんど含まないガラス質凝灰岩からなり、明瞭な層理を示すことが多い（第27図）。

IV. 5. 2 火道角礫岩 (IV v)

分布・規模：本図幅地域中央部の濃飛岩体と美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界部に小規模に分布



第27図 阿寺層中の細粒成層凝灰岩層（益田郡下呂町飛騨谷下峠谷）。緩傾斜構造(N45°E, 30°NW)を示し、すぐ上、下位には結晶凝灰岩が伴われる。



第 29 図 火道角礫岩 (益田郡金山町中原北西方, 和良川河床). 溶結凝灰岩の礫中に基質の凝灰岩が入り込み, 礫を分割している.



第 29 図 火道角礫岩 (益田郡金山町中原北西方, 和良川河床). 溶結凝灰岩の礫中に基質の凝灰岩が入り込み, 礫を分割している.

する。和良岳南方地域では、最大幅約 100 m、長さ約 300 m ほどの規模でおおよそ NS 方向に見かけ上岩脈状に分布する（第 23 図参照）。金山町中原の北西約 2 km の和良川河床では、幅約 30m ほどの規模でほぼ NW-SE 方向にのびる岩脈状の岩体として分布する。

地質関係：美濃帯堆積岩コンプレックスを貫き、花崗斑岩に貫かれる。見かけ上は岩脈状に阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層を貫くように分布しているが、露出範囲が狭いこともあり、両層との直接の関係は明らかでない。

岩相・産状：結晶ガラス質凝灰岩を基質とし、その中に径 1 cm 以下の細片から径 30 cm を超える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 28、29 図）。和良岳南方地域では礫をほとんど含まない周縁相を数 cm ほど伴って、美濃帯堆積岩コンプレックスを貫く。礫種は美濃帯堆積岩コンプレックス及び濃飛流紋岩の溶結凝灰岩に由来する岩石からなり、和良岳南方地域では前者が、和良川河床では後者が相対的に多い。美濃帯堆積岩コンプレックスに由来する礫にくらべ濃飛流紋岩に由来する礫のほうが相対的に大きく、丸みをもったものが多い。こうした岩相は阿寺層を構成する同種の岩石と類似しているが、濃飛流紋岩に由来する礫には基質部が細脈状に入りこみ、礫を分割させる状態を示すもの（第 29 図）やみかけ上レンズ状に引きのばされたような形をなすもの（第 30 図）が含まれ、金山町田島の七宗ダム下流側の飛驒川河床（金山図幅地域内）を模式地とする^{たじま}田島火道角礫岩（水谷・小井土，1992）にきわめて類似した岩相を示す。

対比：本岩の分布域周辺にはシークエンス V 及び VI に属する火山岩類がまったく分布せず、分布する可能性もほとんどないことから、本岩は少なくともシークエンス IV に属する火山活動にかかわる給源火道であろうと推定される。しかしながら、本岩と阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層との地質関係が明瞭でないため、本岩がいずれの火山活動にかかわる給源火道を構成する岩石であるのかは確定できない。



第 30 図 火道角礫岩（益田郡金山町中原北西方、和良川河床）。みかけ上引き伸ばされたような形をした礫は溶結凝灰岩である。

本岩と類似の岩相をもつ岩石が周辺に分布する阿寺層の一部を構成していること、周囲に分布する高樽溶結凝灰岩層にはほとんど石質岩片が含まれず、近傍にあるにもかかわらずまったく岩相が異なること、本岩とかなり類似した岩相と産状を示す田島火道角礫岩が阿寺層の少なくとも一部をもたらした給源火道であること（水谷・小井土，1992）などから、ここでは田島火道角礫岩に対比し、阿寺層の一部を供給した火道角礫岩としておく。

IV. 5. 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（加子母図幅地域内）。

分布：模式地を含む阿寺山地の稜線部に連続して分布し、阿寺断層の南西側地域（濃飛団研，1976；山田ほか，1976）から本図幅地域へかけて、高山市南西方地域（赤谷溶結凝灰岩層；河田，1982）、高山市南東方地域（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要部のほぼ全域にわたり分布する。本図幅地域では東部から北西部へかけての広い範囲に分布する。

基盤との関係：中央部の馬瀬川流域からその北西方の和良村へかけての地域において、阿寺層の場合（第23図参照）と同様に、本層は美濃帯堆積岩コンプレックスに高角度の不整合面で接していると判断されるが、和良村鹿倉峠付近のように不整合面が比較的緩やかで、本層分布域内にも地形的低所に美濃帯堆積岩コンプレックスが露出している場合もある。

赤河溶結凝灰岩層との関係：東仙峡金山湖の東岸地域及びJR高山線焼石駅西方地域において、本層は赤河溶結凝灰岩層と接し、阿寺層と赤河溶結凝灰岩層との関係とまったく同じように、本層が比較的高角度の不整合面で赤河溶結凝灰岩層に接していると考えられる。焼石駅より南東方へ向かう門和佐川に沿う地域では、両層の間に現河床堆積物が分布するため直接の関係はわからないが、焼石駅西方地域における直線的な不整合境界面が南東方へ延長して続いているものと考えられる。

阿寺層との関係：本層は阿寺層を整合的に覆うが、土京花崗閃緑斑岩分布域では阿寺層を欠いて同岩を直接覆う場合がある。

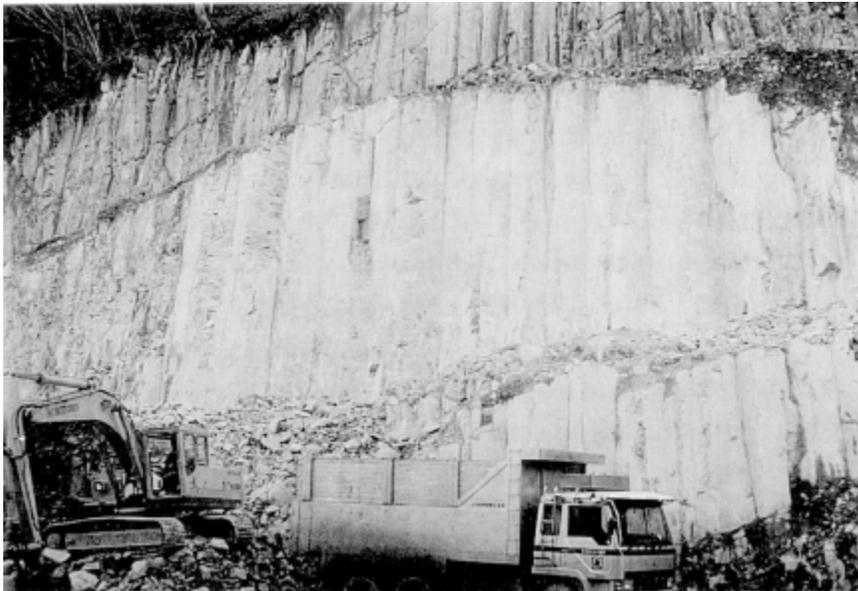
厚さ：模式地を含めた阿寺山地では約700mであり（山田ほか，1971）、北方の高山図幅地域では1,000m前後と推定されている（山田ほか，1985）。阿寺断層より南西側の地域では、上位層が分布しないためおよそ500m以上と推定されており（濃飛団研，1976；小井土，1989）、本図幅地域では800m以上と推定される。

年代：本層相当層にあ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である（山田ほか，1985；第6表）。

岩相：一般に暗灰色～暗緑灰色を呈し、径2mm前後の自形性のよ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（17-26%）>斜長石（12-16%）>アルカリ長石（9-15%）≫苦鉄質鉱物（1-2.5%）の関係にある（第22図）。基質中に細かな結晶片をあまり伴わず、組成のわりに苦鉄質鉱物（角閃石・黒雲母・不透明鉱物）と斜長石を多く含む。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。石質岩片をほとんど含まず、全体を通じてきわめて均質で塊状の岩相を呈する。



第 31 図 高溶結凝灰岩層中の柱状節理（郡上郡和良村鹿倉西方）。砕石場に山積された径 20 cm ほどの溶結凝灰岩（高溶結凝灰岩層）の柱。



第 32 図 高溶結凝灰岩層中の柱状節理（郡上郡和良村鹿倉西方，大月橋付近）。露頭の上で節理の幅が不連続に変化し，そこで冷却過程の差異を表わしていると考えられる。

本層中には、主に細粒ガラス質凝灰岩からなり、凝灰質砂岩や火山礫凝灰岩などを伴う地層が挟まれることがある。その厚さはいずれも10 m以下で、その上位、下位ともにまったく同じ岩相を示す溶結凝灰岩が厚く分布する。いずれも緩傾斜構造を示し、走向方向への連続性が悪い。それらは和良村鹿倉川上流オンボ谷流域及び同土京川下流域の比較的下部と考えられる層準に多くみられ、馬瀬川流域より東方の地域では確認されていない。オンボ谷流域では、こうした挟有層のみられる層準付近で明瞭な六角-五角柱状の柱状節理がみられ、径10-20 cmほどのもの(第31図)や径1m前後に達するもの(第33図)がみられる。

IV. 6 貫入岩類

本図幅地域に分布する濃飛流紋岩に伴われる貫入岩類は、組成的に大きく花崗閃緑斑岩と花崗斑岩に分けられる。花崗閃緑斑岩は、濃飛流紋岩のシークエンスIVに属する火山岩類に覆われる土京花崗閃緑斑岩とシークエンスIVに属する火山岩類を貫く岩瀬花崗閃緑斑岩にさらに分けられる。

IV. 6. 1 土京花崗閃緑斑岩 (G d d)

命名: 新称。小井土(1989)が和良村中央部において夕森山溶結凝灰岩層(本図幅の夕森山-金山溶結凝灰岩層に相当)を貫き、和良層(本図幅の阿寺層に相当)に覆われるとした石英斑岩に相当する(第3表参照)。本図幅調査により、その分布域がさらに広がり、比較的大きな岩体であることが明らかになったため新たに岩体名をつける。

模式地: 和良村上土京の土京川流域。

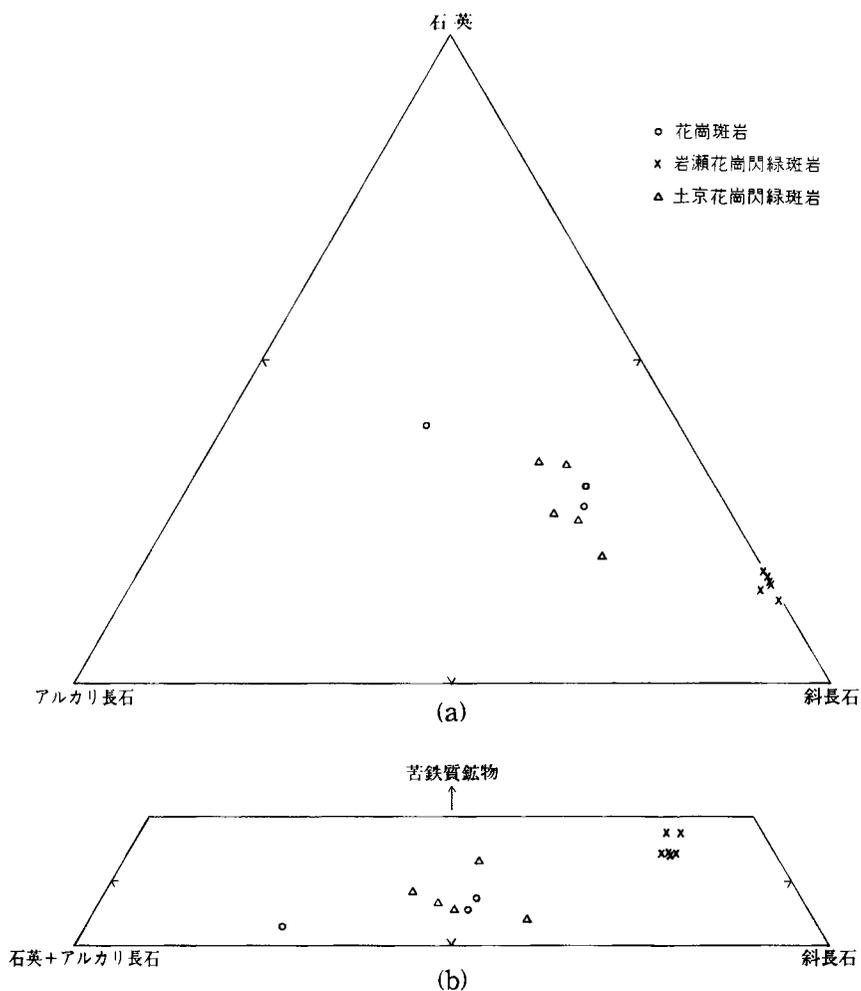
分布・規模: 模式地周辺地域から東方の東仙峡金山湖西岸地域までの東西約4 km、南北約3 kmの岩体として、その北西方の土京川上流域から北方の明宝村^{めいほう}へかけての地域に東西約3 km、南北3 km以上の岩体としてそれぞれ分布する。これらのほかに、土京川上流域にはいくつかの小岩体が分布する。

貫入関係: 濃飛流紋岩のシークエンスIIIの最上位層である夕森山-金山溶結凝灰岩層を貫き、シークエンスIVの最下位層である阿寺層に覆われ、同層中に礫として含まれる。花崗斑岩及び安山岩質岩脈に貫かれる。貫入面付近では周縁相はみられず、周囲に熱変成作用を与えていない。

岩相: 本岩は多量に含まれる斜長石斑晶とその間に点在する石英斑晶及びアルカリ長石斑晶による明瞭な斑状組織を示す黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩を主体とするが、大型の石英斑晶だけが目立つ岩相や破片状の斑晶を多く含み、濃飛流紋岩の火山岩類(とりわけ夕森山-金山溶結凝灰岩層)と区別が困難になる岩相など、全体に見かけの岩相変化が著しい。主要岩相における全斑晶容量はおおよそ35-45%で、その容量比(容量)は、斜長石(15-23%) > 石英(8-12%) > アルカリ長石(5-10%) ≫ 苦鉄質鉱物(1.5-5%)の関係にある(第33図)。斜長石は径2-5 mm大で、一部に自形面を残すが、ほとんどが破片状であり、累帯構造を示すものはほとんど含まれない。変質作用を受けて炭酸塩鉱物などに置き変わっているものがみられる。石英は斜長石よりも大きく、径5-10 mm大で、自形を示すものはほとんどなく、破片状か融食形をなす。アルカリ長石は少なく、径2-3 mm大で、破片状をなすことが多い。苦鉄質鉱物も少なく、主に1 mm以下の小片として含まれる。すべて変質作用により緑泥石、緑れん石などに

変っており、外形から鉱物種が区別される。基質部は隠微晶質なものから細粒結晶による等粒状組織のものまでいろいろな粒度を示し、全体としては均質であるが、同じ薄片内でも場所により粒度が異なり、斑晶の周囲だけが細粒になっていたり、濃飛流紋岩の溶結凝灰岩において本質岩片を含む基質部でみられる粒度差と同じような状態もみられる。これらのほかに、ジルコン、褐れん石、鉄鉱物などが基質部の単独結晶あるいは斑晶鉱物中の包有鉱物として含まれる。

本岩は基本的には多量の結晶を含む液体が固結した貫入岩であるが、斑晶が破片状であったり、基質部が不均質であったり、岩相上は火砕岩としての特徴を示す場合が多い。おそらく、地下のマグマ溜り内での発泡作用に伴い、一部は固化し、破碎作用も起っていた状態があり、それがマグマ溜り全体に達しないうちに地下で全体が固結してしまったのであろう。このような発泡作用が夕森山-金山溶結凝灰



第33図 濃飛流紋岩にともなわれる貫入岩類の斑晶モード組成
 (a) 石英-アルカリ長石-斜長石図, (b) 苦鉄質鉱物-(石英+アルカリ長石)-斜長石図

岩層の噴出過程における最終段階を示すものなのか、それとは別の新たな火山活動の初期段階を示すものなのかは不明であるが、いずれにしても火山活動と深成活動の中間を示す岩体と考えられる。

他の花崗閃緑斑岩体との比較：本岩と同様に、夕森山—金山溶結凝灰岩層を貫き、阿寺層に覆われる花崗閃緑斑岩体は金山図幅地域に分布する下油井花崗閃緑斑岩である（水谷・小井土，1992）。この岩体を示す岩相上の特徴には、破片状の斑晶を含むことなど本岩の岩相と共通する点もいくつかある。おそらく、両岩体とも同じ時期の同じような性格をもつ火成活動として形成されたものであろうが、分布地域が離れていること、岩相上の特徴に若干の相違がみられることなどからここでは区別して扱う。

同じシークエンスⅢに属する東俣—船山溶結凝灰岩層に伴われる花崗閃緑斑岩は、岩株状の岩体を成しており、径10 mmを越えるような大型の斜長石・アルカリ長石の斑状結晶を伴う（山田ほか，1971）。

IV. 6. 2 岩瀬花崗閃緑斑岩 (Gdi)

命名：新称。濃飛流紋岩のシークエンスⅣに伴われる貫入岩体として、本図幅調査によりその存在が初めて明らかにされた岩体である。

模式地：金山町岩瀬の馬瀬川第二ダム堤東側の谷下流部。

分布・規模：模式地付近の馬瀬川東岸地域から北西方へ和良村南東部地域及び北方の東仙峡金山湖ダム堤西側山腹地域にかけての東西約4 km、南北約5 kmの範囲に、いくつかの岩体にわかれて分布する。それらのうち和良村^{ほうす}北方に広がる岩体が最も大きい。

貫入関係：いずれの岩体も高樽溶結凝灰岩層を貫き、貫入面付近には周縁相はみられず、周囲に熱変成作用を与えていない。

岩相：多量の斜長石斑晶による明瞭な斑状組織を示し、苦鉄質鉱物を比較的多く含む黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩からなる。全斑晶容量はおおよそ40-50%で、その容量比（容量）は、斜長石（28-35%）≫苦鉄質鉱物（5-9%）>石英（5-6%）>アルカリ長石（0-1%）の関係にある（第33図）。斑状組織をつくる大部分の鉱物は径2-10 mm大の斜長石であり、ほとんどが累帯構造を示す自形結晶からなる。一部で炭酸塩鉱物などに置き変っているが、あまり変質作用を受けていない。苦鉄質鉱物は最大長径5 mmにも達する大型のものから1 mm以下のものまでいろいろな大きさで含まれるが、単独自形結晶として斑状に含まれることが多い。すべて変質作用により緑泥石、緑れん石などに変っており、形態から鉱物種が区別される。これらの鉱物の間に径3 mmほどの石英が点在する。アルカリ長石は径2-5 mmの斑状結晶としてきわめてわずかに含まれるが、薄片によってはまったく含まれない場合もある。基質部は鏡下で個々の鉱物を判定できる程度に粗粒で、石英と長石類の集合体からなる等粒状組織をつくる場合が多い。石基をつくる長石類には斜長石が多いが、アルカリ長石も含まれる。これらのほかに、ジルコン、褐れん石、鉄鉱物などが基質部の単独結晶あるいは斑晶鉱物中の包有鉱物として含まれる。

IV. 6. 3 花崗斑岩 (Gp)

本図幅地域に分布する花崗斑岩は、その南東縁部において濃飛岩体から美濃帯堆積岩コンプレックス分布域にかけて分布する佐見—門和佐平行岩脈群をはじめとしていくつかの岩脈群に分けられ、それらから離れた小規模な岩脈もわずかに分布する。おおまかにはENE-WSW方向あるいはNE-SW方向と

それに直行するNW-SE方向につらなる岩脈群が認められるが、前者の方向性にくらべ後者のそれはそれほど明瞭でない。これらの岩体は必ずしも同じ岩相を示すわけではなく、岩体によっては石英斑岩あるいは文象斑岩と呼んでもよい岩相を示す場合もある。岩相は異なっても、いずれも珪長質で小規模な岩体からなり、多くの岩体がシークエンスⅠⅤに属する火山岩類を貫くことなどから、ここではすべて一括して扱う。

佐見-門和佐平行岩脈群：本図幅地域の南東縁部から金山図幅地域北縁部にまたがる幅約5 kmの地域に、多数の小岩脈がENE-WSW方向に並んで分布し、高樽溶結凝灰岩層まで貫く。個々の岩体の幅は数-20 mほどで、100 mに及ぶものもわずかにある。貫入面は明瞭であり、細粒の周縁相を伴う場合もある。主に灰白色、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からなるが、斑晶量（およそ35-45%）、斑晶粒度、石基の粒度などは岩体ごとにかなり変化する。一般には、斑晶は径5 mm以下で、自形-融食形の石英、短柱状のアルカリ長石及び斜長石を含むが、径1-1.5 cmにも達するアルカリ長石や石英を含む場合や径1-2 mmの石英だけが点在してみえる場合などもある。苦鉄質鉱物として主に黒雲母を含み、角閃石を少量含むこともある。石英、アルカリ長石、斜長石がおおよそ等量の割合で含まれるが、斑晶粒度に大きな差異があるため、実際のモード組成値にはかなりのばらつきがみられる（第33図）。石基は微晶質-隠微晶質で、微文象組織を示す場合や細粒結晶による等粒状組織を示す場合もある。

その他の岩脈群：本図幅地域北西部の鹿倉川上流域から南西方へ吉田川沿いに八幡図幅地域東縁部（脇田，1984）へ伸びる岩脈群は、佐見-門和佐平行岩脈群と同じように濃飛岩体内から美濃帯堆積岩コンプレックス分布域にまたがるNE-SW方向の岩脈群であり、八幡図幅地域内ではそのまま南西方へ延長され、奥美濃酸性岩類分布域にみられる石英斑岩の平行岩脈群（棚瀬，1982）へつながる可能性もある。この岩脈群には径5 mm以下の石英斑晶を特徴的に含む石英斑岩からなる岩体が多い。

このほかの岩脈群としては、佐見-門和佐平行岩脈群分布域とは直行するNW-SE方向に、本図幅地域南縁部から中央部へかけての濃飛岩体と美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界に沿う地域、さらにはその延長上にあたる和良村東部地域、あるいは東縁部の下呂町久野川から同町焼石にかけての地域、北東部の東侯-船山溶結凝灰岩層の分布域内などに岩脈群がみられる。これらの岩脈群やそれらからはずれる小規模な岩体は、いずれも佐見-門和佐平行岩脈群を構成する岩体と類似した岩相及び岩質を示す。

その他の岩体：本図幅地域北縁部から北隣の萩原図幅地域南縁部にかけて、幅約1 km、長さ2 km以上の比較的大きな岩体がNW-SE方向に伸びた形態で分布する。この岩体の中心部付近では斜長石斑晶と苦鉄質鉱物を多量に含む花崗閃緑斑岩質の岩質を示し、小規模な岩体からなる花崗斑岩とは明らかに異なる。この岩体のすぐ北側には、濃飛流紋岩のシークエンスⅢに属する東侯-船山溶結凝灰岩層に伴われる萩原花崗閃緑斑岩の岩体がいくつかわかれて分布している（河田ほか，1988；第36図参照）。本岩体はその一部に相当する可能性もあるが、それらと岩相・岩質を比較する資料が十分に得られていないため、ここでは花崗斑岩として扱っておく。

IV. 7 コールドロン

濃飛流紋岩においては各シークエンスごとに径15 - 40 kmにおよぶコールドロンが同時に1-3個形成されている (Koido, 1991). ただし, 形成時期の異なるコールドロンが地理的に重なっていたり, 形成当時の火山構造があまり残されていないため, 一定の範囲に厚い溶結凝灰岩層で埋められた凹地が存在することは明らかにできても, それをコールドロンと認定する確かな情報は実際には得にくい. また, 少ない情報からコールドロンと認定しても, その輪郭を個々のコールドロンごとに全体にわたり明確に描くことは不可能に近い. 複数のコールドロンの集合体を単一のコールドロンとしてとらえている場合や, 逆に大きなスケールで見れば単一のコールドロンを複数のコールドロンとしてとらえている場合もあり得る. ここでは本図幅調査により得られたコールドロンに関する資料を各シークエンスごとにまとめておく.

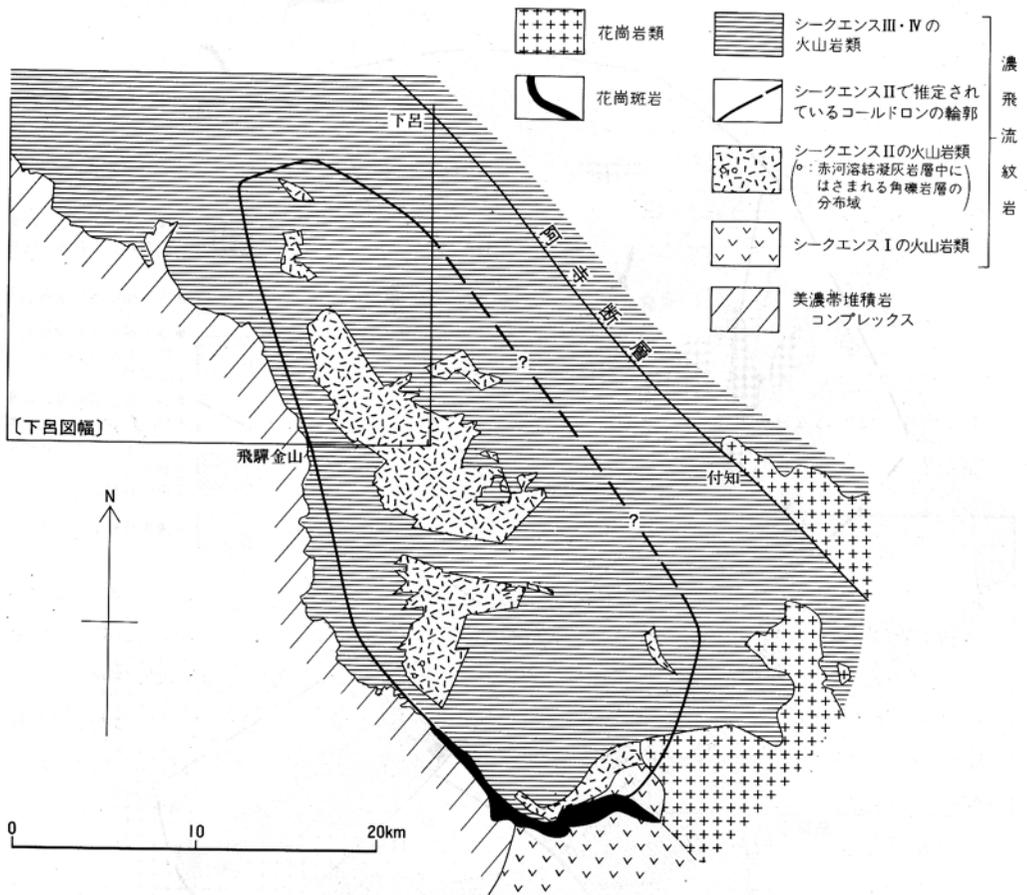
IV. 7. 1 シークエンス IIにおけるコールドロン

シークエンスIIの火山活動に伴って形成されたコールドロンは, シークエンスIII及びIVに属する火山岩類に広く覆われるため, 主にシークエンスIIの主要構成岩層である赤河溶結凝灰岩層の分布域から推定され, 濃飛岩体の西縁部にNW-SE方向に伸びた輪郭をもって分布する (Koido, 1991; 第34図). 金山図幅地域内においては, 陥没壁が近傍に存在したことを示す不淘汰角礫岩層が赤河溶結凝灰岩層中に挟まれることから, このコールドロンの西側縁辺部のおおよその位置が推定されている (水谷・小井土, 1992).

本図幅地域では, 赤河溶結凝灰岩層はNNW-SSE方向に伸長した分布域を示すが, これはシークエンスIVにかかわるコールドロンの縁辺部 (IV. 7. 3 参照) が作りだした見かけの伸長方向を表わしており, 必ずしも同層本来の分布域が示されているわけではない. しかしながら, シークエンスIVに属する火山岩類を除いたとしても, 同層がEW方向あるいはNE-SW方向へ広がって分布していたことは期待できず, 同層は基本的にNS方向ないしNNW-SSE方向に伸長した分布域をもっていたと判断される. すなわち, Koido (1991) により推定されたコールドロンの輪郭は, その位置を具体的に特定することはできないが, 本図幅地域においてもおおよそ追証されると考えてよい.

IV. 7. 2 シークエンス IIIにおけるコールドロン

これまでに明らかにされているシークエンスIIIの火山活動に伴って形成されたコールドロンは, 濃飛岩体の南部と中央部の2ヶ所に径30-40 kmにも及ぶ巨大な凹地として描かれており, いずれも東俣-船山溶結凝灰岩層によって埋められている (Koido, 1991; 第35図). しかしながら, 本図幅調査により, これらとは別に同じシークエンスに属する夕森山-金山溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロンも存在することが明らかとなった. このことはシークエンスIIIのなかに大きく2回にわたりコールドロンを形成する火山活動が存在したことになり, 濃飛流紋岩における火山活動の区分とコールドロンの形成過程の関係を再検討する必要があることを示しているが, ここでは混乱を避けるため指摘だけにとどめて

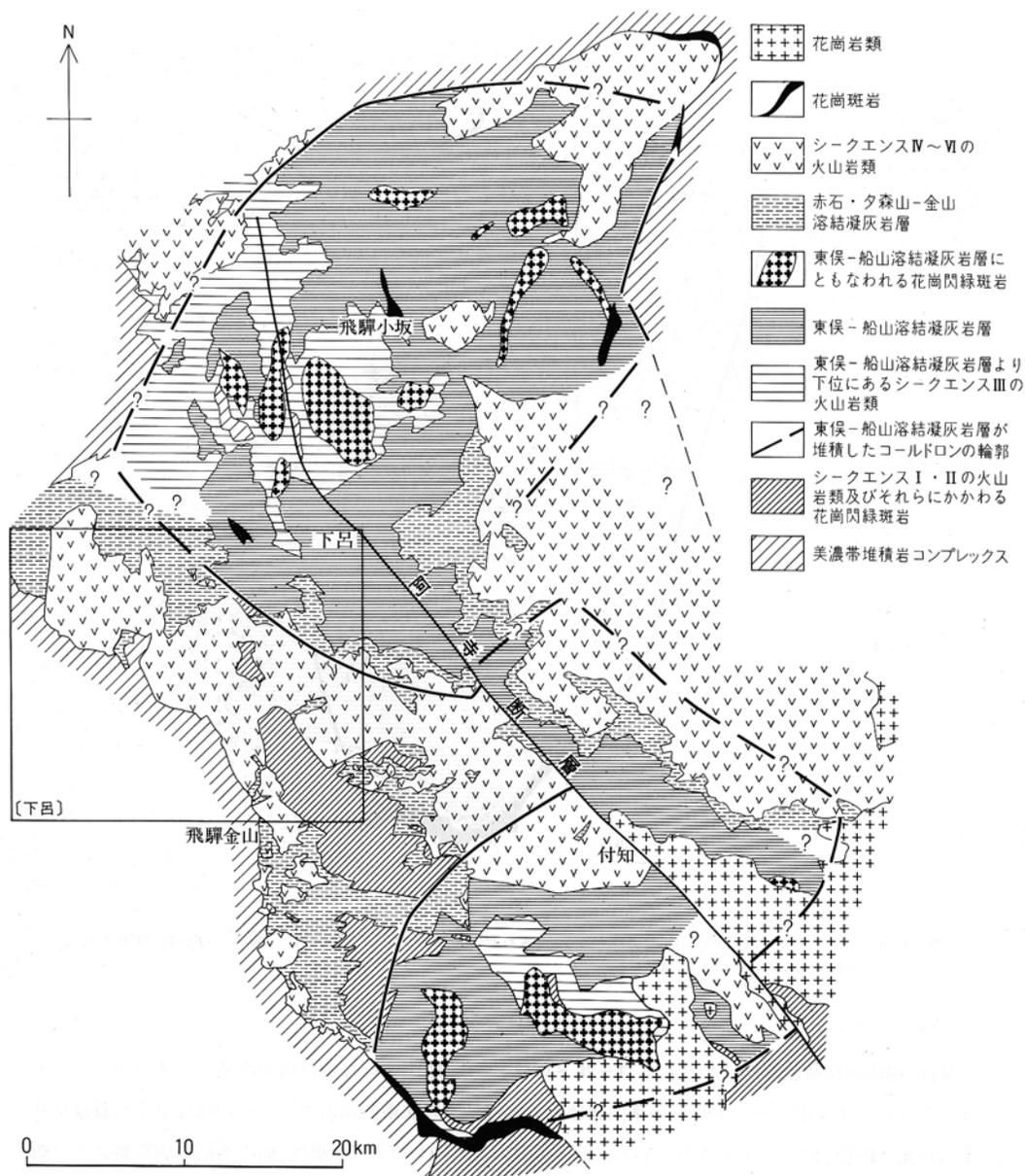


第 34 図 シークエンス II の火山活動に伴って形成されたコールドロンで推定される輪郭 (Koido (1991) を簡略化)。枠内は下呂図幅地域。

おく。

東俣 - 船山溶結凝灰岩層にかかわるコールドロン：東俣-船山溶結凝灰岩層が堆積した 2 つのコールドロンのうち、中央部コールドロンの南西縁部が本図幅地域の北東部にあたり、その陥没壁の位置は小井土・佐藤 (1979) により推定されている。それとおおよそ同じ位置で、東俣-船山溶結凝灰岩層と下位層の赤河溶結凝灰岩層が NW-SE 方向にのびる高角度の不整合面で接する。それより南西側の地域には東俣-船山溶結凝灰岩層は分布せず、上位層の赤石溶結凝灰岩層が赤河溶結凝灰岩層を直接覆う。その北東側の地域では東俣-船山溶結凝灰岩層が急傾斜構造を示すことなく厚く堆積しており、しかもその周辺には境界面と同方向に伸びる花崗斑岩の岩脈群が分布する。これらのことは本図幅地域の北東部に小井土・佐藤 (1979) に基づいて Koido (1991) が描いた中央部コールドロンの南西縁辺部が存在することを示している。

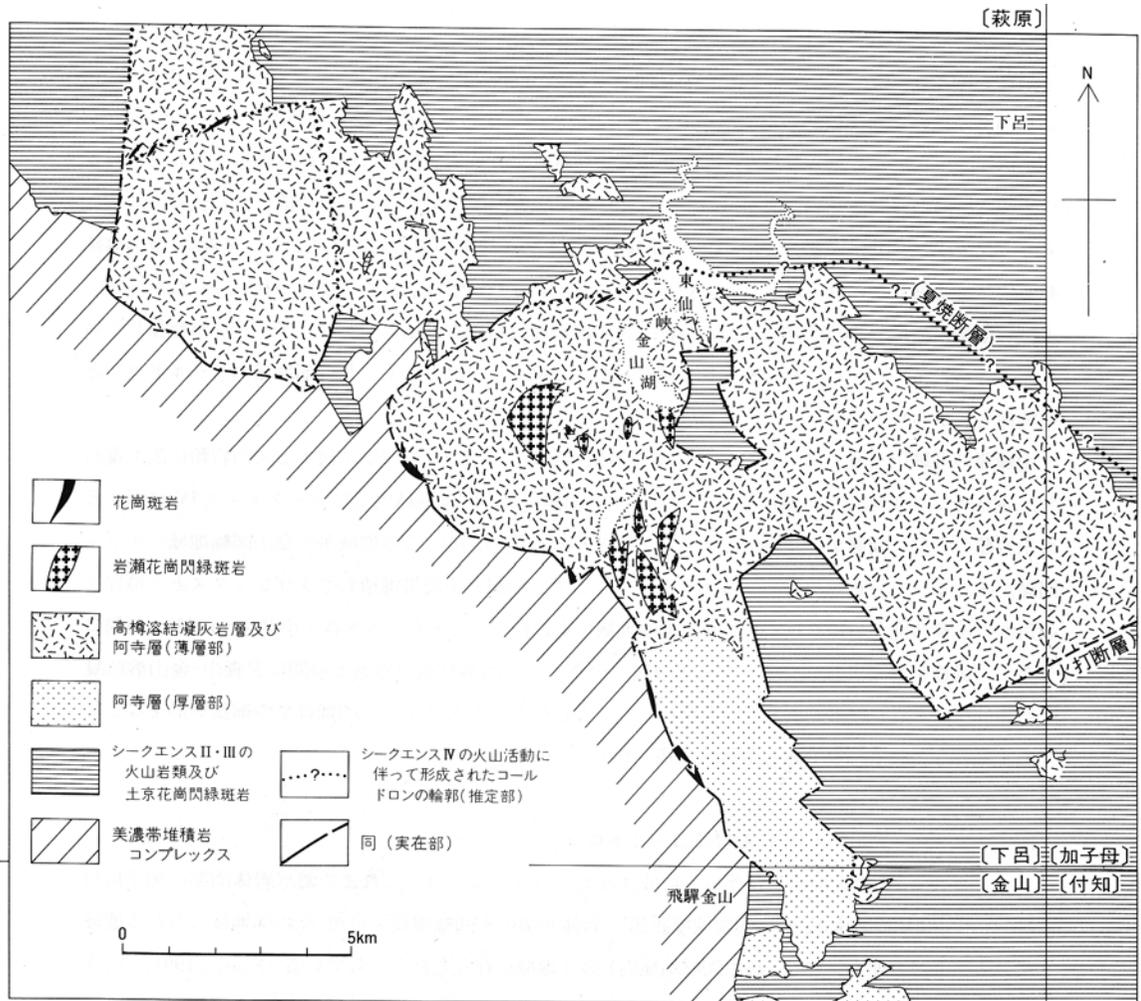
夕森山 - 金山溶結凝灰岩層にかかわるコールドロン：本図幅地域において夕森山-金山溶結凝灰岩層を厚く堆積させた凹地はその北西部、東部及び南縁部に存在する (第 36 図)。これらの地域では少なくとも



第35図 シークエンスIIIの東侯-船山溶結凝灰岩層の活動に伴って形成されたコールドロンの輪郭 (Koido (1991) を一部改変, 簡略化). 枠内は下呂図幅地域.

も一部が急崖に縁どられていることから、個々の地域にコールドロンがあったと推定されるが、コールドロンとしての確証が得られない地域もある。

北西縁部の吉田川西岸地域では、夕森山-金山溶結凝灰岩層が美濃帯堆積岩コンプレックスと高角度の不整合面で摸し、同層の比較的上部にあたる層準の一部が急崖の上端から溢れ出たような分布形態を示す。和良村宮代東方地域においても、同層が不淘汰角礫岩層を挟んで美濃帯堆積岩コンプレックスを



第36図 下呂幅周辺地域で推定されるシークエンスⅢの夕森山-金山溶結凝灰岩層の活動に伴って形成されたコールドロンの輪郭 []: 図幅名

覆って分布するが、両地域の間にはシークエンスⅣに属する火山岩類が広く分布する。また、同層は北部の土京川上流地域にも広くしかも厚く分布する。その西-南側の地域では土京花崗閃緑斑岩に広く貫かれているが、その内部にも同層が断片的に残されている。同層は、この地域を含めて本図幅地域北西部の広い範囲に存在し、その少なくとも一部に急崖をもつコールドロン内に堆積し、一部はそこから溢れ出たと推定される。ただし、このコールドロンの輪郭の正確な位置や規模については不明の点が多い。このコールドロン内に分布する土京花崗閃緑斑岩は、東侯-船山溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロン内に分布する岩株状の花崗閃緑斑岩体 (Koido, 1991; 第35図参照) と同様に、コールドロンの形成過程における最終生成物と考えられ、おそらくコールドロン内にある夕森山-金山溶結凝灰岩層の火道域あるいはコールドロン縁辺部を利用して貫入したものであろう。

東部地域では、八尾山周辺地域のほかに JR 高山線焼石駅周辺地域においてもシークエンスⅣに属

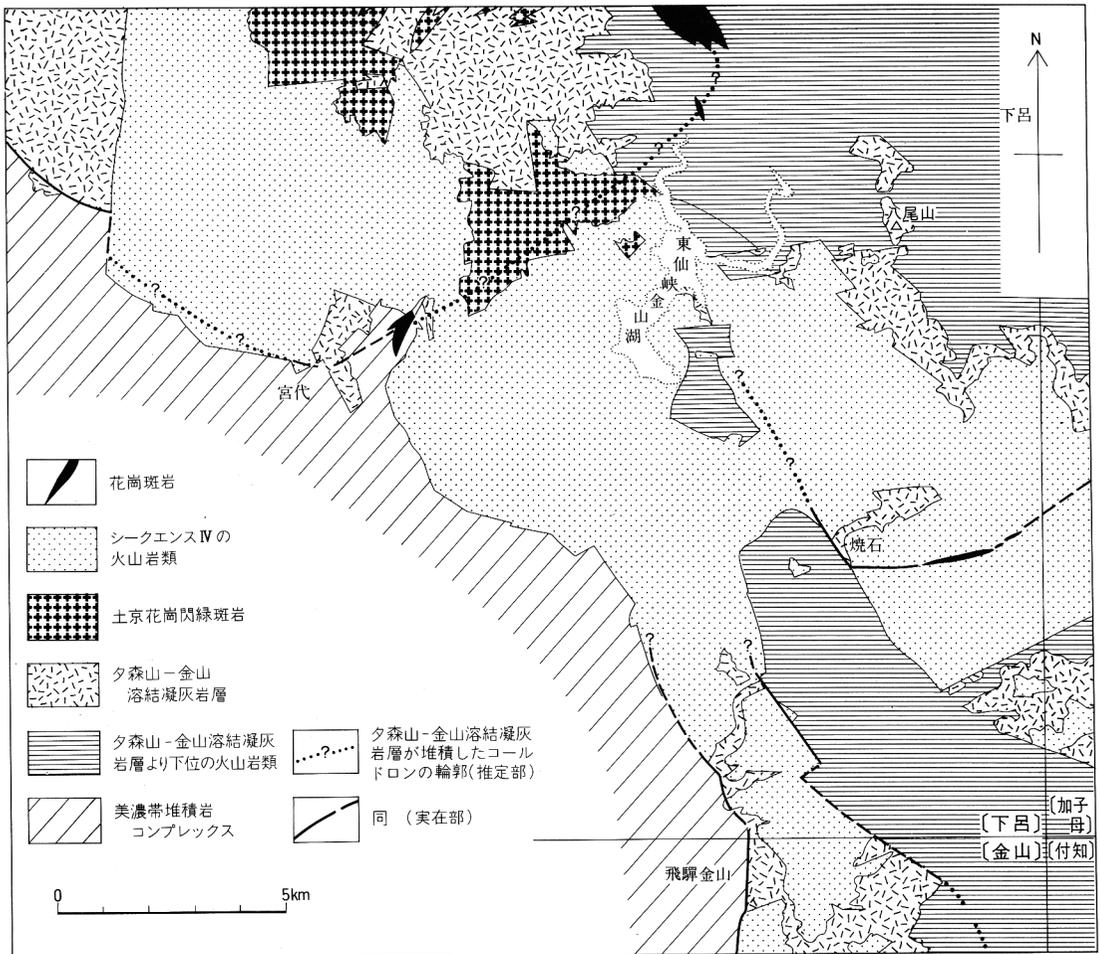
する火山岩類の下位に夕森山-金山溶結凝灰岩層が分布しており、この地域一帯にも同層が広く分布していたと考えられる。この地域では夕森山-金山溶結凝灰岩層の厚層部と赤河溶結凝灰岩層が接し、それより西側の地域では上位層の阿寺層が下位層の赤河溶結凝灰岩層を直接覆っていることから、夕森山-金山溶結凝灰岩層が堆積しなかったと考えてよい。さらに、焼石駅付近の東方には細長く伸びた岩脈や小規模な岩体からなる花崗斑岩の岩脈群がENE-WSW方向に分布する。その位置は焼石駅周辺地域における夕森山-金山溶結凝灰岩層と赤河溶結凝灰岩層との境界部の東方延長にあたり、夕森山-金山溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロンの縁辺部に沿って岩脈群が形成された可能性が高い。したがって、本図幅地域の東部-北東部の地域にも夕森山-金山溶結凝灰岩層を堆積させたコールドロンが存在していると考えられる。ただし、その輪郭を全体にわたって描くことはできず、北西部地域のコールドロンとの関係もわからない。

南縁部の飛驒川流域では、夕森山-金山溶結凝灰岩層はシークエンスIVに属する火山岩類に広く覆われ、河川ぞいの低地だけに露出しているが、すぐ南側の金山図幅地域内ではシークエンスIVに属する火山岩類の下位に同層が広く露出しており(水谷・小井土, 1992)、この地域から金山図幅地域にかけて同層がまとまって分布していると考えてよい。ここでも同層と美濃帯堆積岩コンプレックスとの境界は高角度の不整合面からなり、それが金山図幅地域にも連続することから(水谷・小井土, 1992)、西側に分布する美濃帯堆積岩コンプレックスと東側に分布する赤河溶結凝灰岩層との間に夕森山-金山溶結凝灰岩層に埋められた凹地がNS方向に存在したことになる。ただし、この凹地はやや細長い形をなし、コールドロンとして認定できるか疑問が残される。

IV. 7. 3 シークエンスIVにおけるコールドロン

シークエンスIVの火山活動に伴って形成されたコールドロンは、これまで濃飛岩体南部の加子母村地域(加子母図幅地域南部-付知図幅地域北部)、岩体西部の本図幅地域中央部-北西部地域にあたる地域及び岩体北東部の朝日村地域(高山図幅地域内)の3地域に存在したとされている(Koido, 1991)。阿寺層はこれらのコールドロン内に堆積した初期堆積物であり、加子母村地域では陥没域全体が阿寺層に埋められている。本図幅地域では、阿寺層が上位層の高樽溶結凝灰岩層とともにコールドロンを埋めている場合が多い。これまでに本図幅地域内において描かれていたもの(Koido, 1991)に新たな資料を加えて検討すると、明確に描けない地域もかなりあるが、第37図に示すようなコールドロンの輪郭が描ける。コールドロンはおおまかにみれば本図幅地域の北西部地域と中央部-両東部地域の2地域に認められる。後者では、その中央部にシークエンスIIに属する火山岩類の高まりがあり、それによって大きく東西に二分されており、その西側地域の南部では主に阿寺層が厚く堆積している。したがって、後者の地域ではいくつかのコールドロンがお互いにつながって分布している可能性もある。

北西部地域のコールドロン: このコールドロンは和良村の北西部地域において高樽溶結凝灰岩層が広く、厚く分布する地域を中心に描かれ、その南縁部では阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層が美濃帯堆積岩コンプレックスと高角度の不整合面で境されるが、東縁部、西縁部及び北縁部については明確でない。和良川上流の東洞流域において高樽溶結凝灰岩層が美濃帯堆積岩コンプレックス及び土京花崗閃緑斑岩と低角度の境界で接する地域をコールドロンの外側と考えれば、コールドロンの東縁部はそれより西側に



第 37 図 下呂幅地域で推定されるシークエンスⅣの火山活動に伴って形成されたコールドロンの輪郭
 []: 図幅名

求められる。西縁部は阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層の現分布域の西限を画する吉田川沿いに走る断層付近にあったと考えられるが、確かな証拠はない。北縁部については、本図幅地域の北縁まで高樽溶結凝灰岩層が厚く分布するため、その位置を推定することは難しい。強いて北縁部を示す材料を求めるとすればENE-WSW方向に並ぶ花崗斑岩の岩脈群があるが、これは同方向に広域にわたり分布する岩脈群の一部であり(IV.5.3参照)、この地域を偶然通過しているにすぎないかもしれない。

中央部-南東部地域のコールドロン：このコールドロンも本図幅地域の中央部から東縁郡-南東縁部に至る広い地域に広がる阿寺層及び高樽溶結凝灰岩層の分布から描かれるが、前述のようにその中央部には下位層の高まりがあり、全体としては複雑な形態をとる。

その南西縁部は美濃帯堆積岩コンプレックスと高角度の不整合面で境され、それに沿って花崗斑岩の岩脈群がみられる。この岩脈群は、和良村東部地域の濃飛岩体内に分布するNE-SW方向の花崗斑岩の岩

脈群につらなる。一方、南東縁部では高樽溶結凝灰岩層の厚層部と赤河溶結凝灰岩層が火打断層で境されているが、この断層に大きな垂直変位量は期待できないことから、この位置にもととの地形的落差、すなわちコールドロンの縁辺部が存在していたと考えざるを得ない。北縁部-東縁部の位置を推定する直接的な資料はまったく得られないが、阿寺層が連続して追跡され、その厚さに大きな変化がない範囲をコールドロン内部と考えれば、夏焼断層などの断層が走る位置を利用して描かれることになる。このコールドロンの西部地域には、高樽溶結凝灰岩層を貫く岩瀬花崗閃緑斑岩がいくつかの岩体にわかれて分布する。この岩体はコールドロン内部に限って分布することから、東俣-船山溶結凝灰岩層あるいは夕森山-金山溶結凝灰岩層にかかわるコールドロン内部に分布する花崗閃緑斑岩体 (IV.7.2 参照) と同様に、おそらく高樽溶結凝灰岩層の火道域あるいはコールドロン縁辺部を利用して貫入してきたものであろう。

なお、このコールドロンの南西端部には、美濃帯堆積岩コンプレックスと赤河溶結凝灰岩層に挟まれた幅 2-3 km の細長い形態を示し、主に阿寺層を堆積させている地域がある。その厚さは 300m ほどであり、本図幅地域内の他地域における同層の厚さが 100 m 以下であることと比べるとかなり厚い。この厚さはそのまま南隣の金山図幅地域にまで保たれるが、金山図幅地域内では同層が夕森山-金山溶結凝灰岩層と美濃帯堆積岩コンプレックスの両者をまたぐように分布するため (水谷・小井土, 1992)、コールドロンとしての形態は不明確となる。

V. 岩 脈 (P)

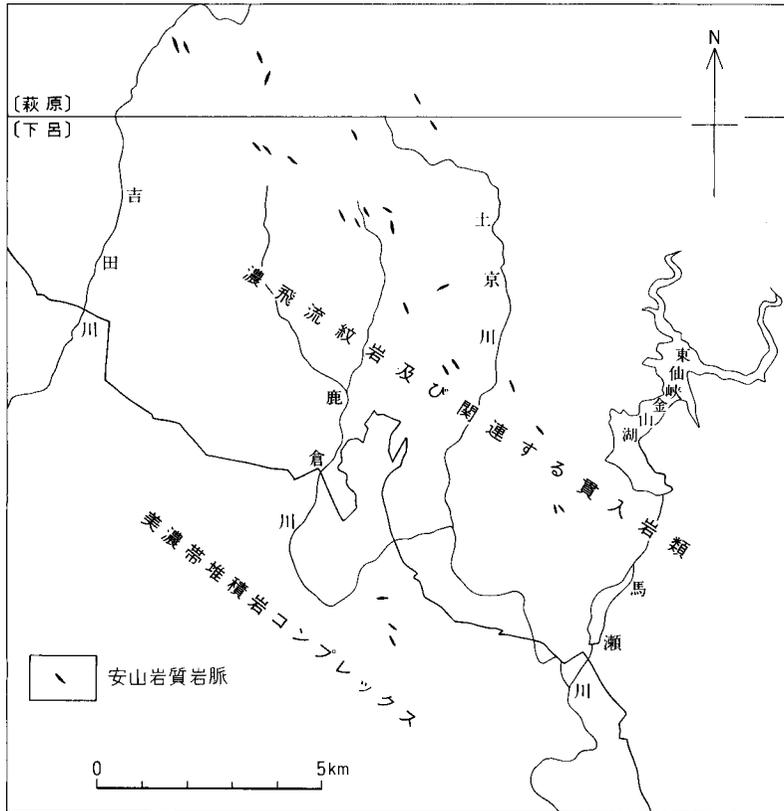
(小井土由光)

本図幅地域中央部の東仙峡金山湖西岸域から北縁部の土京川上流域及び鹿倉川上流域へかけての地域に、さらにはその北西方へ萩原図幅地域南縁部の吉田川流域へかけての地域に (河田ほか, 1988)、安山岩質の岩脈が幅約 5 km ほどの範囲に点在し、おおそ NW-SE 方向に並んだ岩脈群を形成する (第 38 図)。これらの岩脈は馬瀬川以東の地域では確認されていない。個々の岩体は幅 1-3 m ほどのきわめて小規模な岩体からなり、貫入面方向は $N10^{\circ}-30^{\circ}W$ を示す場合が多いが、伸長方向への連続性は悪く、露頭内で尖滅してしまう例もみられる。多くは濃飛流紋岩の高樽溶結凝灰岩層、土京花崗閃緑斑岩及び花崗斑岩を貫き、一部で美濃帯堆積岩コンプレックスを貫く。

ほとんどの岩脈は細粒の均質な両輝石-斜方輝石安山岩質の岩石からなるが、無斑晶質のもの、石英斑晶を含むものなどもみられ、岩体ごとに多少の差異をもっていると思われる。ただし、強く風化作用を受けており、確認されるほとんどの露頭で堅硬な岩石が得られないため、薄片での確認が困難な場合が多い。鏡下で確認される範囲では、斜長石や輝石類が少なからず変質作用を受けており、同じ安山岩質

の岩石からなる烏帽子岳火山岩類が一般に変質作用を受けていないことは大きく異なる。

濃飛流紋岩に伴われる花崗斑岩を貫くこと以外は本岩の貫入時期を特定する資料はまったく得られていない。河田ほか（1988）は中新世頃としている。



第 38 図 下呂図幅周辺地域における安山岩質岩脈の分布 萩原図幅地域内は河田ほか（1988）による。[]: 図幅名

VI. 烏帽子岳火山岩類 (E)

(脇田浩二)

烏帽子岳火山岩類(岐阜県, 1970)は, 北隣の萩原図幅地域西端に位置する烏帽子岳を中心に, 南北約 20 km, 東西約 17 km にわたり分布し, 鮮新世-更新世の安山岩質溶岩類及び同火砕岩類からなる. 本図幅地域では, 北西隅に本岩類の南東端部がわずかに分布し, 美濃帯堆積岩コンプレックスの左門岳ユニット及び濃飛流紋岩の夕森山-金山溶結凝灰岩層を不整合に覆う. これらは凝灰角礫岩からなり, 灰色-あずき色をなす凝灰質の基質中に同色の安山岩質溶岩の角礫-亜角礫が含まれる(第 39 図).



第 39 図 烏帽子火山岩類の凝灰角礫岩 (郡上郡八幡町河鹿, 熊洞林道).

Ⅶ. 第四系

(脇田浩二)

Ⅶ. 1 段丘堆積物

段丘は、本図幅地域の主要河川である飛驒川、馬瀬川、吉田川及びそれらの支流に沿って形成されており、段丘面と現河床面との高度差は数m-10 mほどである。段丘堆積物はおもに礫と砂からなる。

Ⅶ. 2 小扇状堆積物及び崖錐堆積物

馬瀬川や山間の小河川に沿って分布している。おもに礫、砂及び泥からなる。

Ⅶ. 3 沖積層及び現河床堆積物

現在の河川に沿って分布し、おもに礫、砂及び泥からなる。

Ⅷ. 地質構造

(小井土由光・脇田浩二)

Ⅷ. 1 美濃帯堆積岩コンプレックスの地質構造

美濃帯堆積岩コンプレックスのうち、上麻生ユニット・舟伏山ユニット・左門岳ユニットそれぞれにおける構成岩石類の伸長方向はおおよそENE-WSW方向であり、これが一般的にいう走向にあたる。そのうち、上麻生ユニットと舟伏山ユニットでは、各岩石が単独もしくは複数の組合せで構成される構造性スラブを形成しており、それぞれのスラブは走向方向とほぼ平行な断層で境されている。

金山ユニットでは、ほぼEW方向で、西にプランジした褶曲軸を持ち、波長1-2kmの褶曲構造がみられる。この褶曲構造は比較的大きなチャート岩体の形から認識されるが、金山ユニットがメランジで構成されているために鍵層がなく、正確な褶曲構造を明らかにすることは困難である。

VIII. 2 濃飛流紋岩における地質構造

濃飛流紋岩の走向及び傾斜は、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あるいは阿寺層を構成する碎屑岩類の層理面の測定によって得られる。しかし、葉理面あるいは層理面を正確に測定できる露頭は限られており、それらの測定値はかなり少なくかつ偏在している。したがって、大局的な地質構造をみるためには濃飛流紋岩を構成している各ユニットの分布状況を把握することが最も有効である。

本図幅地域の濃飛流紋岩は、形成時期及び場所の異なるいくつかのコールドロンの集合体からなり、それらが多くの断層により切られている。そのため、各ユニットはいくつかのブロックに分れて複雑な分布形態を示すが、いずれの地域においても 30° 以下の緩傾斜構造を示し、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堆積岩コンプレックスとの境界付近においても変わらず、一般には高角度の不整合面に濃飛流紋岩の各ユニットが緩傾斜構造で接する。ただし、本図幅地域の南縁部においては、阿寺層が夕森山-金山溶結凝灰岩層と美濃帯堆積岩コンプレックスの両者を同時に覆う。こうした関係は、そのまま南隣の金山図幅地域に連続する(水谷・小井土, 1992)。

VIII. 3 断層

本図幅地域において最も古い断層は、美濃帯堆積岩コンプレックスの上麻生ユニット及び舟伏山ユニット内で構造性スラブをつくる断層で、走向とほぼ平行に走る。これらは、ほぼ美濃帯堆積岩コンプレックスが形成された時期に活動した断層であり、主にジュラ紀後期から白亜紀前期にかけての時期に活動したと考えられる。

濃飛流紋岩においても、コールドロン形成時に活動した断層があり、それらがそのまま残されていれば固結破砕帯としてみられるはずである(第40図)。しかし、それらが確認できる場合はきわめて少なく、延長方向への追跡もむづかしい。また、その場所が新期の断層として再活動している可能性も大きい。

こうした断層を除くと、本図幅地域においては主に濃飛流紋岩分布域に多くの断層が認められる。これらの断層は直線状の谷や鞍部として地形上のリニアメントに現われている場合が多く、未固結の断層破砕帯や断層粘土を伴うことも多いことから、比較的新しい時期に形成されたことを暗示している。ただし、全体に堅固な岩石で構成されている濃飛流紋岩内においては、脆弱な断層部分が地形に顕著にでやすいことを反映しているにすぎないかもしれない。

濃飛流紋岩分布域において同一ユニットが広く分布する地域では、断層が確認されたり、その延長線上において地形上のリニアメントとして断層を追跡できる場合においても、その変位量が確認できない



第40図 濃飛流紋岩の赤河溶結凝灰岩層中にみられる固結破砕帯（下呂町高天良山北斜面）。幅2.5m前後で、NS方向に10mほど追跡できる。

ため顕著なものを除いて断層を表現していない。また、美濃帯堆積岩コンプレックス分布域へ伸びる断層も、美濃帯堆積岩コンプレックスの地質構造が複雑で、鍵層となる地層がなく、断層の正確な延長位置が特定できないため表現していない。

本図幅地域に分布する断層のうち、北東部では主にNW-SE方向の断層が、南東部では主にNE-SW方向の断層が、北西部では主にNS方向の断層がそれぞれ卓越して分布する。これらの断層は、北東部では阿寺断層系に属する断層群に、南東部では阿寺断層系の断層群と共役関係にあるとされる断層群に、北西部では畑佐断層にそれぞれ相当する（第41図）。それらの多くが、南西部を走る八幡断層とともに活断層あるいは地震断層である。

VII. 3. 1 阿寺断層系の断層群

阿寺断層（辻村，1926）は、岐阜県南東部の恵那山北方から恵那郡坂下町，同付知町，同加子母村，益田郡下呂町を経て，同萩原町の北部へかけてNW-SE方向に延長70 km以上にわたり追跡される長大な断層であり，坂下町や付知町などにおいて河岸段丘を転位させている活断層としても有名な断層である（小井土ほか，1981など）。加子母村と下呂町の境界にあたる舞台峠付近（東隣の加子母図幅地域内）より南東方では，阿寺断層は並走する断層群を含めてほぼNW-SE方向に一直線状に追跡されるが，それより北西方ではいくつかの断層に分岐しはじめ（山田ほか，1976；山田，1978），本図幅地域の北東部に続く。一方，北隣の萩原図幅地域では阿寺断層系の断層はほぼNS方向の断層として追跡される（河田ほか，1988）。本図幅地域の北東部周辺は，阿寺断層の全体からみればその主体をなすNW-SE方向の断層群と北部にあたるNS方向の断層群が交差する場所にあたっている。それらの関係は明らかにされていないが，これまで阿寺断層として一括されていた長大な断層群がまったく性格の異なる2系

統の断層群からなることも考えられ、今後の検討が必要であろう。ここでは、これまでと同様にこれらすべての断層を阿寺断層系の断層群として扱う。

本図幅地域では、北東隅をわずかにかすめて通る萩原断層を最も北東側として、その南西側に下呂東断層、下呂西断層、^{みやじ}宮地断層及び^{なつやけ}夏焼断層がおおよそNW-SE方向にほぼ並走する。また、萩原断層と下呂東断層の間には、ほぼNS方向に^{にしうだ}西上田断層が走る(河田ほか, 1988)。山田(1978)は、萩原町上上田(萩原図幅地域内)から本図幅地域中央部の東仙峡金山湖へ掘られた放水路トンネル内で確認される破砕帯の位置(山田・河田, 1976)をもとに、萩原断層を除くこれらの断層が通過する地点や規模について明らかにしている。

萩原断層(山田ほか, 1976)は、湯ヶ峰断層(山田ほか, 1992など)あるいは萩原東断層(河田ほか, 1988)とも呼ばれ、舞台峠からそのままほぼ北西へ向かって走り、下呂温泉東方の湯ヶ峰火山付近(加子母図幅地域内)を通り、本図幅地域の北東隅をかすめて、萩原町^{ちゅうろ}中呂付近(萩原図幅地域内)まで追跡される。中呂付近までは明瞭なりニアメントが認められるが、それより北方への追跡は困難となる(河田ほか, 1988)。本図幅地域内では、通過距離がきわめて短いこともあり詳細はわからないが、湯ヶ峰の北西側にあたる下呂町大林付近や南東側にあたる下呂町^{のりまさ}乗政付近(いずれも加子母図幅地域内)において、段丘堆積層に東落ちの垂直変位を与えており(岡田, 1988)、約10-12万年前に形成された湯ヶ峰流紋岩(山田ほか, 1992; X. 2参照)の噴出以後、完新世まで活動を続けている断層である(山田ほか, 1992)。

下呂断層(岡田, 1975)は、舞台峠から向きをやや西へ変えて、下呂町^{はらや}宮地、初矢峠、下呂町小川(いずれも加子母図幅地域内)を通り、本図幅地域北東縁部の飛驒川沿いに走り、ここで2本に分岐して馬瀬村地域へ向けて走る。2本の分岐断層のうち北東側のものは**下呂東断層**、南西側のものは**下呂西断層**とそれぞれ呼ばれている(山田, 1978)。下呂西断層は下呂温泉の西方でさらに分岐し、分岐した断層は^{かきさか}柿坂峠、馬瀬村西村を経て、^{ならお}榎尾峠へとつづき、**柿坂断層**と呼ばれている(山田, 1978)。これらの断層のうち、下呂東断層上下呂温泉の泉源がおおよそ並ぶ(第44図参照)。破砕帯の幅は下呂東断層で最も広く、下呂温泉街付近で約500m、放水路トンネル内では約300mである(山田, 1978)。これに対して、断層地形は下呂西断層及び柿坂断層のほうが明瞭である。濃飛流紋岩の東侯-船山溶結凝灰岩層が飛驒川より北東側の地域だけ熱変成作用を受け、南西側よりも深部を露出させていることから、下呂東断層を境にして北東側が上昇していることになる(山田, 1978)。また、萩原町釜ヶ野と下呂町小川(加子母図幅地域内)との間における飛驒川の屈曲を下呂東断層による水平転位によるものと考えれば、約3kmの左ずれとなる。ただし、地質学的な根拠は得られていない。馬瀬村西村付近においては、柿坂断層を境に南側の東侯-船山溶結凝灰岩層と北側の惣島溶結凝灰岩層が接しており、柿坂断層も北側が上昇している。

宮地断層(岡田, 1975)は、下呂町宮地付近から下呂断層の南西側を並走する断層であるが、萩原断層や下呂断層と異なり全体に断層地形が不明瞭で、破砕帯の幅も10m前後と狭く、北西延長上にあたる放水路トンネル内では確認されていない(山田, 1978)。本断層はその北西端部付近において濃飛流紋岩の東侯-船山溶結凝灰岩層と赤石及び夕森山-金山溶結凝灰岩層を境しており、北東側が上昇している断層であるが、本図幅地域内での断層地形が不明瞭であることから、本断層を活断層として位置づける

こと（岡田，1975）には問題があろう。

夏焼断層（山田，1978）は，下呂町夏焼付近（加子母図幅地域内）から宮地断層のさらに南西側を並走する断層で，本図幅地域では下呂町三原で飛驒川を渡り，馬瀬村若佐谷付近の放水路トンネル内で幅約70 mほどの破碎帯として確認される（山田，1978）．本断層も大まかにみると北東側が上昇しており，宮地断層にくらべると断層地形や破碎帯が明瞭である．

VII. 3. 2 阿寺断層系に直交する断層群

阿寺断層系の断層群の両側には，それらに直交するNE-SW方向にいくつもの断層が伴われ，阿寺断層系の断層群と共役関係にあると考えられている．それらのうち，舞台峠付近から南西へ向かって走る久野川断層と火打断層が本図幅地域の南東部をNE-SW方向に走る．

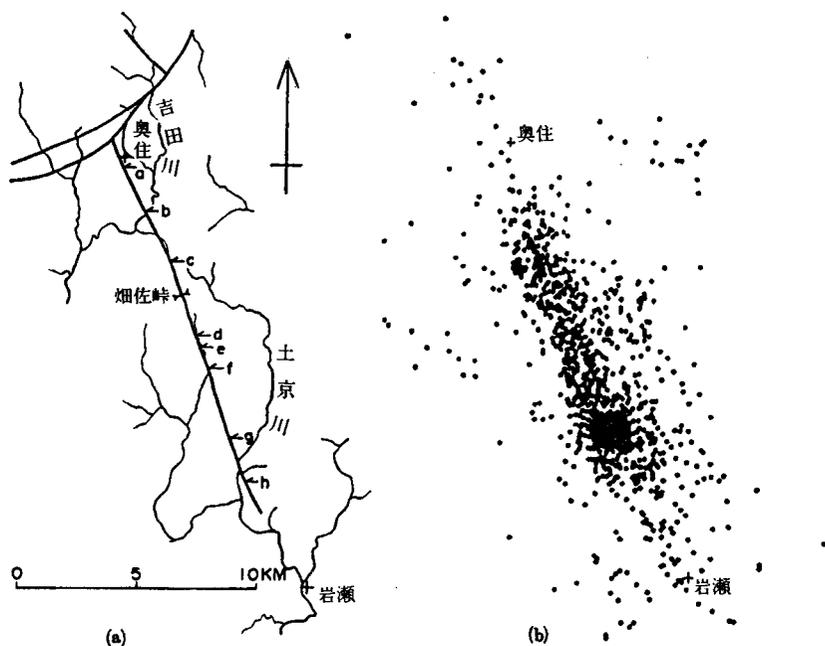
久野川断層（山田ほか，1976）は，下呂町宮地付近から南西へ，竹原峠，下呂町夏焼，久野川峠（いづれも加子母図幅地域内），本図幅地域東縁部の下呂町久野川を経て，南縁部の金山町中切付近まで，濃飛岩体内を約15kmにわたり直線状に走り，さらに美濃帯堆積岩コンプレックス分布域へ伸びる．この間，直線状の谷やその間にあるいくつかの峠及び鞍部をむすぶ明瞭なリニアメントを示す．破碎帯の幅は阿寺断層系の断層群に比べて狭く，10m以内である．濃飛流紋岩の地質から求められる水平変位量は少なく，最大でも1kmを越えない右ずれ断層であり，垂直変位量はわずかである．

火打断層（山田ほか，1976）は，舞台峠の南方から南西へ向かって，久野川断層の南東側をおおよそ並走し，本図幅地域南東部の下呂町火打，火打峠を経て，南縁部の金山町中津原付近から美濃帯堆積岩コンプレックス分布域へと伸びる．久野川断層と同様に明瞭なリニアメントを示す右ずれ断層であるが，その見かけの水平・垂直変位量は久野川断層より大きくみえる．とりわけ，火打より北東方では，断層を挟んで濃飛流紋岩の赤河溶結凝灰岩層と高樽溶結凝灰岩層が接しており，見かけ上の垂直変位量が大きくみえる．しかし，この断層とはほぼ同じ位置にシークエンスIVにかかわるコールドロンの縁が位置していたと推定されることから（第37図参照），実際の垂直変位量は少ないと判断される．

VII. 3. 3 畑佐断層

本断層は，1969年の岐阜県中部地震（第IX章参照）に関係した断層として恒石（1976）により命名された断層である．恒石（1976）によれば，この断層は明宝村畑佐（萩原図幅地域内）の北方から畑佐を通り，本図幅地域北端の畑佐峠から中央部の和良村下土京の南南東までの約17kmにわたり追跡される断層とされている（第42図）．しかしながら，恒石（1976）がいくつかの地点で記載している内容の多くは，濃飛流紋岩中に数多く存在する断層において普遍的にみられる現象であり，それらが岐阜県中部地震によって初めて現れた現象であると特定することはきわめて難しい．

濃飛流紋岩及び関連する貫入岩類の地質と明瞭なリニアメントから実際に求められる断層は，恒石（1976）が求めた畑佐断層の位置とは異なり，畑佐峠以南において大きく2本に分かれる．これは，断層が地質図上で有意の変位量を表現できる線として描かれることにも関係しており，恒石（1976）が主張するような位置での地震断層の存在をまったく否定しているわけではない．ここでは，畑佐峠以北では恒石（1976）が求めた畑佐断層の位置と一致していることから，畑佐峠以南において2本に分かれる断



第 42 図 恒石 (1976) による畑佐断層の地表における位置 (a) 及び 1969 年岐阜県中部地震の余震の震央分布 (b) 恒石 (1976) を一部改変。(a)一部を改変。a-h は恒石 (1976) による断層の確認地点。(b)渡辺・黒磯 (1970) による

層をそれぞれ畑佐西断層, 畑佐東断層と呼ぶ。

畑佐西断層 (新称) は, 畑佐峠から向きを南へ変えて, 鹿倉川支流東洞の西側山腹に並ぶいくつかの鞍部を通り, 鹿倉峠を経て, その南側の真那洞の谷に沿ってまっすぐ南へ追跡される断層である。鹿倉峠付近より南方では美濃帯堆積岩コンプレックス分布域に入り, 和良川を越えるとやや東へ向きを変えていくが, 徐々に追跡が困難になる。鹿倉峠付近の林道では, 本断層を境に濃飛流紋岩の高樽溶結凝灰岩層と美濃帯堆積岩コンプレックスのチャートが接し, 両者が幅 10 m 以上にわたり強く破碎されている。

畑佐東断層 (新称) は, 畑佐峠から土京川上流の根本南方を通り, 本図幅地域中央部の東仙峡金山湖西岸地域へかけて NW-SE 方向に追跡される断層で, 途中いくつかの鞍部を通る。この断層には畑佐西断層ほど明瞭に観察できる断層露頭は確認されていないが, 岐阜県中部地震の際にこの線上において多くの山崩れが発生している (梶田, 1970 ; 第 43 図参照)。

VII. 3. 4 八幡断層

本断層は恒石 (1976) により命名され, 北西に隣接する白鳥図幅地域の南部から, 西隣の八幡図幅地域の北部を通り, その南東部を経て, 本図幅地域の南西部へと, NW-SE 方向におおよそ 30 km 以上にわたり追跡される。本断層は, 八幡図幅地域における尾根の屈曲などから左横ずれ断層であり, 崖錐堆積物を切ることから活断層であると考えられている (脇田, 1984)。本図幅地域では, その存在が美濃帯堆積岩コンプレックスの岩相境界で認識されるが, 破碎帯などの明確な証拠は見い出せない。

IX. 地震活動

(小井土由光)

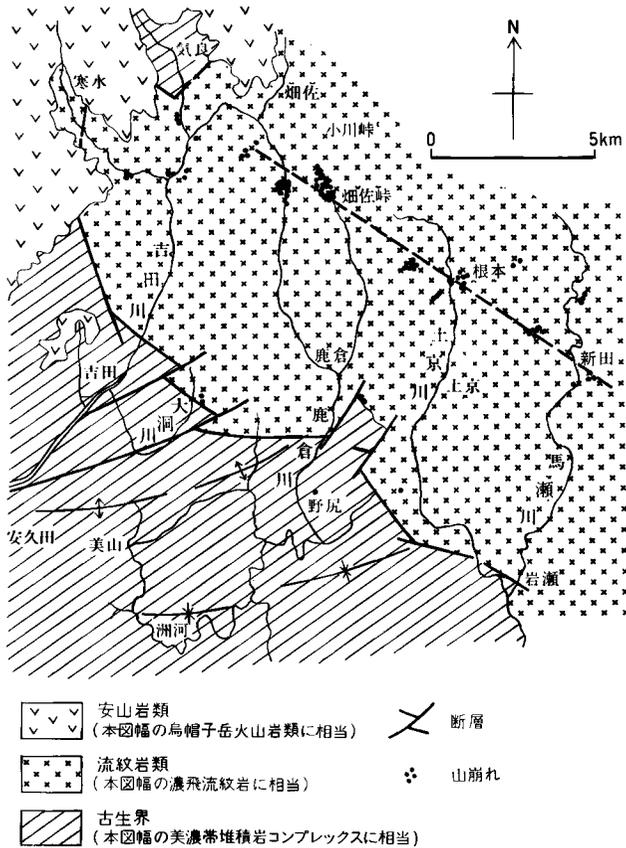
本図幅地域内に震源をもち・近年に起った比較的規模の大きい地震は、1969年の岐阜県中部地震である。その震源要素は、気象庁発表によると以下のものである(気象庁・岐阜地方気象台、1970)。

発震時：1969年9月9日14時15分33.5 ± 0.2秒

震源位置：北緯35°47' ± 01'，東経137°04' ± 01'，深さ=0 km

マグニチュード：6.6

発表されている震源位置の数値をそのままあてはめると、この地震の震源は本図幅地域北西部の和良村



第43図 1969年岐阜県中部地震による山崩れ箇所の分布 梶田(1970)を一部改変

中央部-北部の地表直下となるが、当時の観測精度は現在に比べればかなり低く、その位置を正確に決めることはできない。

地震発生直後に実施された各種の調査結果は、地震研究所彙報第48号第6冊Bとしてまとめられており、そのなかでこの地震に関する地質学的検討が村井(1970)、松田・恒石(1970)及び梶田(1970)によりなされている。この地震に関連すると考えられる断層は、地震の規模がそれほど大きくなかったため地表には現われなかったとされているが(松田・恒石, 1970)、恒石(1976)は余震の震央分布に対応して畑佐断層が存在するとして、その位置を定めている(第41, 42図参照)。ただし、前述のとおり(VIII. 3. 3参照)、その指摘には問題があり、余震の震央分布も仮定される層構造により異なる結果をもたらすため、畑佐断層をこの地震により現われた断層と特定することは困難であろう。梶田(1970)は、主にこの地震により発生した山崩れの分布から、畑佐峠より東仙峡金山湖へ向けてNW-SE方向に走る線上に破碎帯が存在する可能性を指摘しており(第43図)、それが畑佐東断層に相当する(VIII. 3. 3参照)。

X. 応用地質

(脇田浩二・小井土由光)

X. 1 地下資源

本図幅地域における地下資源は、金属資源・非金属資源とも顕著なものはなく、いずれもかつては小規模に採掘されていたが、現在は稼行されていない。

金属資源としては、美濃帯堆積岩コンプレックスの金山ユニット内のチャート中に産するマンガンがあり、かつて八幡^{ののくら}野々倉^{すがたさきぼら}や金山町菅田笹洞などで採掘されていた。

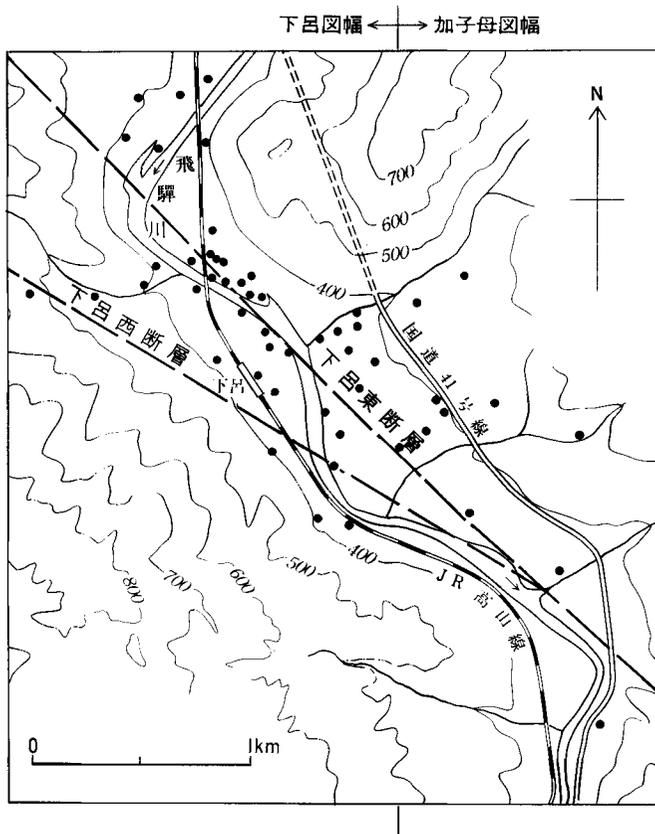
非金属資源としては、美濃帯堆積岩コンプレックスの舟伏山ユニット内に分布する石灰岩がかつて和良村真那洞で採掘されたが、あまり利用されていない。本図幅地域のすぐ南に隣接する上之保村^{とやいち}鳥屋市から金山町笹洞にかけての地域(金山図幅地域の北縁部)には、かつて蛍石が採掘された平岩鉾山があった(水谷・小井土, 1992)。

X. 2 温泉

本図幅地域内では、第7表に示すような泉源が得られている。これらのうち大部分は下呂温泉に属するものであり、本図幅地域北東縁部から加子母図幅地域北西縁部へかけての飛驒川流域に集中して分布する。

第7表 下呂町幅地域内における温泉の泉源状態 (岐阜県温泉台帳より抜粋)

名 称	所 在 地	位 置		分 析 年 月 日 (西 曆)	湧 出 量		温 度 (℃)		pH		掘削深度 (m)	外 感 臭 味	泉 質	備 考		
		緯 度	経 度		(l/min)	状 况	泉 温	気 温	現 地	試 験						
下	さつき苑 2号	下呂町西上田字清谷1935	35° 48' 56"	137° 14' 26"	68・6・17	180	揚湯	35.1	26.9	9.3	—	300	無色透明・無臭	単純硫酸黄泉		
	小川屋 4号	下呂町下夕鳥地内 河川敷	—	—	62・11・12	250		50	—	9.4	10.0	350	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
呂	望川館 2号	下呂町下夕鳥6地先 河川敷	—	—	60・6・21	140		54	20	9.4	9.4	264	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 2号	下呂町湯之島字松葉 201	35° 48' 28"	137° 14' 25"	61・11・27	360	揚湯	53.5	16	9.2	9.2	244	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 2号	下呂町湯之島字松葉 201	35° 48' 28"	137° 14' 25"	58・9・10	72		44.5	28	8.5	9.2	—	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 7号	下呂町湯之島字松葉 177-1	35° 48' 33"	137° 14' 26"	64・9・23	500		46.4	15.4	9.1	9.2	30	無色透明	単純硫酸黄泉		
	望川館 1号	下呂町湯之島字中北 250	—	—	56・5・16	72		44	17	8.4	7.8	295	無色透明・無臭	単純硫酸黄泉		
	望川館 14号	下呂町湯之島字松葉	—	—	59・11・25	360		52	11	9.2	9.1	296.5	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 18号	下呂町湯之島字下屋敷 894	35° 48' 26"	137° 14' 33"	75・1・22	250		51.5	2.0	9.1	9.5	300	無色透明・微硫酸臭	単純		
	望川館 15号	下呂町湯之島字湯之原 930-2	35° 48' 22"	137° 14' 35"	61・6・7	180		55.0	—	9.2	9.2	300	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 20号	下呂町湯之島字湯之原 894-2	35° 48' 22"	137° 14' 33"	79・12・5	155	揚湯	28.3	12	9.1	8.7	300	無色透明・微硫酸臭	アルカリ単純泉		
	望川館 11号	下呂町湯之島字河立河原	35° 48' 24"	137° 14' 31"	56・5・16	288		76	17	8.4	8.0	240	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 19号	下呂町湯之島字湯之原 931-4	35° 48' 24"	137° 14' 26"	62・7・17	360		73.5	26	8.8	9.0	300	無色透明・硫化水素臭	単純		
	望川館 1号	下呂町湯之島字湯之原 938-2	35° 48' 23"	137° 14' 23"	64・9・29	300		51.2	19.3	9.3	9.6	300	無色透明	単純硫酸黄泉		
	望川館 1号	萩原町西上田字下の平2135	35° 48' 27"	137° 14' 15"	66・10・21	90.0	揚湯	42.8	14.0	9.3	9.6	300	無色透明・硫化水素臭	単純硫酸黄泉		
	望川館 1号	萩原町西上田字下の平2141-9	35° 48' 24"	137° 14' 13"	70・7・7	150	揚湯	25.4	24.0	9.2	—	300	無色透明・無臭	単純		
	望川館 4号	下呂町湯之島字湯本	35° 48' 20"	137° 14' 31"	60・6・20	290		53	29	9.2	9.2	300	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 1号	下呂町湯之島字湯本1079	—	—	62・11・13	360		52	13	9.0	9.6	300	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 7号	下呂町湯之島1206	35° 48' 08"	137° 14' 37"	65・7・30	180		43.2	33.4	9.3	9.4	300	無色透明	単純硫酸黄泉		
	望川館 5号	下呂町湯之島字幸之瀬1194	35° 48' 15"	137° 14' 36"	61・12・1	360		48.5	13	9.4	9.4	300	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
	望川館 6号	下呂町湯之島1212	—	—	65・7・30	230		42.0	—	9.5	9.7	300	無色透明	単純硫酸黄泉		
	温	山田館 1号	下呂町少々野 114-7	35° 47' 48"	137° 14' 51"	65・11・5	—		—	—	—	—	400	—	単純	泉
山田館 1号		下呂町湯1079-2	35° 48' 16"	137° 14' 45"	64・6・23	200		39.1	27.5	9.4	10.0	300	無色透明	単純	泉	
小川屋 8号		下呂町森字宮本1118-1	35° 48' 21"	137° 14' 52"	71・5・19	103.6		37.1	18.5	9.4	10.2	300	無色透明・無臭	単純	泉	
小川屋 1号		下呂町森字宮本1128-4	35° 48' 18"	137° 14' 48"	69・5・30	7.8	揚湯	27.6	21.0	9.2	9.2	300	無色透明・無臭	単純	泉	
日本電装 泉源		下呂町森字羽根1333-2	35° 48' 15"	137° 14' 51"	65・7・29	80		38.0	33.6	9.5	10.0	350	無色透明・無臭	単純	泉	
中部温泉 開発 2号		下呂町森字水向1391-4	35° 48' 12"	137° 14' 56"	71・5・20	40.1		38.0	26	9.8	10.6	300	微混濁・微硫化水素臭	単純	泉	
田口 1号		下呂町森字前田1400-4	35° 48' 12"	137° 14' 58"	68・6・20	144	揚湯	35.3	27.4	9.4	—	30	無色透明・無臭	単純	泉	
銀座 荘 2号		下呂町森字小沼 924	35° 48' 09"	137° 14' 53"	55・11・17	135		26	13	10.1	7.4	156	無色透明・硫化水素臭	単純	泉	
中川一男 1号		下呂町森字溝添830-15	35° 48' 02"	137° 15' 05"	67・10・27	114	揚湯	27.1	13.2	9.2	—	400	無色透明・無臭	単純	泉	*
ツ見 湯泉		下呂町森字道館 119-4	35° 48' 02"	137° 14' 49"	55・11・5	85		28	14.5	9.4	7.4	221	無色透明・硫化水素臭	単純	泉	
笹俣 湯泉		下呂町森字道下76-1	35° 47' 57"	137° 14' 48"	68・6・20	2.0	自噴	31.8	23.9	9.3	—	300	無色透明・無臭	単純	泉	
日本木材文化 1号		下呂町森字島田 240-8	35° 48' 00"	137° 15' 00"	64・6・24	93	自噴	33.8	—	9.4	9.9	300	無色透明	単純	泉	*
川一男 2号		下呂町森字小瀬1656	35° 48' 05"	137° 15' 08"	70・11・27	144.0	揚湯	33.0	12.2	9.5	—	450	無色透明	単純	泉	*
銀座 荘 1号		下呂町森字梅の下り1021	35° 48' 14"	137° 14' 41"	62・7・16	360		44	—	9.6	9.7	227	無色透明・硫化水素臭	単純硫化水素泉		
ジャンボクラブ 下呂		萩原町西上田字清谷1936-2	35° 48' 46"	137° 14' 10"	69・5・29	82.6	揚湯	30.2	23.4	9.5	—	300	無色透明・無臭	単純	泉	
萬代 1号		萩原町西上田字多保木2132-1	35° 49' 40"	137° 13' 54"	70・7・7	100	揚湯	33.4	24.8	9.5	—	300	無色透明・無臭	単純	泉	
黒沼 湯泉		下呂町森98-5	35° 48' 05"	137° 14' 46"	68・6・19	135	揚湯	31.2	20.6	9.4	—	300	無色透明・無臭	単純硫酸黄泉		
下呂谷敷病院 1号		萩原町西上田字清谷1936-1	35° 48' 53"	137° 14' 20"	69・5・29	114	揚湯	30.0	24.4	9.5	—	300	無色透明・無臭	単純	泉	
さつき苑 1号		萩原町西上田字水口1413-1	35° 48' 44"	137° 14' 23"	67・3・28	162	揚湯	35.4	16.2	9.6	—	300	無色透明・無臭	単純硫酸黄泉		
泉		二村 泉源	下呂町森字下垣内2431-2	35° 48' 07"	137° 15' 07"	70・11・27	219.0	揚湯	32.0	13.0	9.5	—	400	無色透明・無臭	単純	泉
	井口 湯泉	下呂町森字井口1282-1	35° 48' 18"	137° 14' 52"	70・7・6	185	揚湯	39.4	24.2	9.5	—	300	無色透明・無臭	単純	泉	



第44図 下呂温泉における主な泉源の分布 川地(1992)の資料より作成。

下呂温泉は、主にアルカリ性の単純泉－硫黄泉で、ほとんどが掘削深度300m以内の井戸から得られている。これは、乱堀を避けるために泉源間の掘削距離規制とともに設けられた掘削深度規制によるものである(岐阜県, 1979)。泉源は飛驒川流域に広がって分布するが、JR高山線下呂駅付近の飛驒川河床及びその周辺に比較的集中している(第44図)。泉源が集中する飛驒川河床付近には、阿寺断層系の下呂東断層がNW-SE方向に走り(第41図参照)。泉源の多くはこの断層に伴われる破碎帯に沿って湧出していると考えられる。下呂温泉の熱源については、温泉街の東方約3 kmにある湯ヶ峰火山(湯ヶ峰流紋岩; 山田ほか, 1992)に関係していると漠然といわれてきたが、同火山が明瞭な火山地形を示さず、規模も小さいことなどから、熱源としての明確な根拠が得られていなかった。近年、同火山岩のK-Ar年代として約0.5Ma(山田ほか, 1985b)、約0.12Ma(清水ほか, 1988)あるいは約0.102Ma(Matsumoto et. al., 1989)といった値が得られ、この火山がごく最近(約10-12万年前)に形成された火山であることが明らかとなり、下呂温泉の熱源として検討に値する対象となっている(山田ほか, 1992)。

X. 3 自然災害

本図幅地域内で発生する自然災害は主に水害であり、過去のいくつかの台風や集中豪雨などにより、

橋、道路、家屋、田畑、農作物などに被害がでてゐる（太田，1961；金山町誌編纂委員会，1975；和良村教育委員会，1988；下呂町史編集委員会，1990）。

山崩れは、阿寺断層系の断層群及び畑佐断層に沿う地域でしばしば認められ、比較的大規模な斜面崩壊は湯ヶ峰火山（加子母図幅地域内）でみられ、最近では1969年の岐阜県中部地震の際に畑佐東断層に沿う和良村根本付近においてみられた（第43図参照）。

文 献

- 藤岡比呂志（1981）岐阜県和良村地域の濃飛流紋岩．岐阜大学教育学部卒業論文（MS．）。
- 古田靖志（1984）郡上郡吉田川流域の濃飛流紋岩．岐阜大学教育学部卒業論文（MS．）。
- 下呂町町史編集委員（1990）飛驒下呂．通史・民俗，下呂町。
- 岐阜県（1979）岐阜県における温泉の概要．岐阜県，278p．
- （1970）岐阜県地質鉱産図（15万分の1）および同概説．109p．
- 羽賀幸治（1979）濃飛岩体中央部の流紋岩類 その1（弓掛川西方地域）．岐阜大学教育学部卒業論文（MS．）。
- 原山 智・鈴木達郎（1984）濃飛流紋岩類に関するフィッシュントラック年代．日本地質学会第91年学術大会講演要旨，p. 368．
- 猪郷久治（1979）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．鹿沼茂三郎教授退官記念論文集，p. 103-113．
- Igo, H. (1981) Permian conodont biostratigraphy of Japan. *Pal. Soc. Japan, Special Papers*, no. 24, p. 1-50.
- (1989) Mixed Conodont elements from Hachiman Town, Mino terrane, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 156, p. 270-285.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦（1983）南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成．科学，vol. 53, p. 429-438．
- 梶田澄雄（1970）岐阜県中部地震—1969年9月9日—の地震域の地質．地震研究所彙報，vol. 48, p. 1281-1286．
- 金山町誌編纂委員会（1975）金山町誌．金山町。
- 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.
- Kanuma, M. (1958a) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northern part of the Mino mountainland, Part I, Stratigraphy. *Jubilee Publ. Comm. Prof. Hujimoto*, p. 1-48.
- (1958b) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northern part of the Mino mountainland, Part II, Paleontology no. 2. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 9, p. 27-57.

- Kanuma, M. (1959) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northern part of the Mino mountainland, Part II, Paleontology no.3. Bull. Tokyo Gakugei Univ., vol.10, p.59-107.
- (1960) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northern part of the Mino mountainland, Part II, Paleontology no.4. Bull. Tokyo Gakugei Univ., vol.11, p.55-73.
- 片田正人・礪見 博 (1958) 5万分の1地質図幅「上松」および同説明書. 地質調査所, 38p.
- ・河田清雄・坂本 亨・山田直利・村山正郎・礪見 博 (1961) 20万分の1地質図幅「飯田」第1版. 地質調査所.
- 河田清雄 (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地質図幅), 地質調査所, 72p.
- ・礪見 博・杉山雄一 (1988) 萩原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 82p.
- 川地久美子 (1992) 岐阜県の温泉. 岐阜大学教育学部卒業論文 (MS.).
- 気象庁・岐阜地方気象台 (1970) 岐阜県中部地震調査報告. 験震時報, vol.34, p.71-90.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 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—濃飛岩体西縁郡 (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Ib・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.
- ・佐藤克己 (1979) 岐阜県馬瀬川中流域の濃飛流紋岩—濃飛岩体中央部におけるステージIIの陥没構造—. 岐阜大学教育学部研究報告 (自然科学), vol.6, p.434-446.
- ・佐々木嘉三・木股文昭 (1981) 概説: 阿寺断層. 月刊地球, vol.3, p.196-199.
- 松田時彦・恒石幸正 (1970) 岐阜県中部地震—1969年9月9日—被害地調査報告書. 地震研究所彙報 vol.48, p.1267-1279.
- Matsumoto, A., Uto, K. and Shibata, K. (1989) K-Ar dating by peak comparison method—New technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma—. Bull. Geol. Surv. Japan, vol.40, p.565-579.

- 松野正範 (1984) 益田郡金山町北部の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文 (MS.).
- Mizutani (1964) Superficial folding of the Paleozoic system of central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17-83.
- 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.
- ・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.
- 村井 勇 (1970) 岐阜県中部地震—1969 年 9 月 9 日—の地震地域およびその周辺の地質構造. 地震研究所集報, vol. 48, p. 125-1266.
- 名古屋通商産業局 (1993) 名古屋通商産業局管内鉱区一覧.
- 丹羽 鼎・久賀俊正 (1963) 益田郡中切鉱山付近マンガン鉱床調査報告. 地下資源調査報告書 (11), 岐阜県, p. 23-26.
- 濃飛流紋岩体研究グループ (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.
- (1979) 飛騨古川—御母衣湖地域の濃飛流紋岩 (概報)—濃飛岩体北部地域における東西地質断面—. *地質学論集*, no. 17, p. 165-176.
- 岡田篤正 (1975) 阿寺断層中北部舞台峠周辺の地形発達と断層変位地形. *地理学評論*, vol. 48, p. 72-78.
- (1988) 1986 年阿寺断層系, 萩原断層 (乗政地区) トレンチ調査. *活断層研究*, no. 5, p. 65-70.
- 岡村行信 (1980) 郡上八幡北方の地質. 名古屋大学理学部地球科学科修論 (MS.).
- 太田成和 (1961) 郡上八幡町史 下巻. 八幡町, p. 443-947.
- 大塚寅雄・佐々木政次・高田康秀・朽名重治 (1965) 金山珪石鉱床調査報告. 地下資源調査報告書 (12), 岐阜県, p. 15-22.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern part of the Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- 佐藤克己 (1979) 馬瀬川中流域の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文 (MS.).
- 柴田 賢・内海 茂 (1992) K-Ar 年代測定結果 4. *地調月報*, vol. 43, p. 359-367.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸 (1988) 両白—飛騨地域に分布する鮮新—更新世火山岩の K-Ar 年代. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, no. 14, p. 1-36.
- 棚瀬充史 (1982) 奥美濃酸性岩類—両白山地における白亜紀火成作用—. *地質雑*, vol. 88, p. 271-288.
- 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鉱床調査報告, 地下資源調査報告書 (6), p. 1-5.
- 辻村太郎 (1926) 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造 (予報). *地理学評論*, vol. 2, p. 130-152, 192-218.
- 恒石幸正 (1976) 岐阜県中部地震に関連した断層. *地質学論集*, no. 12, p. 129-137.
- 脇田浩二 (1982) 九頭竜川最上流域—郡上八幡西方地域に産するジュラ紀放射虫化石. *大阪微化石研究会誌 特別号 5 号*, p. 153-171.
- ・岡村行信 (1982) 岐阜県郡上八幡北方の異地性岩体を含む中生層. *地調月報*, vol. 333, p.

161-185.

- 脇田浩二 (1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 89p.
- (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 Earliest Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 39, p. 675-757.
- 脇田浩二 (1991) 谷汲地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 53p.
- ・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨 (1992) 20 万分の 1 地質図幅「岐阜」. 地質調査所.
- 和良村教育委員会 (1988) 和良村村史. 和良村.
- 渡辺 晃・黒磯章夫 (1970) 岐阜県中部地震—1969 年 9 月 9 日—の余震について. 地震研究所彙報, vol. 48, p. 1195-1208.
- 山田直利 (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.
- (1978) 阿寺断層を追って (その 2) —付知から飛騨川まで—. 地質ニュース, no. 284, p. 30-36.
- ・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋 (1985a) 高山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- ・加藤碩一・小野晃司・岩田 修 (1985b) 北アルプス周辺地域の鮮新世—更新世珪長質火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, p. 539-549.
- ・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.
- ・———— (1976) 馬瀬川ダム中呂発電所新設工事第 3 工区工事ずい道掘削地域の地質調査報告 (受託報告). 地質調査所, 15p.
- ・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・高木秀雄・赤羽久忠 (1992) 阿寺断層周辺地域の火成岩類の放射年代と断層活動の時期. 地調月報, vol. 43, p. 759-779.
- ・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.
- 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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa (10) No.71



GEOLOGY OF THE GERO DISTRICT

By

Koji WAKITA and Yoshimitsu KOIDO

(Written in 1993)

(ABSTRACT)

The Gero district is mainly underlain by the Mino Sedimentary Complex of Jurassic to earliest Cretaceous age and by the Nohi Rhyolite of Late Cretaceous age. The complex is intruded by the Tertiary intermediate dikes, and is covered by the Eboshidake Volcanic Rocks. In Quaternary, talus deposits, alluvium and present riverbed deposits unconformably cover the Pre-Quaternary rocks. The active faults are developed in the northeastern and southwestern ends of the Gero district. The Summary of the geology of the district is shown in Table 1.

MINO SEDIMENTARY COMPLEX

The Mino Sedimentary Complex in this district consists mainly of melange, massive sandstone, turbidite and allochthonous blocks of chert, limestone and basalt. The complex is considered to be formed by the accretionary process along the convergent margin in Jurassic to earliest Cretaceous time.

The Mino Sedimentary Complex in this district is divided into four units on the

Table 1 Summary of the geology of the Gero district.

Age		Stratigraphy	Geologic History
Cenozoic	Quaternary	Alluvium Present riverbed deposits Talus and small fan deposits Terras deposits Eboshidake Volcanic Rocks	Active Fault Movement
	Tertiary		Andesite dikes
Mesozoic	Cretaceous	Nohi Rhyolite	Felsic Igneous Activity Rhyolite and Dacite Quartz porphyry and Granite porphyry dikes
	Jurassic	Sedimentary Complex of the Mino terrane	Stacking of tectonic slices and melange formation Sedimentation of turbidite and siliceous shale
	Triassic		Deposition of chert
Paleozoic	Permian		Formation of seamount (basalt and limestone)

basis of lithology and age of their components (Table 2).

The Funafuseyama Unit consists of limestone, basalt and chert of Permian age. These rocks occur as tectonic blocks, slabs and slices. The tectonic slices of the Funafuseyama Unit are sometimes intercalated with the tectonic slices of the Kamiyaso Unit. The limestone and chert of this unit yield fusulinids and radiolarians of Permian age, respectively.

The Kanayama Unit is a Middle Jurassic to earliest Cretaceous melange which includes numbers of blocks and slabs of chert, siliceous mudstone, sandstone and basalt in a dark gray mudstone matrix. The chert yields Middle Triassic to Middle Jurassic radiolarians (Wakita, 1988a), while the siliceous mudstone and mudstone of matrix yield radiolarians of Middle Jurassic to earliest Cretaceous in age.

The Kamiyaso Unit consists mainly of sandstone, mudstone, siliceous shale, chert, "Toishi type" siliceous claystone, conglomerate and basalt. Turbidite is usually rich in sandstone and sometimes slightly disrupted.

The original succession of the components is composed of basalt, "Toishi type" siliceous claystone, chert, siliceous shale, and clastic rocks such as turbidite, massive sandstone and conglomerate, in ascending order. The whole or a part of the succession is recognized in tectonic slabs and slices.

The Samondake Unit consists mainly of sandstone, mudstone and chert. The chert occurs as blocks and slabs in turbidite disrupted to various degree. Some of the disrupted turbidite shows block-in-matrix texture, and is similar to the broken formation. The siliceous shale of the unit includes radiolarians of Middle Jurassic, and the chert yields Permian and Triassic radiolarians in the western adjacent Hachiman district (Wakita, 1984) .

NOHI RHYOLITE AND RELATED INTRUSIVE ROCKS

Nohi Rhyolite

The Nohi Rhyolite occurs between the Mino and Hida terranes in central Japan and occupies a NW-SE trending area of about 120km long and about 40km wide. It consists of numerous welded-tuffs interlayered with several volcanoclastic sediments and lavas, and is divided into six stratigraphic units, i.e. volcanic sequences I-VI in the southern and central parts of the Nohi Rhyolite region. Each volcanic sequence generally comprises successive accumulations of welded-tuff sheets with basal volcanoclastic sedimentary layers. One or more polygonal cauldrons were formed during each of volcanic sequence I through IV.

In this Gero district, the western part of the whole Nohi Rhyolite region, the Nohi Rhyolite is divided into eight units ; the Kumuro Welded-Tuff Sheet, the Ako Welded-Tuff Sheet, the Sojima Welded-Tuff Sheet, the Higashimata-Funayama Welded-Tuff Sheet, the Akaishi Welded-Tuff Sheet, the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet, the Atera Formation and the Takadaru Welded-Tuff Sheet in ascending order. The first two belong to Sequence II, the last two to Sequence IV and the rest to Sequence III. Fission-track ages of zircons are about 75 Ma for Sequence II, about 70 Ma for Sequence III and about 65 Ma for Sequence IV.

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

The Ako Welded-Tuff Sheet is distributed in the southeastern and central parts of this district. It overlies conformably the Kumuro Welded-Tuff Sheet in the southeastern part. It is more than 500m thick and consists of biotite rhyolite welded tuff. This sheet probably accumulated in the cauldron, but its shape is not clearly shown, because it is mostly covered by rocks of Sequences III and IV.

The Sojima Welded-Tuff Sheet is distributed in the northernmost part of this district and northward, and is graded into and covered by the Higashimata-Funayama Welded-Tuff Sheet. The underlying rocks are unknown. It is more than 300m thick and consists of hornblende-biotite rhyolite to rhyodacite welded tuff.

The Higashimata-Funayama Welded-tuff Sheet is widely distributed in the northeastern part of this district. This sheet abuts against the Ako Welded-Tuff Sheet in its southwestern margin, where is situated in the southwestern rim of gigantic cauldron. It is about, 1,000m thick and consists of pyroxene-hornblende-biotite

rhyodacite welded tuff.

The Akaishi Welded-Tuff Sheet is distributed in the northeastern part and southeastern corner of this district. It overlies unconformably the Ako Welded-Tuff Sheet in the western and southeastern margins of the area and conformably the Higashimata-Funayama Welded-Tuff Sheet in the northeastern part. It is 50-100m thick and consists of biotite rhyolite welded tuff.

The Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet is distributed in the southeastern, eastern, northern and northwestern parts of this district, and accumulated in two or three cauldrons. It abuts against the strata of the Mino Sedimentary Complex along the northwestern border and the Ako Welded-Tuff Sheet in the southwestern part of the district, and conformably overlies the Akaishi Welded-Tuff Sheet in the northeastern part and southeastern corner of the district. It is more than 500m in maximum thickness and is made up mostly of pyroxene (?) -biotite-hornblende rhyodacite welded tuff with small amount of poorly sorted monolithologic breccias of chert.

The Atera Formation is sporadically distributed in the central to southeastern and northwestern parts of this district.

It is the lowest deposit in two cauldrons occurred on these areas. It abuts against the strata of the Mino Sedimentary Complex along the northwestern and southern borders and the Ako Welded-Tuff Sheet in the central and southeastern parts of the district, and unconformably overlies the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet in many places of the district. It is more than 300m in maximum thickness and is composed mainly of various kinds of volcanoclastic sedimentary rocks.

The Takadaru Welded-Tuff Sheet was deposited with in two cauldrons together with the Atera Formation. This sheet overflowed the rims of these cauldrons and widely covered the area. It abuts against the strata of the Mino Sedimentary Complex along the northwestern border and the Ako Welded-Tuff Sheet in the central part of the district, and conformably overlies the Atera Formation. Its thickness is more than 800m. This sheet is made up of biotite-hornblende rhyolite welded tuff interbedded with thin volcanoclastic sediments. Vent breccias occur in the form of dikes between this sheet and the Mino Sedimentary Complex and are composed mainly of volcanic breccia and lapilli tuff.

Intrusive rocks

Intrusive rocks related to the Nohi Rhyolite are divided into three rock types in this district, namely the Dokyo Granodiorite Porphyry, the Iwase Granodiorite Porphyry and granite porphyry.

The Dokyo Granodiorite Porphyry is distributed in the central and northwestern parts of this district. It intrudes into the Yumoriyama-Kanayama Welded-Tuff Sheet, and is covered by the Atera Formation. This granodiorite porphyry contains abundant fragmental phenocrysts of plagioclase with small amounts of quartz, alkali feldspar, hornblende and biotite in heterogeneous micrographic groundmass.

The Iwase Granodiorite Porphyry occurs as several stocks on the central part of this district. It intrudes into the Takadaru Welded-Tuff Sheet. This granodiorite

porphyry commonly contains euhedral phenocrysts of plagioclase and minor hornblende biotite and quartz in microgranitic groundmass.

Parallel dike swarms of granite porphyry are distributed mainly in the southeastern corner, the central and northwestern parts of this district. The southeastern dike swarm, namely the Sami-Kadowasa Parallel Dike Swarm, intrudes into the Mino Sedimentary Complex and all units of the Nohi Rhyolite with an ENE-WSW trend. Other dike swarms are emplaced mainly along or near the cauldron rims of the Nohi Rhyolite. These swarms intruded immediately after the Nohi Rhyolite volcanism. These rocks contain abundant phenocrysts of quartz, plagioclase, alkali feldspar and biotite in the fine-grained or felsitic groundmass.

TERTIARY

Some andesite dikes are intruded into the Mino Sedimentary Complex and the Nohi Rhyolite. The width is less than 100m, and the length is less than 1km. The andesitic dikes may be related to the Tertiary andesite which distributed in the narrow zone trending north-south in the eastern part of the Gero district.

Eboshidake Volocanic Rocks are distributed in the northwestern part of the mapped district and unconformably cover the Mino Sedimentary Complex and the Nohi Rhyolite. It consists mainly of andesite tuff breccias of gray or reddish brown in color. The tuff breccia is composed of angular pebbles, cobbles and boulders of andesite within andesitic tuff matrix

QUATERNARY

The terrace deposits, present riverbed deposits and alluvium are distributed along the Hida, Maze, Wara and Yoshida Rivers and their branches. They are composed of gravel, sand silt and mud of fluvial origin.

The Atera Fault of the northeastern end of the Gero district is one of the best investigated active faults in Japan. Its movement is left-lateral. The Hachiman Fault is located in the southwestern end of the district. The fault is recognized as an active fault in the western adjacent "Hachiman" district (Wakita, 1984).

The Gero district is famous for hot spring which comes out along the Atera Fault. A lot of tourists visit the town of Gero to take a hot spring bath sometimes for a cure.

文献引用例

脇田浩二・小井土由光 (1994) 下呂地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Wakita, K. and Koido, Y. (1994) *Geology of the Gero district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 79 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成 6 年 2 月 10 日 印 刷

平成 6 年 2 月 15 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 木 村 篤 義

印刷所 創文印刷工業株式会社
東京都荒川区西尾久 7-12-16

© Geological Survey of Japan