55(521.44+53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

金沢(10)第70号

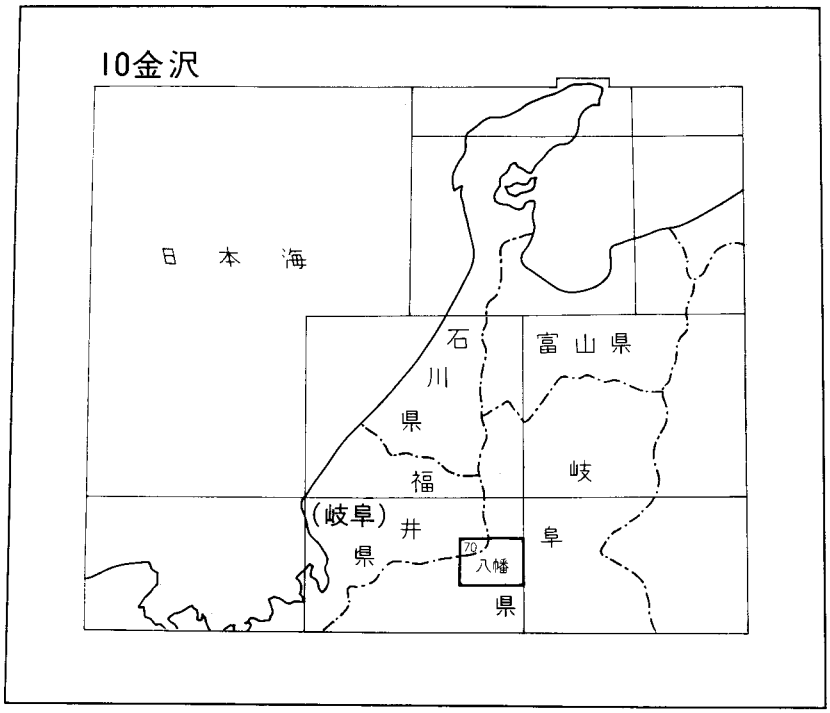
八 幡 地 域 の 地 質

脇 田 浩 二

昭和59年

地 質 調 査 所

位　置　図



(　)は 1：200,000 図幅名

目　　次

Ⅰ．地　形 1
Ⅱ．地質概説 3
Ⅲ．中部ジュラ系 8
Ⅲ．1　研究史 9
Ⅲ．2　層序及び用語の定義 11
Ⅲ．2．1　オリストストロームとオリストリス 12
Ⅲ．2．2　礫及び異地性岩体 12
Ⅲ．2．3　エンドオリストストロームI 13
Ⅲ．2．4　エンドオリストストロームII 17
Ⅲ．2．5　アロオリストストローム 18
Ⅲ．3 那比川層（N_1，N_2，si，ss，alt） 18
Ⅲ．3．1　砕屑岩類 19
Ⅲ．3．2　異地性岩体 23
Ⅲ．3．2．1　安久田岩体 24
Ⅲ．3．2．2　道ヶ洞岩体 26
Ⅲ．3．2．3　ミオ岩体 26
Ⅲ．3．2．4　浅柄岩体 27
Ⅲ．3．2．5　その他の異地性岩体 28
Ⅲ．4　小駄良川層（Tk，Km，Fk，ms，si，ss） 29
Ⅲ．4．1　徳永砂岩部層（Tk，ms，si） 32
Ⅲ．4．2　小間見珪質頁岩部層（Km，si，ss） 37
Ⅲ．4．3　深皿砂岩泥岩部層（Fk，si） 37
Ⅲ．5　河鹿層（Kj） 40
Ⅲ．6　古道層（Fr，si） 42
Ⅲ．7　左門岳層（S_1，S_2，S_3，si） 43
Ⅲ．7．1　下部層（S_1） 43
Ⅲ．7．2　中部層（S_2，si） 45
Ⅲ．7．3　上部層（S_3） 45
Ⅲ．8　産出化石と地質時代 48
Ⅳ．上部白亜系 49
Ⅳ．1　上古道層（Kf） 50
Ⅳ．2　奥美濃酸性岩類 50

Ⅳ．2．1　火山岩類 …… 50
Ⅳ．2．1．1　洞戸岩体　〔タラガ谷層（Tr）〕 …… 51
〔高賀山層（Ko）〕 …… 52
Ⅳ．2．1．2　板取岩体　〔松根谷層（Mt）〕 …… 55
〔葛レ谷層（Kz）〕 …… 55
Ⅳ．2．1．3　面谷岩体　〔面谷層（Om）〕 …… 56
Ⅳ．2．1．4　明石谷岩　〔明石谷火山岩類（Ak）〕 …… 57
Ⅳ．2．1．5　八幡岩体　〔亀尾島川層（Kb）〕 …… 58
〔内ヶ谷層（Uc）〕 …… 58
Ⅳ．2．2　岩脈 …… 60
Ⅳ．2．2．1　流紋岩火砕岩岩脈（R） …… 60
Ⅳ．2．2．2　石英斑岩・花崗斑岩・珪長岩（Q） …… 61
Ⅳ．2．3　花崗岩及び花崗閃緑斑岩 …… 62
Ⅳ．2．3．1　オリ谷花崗閃緑斑岩（Gdp） …… 62
Ⅳ．2．3．2　川浦谷花崗岩（Gr） …… 62
Ⅳ．3　濃飛流紋岩類（Nh_1, Nh_2） …… 62
Ⅴ．第三紀岩脈（P） …… 63
Ⅵ．鮮新統及び鮮新統－更新統 …… 64
Ⅵ．1　阿多岐層（At） …… 64
Ⅵ．2　烏帽子岳火山岩類（E） …… 64
Ⅶ．第四系 …… 66
Ⅶ．1　段丘堆積物（td） …… 66
Ⅶ．2　崖錐及び小扇状地堆積物（t） …… 68
Ⅶ．3　現河床堆積物（a） …… 69
Ⅷ．地質構造 …… 69
Ⅷ．1　中部ジュラ系の地質構造 …… 69
Ⅷ．2　上部白亜系の地質構造 …… 70
Ⅷ．3　断層 …… 72
Ⅸ．応用地質 …… 75
Ⅸ．1　金属鉱床 …… 75
Ⅸ．2　非金属鉱床 …… 75
Ⅸ．2．1　珪藻土 …… 75
Ⅸ．2．2　石灰岩 …… 76
Ⅸ．3　鉱泉 …… 76
Ⅸ．4　鐘乳洞 …… 78

IX. 5　自然災害 79
文　献 79
Abstract 84

図・表・図版目次

第１図　「八幡」図幅地域の埋谷接峰面図 2
第２図　「八幡」図幅地域北東部（徳永周辺）の地形 2
第３図　中部日本の先新第三紀地質構造区分 3
第４図　美濃帯ジュラ系の岩相分布と「八幡」図幅地域の占める位置 4
第５図　「八幡」図幡地域周辺における白亜紀後期（―古第三紀）酸性岩類の分布 6
第６図　「八幡」図幡地域周辺における鮮新世―更新世の火山岩類の分布 7
第７図　中部ジュラ系の地層区分 12
第８図　３種の泥質海底地すべり堆積物（エンドオリストストロームI, II及びアロオリストストローム）の相違点 14
第９図　エンドオリストストロームI 15
第10図　エンドオリストストロームII 16
第11図　アロオリストストローム 17
第12図　アロオリストストロームの泥岩基質 18
第13図　一里保木オリストストローム 21
第14図　那比川層上部層(N_2)の砂岩優勢な砂岩泥岩互層 22
第15図　那比川層上部層(N_2)の葉理珪質頁岩に挟まれるマンガン炭酸塩団塊 24
第16図　「八幡」図幅地域の中部ジュラ系に含まれる異地性岩体の分布 25
第17図　浅柄岩体(異地性岩体)東部の緑色岩類・チャート・石灰岩・チャート石灰岩互層の産状を示す露頭 27
第18図　那比川層上部層(N_2)の層状チャート(異地性岩体) 28
第19図　那比川層上部層(N_2)と小駄良川層(徳永砂岩部層，Tk)の境界部のルートマップ 30
第20図　層状チャート中に挟在する砂岩層 31
第21図　徳永砂岩部層(Tk)の典型的な岩相を示す柱状図 32
第22図　徳永砂岩部層(Tk)の典型的な岩相（塊状砂岩と，エンドオリストストロームIないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層の繰り返し） 33
第23図　徳永砂岩部層(Tk)中の礫が泥岩角礫のみからなる礫岩 34
第24図　徳永砂岩部層(Tk)中の泥岩・シルト岩・砂岩の角礫からなる礫岩 35
第25図　徳永砂岩部層(Tk)中のエンドオリストストロームI 35
第26図　小間見珪質頁岩部層(Km)とその上下の地層の関係を示すルートマップ 38

第 27 図　層状珪質頁岩(小間見珪質頁岩部層，Km) 39
第 28 図　深皿砂岩泥岩部層(Fk)中に見られる底痕 39
第 29 図　「八幡」図幅地域における中部ジュラ系の古流向 40
第 30 図　河鹿層(Kj)の礫岩 41
第 31 図　左門岳層下部層(S_1)の塊状砂岩に挟まれた層間礫岩 44
第 32 図(a)　左門岳層中部層(S_2)の塊状砂岩とそれに伴う砂岩泥岩互層 46
(b)　(a)のスケッチ 46
(c)　左門岳層中部層(S_2)の泥岩優勢な砂岩泥岩互層 47
(d)　左門岳層中部層(S_2)の砂岩優勢な砂岩泥岩互層 47
第 33 図　中部ジュラ系の砕屑岩類と異地性岩体における岩相と地質時代 49
第 34 図　奥美濃酸性岩類の各岩体の分布と名称 51
第 35 図　基盤の砂岩頁岩互層(那比川層上部層，N_2)を不整合に覆うタラガ谷層(Tr)の流紋岩凝灰岩 53
第 36 図　タラガ谷層(Tr)中の流紋岩溶岩の自破砕構造 55
第 37 図　角礫岩化したチャート(那比川層上部層，N_2)と，それを貫く流紋岩凝灰岩脈(R) 56
第 38 図　明石谷火山岩類(Ak)中の流紋岩溶岩の自破砕構造 57
第 39 図(a)　亀尾島川層(Kb)の流紋デイサイト溶結凝灰岩のユータキシティック組織(葉理面に垂直な面) 59
(b)　同上(葉理面に平行な面) 59
第 40 図　那比川層(N_2)の砂岩泥岩互層(著しく破砕)の上に不整合に載る亀尾島川層(Kb)基底部の淡緑色凝灰岩 60
第 41 図　角礫岩化したチャート(那比川層上部層，N_2) 61
第 42 図　内ヶ谷層(Uc)の基底礫岩 61
第 43 図　濃飛流紋岩類(Nh_2)の基底部における含チャート礫黒色角礫岩 63
第44図　「八幡」図幅地域の長良川沿岸における段丘堆積物(td)及び現河床堆積物(a)の分布 67
第45図　古期段丘堆積物中の礫層とそれに挟まれる泥―シルト―砂からなる滞水時の地層 68
第 46 図　「八幡」図幅地域における中部ジュラ系の地質構造図 70
第 47 図　「八幡」図幅地域及びその周辺における白亜紀後期流紋岩類の分布と高角不整合面・固結破砕帯から推定される陥没縁 71
第 48 図　八幡断層による尾根の曲がり 72
第 49 図　崖錐礫層を切る八幡断層 73
第 50 図　古道断層の北方延長にみられる破砕帯 74
第 51 図　「八幡」図幅地域の主要鐘乳洞の位置図及び内部構造 77
第 52 図　昭和 56 年 7 月の土砂流出 79

第 1 表　「八幡」図幅地域の地質総括表 8
第 2 表　「八幡」図幅地域南東部における中部ジュラ系の層序区分とその変遷 9
第 3 表　「八幡」図幅地域北東部における中部ジュラ系の層序区分とその変遷 10
第 4 表　「八幡」図幅地域西半部における中部ジュラ系の層序区分とその変遷 11
第 5 表　那比川層の塊状砂岩に挟在する層間細礫岩の礫種構成 23
第 6 表　左門岳層・小駄良川層(徳永砂岩部層)・河鹿層の塊状粗粒砂岩の組成 34
第 7 表　左門岳層の塊状砂岩に挟在する層間細礫岩の礫種構成 44
第 8 表　中部ジュラ系の珪質頁岩・マンガン炭酸塩団塊に産するジュラ紀中期を示す放散虫 48
第 9 表　中部ジュラ系に含まれるチャート(異地性岩体)に産する二畳紀・三畳紀の放散虫 48
第 10 表　中部ジュラ系に含まれるチャート・石灰岩(異地性岩体)に産する二畳紀・三畳紀のコノドント 48
第 11 表　中部ジュラ系に含まれる石灰岩(異地性岩体)に産する二畳紀の紡錘虫・石灰藻及び石炭紀の異形サンゴ 48
第 12 表　奥美濃酸性岩類の岩相一覧表 52
第 13 表　「八幡」図幅地域内の奥美濃酸性岩類の化学組成と CIPW ノルム値 54
第 14 表　美濃白鳥植物群 65
第 15 表　八幡町戒仏に分布する珪藻土の分析表 76
第 16 表　「八幡」図幅地域の鉱泉概況 76
第 17 表　熊石洞で発見された哺乳動物の化石 78

付　　図　本研究報告中に掲載した写真の撮影及び図のスケッチ地点，並びに礫岩の産出地点 83

第Ⅰ図版　　本図幅地域に産する二畳紀中期―ジュラ紀中期の微化石の走査型電子顕微鏡写真
第Ⅱ図版 1　洞戸岩体タラガ谷層の玄武岩溶岩
　　2　八幡岩体亀尾島川層の流紋デイサイト溶結凝灰岩
第Ⅲ図版 1　川浦谷花崗岩の主岩相
　　2　川浦谷花崗岩の周縁相(黒雲母花崗斑岩)
第Ⅳ図版 1　中部ジュラ系を貫く流紋岩火砕岩岩脈
　　2　烏帽子岳火山岩類の普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩

（昭和59年稿）

地域地質研究報告
5万分の1図幅
金沢（10）第70号

八幡地域の地質

脇田浩二*

「八幡」地域の野外調査は，52-57年度に行った．野外調査に当たっては，名古屋大学の足立　守助教授及び東京大学の吉田鎮男助教授から多くの助言を受けた．また，八幡町の清水正明氏及びその御家族，八幡町・大和村・白鳥町・板取町・美並村の役場の方々から便宜をはかっていただいた．

本報告のとりまとめに当たっては，特に東建地質調査所の棚瀬充史氏から奥美濃酸性岩類について未公開資料を見せていただくとともに有益な助言を受けた．岐阜県博物館の笠原芳雄氏からは，アンモナイト産出の情報及び古道層に関する資料の提供を受けた．大和村の田中　裕氏にはアンモナイト産出地点を案内していただき，発見のいきさつについて説明を受けた．また，筑波大学佐藤　正教授には，アンモナイトの鑑定結果について説明を受けた．岐阜大学の梶田澄雄教授から鍾乳洞に関する資料の提供を受け，古知野東小学校の加藤完治氏には烏帽子岳火山岩類について助言を受けた．材化石の鑑定には千葉大学の西田　誠教授を，コノドントの鑑定には元地質部の吉田　尚博士をそれぞれわぞらわせた．放散虫の研究に関して名古屋大学の水谷伸治郎教授をはじめ同大学構造地質学研究室の方々にお世話になった．

以上の方々に深甚の謝意を表する．

上部白亜系については，地質部山田直利技官から指導を受けた．環境地質部杉山雄一技官には八幡断層に関する未公開資料・写真・スケッチの提供を受けた．また，岩石薄片の作成は，技術部大野正一・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣各技官並びに故村上　正氏が行った．

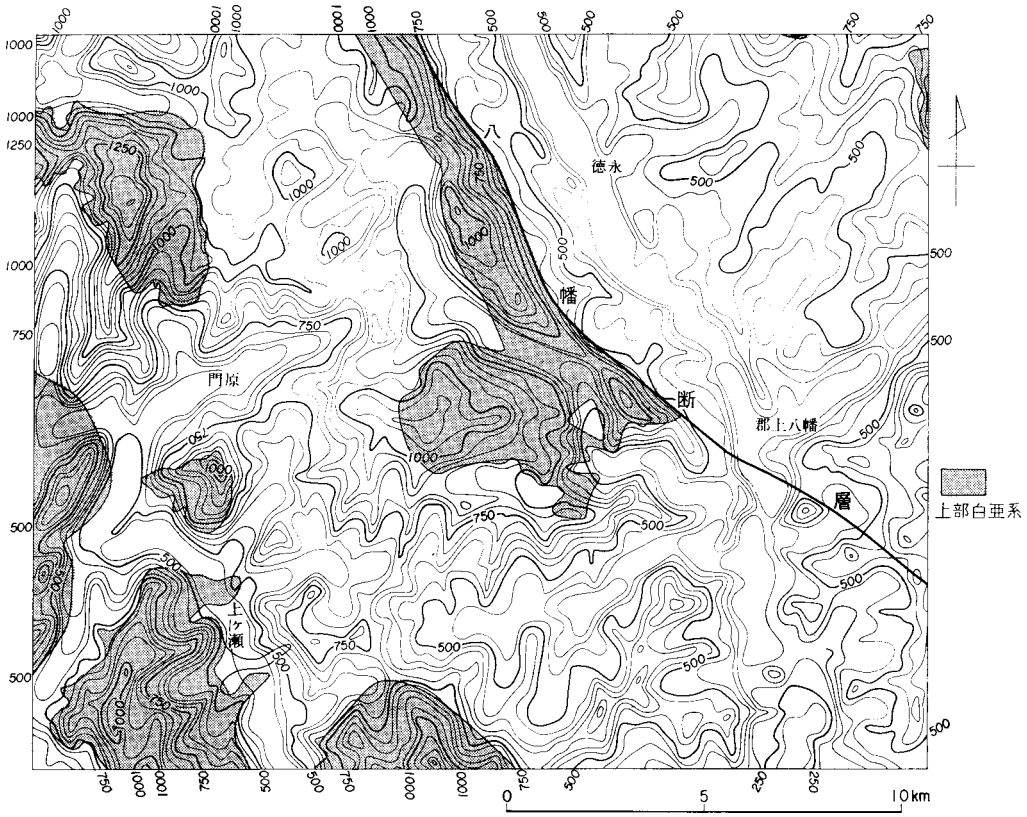
Ⅰ．地　　形

本図幅地域は，長良川の上流に位置する，海抜1,000−1,400 mの山地である．大部分の地域では侵食が進み，稜線部に小起伏面を残しておらず，複雑な水系分布が見られる．

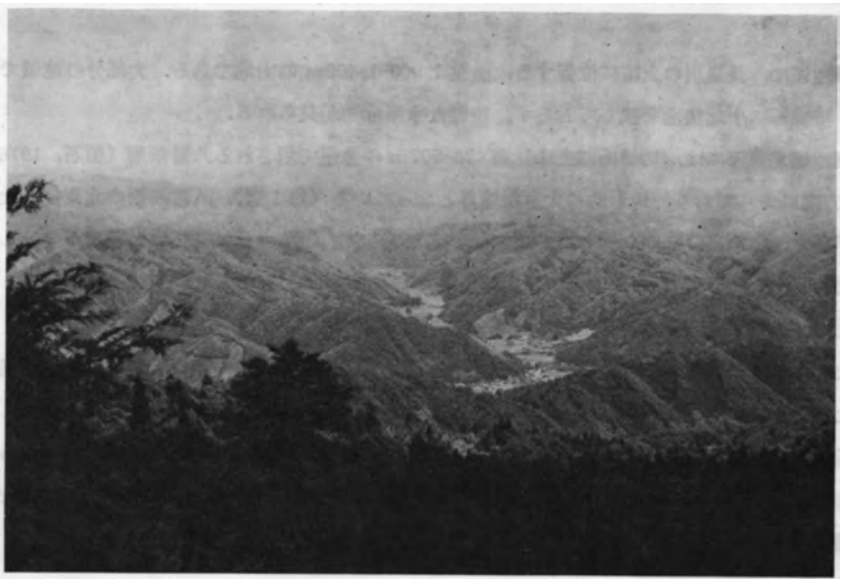
本図幅地域北東部には，切峰面図上に比高400−500 mの急崖で示される八幡断層（恒石，1976）が北西－南東方面に走っており，地形的に大きな境界となっている（第1図）．八幡断層の北東側はなだらかな尾根があり山地高度は500−800 mである．谷は埋め立てられ，比較的広い沖積地が発達している（第2図）．他方，八幡断層の南西部は尾根が急峻で山地高度は1,000−1,400 mである．そのうち，最も高い山は，本地域北西部の滝波山（1,412.5 m）である．

このような地形の特徴は岩相分布と調和的である．北東側は，鮮新世－更新世の安山岩類が海抜400−500 mより高い所に分布して中部ジュラ系を覆い，元の火山斜面が地形を支配している．一方，南西側には中部ジュラ系・上部白亜系が直接露出している．特に白亜後期の酸性火成岩類が露出する地域は急峻な山地となっている．しかし，この酸性火成岩類を除いて，中部ジュラ系からなる山地を比べても，八幡断層の北東側と南西側では明確な高度差が認められる．

* 地　質　部



第1図　「八幡」図幅地域の埋谷接峰面図



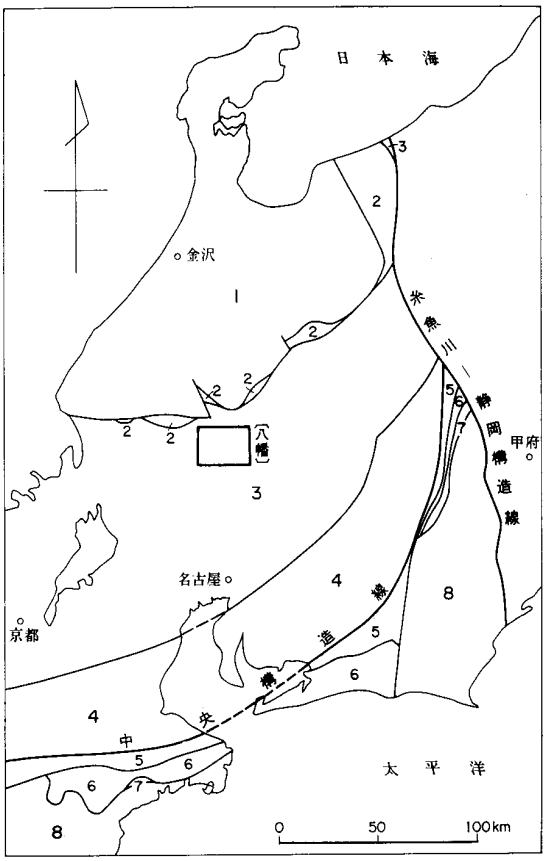
第2図　「八幡」図幅地域北東部（徳永周辺）の地形　大和村部落から東方が徳永方面を見る

本図八幡地域の大部分は長良川水系に属する．長良川本流は中央やや南北に縦貫し，その支流の板取川等が西半部を流れている．北西隅には分水界があり，日本海側に注ぐ九頭流の支流荷暮川が流れている．長良川・亀尾島川及び板取川の岩本以南など比較的大きな河川は，八幡断層と平行な北西－南東方面に延び，杉原以北の板取川は三洞(さんぼら)断層と平行な東北東－西南西方面に延びている．これらより小さい支流は，八幡断層以東では，鳥帽子火山岩類の分布の延びと一致する北東－南西方向に八幡断層以西では，南－北ないし東－西方向に流れる．

段丘は主として長良川沿いに発達し，およそ２段丘が認められる．その他，八幡断層の東側には崖錐地形が発達している．

Ⅱ．地　質　概　説

「八幡」図幅地域は，中部地方の中央部に位置し，西南日本内帯の美濃帯に属する（第３図）．



〔内帯〕
1. 飛騨帯　2. 飛騨外縁帯　3. 美濃帯　4. 領家帯
〔外帯〕
5. 三波川帯　6. 秩父帯　7. 三宝山帯　8. 四万十帯

第3図　中部日本の先新第三紀地質構造区分

本図幅地域は，中部ジュラ系・上部白亜系を主とし，第三系・第四系をわずかに伴う．中部ジュラ系は，美濃帯を構成する主要な地層郡の一部であり，これまで古生層として扱われてきたものである．上部白亜系は，中部ジュラ系を基盤とする濃飛流紋岩類及び同時代の奥美濃酸性岩類であり，本図幅地域の数箇所にわたって散在する．

美濃帯の地層群は，ジュラ紀[1]の砂岩・泥岩を主体とし，二畳紀（一部石炭紀）―ジュラ紀最前期の化石を産する異地性岩体（チャート・石灰岩・緑色岩類からなる）及びジュラ紀の珪質頁岩をいろいろな層準の狭有する．珪質頁岩にはジュラ紀前期―後期の放散虫が産出し，砂岩中からまれにジュラ紀中期と後期それぞれのアンモナイトや中生代材化石が報告されている．一方，異地性岩体を構成する岩石では，チャートから二畳紀前期―ジュラ紀最

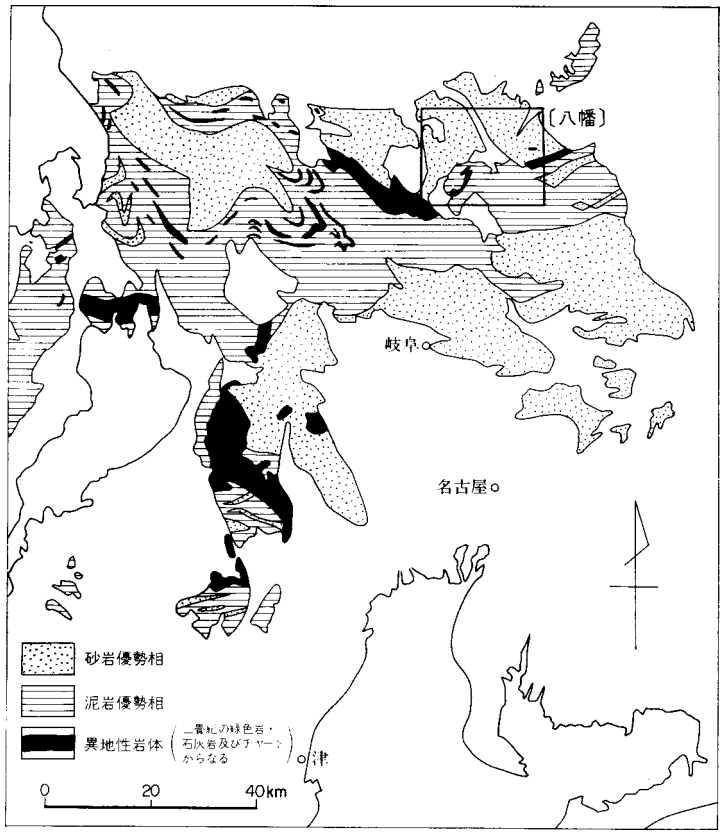
1）一部に下部白亜系の存在も推定されている（Mizutani and Hattori, 1983）

前期の放散虫，二畳紀前期—三畳紀後期のコノドントが産出し，石灰岩から石灰紀中期—二畳紀後期の紡錘虫，二畳紀前期—三畳紀後期のコノドントなどが産する．ジュラ紀最前期以前の化石を産するこれらの異地性岩体は，ジュラ紀の砂岩・泥岩・珪質頁岩堆積時に海中での重力滑動によって再堆積したブロック又はシート状の岩体である．

砕屑岩類や異地性岩体からなる美濃帯の地層群は，岩相によって砂岩優勢相（ADACHI (1976) の turbidite–chert facies）と泥岩優勢相（同，shale–chert facies）に区分される．両相の境界付近には二畳紀の緑色岩類・石灰岩・チャートからなる異地性岩体（同，greenstone–limestone facies）が分布していることが多い（第4図）．砂岩優勢相は，塊状砂岩・砂岩泥岩互層などからなり，乱泥流によってできたタービダイトを多く含んでいる．泥岩優勢相は，海底地すべりによって様々な程度の変形を受けた泥質堆積物（オリストストローム）を主体としている．

本図幅地域の大半を占める中部ジュラ系は，南半部が泥岩優勢相（那比川層），北半部が砂岩優勢相（小駄良川層・河鹿層・古道層・左門岳層）に相当する．これらの地層群は，河鹿層・左門岳層を除いて異地性岩体を伴っている．

那比川層は，東西の軸をもち西へプランジした褶曲によっても規制されるが，全体としては北西傾斜



第4図　美濃帯ジュラ系の岩相分布と「八幡」図幅地域の占める位置

北西上位である．小駄川層は，小褶曲はあるが全体としては北西ないし北東へ上位の地層が急な傾斜をもって分布しているが，最上位にはしばしば北東上位南西傾斜の逆転層がある．河鹿層・古道層は，北西－南東の走向で，北東ないし南西へ急傾斜している．左門岳層は，一般には東西に近い走向で，一部に西へプランジした褶曲があるが，全体として南傾斜南上位である．

那比川相は，主として泥質海底地すべり堆積物（オリストストローム）及び泥岩からなり，チャート・石灰岩・緑色岩類から構成される異地性岩体を数多く挟有する．層厚は数 1,000 m に達する．泥質堆積物中に挟在する珪質頁岩からは，ジュラ紀中紀の放散虫を産するが，異地性岩体には，二畳紀前期―三畳紀後期の化石（放散虫，コノドント，紡錘虫など）を産する．

小駄良川層は，本図幅地域北東部及び中央部に分布する．下位の那比川層に整合に重なる．本層は層厚 6,000−7,000 m を有し，下位よりそれぞれ整合に重なる 3 つの部層；徳永（とくなが）砂岩部層（5,000−6,000 m），小間見（こまみ）珪質頁岩部層（700−800 m），深皿（ふかざら）砂岩泥岩部層（500−1,000 m）からなる．

徳永砂岩部層は，塊状砂岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とし，チャート・緑色岩類からなる異地性岩体及び珪質頁岩・礫岩を伴う．珪質頁岩中にはジュラ紀中期の放散虫，砂岩中にはジュラ紀中期（カロビアン）のアンモナイトを産する．一方，異地性岩体のチャート中からは，二畳紀中期から三畳紀後期のコノドント・放散虫を産する．

小間見珪質頁岩部層は，珪質頁岩及び泥岩を主体とし，砂岩・チャートをわずかに伴う．珪質頁岩及びそれに挟在するマンガン炭素塩団塊からはジュラ紀中期の放散虫を産する．

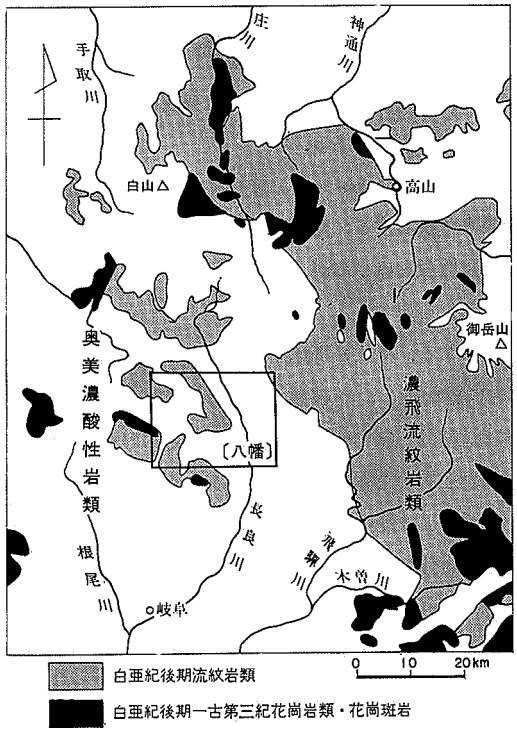
河鹿層は，本図幅地域北東隅に限られた分布を示し，層厚は 800 m 以上である．小駄良川層とは断層で接し，上位の古道層に整合に覆われている．塊状砂岩及び礫岩からなる．化石は見いだされていない．

古道層は，塊状砂岩を主体とし，砂岩優勢な砂岩泥岩互層・海底地すべり堆積物・泥岩・珪質頁岩を伴い，主としてチャートからなる異地性岩体を挟有する．層厚は 150 m 以上である．珪質頁岩にはジュラ紀中期の放散虫を産し，異地性岩体のチャートから三畳紀前期のコノドントを産する．また分布域の石灰岩転石から石灰紀前期後葉の異形サンゴが見いだされている．

左門岳層は，本図幅地域北西部に分布する塊状砂岩が卓越する地層で，砂岩泥岩互層・泥岩・泥質海底地すべり堆積物・礫岩・珪質頁岩を伴う．珪質頁岩にはジュラ紀中期の放散虫を産する．小駄良川層と断層で接している．層厚は本図幅地域だけでも 10,000 m に達する．

以上述べたように，本図幅地域を含めて美濃帯は，ジュラ紀の間，タービダイトを含む粗粒砕屑物や泥質海底地すべり堆積物（オリストストローム）が堆積するとともに，海中の重力滑動によって異地性岩体がもたらされる場にあった．美濃帯のジュラ紀における堆積の場は，低緯度地域であり，その後北上し，少なくともジュラ紀には既にほぼ現在の位置にあった飛騨帯と，飛騨外縁帯を挟んで接するようになったことが最近の古地磁気学的研究によって示された（Hattori, 1982; Mizutani and Hattori, 1983；Hirooka *et al.*, 1983）．

白亜紀後期になると，褶曲し隆起した美濃帯（領家帯も含む）のジュラ系や飛騨外縁帯・飛騨帯の地層群の上に，湖成堆積物が各地で形成され，続いて珪長質火山活動が非常に活発になり，流紋岩・流紋デイサイト質の溶結凝灰岩を主とする火砕流堆積物が広く覆った（第 5 図）．その直後には，これらの火山岩類やその基盤を珪長質深成岩・半深成岩類が貫入した．



第5図　「八幡」図幅地域周辺における白亜紀後期（一古第三紀）酸性岩類の分布

本図幅地域では，白亜紀後期の珪長質火成活動の先駆的活動の影響を受けた湖成堆積物（上古道層）が北緑部に，続く珪長質火成活動によって形成された奥美濃酸性岩類や濃飛流紋岩類は，前者が中央部乃び西部に，後者が北東隅に，それぞれ分布し，中部ジュラ系をほぼ水平に近い面で不整合に覆っている．

奥美濃酸性岩類は，流紋岩―流紋デイサイトの溶結ないし非溶結の火砕岩乃び溶岩を主体とする火山岩類と，それらに密接に伴う石英斑岩，花崗斑岩，珪長岩，花崗閃緑斑岩，花崗岩などの貫入岩類からなる．これらは，それぞれ独立した6岩体に分かれて分布している．本図幅地域には，その大半の5岩体（洞戸・板取・明石谷・面谷・八幡）の一部又は全部が露出している．

本図幅地域南端に露出する洞戸岩体には，主として流紋岩デイサイト凝灰岩（一部溶結）からなり流紋岩溶岩・玄武岩溶岩などを伴うタラガ谷層（層厚500−700 m）と，タラガ谷層を不整合に覆い流紋岩溶結凝灰岩（一部非溶結）を主とする高賀山層（層厚450−750 m以上）が分布している．

板取岩体は，本図幅地域南西隅に分布し，最上位の阿部山層を除き，松根谷層とその上位の葛レ谷層が露出している．松根谷層は主に流紋岩―流紋デイサイト火砕岩（一部溶結）からなり，葛レ谷層は，流紋岩溶結凝灰岩（一部非溶結）からなる．層厚はそれぞれ，150−250m，700−750m である．

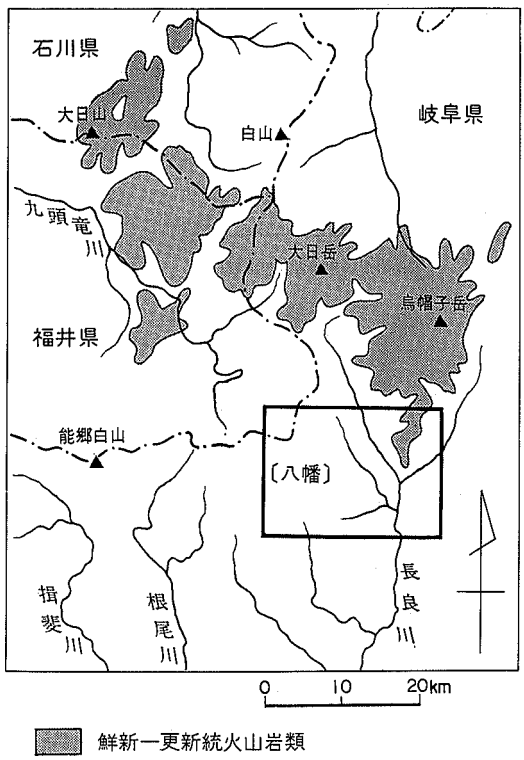
面谷岩体は，下位から日ノ谷層，面谷層に区分されるが，本図幅地域北西部に，流紋岩溶結凝灰岩（一部非溶結）を主体とする面谷層の一部（層厚400−500 m）が分布している．

明石谷岩体は，流紋岩火砕岩・溶岩乃びデイサイト溶岩などからなる明石谷火山岩類（層厚約1,000 m）を主体とし，川浦谷花崗岩やオリ谷花崗閃緑斑岩を伴う．本図幅地域には西端に，明石谷岩体の東側の一部が分布している．

八幡岩体は，本図幅地域中央部にその大部分が露出しており，下位から整合に重なる亀尾島川層と内ヶ谷層に区分される，亀尾島川層は層厚400−500 m以下で，主として流紋デイサイト溶結凝灰岩からなる．内ヶ谷層は，層厚300−400 m で流紋岩凝灰岩（一部溶結）を主とする．

このはか，流紋岩火砕岩岩脈が中部ジュラ系（那比川層・小駄良川層）の分布域にわずかに分布している．

石英斑岩・花崗斑岩・珪長岩の岩脈は，本図幅地域内各地で中部ジュラ系や奥美濃酸性岩類の火山岩



第6図　「八幡」図幅地域周辺における鮮新世－更新世の火山岩類の分布

類を貫いており，脈幅はふつう数 m− 数 10 m である．貫入方向は，北東－南西から東北東－西南西が卓越している．貫入は，奥美濃酸性岩類の火山岩類の形成直後と考えられ，白亜紀後期とした．

本図幅地域の北東隅には，濃飛流紋岩類の西端部がわずかに露出している．流紋岩溶結凝灰岩乃び流紋デイサイト溶結凝灰岩からなるが，基底部に黒色凝灰質泥岩・砂岩ないし角礫岩が認められる．

正確な時代は未確定であるが，第三紀になって，安山岩乃び角閃石ひん岩の岩脈（幅数 10 cm− 数 m）が，本図幅地域各地の中部ジュラ系や上部白亜系を貫いた．

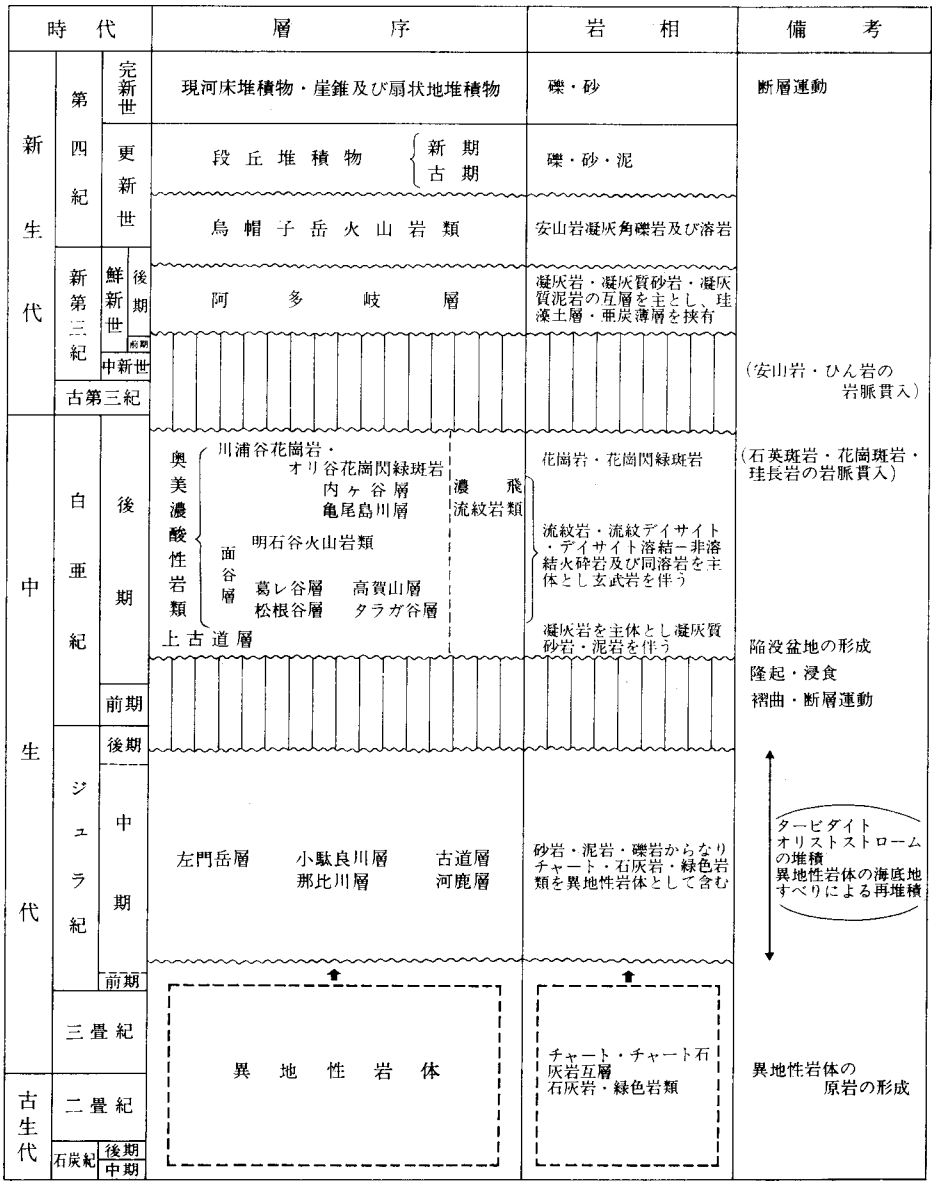
鮮新世後期に入って，本図幅地域北東隅の八幡町戒仏から北方の蛭ヶ野（ひるがの）高原にかけての地域で珪藻土を挟有する湖成堆積物（阿多岐（あたぎ）層）が形成された．この阿多岐層から，美濃白鳥（みのしろとり）植物群（MATSUO, 1968）が報告されている．この湖成堆積物形成に引き続いて，鮮新世－更新世には，本図幅地域北方で安山岩質火山活動が活発になり，大日岳から烏帽子岳（えぼしだけ）にかけて，いくつかの火山が形成された（第 6 図）．本図幅地域には，烏帽子岳火山岩類の南端が，本図幅地域北東部に露出する中部ジュラ系，上部白亜系乃び上部鮮新統（阿多岐層）を不整合に覆って分布している．これらは，鮮新世—更新世に形成された火山岩類で，主として安山岩凝灰角礫岩からなる．

第四紀後期に本図幅地域内で形成された堆積物はわずかで，長良川など主要河川沿いに，段丘堆積物や崖錐乃び小扇状地堆積物，現河床堆積物などがある．

本図幅地域内には，NW−SE 方向の断層が卓越している．これらは，中部地方における第 1 級の活断層である阿寺断層や根尾谷断層とほぼ平行である．本図幅地域内の NW−SE 方向の断層代表的なものは八幡断層（恒石，1976）で，郡上八幡から北西へ長良川西岸を走っている．これは，第四紀後期と考えられる崖錐礫層を切っていることから活断層と考えられる（杉山雄一，私信）が，中部ジュラ系を若干変位させ，上部白亜系の亀尾島川層・内ヶ谷層の東縁を限るなど地質の重要な境界ともなっており，第四紀以前に生じた断層を再利用して働いた活断層と考えられる．本図幅地域には，NW−SE 方向の断層のほかに，ENE−WSW 方向乃び NNE−SSW 方向の断層も認められる．

本図幅地域の地質総括表を第 1 表に示した．

第1表 「八幡」図幅地域の地質総括表



Ⅲ. 中部ジュラ系

「八幡」図幅地域に分布する中部ジュラ系は，従来秩父系・秩父古生層あるいは秩父（本州）地向斜堆積岩類と呼ばれていた地層群である．砂岩・泥岩・チャート・石灰岩・緑色岩類などからなり，層厚が 10,000 m をゆうに超える厚い堆積岩類から構成される．

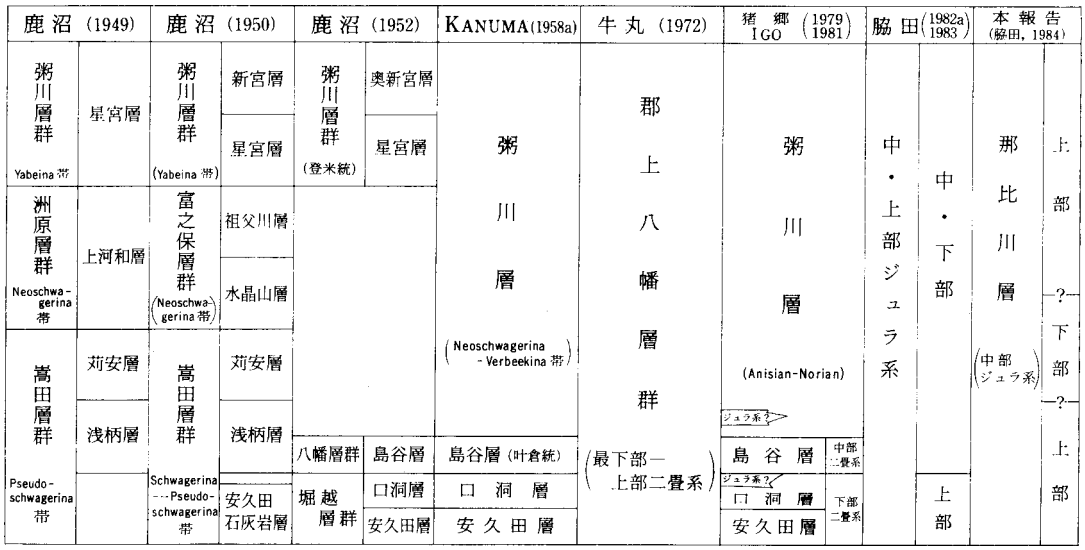
Ⅲ. 1 研 究 史

「八幡」図幅地域の中部ジュラ系は，脇田・岡村 (1979，1982)，岡村 (1980)，脇田 (1981，1982b) によってジュラ系中期の放散虫化石の産出が報告されるまで，その大半が二畳系とされてきた (KANUMA, 1959；河合，1959；岐阜県，1970)．

従来の研究には，「八幡」図幅地域全体を対象にしたものは少ない．以下は記述の都合上，本図幅地域を南東部・北東部・西半分に分け，地区ごとに研究結果の変遷をたどる．ただし，八幡断層以東で郡上八幡以北の地域を北東部，郡上八幡以南の長良川・亀尾島川・那比川流域を南東部，板取川・荷暮川・内ヶ谷川流域を西半分とする．

南東部では，多数の研究成果が報告されており，いろいろな地層名が提唱されている (第2表)．本図幅地域の南東部を含めた美濃地域の地向斜堆積岩類に対して石灰岩中の紡錘虫を用いた層序学的研究は鹿沼 (1949，1950，1952)・KANUMA (1958a) によって進められ，紡錘虫及び石灰藻は，ENDO and KANUMA (1954)；KANUMA (1958b，1959，1960) によって記載された．鹿沼 (1949，1950，1952) は，

第2表 「八幡」図幅地域南東部における中部ジュラ系の層序区分とその変遷



本地域南東部の地向斜堆積岩類の地質時代を紡錘虫によって，*Pseudoschwagerina* 帯 (下部二畳系) から *Yabeina* 帯 (上部二畳系) に及ぶと述べたが，KANUMA (1958a) は上限は *Neoschwagerina–Verbeekina* 帯 (中部二畳紀) であると訂正した．牛丸 (1972) は，同じ地域の地層を下部―上部二畳系としている．その後，猪郷 (1979) は，石灰岩及びチャートからコノドントを抽出し，KANUMA (1958a) の粥川層を三畳系とした．そしてKANUMA (1958a) の島谷層には中部二畳系の部分と三畳系の

部分があり，三畳系の部分を粥川層に含めることを提案した．猪郷（1979）はまた，粥川層と安久田・口洞両層の間に分布するチャート礫岩の礫に二畳紀と三畳紀のものが混在するため，このチャート礫岩をジュラ紀以降の地層と推定した．更に IGO（1981）は，KANUMA（1958a）の安久田層・口洞層・島谷層から二畳紀のコノドント・紡錘虫を報告し，新種のコノドントの記載を行った．しかし，珪質頁岩やマンガン炭酸塩団塊中にジュラ紀中期の放散虫の産出が報告された（脇田，1981，1982b）ため，脇田（1982a, 1983）は，ジュラ系と二畳・三畳系との関係を検討し，二畳・三畳紀のチャート・石灰岩・緑色岩類は海底地すべりによって再堆積した異地性岩体であり，地層全体はジュラ紀中期以降に堆積したことを明らかにした．

北東部（第3表）においては，紡錘虫が産出しないため1970年代以前には専ら岩相対比によって地質時代が推定され，KANUMA（1958a）乃び牛丸（1972）は南側に古生層（中部二畳紀・粥川層）が，

第3表 「八幡」図幅地域北東部における中部ジュラ系の層序区分とその変遷

<table>
<tr><th>KANUMA(1958a)</th><th>牛 丸(1972)</th><th>YOSHIDA(1972)</th><th>通商産業省・資源エネルギー庁(1980)</th><th colspan="2">岡村(1980MS)</th><th colspan="2">脇田・岡村(1979/1982)</th><th colspan="3">本報告（脇田，1984）</th></tr>
<tr><td>白鳥層群
（赤岩亜層群）
〈下部白亜系〉</td><td rowspan="2">手取層群
（大道谷互層）
〈上部白亜系下部〉</td><td rowspan="3">下部
二畳系(?)</td><td>手取層群
（赤岩亜層群）
〈下部白亜系〉</td><td>スランプ堆積物</td><td rowspan="6">中―上部ジュラ系</td><td>スランプ相B</td><td rowspan="6">中―上部ジュラ系</td><td>古道層</td><td rowspan="2">中部ジュラ系</td></tr>
<tr><td>不整合</td><td>塊状砂岩</td><td>塊状砂岩相</td><td>河鹿層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">粥川層
〈中部二畳系〉</td><td rowspan="2">古生層</td><td rowspan="2">大間見層
（三畳系）</td><td>タービダイト</td><td>タービダイト相</td><td rowspan="2">小駄良川層
（中部ジュラ系）</td><td>深皿砂岩泥岩部層</td></tr>
<tr><td>珪質頁岩</td><td>珪質頁岩相</td><td>小間見珪質頁岩部層</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td>塊状砂岩</td><td></td><td>スランプ相A</td><td></td><td>徳永砂岩部層</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td>スランプ堆積物</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

F.は断層関係を示す

北側に手取群（下部白亜系ないし上部白亜系下部）が存在するとし，YOSHIDA（1972）はすべて古生層（下部二畳系？）とした．通商産業省・資源エネルギー庁（1980）は白鳥町日枝洞（北隣「白鳥」図幅地域）のチャートから *Dictyomitra* spp. などの放散虫を報告し，本図幅地域北東部の地層群を三畳系と手取層群に区分した．しかし，脇田・岡村（1979，1982）や岡村（1980）は，本地域北東部において数多くの層準からジュラ紀中期の放散虫を報告して，北東部の地層全体が地向斜相のジュラ系であるとし，手取層群の存在を否定した．YOSHIDA（1972）は，チャートや石灰岩などを鍵層にして本地域北東部の地質構造を解折し，東西の軸をもついくつかのオーダーの褶曲があり，地層は褶曲によって繰り返し出現するとした．これに対し，脇田・岡村（1979，1982）や岡村（1980）は，チャートや石灰岩は異地性岩体で鍵層とはなりえないことを示し，「北東部の地層は北東へ上位のものが順に重なり，褶曲で繰り返すことはない」とした．

本地域西半分では詳しい研究は少なく，地質時代について各様の見解が出されている（第4表）．前田（1957）は，南西部の地層群の一部を古生層としたほかは，非海成層の手取層群中・上部（上部ジュラ系―下部白亜系）とみなした．一方，河合（1959）は，同じ地層群を西隣「根尾」図幅地域に広がる左

第4表 「八幡」図幅地域西半分における中部ジュラ系の層序区分とその変遷

前田（1957）		河合（1959）	通商産業省・資源エネルギー庁（1980）	脇田(1981,1982a,1983)	本報告（脇田，1984）
海ノ溝谷砂岩頁岩互層	赤岩亜層群（下部白亜系）	左門岳累層（二畳系）	左門岳累層（二畳系）	砂岩相（中―上部ジュラ系）	左門岳層（中部ジュラ系）
				F.	F.
荷暮砂岩層	石徹白亜層群（上部ジュラ系）			砂岩―チャート相（中―上部ジュラ系）	小駄良川層（中部ジュラ系）
中ノ水谷頁岩層					
中切砂岩層					
老洞層（古生層）				頁岩―チャート相（中―上部ジュラ系）	那比川層（中部ジュラ系）

F.は断層関係を示す

門岳累層に連続するものとし，岩相から二畳系とした．しかし，脇田（1981，1982a）は，珪質頁岩からジュラ紀中期の放散虫の産出を報告し，本地域西半分の地層も東半分と同様海成（地向斜相）のジュラ系であることを明らかにした．

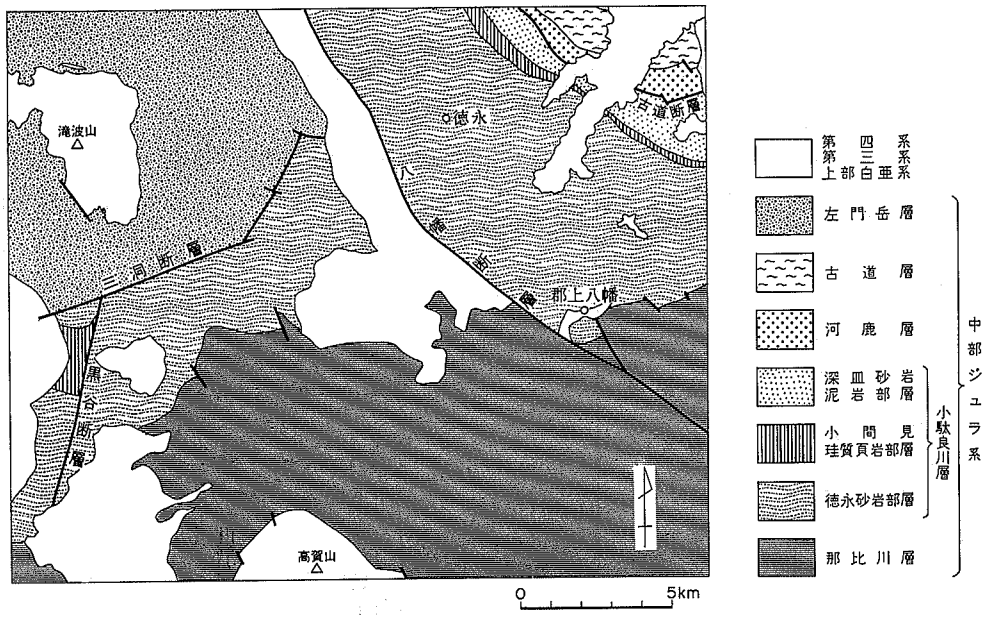
脇田（1982b；1983）及び脇田・岡村（1982）は，ジュラ紀中期の放散虫を産する珪質頁岩もオリストリスである可能性から，ジュラ系ないし中―上部ジュラ系としたが，その後ジュラ紀中期のアンモナイトの産出があり，上部ジュラ系は依然として報告されていないことから，本研究報告では，ジュラ紀中期の放散虫を産する珪質頁岩を含む地層群を中部ジュラ系とした．

隣接図幅として刊行されたものに，5万分の1地質図幅「根尾」（河合，1964）及び同「荒島岳」（河合ほか，1957）がある．これらの図幅の中で，本地域のジュラ系に相当するものとして，美濃層群（左門岳累層・根尾層）及び越前層群の徳山層がある．

Ⅲ．2　層序及び用語の定義

「八幡」図幅地域の中部ジュラ系は，下位から整合に重なる那比川層・小駄良川層及びそれらと断層で接する古道層及び左門岳層の5層（第7図）に区分され，各層は更に2ないし3の部層に分けられる．

これらの地層群は，砂岩・泥岩を主体とし礫岩・珪質頁岩を伴う砕屑岩類とチャート・石灰岩・緑色岩類からなる異地性岩体から構成される．この異地性岩体という用語を始め，本研究報告中には，従来



第7図　中部ジュラ系の地層区分

の報告とは異なる概念・用語がしばしば用いられている．各層の記載の前に，これらの定義・解説を行う．

ここで扱うのは，オリストストローム・オリストリス・クラスト及びエンドオリストストローム Ⅰ・エンドオリストストロームⅡ・アロオリストストローム・異地性岩体・礫などである．

Ⅲ．２．１　オリストストロームとオリストリス

オリストストロームは，FLORES（1955）が提唱した用語で，既に形成されていた地層や岩石が海底地すべりによって再堆積した結果できた堆積物である．一般に泥質の基質と大小の岩塊からなる．このオリストストローム中に含まれる岩塊は**オリストリス**（径４ｍ以上）ないし**クラスト**（径４ｍ未満）と呼ばれる．

しかし，本報告では特別な場合を除いて，オリストストリームは泥質海底地すべり堆積物とし，クラストとオリストリスを礫ないし異地性岩体と記載している．オリストストロームは，構成物によりエンドオリストストローム Ⅰ，エンドオリストストローム Ⅱ，アロオリストストロームに細分できる（脇田，1983）．本報告ではこれらの用語を頻繁に用いるために，混乱を避ける目的でそれらの総称をオリストストロームではなく泥質海底地すべり堆積物とした．

Ⅲ．２．２　礫及び異地性岩体

泥質海底地すべり堆積物の記載の際用いる“**礫**”とは，上記のクラスト及びオリストリスの一部に当

たり，泥質基質中に含まれる露頭規模より小さい岩塊のことである．本図幅地域のものは，主として砂岩ないしチャートからなり，径数 mm のものから厚さ 5 m 長径[2)] 20 m のものまである．形は球状・レンズ状・平板状・角礫状・ブロック状など様々である．

オリストリスとクラストは一般に径 4 m を境に分けているが，異地性岩体と礫の場合は厚さ 5 m 長径 20 m を境にした．これは，本図幅地域において厚さ 5 m 長径 20 m 以上の岩塊（異地性岩体）は露頭の規模を越えて，基質の泥岩との関係を確かめることが困難であるためで，泥質基質とともに海底地すべりによって再堆積したことなどが露頭で判断できる礫とわけて記載することとした．

異地性岩体は，周囲の砕屑岩類より古いないし古いと考えられる孤立岩体で，1 つの岩体の大きさが露頭の規模を越えているものである．側方への連続は概して悪いが，周囲の砕屑岩類との間に顕著な断層はなく，ときに堆積接触関係が確認できる．長径 20 m−15 km 厚さ 5−1,700 m で，主にチャート・石灰岩・緑色岩類からなり，チャート・石灰岩からはしばしばジュラ紀前期以前の化石を産する．チャートのみからなる岩体もしくはチャートを主体とする岩体が大半を占め，石灰岩や緑色岩類のみからなる岩体乃びそれらを主体とする岩体はまれである．那比川層には，チャート・石灰岩・緑色岩類三者から構成される長径 3−15 km 厚さ 500−1,700 m の比較的大きな異地性岩体（安久田岩体・道ヶ洞岩体・ミオ岩体・浅柄岩体）がある．異地性岩体は，海底地すべり堆積物を密接に伴って産することが多いが，塊状砂岩泥岩互層，泥岩中に産することもある．本図幅地域における異地性岩体の分布を第 14 図に示した．

本図幅地域の異地性岩体には，泥質とともに海底地すべりによって再堆積したオリストストローム中のオリストリスも含まれるが，泥質基質を伴わず単独で重力滑動によって再堆積した岩塊も多く存在することが，海底地すべりの激しさと異地性岩体の大きさの層序的変化から明らかにされている（脇田，1983）．

オリストリスという用語は，泥質基質とともに海底地すべりによって再堆積したオリストストローム中のものばかりでなく，泥質基質を伴わず単独で重力滑動によって再堆積した岩塊に対しても用いる場合がある（Abbate *et al.*，1970）．しかし，“オリストリス”はオリストストロームを連想しやすく，しばしば混乱を招くので，本報告では，異地性岩体（一部は礫）の語を用いる．

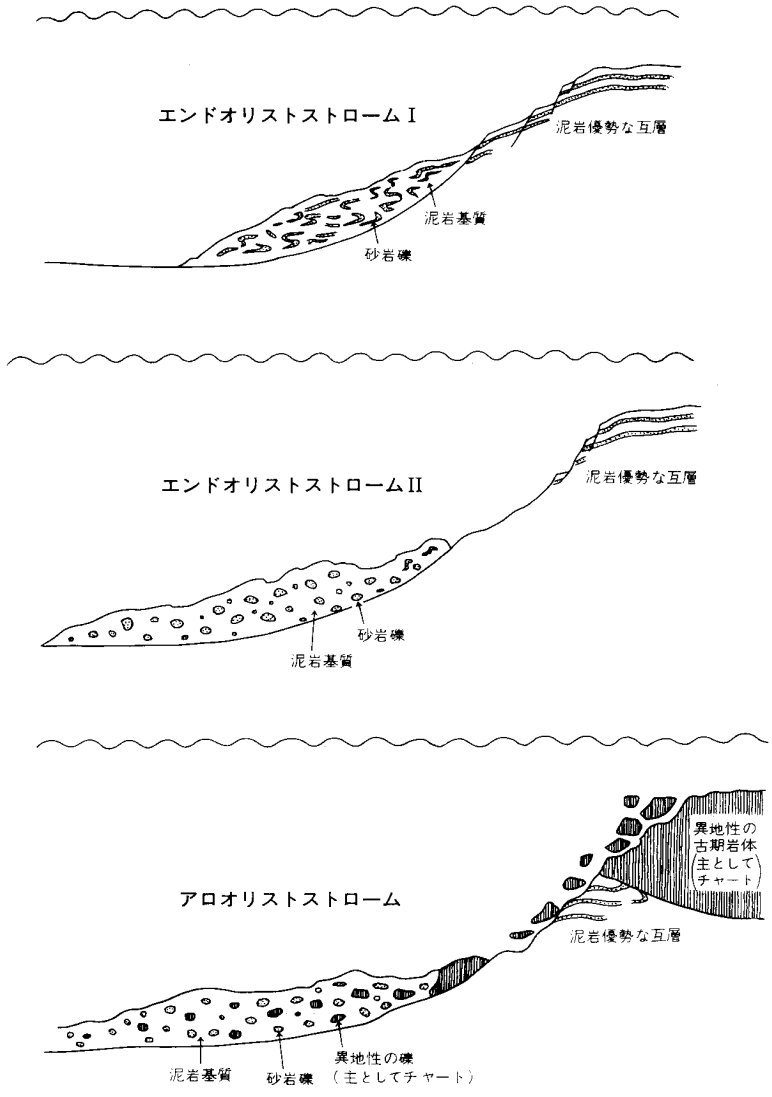
本図幅地域の泥質海底地すべりの堆積物（オリストストローム）は，第 8 図に示すようにその構成物によってエンドオリストストローム Ⅰ 乃び Ⅱ，アロオリストストロームに三分できる（脇田，1983）．

Ⅲ 2．3 エンドオリストストローム Ⅰ （第 9 図）

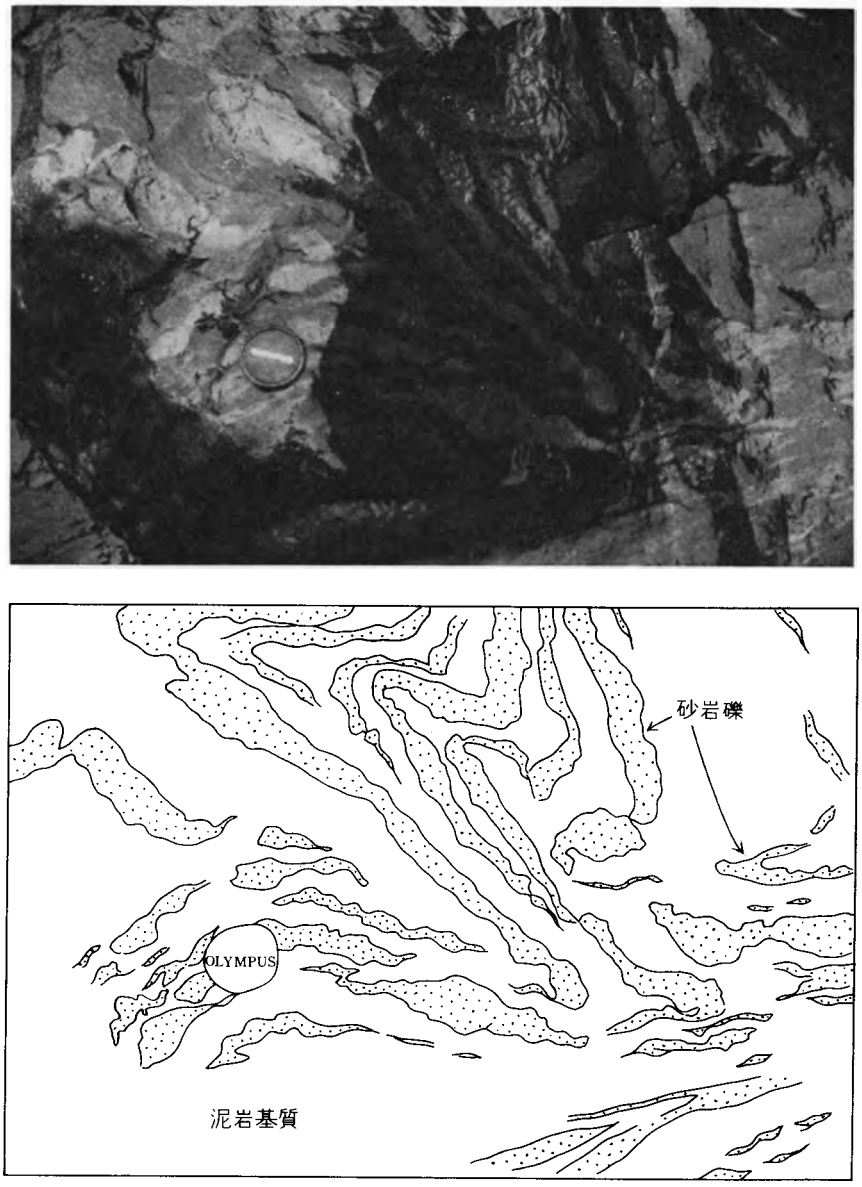
同じ堆積盆地からもたらされた砂岩・泥岩からなり，海底地すべり以前に保有していた堆積構造をかなりよく残している堆積物．泥勝ちの砂泥互層が海底地すべりによって変形してできた推積物で，砂岩は平たく延びたレンズ状の礫として泥岩基質中に点在する（第 8 図）．砂岩は灰色で，細粒―中粒のものが多い．基質の泥岩は，暗灰色で一般に剝離性は弱く均質であるが，まれに砂質のラミナがある．砂岩礫は一般に最大径と厚さの比が 10：1 で膨張しており，その延びの方向の先端は非常に細くなっ

2) 異地性岩体の実際の最大径を知るのは困難である．本報告では，地表断面での長径を目安として示す．地域により，地質調査の結果限定できる長径の精度は異なっており，最終的には厚さから推定したものも多い．

	基　質	異地性礫	原地性の礫（砂岩）		
			形　態	大きさ	もとの成層構造
エンドオリストストローム I	黒色泥岩	な　し	扁平なレンズ・不規則な形をした平たい板状	一般に厚さ1~30cm.長さは一般に長く，厚さ10cmでしばしば1m以上	かなりよく保存されている
エンドオリストストローム II	黒色泥岩	な　し	角礫状ブロック状	長径 1cm～3m	ほとんど失われている
アロオリストストローム	黒色泥岩	主にチャートまれに石灰岩ドロマイトなど	球状（mm単位）角礫状ブロック状	mm単位～長径3m	ほとんど失われている



第8図　3種の泥質海底地すべり堆積物（エンドオリストストロームI, II及びアロオリストストローム）の相違点　脇田（1983）第2表の改変

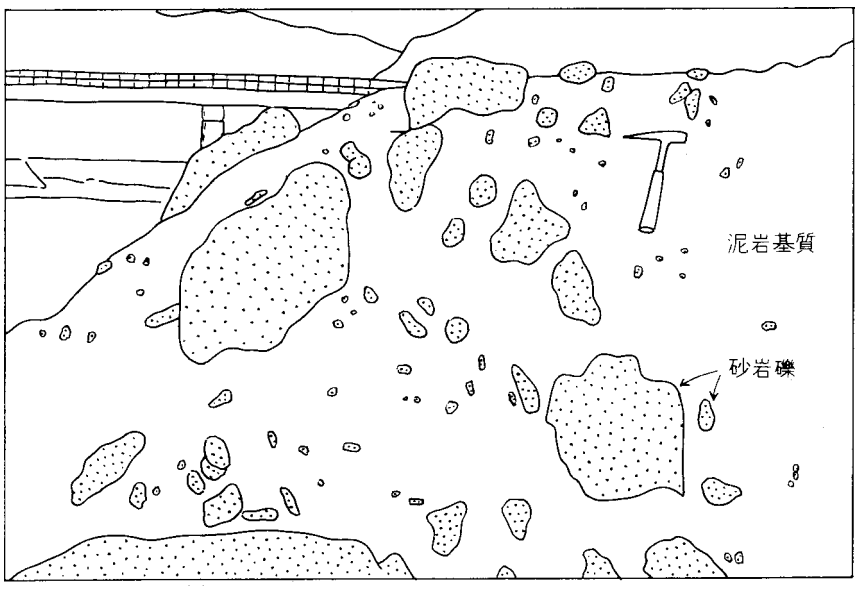


第9図　エンドオリストストローム I　Endolistostrome I　那比川層上部層（N_2）Upper Member of Nabigawa Formation 板取村高見（脇田（1983）の Plate I-2）

ておわる．厚さは1-30cmで比較活的薄いものが多く，1つの露頭での礫のばらつきは少ない．しばしばスランプ褶曲が認められるが，それ以外の所では，露頭で観察できる砂岩礫のみかけの延びの方向はその地域の地層の走向とほぼ一致するものが多い．

変形の程度は様々で，一見整然とした泥岩優勢な砂岩泥岩互層に見え，一部の砂岩層が所々ちぎれ，

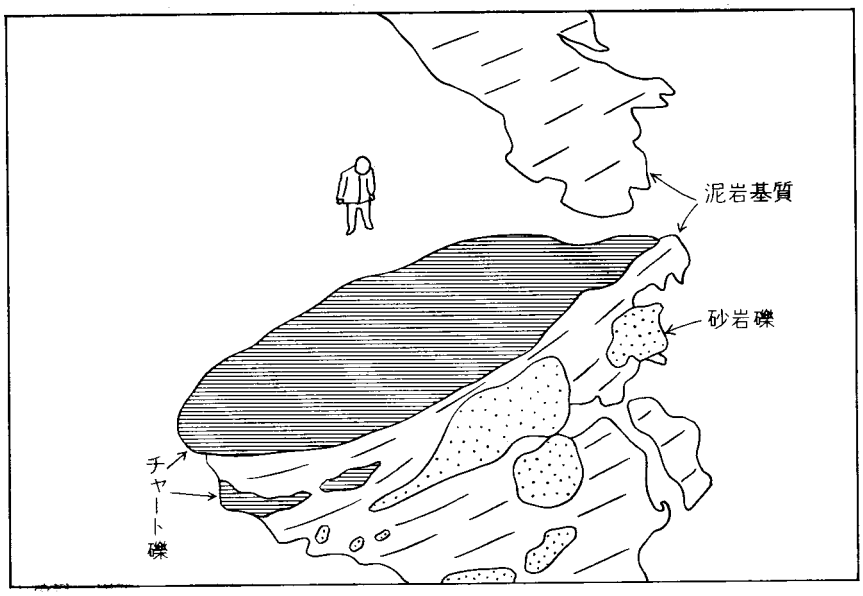
レンズ状の礫になっているものから，泥岩中に小さな砂岩レンズがたくさん並んだものまでいろいろなものがある．細長いレンズ状の砂岩礫にはしばしば級化層理が観察され、基質の泥岩に漸移する．このことから，砂岩と泥岩の相対的位置関係は海底地すべりの前後であまり変化していないとみなすことができる．



第10図　エンドオリストストロームII　Endolistostrome　II　那比川層下層部（N_1）Lower Member of Nabigawa Formation 美並村相戸（脇田（1983）の Plate I−3）

Ⅲ．2．4 エンドオリストストロームⅡ　（第10図）

エンドオリストストローム Ⅰと同様に泥岩基質と砂岩礫からなるが，砂岩礫は角礫状やブロック状のものが多く細長いレンズ状のものはまれで，泥岩中に不規則に分布している．礫径は1cm から 3m に及び，大小様々な礫が存在する．砂岩は，中粒から粗粒で灰色のものが多く均質で，周囲は明瞭な面で泥岩と境されている．泥岩は，暗灰色で剝離性がある．



第11図　アオリストストローム　Allolistostrome　那比川層（N_1）Lower Member of Nabigawa Fomaition　美並村苅安（脇田（1983）の Plate Ⅱ－1）

第12図　アオリストストロームの泥岩基質　Matrix of allolistostrome　那比川層(N_1)Lower Member of Nabigawa Formation　美並村苅安（脇田（1983）の Plate Ⅲ－３）

エンドオリストストローム Ⅰとは異なり，海底地すべりによる再堆積以前の成層構造はほとんど失われており，砂石には級化層理は見られない．このことから，海底地すべり以前に上下に接していた砂岩と泥岩の位置関係は，エンドオリストストローム Ⅰと比べ大きく変化していることが分かる．

Ⅲ. 2. 5　アロオリストストローム　（第11図）

泥岩基質中に，砂岩礫の他にチャート・石灰岩・ドロマイトなど異地性岩体を構成する岩石と同質の礫を含む泥質海底地すべり堆積物である．

礫は砂岩が最も多く，次いでチャートが多く，他はまれである．砂岩礫には，径が mm 単位の球状のものから直径 2−3 m，厚さ 70 cm のブロック状のものまで様々形のものがあるが，一般にはエンドオリストストローム Ⅱと同様角礫状・ブロック状のものが多い．チャート礫は，径が mm 単位のものから長径 4m までの角礫状・ブロック状のものが多い．石灰岩やドロマイト礫は直径 50 cm 以下である．優黒色泥岩も礫としてまれに存在する．

基質の泥岩は，暗灰色を呈し，剝離性が発達する．ときに砂質ラミナや灰色の凝灰質（?）ラミナが挟まれる（第12図）．

Ⅲ．３　那　比　川　層（N_1，N_2，si，ss，alt）

那比川層は，泥岩優勢な砕屑岩類とその中に点在する異地性岩体（チャート・石灰岩・緑色岩類よりなる）を特徴とする．砕屑岩類は，その多くが海底地すべりによっていろいろな程度の変形を受けてい

る．

本層は，八幡町那比川流域，郡上八幡市外地以南の長良川沿岸，亀尾島川下流及び板取村東南部に分布し，特に那比川流域に模式的に発達する．下限は不明であるが，美濃地域東部のオリストストローム（KANO，1979；狩野，1982）の上位にあたると考えられる．

本層は，泥質海底地すべり堆積物が多く上下判定可能な地層が少ない．また地質構造解析に有効な鍵層に乏しいため，層厚の算定は困難である．しかし，若干の小褶曲はあっても，上位判定の出来た地層は北上位を示す場合が多いことから，数1,000 m以上の層厚が推定できる．

本層の砕屑岩類が受けた海底地すべりの激しさと異地性岩体の大きさを考慮し，那比川層を上部層（N_2, alt, si, ss）と下部層（N_1, si, ss）に区分した．その境界は，浅柄岩体の下底及びその同層準とした．この場合，海底地すべりのより激しい地層は上層部に比べて下層部に富むが，異地性岩体は上部層（N_2）に大きいものが多い．

下層部（N_1, si, ss）は，八幡町西乙原から美並村赤池かけての長良川沿岸及びその東方の白谷流域，日向谷，井谷に分布している．砕屑岩類には，アロオリストストロームやエンドオリストストロームⅡなどの比較的変形の激しい泥質海底地すべり堆積物がエンドオリストストローム Ⅰと同じ程度観察できる．また，しばしば塊状砂岩が狭在するが，厚さ100 m以上の厚層をなすことは，最上部を除いてまれである．異地性岩体は，チャートのみからなり直径20−2,000 m（まれに5,000 m）であるが長径500 m以下のものが大半を占める．

上層部（N_2, alt, si, ss）は，那比川流域，板取流域及び八幡町大栃，安久田などに分布している．砕屑岩類は，泥質海底地すべり堆積物のエンドオリストストローム Ⅰを主とし，正常堆積の泥岩，塊状砂岩，砂岩泥岩互層を伴う．アロオリストストロームはまれにかなく，エンドオリストストロームⅡは見だせない．全体は泥岩優勢な地層であるが，厚さ200−1,000 mの塊状砂岩層や砂岩優勢な砂岩泥岩互層もときどき狭在する．異地性岩体は，直径3−15 kmと巨大なものが多く，下層部とは対照的である．

下部層と上部層は，構成する岩石・岩相に共通するものが多いので，以下の記載では，両者をまとめ，砕屑岩類と異地性岩体にわけて記載する．

Ⅲ．3．1 砕屑岩類

那比川層の砕屑岩類は泥岩優勢で，泥質海底地すべり堆積物（エンドオリストストローム Ⅰ・エンドオリストストロームⅡ・アロオリストストローム・一里保木オリストストローム）や正常堆積の泥岩及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層などを主体とし[3]，砂岩優勢な砂岩泥岩互層・塊状砂岩層及び珪質頁岩を伴う．

エンドオリストストローム Ⅰは，那比川層分布地域のいたる所で普遍的に観察できるが，特に那比川流域，八幡町浅柄谷・赤谷・板取村東南部などに分布している．暗灰色の泥岩基質と平たく延びたレンズ状ないし平板状で灰色の砂岩礫からなる．砂岩礫の厚さは1 −30 cmで，直径は厚さの10倍以上のものが多い（第9図）．

3）地質図上では4種の泥質海底地すべり堆積物・正常堆積の泥岩・泥岩優勢な砂岩泥岩互層は一括して示してある．

エンドオリストストロームⅡは，主として美並村深戸から苅安にかけての長良川沿岸，美並村白谷・井谷・日向谷に分布する．剝離性のある暗灰色泥岩中に，径1 cm−3 m で灰色を呈する角礫状・ブロック状の砂岩が点在している（第10図）．

アロオリストストロームは，エンドオリストストローム Ⅱと同一地域及び八幡町九造から千虎（ちとら），美並村粥川（かゆがわ）北方地域にしばしば見られる．泥岩基質に砂岩・チャート・石灰岩・ドロマイトなどの礫を含むが一般に砂岩礫が一番多く，次いでチャート礫が多く，その他はまれである（第11図）．

異地性の礫は，大半がチャートである．まれに，石灰岩・ドロマイト・チャート石灰岩互層がある．チャートは，黒色・淡緑色・緑色・赤色などを呈し，径0.5−1 cm から直径7−8 cm の角礫，直径50−400 cm のブロックとして泥岩基質中に含まれる．径1 m 以上のブロックは一般に基質の剥離の方向に伸びている．チャート以外の異地性礫はいずれも径5−50 cm 亜円礫である．

基質の泥岩は暗灰色で，しばしば砂質のラミナや淡緑色―灰色の凝灰質ラミナ・薄層を狭有し，それらに沿って剥離性がある．径 mm 単位の砂岩礫を特徴的に含んでいる（第12図）．しばしばスランプ褶曲が認められている．

一里保木（いちりぼき）オリストストロームは，板取村一里保木に分布する厚さ150 m 以上の海底地すべり堆積物（第13図）で，上層部（N_2）の中位に位置している．チャート及びチャート角礫岩からなる異地性の礫が泥岩中に点在している点では，アロオリストストロームと同様であるが，砂岩礫はなく，基質の泥岩の性質が異なっている．泥岩は，優黒色で，砂質・シルト質のラミナを一切含まず，鏡下でも砕屑粒子を見いだすことができない．この泥岩には，厚さ2−40 cm 長さ1 m 以下の珪質又は石灰質のいずれも黒色の薄層が挟まれる．チャートは，淡灰色・暗灰色の層状チャートで，直径数10 cm−30 m[4]）の巨礫として泥岩中に点在している．チャート角礫岩は，わずかな砂岩基質中に直径10−100 cm のチャート角礫がびっしり詰まった岩石で，直径10−50 m のブロックとて存在する．

一里保木オリストストロームは，南隣「美濃」図幅地域北部に露出している高賀山花崗岩（棚瀬，1982）によって熱変成作用を受けている．

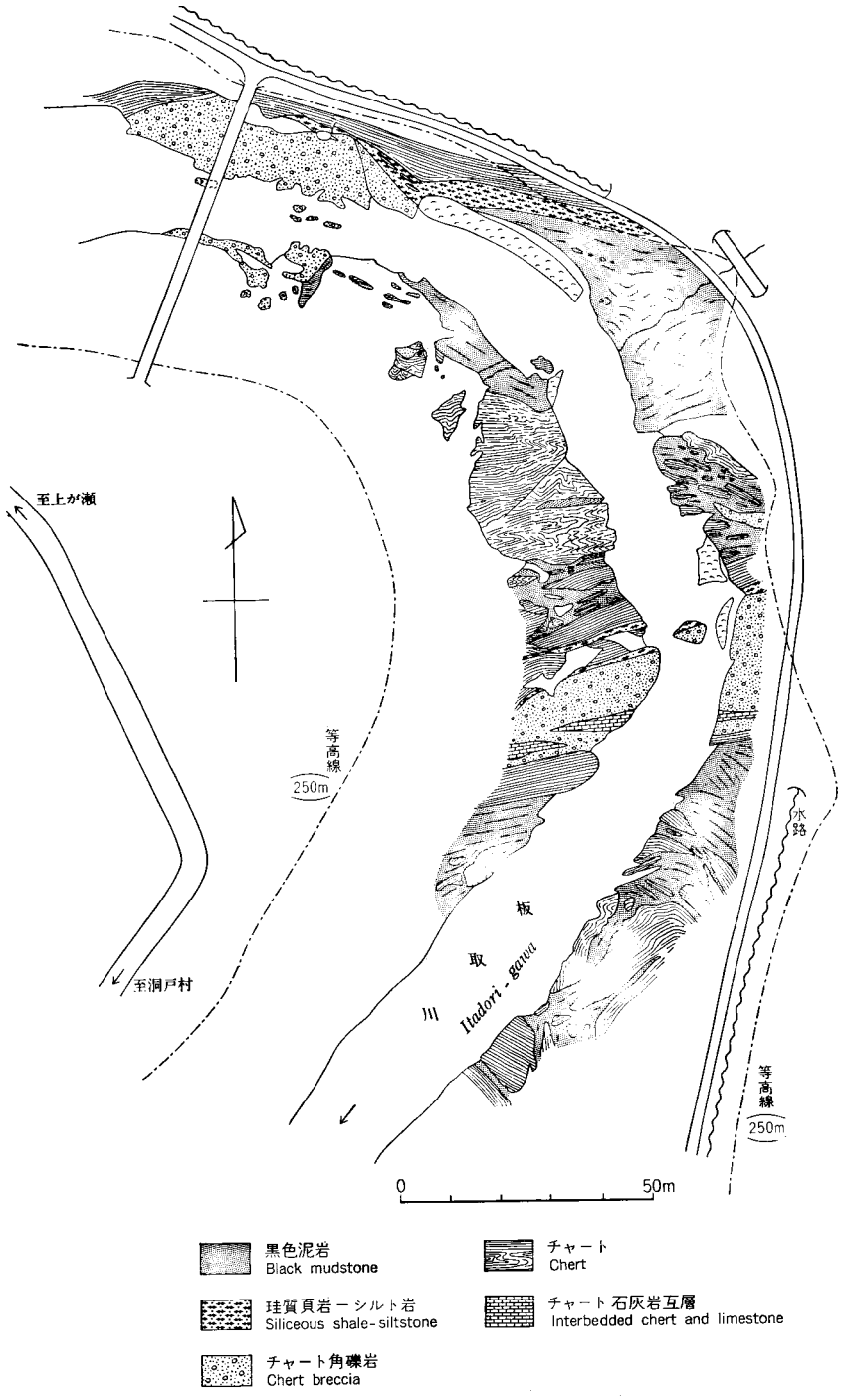
正常堆積の泥岩は海底地すべりによる変形がほとんどみられない泥岩で，那比川・安久田川・板取川流域などにまれに露出している．泥岩は暗灰色で，塊状のものと砂質・シルト質ラミナを有するものがある．弱い剥離性を有する．

泥岩優勢な砂岩泥岩互層は，暗灰色の泥岩と灰色の細粒―中粒砂岩の互層である．砂岩は厚さ1−20 cm の層をなし級化層理・平行ラミナ・底痕（ロードキャスト）などを有する．泥質部には，地層面に平行な生痕化石がみられることがある．

砂岩優勢な砂岩泥岩互層は，那比川流域の長谷上流・宇留良北方・奥新宮・宮ヶ洞谷や八幡町大栃及び亀尾島川沿いに厚さ200−1,000 m の層として露出している．また板取村上が瀬付近，八幡町千虎付近にもわずかにみられる．

厚さ5−50 cm の砂岩と厚さ1−10 cm の泥岩の互層（第14図）である．砂岩は灰色を呈し，細粒から中粒で級化層理を有し，上位の泥岩に漸移する．泥岩は暗灰色で，まれに炭質物微片を含む．

4）大きさからいうと本報告でいう異地性岩体も含まれるが，露頭が大きくオリストリスであることが明らかであることから，ここでは礫として扱う．



第13図　一里保木オリストストローム　Ichiriboki Olistostrome　那比川層上部層　Upper Member of Nabigawa Formation　板取村一里保木.　（脇田（1983）の第5図）

砂岩層には底痕（グループキャスト・フルートキャスト・リルマークなど）が観察される．これらの底痕は，長谷では東西方向及び南東から北西への流れ，安久田川では北から南への流れを示している（第29図参照）．

第14図　那比川層上部層（N_2）中の砂岩優勢な砂岩泥岩互層　八幡町大栃谷口近く

塊状砂岩は本層中位の層準に多く，八幡町相生雛成から同町那比宇留良にかけて主として分布している．砂岩は，明灰色から暗灰色・褐灰色を呈し，一般に中粒から粗粒で，ときに細礫からなる部分がある．一般に径5 mm以下の黒色の泥岩片を数多く含むが，ときに1 cm以上20 cm以下の泥岩礫を含むことがある．2−10 mもしくはそれ以上の厚さを有し，顕著な内部構造に乏しい．しかし，級化層理が繰り返す複合層（composite bed）やクロスラミナ，平行ラミナがまれにみられ，暗灰色のワッケ質砂岩と明灰色のアレナイト質砂岩が混合した組織を示すこともある．塊状砂岩を主体とする地層では美並村粥川北方に平行ラミナを伴う厚い砂岩を挟む塊状砂岩卓越層があるほか，八幡町安久田から宇留良へかけて，径2 mmから40 cmの暗灰色－黒色チャートの角礫を特徴的に含む塊状砂岩層が分布している．塊状砂岩及び含チャート角礫塊状砂岩の細礫部の礫種は，第5表に示した通りである．

珪質頁岩は，明灰色・灰色・淡緑灰色・暗緑灰色・赤褐色を呈し，厚さ2−20mである．那比川層中のいろいろな層準に狭在する．浅柄谷奥では厚さ400 mの珪質頁岩があるが，側方へ急に薄くなる．

層状珪質頁岩と葉理珪質頁岩の両タイプがある．**層状珪質頁岩**は，2−20 cmまれに60 cmの厚さの珪質部と1−3 cmの厚さの泥質部の互層からなる．珪質部は，ときにシルト質・砂質で級化層理を示すことがあるほか，レンズ状にちぎれていることがある．**葉理珪質頁岩**は，層状珪質頁岩より泥質で暗緑灰色を呈することが多い．弱い剥離性があり，磨かれた面ではラミナ（葉理）が観察できる．しばしば海底地すべりによる変形を受けている．

第５表　那比川層の塊状砂岩に挟在する層間細礫岩の礫種構成　試料採取地点は付図にしてある．

左門岳層	下部 S_1			中部 S_2	上部 S_3	
試料採取地点	根倉谷奥	根倉谷南方	野野小屋谷南	はかま谷	荒倉谷	荒倉谷
付図における地点番号	⑮	⑭	⑯	⑱	⑰	⑱
泥岩	◎	◎	◎	◎	◎	◎
チャート	○	○	○	?		?
石灰質岩	○		○			
マール					○	
流紋岩溶岩・火砕岩	○	○	○ *	○	○	○
安山岩・玄武岩		○	○	○	○	○
花崗岩類	○	○	○	○	○	○
文象斑岩		○	○	○	○	
ドレライト					○	
白雲母片岩	○		○		○	○
黒雲母片岩		○				
石英片岩		○				
マイロナイト質石英	○		○			

◎：特に多い　○：ふつうに含む　＊溶結凝灰岩

葉理珪質頁岩は，ときに淡黄緑褐色の凝灰質泥岩の厚さ数 cm の薄層や，マンガン炭酸塩の団塊（第 15 図）を挟み，ごくまれに砂岩やチャートの礫を含むことがある．マンガン炭酸塩団塊は，菱マンガン鉱からなり，内部は乳白色や淡褐色であるが表面は黒色である．厚さ 5−6 cm 長さ 60 cm の平板状のものや長径 10−25 cm まれに 1 m の楕円形のものが存在する．チャートは径 1−8 cm の円礫のほか径 5 m 以上のブロックが存在するが，砂岩礫はいずれも径 30 cm 以下である．

珪質頁岩及びマンガン炭酸塩団塊は，ともにジュラ紀中期の放散虫を多産する（第 8 表）．前者の産出化石は，*Dictyomitrella*（*?*） *kamoensis*−*Pantanellium foveatum* 群集（木戸ほか，1982；MIZUTANI and KIDO, 1983）の場合と *Unuma echinatus* 群集（YAO *et al.*, 1980）の場合があるが，後者の産出化石は *Unuma echinatus* 群集に限られる（脇田，1982b）．

Ⅲ．3．2　異地性岩体

那比川層の異地性岩体は，長径 20 m−15 km 厚さ 5−1,700 m で，主としてチャート・石灰岩・緑色岩類からなり，その大半はチャートのみからなる岩体もしくはチャートを主体とする岩体である．チャートからは，二畳紀中期から三畳紀後期のコノドント・放散虫を産し，石灰岩からは，二畳紀前期後葉及び三畳紀後期のコノドントや二畳紀中期後葉の紡錘虫が報告されている．

第15　那比川層上部層（N_2）の葉理珪質頁岩に挟まれるマンガン炭酸塩団塊　八幡町那比宇留良

那比川層上部層（N_2）には，チャート・石灰岩・緑色岩類三者から構成される長径3−15 km 厚さ 500 m−1,700 m の比較的大きな岩体が 4 つある．これらを，安久田岩体，道ヶ洞岩体，ミオ岩体，浅柄岩体と命名した（第 16 図）．以下，これらの岩体を中心に記載する．

Ⅲ．3．2．1　安久田岩体

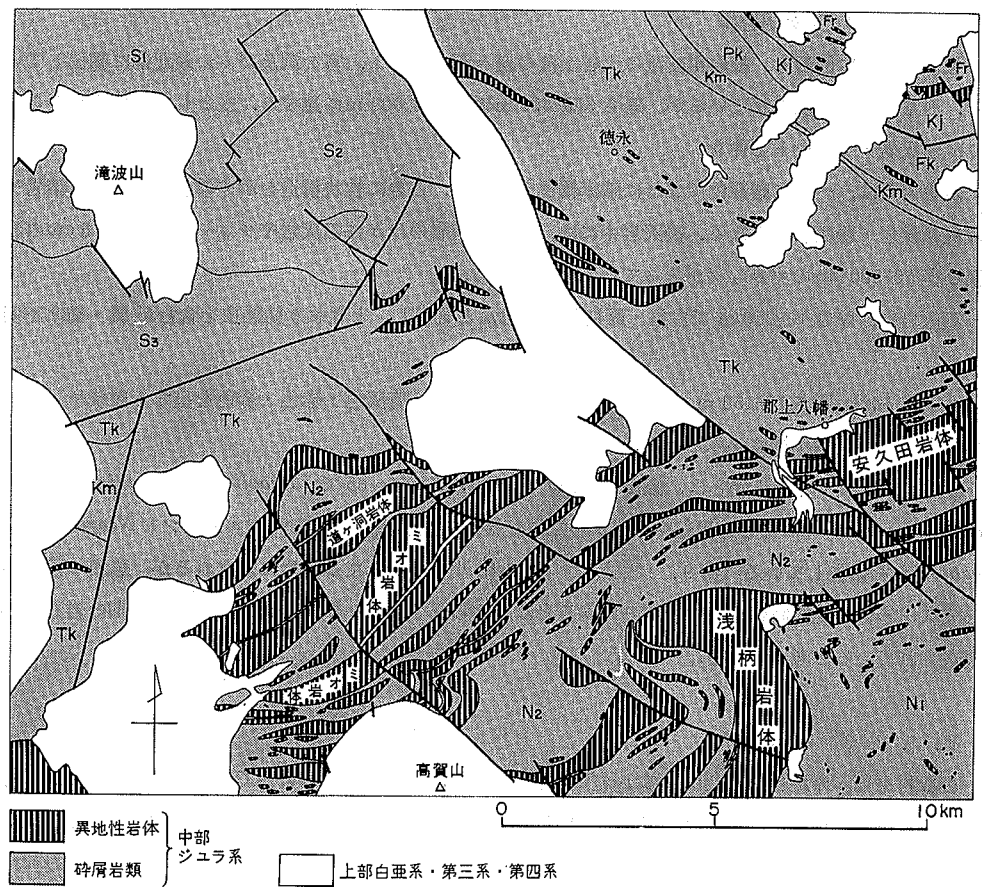
八幡町安久田から同町入間（いるま）にかけて分布している．本図幅地域にはその西半分が露出しており，東半分は「下呂」図幅地域に露出している．西端は断層で断たれているが厚さ最大 1.7 km 延長 12 km に及ぶ．東半部は石灰岩レンズを伴う緑色岩類とチャートが半々であるが，本図幅地域に露出している西半部は厚い石灰岩・チャート及び石灰岩レンズを伴う緑色岩類からなっている．

石灰岩は，白色・灰白色・灰色・暗灰色を呈し，一般に塊状であるが，層状石灰岩や石灰岩角礫岩も存在する．層状石灰岩は，厚さ 10−80 cm の単層の積み重ねで一般に暗灰色を呈する．石灰岩角礫岩では，径 1−80 cm の灰白色石灰岩角礫が淡褐色の凝灰質気質中に点在している．

チャートは，珪質部が厚さ 2−20 cm 泥質部が 1 cm 以下の層状チャートで，淡褐色・緑色などいろいろな色を呈し，部分的に波長 2 m 前後の層内褶曲が見られる．

緑色岩類は，溶岩（しばしば枕状構造をもつ）と凝灰岩があり，いずれも暗緑色や暗赤褐色を呈する．溶岩は，空隙がときに方解石で埋められており，鏡下では数多くの斜長石の斑晶やいくつかの単斜輝石を含む単斜輝石玄武岩である．

八幡町安久田及び犬吠谷の石灰岩からは，KANUMA（1958a）が *Pseudofusulina kraffti* や *Psoudo*‐*schwagerina uddeni* など *Pseudoschwagerina* 帯（二畳紀前期）の紡錘虫を，八幡町口洞の西の石灰岩から *Parafusulina* cf. *japonica truncata*, *Neoschwagerina nipponica* など *Parafusulina* 帯（二



第 16 図「八幡」図幅地域の中部ジュラ系に含まれる異地性岩体の分布　中部ジュラ系の地層の記号は地質図に一致する（N_1，N_2，那比川層；Tk 徳永砂岩部層；Km，小間見珪質頁岩部層；Fk，深皿砂岩泥岩部層；Kj，河鹿層；Fr，古道層；S_1，S_2，S_3，左門岳層）

畳紀中期）の紡錘虫を報告した（第 11 表）. また , チャートからは，猪郷（1979）や IGO （1981） が，*Anchignathodus minutus minutus, Neogondolella idahoensis, Neostreptognathodus pequopensis* など二畳紀中期のコノドントを報告した（第 10 表）. これらの産出化石から，安久田岩体は二畳紀前—中期に形成された岩石から構成されていることが分かる.

那比川層上部層（N_2）中のよい鍵層であるチャート角礫を含む塊状砂岩層と，那比川層・小駄良川層境界までの地層が，安久田—美山地域で著しく薄くなっていることから，安久田岩体の下底に断層の存在を推定した. しかし，安久田岩体の上下には，安久田岩体の構成岩石と同じ二畳紀の石灰岩・チャート・緑色岩類などからなり海底地すべりによって再堆積したと考えられる異地性岩体が数多く存在することから，安久田岩体も基本的には海底地すべりによって移動・再堆積したもので，下底の断層は後の構造運動によるものであると考えられる.

Ⅲ．3．2．2　道ヶ洞岩体

板取村東部に位置し，板取川支流の大谷上流の道ヶ洞，木セト，宮ヶ洞及びミオ最北部に露出している．西端は断層で限られているが，厚さ 350−800 m 延長約 3,000 m に達する．主として緑色岩類からなり，石灰岩・チャートを伴う．

緑色岩類は，一般に暗緑色でまれに暗赤褐色を呈する．ときに枕状構造を示す単斜輝石玄武岩溶岩や凝灰角礫岩・凝灰岩からなる．疑灰岩中には，玄武岩溶岩のほかに石灰岩やチャートの径 1−5 cm の礫及び径 50−500 cm のブロックが入っていることがある．

石灰岩は，厚さ 10−250 m で白色・灰白色・桃色などを呈し，ときおり紡錘虫を含むが属・種は不明である．

チャートは，厚さ 10−150 m で白色・灰白色・暗灰色・淡青灰色・赤色・緑色を呈する層状チャートで，ときおり層内小褶曲がみられる．

道ヶ洞岩体のチャートからは，脇田 （1988） が Loc. 63, 64, 65 で，*Neoalbaillella optima, Follicucullus scholasticus* など二畳紀中期末から二畳紀後期の放散虫及び同時代のコノドント *Nengondolella babcocki* を報告している（第 9, 10 表）．チャートは小岩体として緑色岩に含まれるが，岩質の類似から安久田岩体と地質時代に大きな隔りがあるとは考えられず，道ヶ洞岩体は二畳紀中―後期の岩石から構成されていると考えられる．

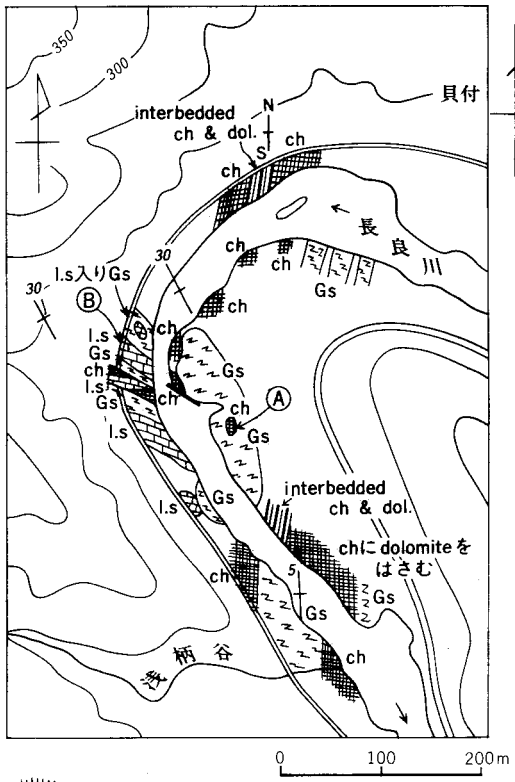
Ⅲ．3．2．3　ミオ岩体

板取村東部ミオから同村門出南（かどいでみなみ）にかけて分布している．東端は断層によって断たれ，西端は次第に薄くなるが白亜紀後期の流紋岩類に覆われている．最大層厚 1,000 m 延長 6,500 m 以上で，主として緑色岩類からなり，わずかに石灰岩・チャートを挟む．

緑色岩類は，一般に暗緑色ときに暗赤褐色を呈し，溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩からなる．溶岩は一般に塊状でときに枕状構造を示す単斜輝石玄武岩である．凝灰角礫岩は，径 5 cm 以下の溶岩片を含む．また，凝灰岩は白色・赤色チャートや石灰質岩の岩塊を含むことがある．

チャートには，淡緑灰色・暗灰色の層状チャートと，赤白珪石と呼ばれる赤色・白色を呈する塊状チャートがある．いずれも 5−35 m の厚さで緑色岩類に挟有される．門出南付近の層状チャートは厚さ 0.1−1 m のドロマイト層を挟んでいる．

石灰岩は厚さ 5−10 m でチャートと同様緑色岩類中に挟在している．地点 68 のチャートに産する *Pseudoalbaillella longicornis* などの放散虫（第 9 表）や *Gondolella bitteri* などのコノドント（第 10 表） は二畳紀中期後葉を示し（脇田，1983），道ヶ洞岩体や安久川岩体と岩質が類似することから，ミオ岩体も二畳紀中期前後の岩石から構成されていることが推定できる．



ch　チャート Chert
l.s　石灰岩 Limestone
interbedded ch & dol.　チャート・石灰岩(ドロマイト)互層 Interbedded chert and dolomite
Gs　緑色岩類 Greenstone
Ⓐ三畳紀中期の放散虫を産する，Ⓑ紡錘虫を産する
〔注〕基図として岐阜県森林基本図1：5,000を縮少して使用

第17図　浅柄岩体（異地性岩体）東部の緑色岩類・チャート・石灰岩・チャート・石灰岩互層の産状を示す露頭
八幡町貝付－浅柄．脇田（1983）の第3図G1916.

Ⅲ．3．2．4　浅柄岩体

浅柄岩体は，八幡町西乙原・貝付・浅柄及び美並村粥川にかけて分布しており，特に貝付から浅柄にかけて好露出がみられる（第17図）．厚さ1,500 m 延長 15 km に達する岩体で，厚いチャートからなる部分とチャートや石灰岩の小岩体を含む厚い緑色岩類からなる部分に分けられる[5)]．

チャート部は，厚さ150−1,000 m で淡緑色・緑色・赤色・赤褐色・灰色・暗灰色・黒色を呈する．厚さ2−15 cm の珪質部と1 cm 以下の泥質部の互層からなる層状チャートがその大半を占め，まれに厚さ20−60 m の緑色岩類を挟む．緑色岩類は，暗緑色及び暗赤褐色の溶岩及び凝灰岩で，浅柄谷では枕状溶岩がみられる．

緑色岩類部（厚さ500−700 m）は，暗緑灰色・暗緑色，一部淡緑色を呈する緑色岩類と，それに挟在するチャート・石灰岩，チャート石灰岩（又はドロマイト）互層になどの小岩体からなり，まれに優黒色泥岩を挟む．緑色岩類には，塊状の溶岩と凝灰岩があり，後者には厚さ50 cm 前後の赤色のチャート塊が含まれることがある．八幡町貝付から浅柄の緑色岩類は，黒雲母とケルスート角閃石を含むアルカリ玄武岩である（脇田，1983）．

緑色岩類に挟まれるチャートは，白色・淡青灰色・灰色・緑色・赤色を呈し，珪質部が10−50cm 泥質部が1cm 以下の層状チャートで全体の厚さは75m 以下である．緑色岩類中にブロック上に挟在するものが多いが，八幡町貝付ではチャート中の珪質部の間の泥質部が凝灰質で，緑色岩類に近づく程厚くなり，緑色岩類に漸移するようにみえる．石灰岩は，灰白色を呈し，厚さ10−30m の岩塊として緑色岩類中に挟まれる．チャート石灰岩互層は，赤色・淡褐色・灰色のチャートと灰白色の石灰岩（又はドロマイト）の厚さ数 cm ずつ（まれに 1 m）の互層で，単独で緑色岩類に含まれるほか，1−50 m の厚さで

5)　浅柄谷の入口に泥岩と砂岩の小露出があり，浅柄岩体が１つの異地性岩体として再堆積したか否かについては若干の問題があるが，その両側には類似した緑色岩類・チャートが分布しており，本報告では１つの岩体として扱う．

第18図　那比川層上部層（N_2）の層状チャート（異地性岩体）　八幡町那比足瀬洞奥

チャートに挟まれたり，石灰岩と接していることがある．

浅柄岩体では，第17図のA地点の玄武岩凝灰岩中のチャート塊から三畳紀中期の放散虫（第9表）の報告がある（脇田，1983）．一方第21図のB地点の石灰岩には多数の紡錘虫が含まれる．この石灰岩は，KANUMA（1958b）が浅柄で二畳紀中期を示す *Schubertella kingi* や *Schubertella* cf. *melonica*（第11表）を報告した石灰岩に当たると考えられる．このように浅柄岩体は，緑色岩類中に二畳紀中期や三畳紀中期の小岩塊を含み，緑色岩類の岩質が安久田・道ヶ洞・ミオ岩体と異なることから，中生代（三畳紀―ジュラ紀の間）に形成された岩体と考えられる．

Ⅲ．3．2．5　その他の異地性岩体

以上述べた4岩体を除くと，異地性岩体の大半は主としてチャートからなる．これらは，厚さ5−500 m長径20−5,000 mといろいろな大きさがあるが，全体として平板状のものが多く，周囲の砕屑岩類の走向方向に延びている．

チャートは白色，明灰色―暗灰色，淡緑色，緑灰色，淡青灰色，淡褐色，赤褐色，赤色を呈し，厚さ1−20 cmの珪質部と厚さ1 cm以下の泥質部の互層（第18表）からなり，しばしば層内褶曲をしている．

チャートに密接に伴う岩石として，優黒色泥岩と灰白色凝灰質泥岩との互層及び白色―灰白色のチャートと同色の石灰岩の互層がある．前者は本地質図幅地域内ではまれにしかなくチャートと区別していない．チャート石灰岩互層は，チャートと石灰岩がともに5−50 cmの厚さで，チャート優勢な場合，石灰岩優勢な場合などさまざまな割合で互層している．ときにチャートがレンズ状にちぎれていたり，スランプ褶曲がみられる場合がある．このようなチャート石灰岩互層はチャートを主体とする岩体に挟在するばかりでなく，単独で異地性岩体を構成したり，比較的厚い石灰岩体とともに異地性岩体を構成する．このような場合の異地性岩体は，厚さ100−200 m長径250−1,000 mである．

八幡町大栃では厚さ 150 m のチャートを主体とする岩体に厚さ 10 m 以下の塩基性凝灰岩を挟んでおり，八幡町荒倉西方では厚さ 100 m 以上のチャートを主体とする異地性岩体が厚さ 25 m の緑色岩類を挟んでいる．

以上のほか，石灰岩単独や緑色岩類単独もしくはそれらを主体とした異地性岩体がわずかに存在する．八幡町腰細から同町田口へかけては，厚さ 150 m 長径 2,000 m の緑色岩類を主とし石灰岩・チャートを伴う異地性岩体が分布している．緑色岩類単独で構成される異地性岩体は八幡町荒倉・大栃及び板取村生老（しょうろ）でわずかにみられ，いずれも厚さ 5−20m の小岩体である．また石灰岩単独で構成される異地性岩体には，八幡町新宮川最上流部に厚さ 300 m 長径 1,500 m の岩体が存在するほか，八幡町荒倉・谷山などに厚さ 30 m 前後の小岩体が存在し，これらはしばしば紡錘虫化石を含んでいる．

安久田・道ヶ洞・ミオ・浅柄岩体のほかで，時代を明示する化石の産出が報告されているのは，板取村大谷（地点 66），同村門出南付近（地点 67），八幡町高畑（地点 55）のチャートや八幡町相生周辺（地点 38 など）のチャート，石灰岩，チャート石灰岩互層及び八幡町新宮川上流の石灰岩である．チャートからは，脇田（1983）が *Triassocampe* sp. cf. *T. deweveri*, *Archaeospongoprunum compactum*, *Capnuchosphaera* sp. など三畳紀中－後期の放散虫（第 9 表）を，猪郷（1979）が *Neogondolella bulgarica*, *Epigondolella abneptis* など三畳紀中－後期のコノドント（第 10 表）を報告している．また石灰岩からは，猪郷（1979）が *Neogondolella bisselli* など二畳紀前期後葉のコノドント（第 10 表）を，KANUMA（1958a）が *Neoschwagerina nipponica* など二畳紀中期後葉の紡錘虫（第 11 表）を報告している．八幡町田口西方（地点 31）のチャート石灰岩互層の石灰岩からは *Neogondolella navicula steinbergensis*（三畳紀後期）が報告されている（猪郷，1979）．

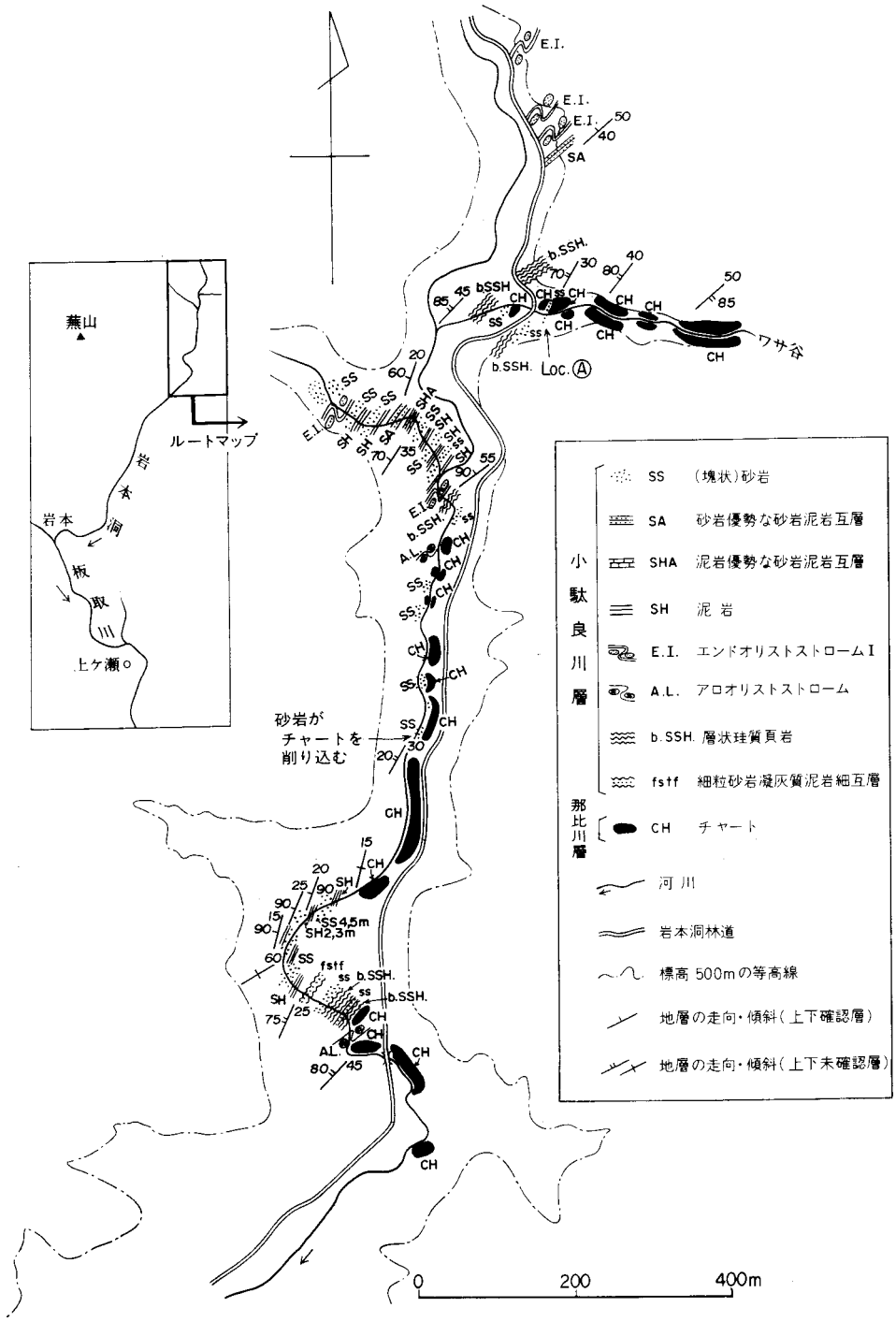
Ⅲ．4　小駄良川層（Tk，Km，Fk，ms，si，ss）

小駄良川層は，那比川層の上へ整合に重なる砂岩優勢な地層で，層厚は小褶曲による繰り返しをないものとして単純積算で 6,000−7,500 m に達する．八幡断層以東で吉田川以北の本図幅地域北東部に広く分布するほか，亀尾島川上流，板取村岩本から杉原にかけての板取川流域，板取村の岩本洞上流や同村新谷などに露出し，八幡町小駄良川流域に模式的に発達する．

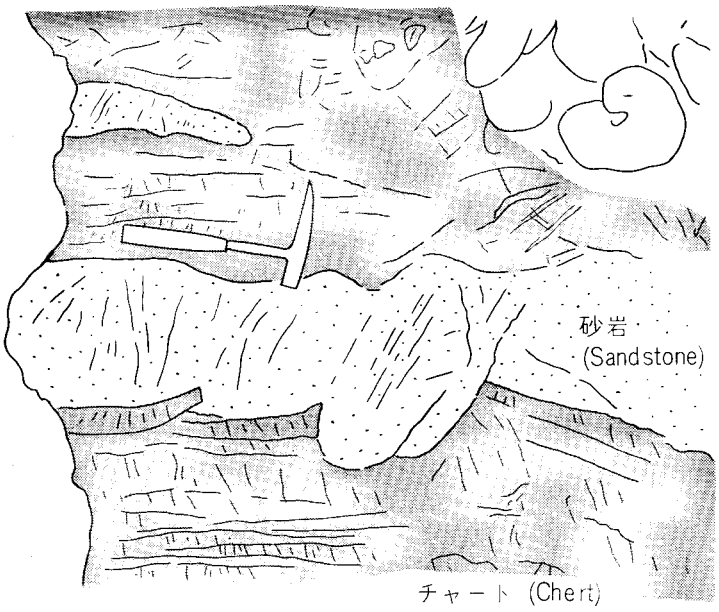
本層は岩相によって下位から整合に重なる徳永砂岩部層（Tk，ms，si）・小間見珪質頁岩部層（Km，si，ss）・深皿砂岩泥岩部層（Fk，si）の 3 部層に細分できる．

那比川層と小駄良川層との関係は，板取村岩本洞沿いで比較的よく観察できる．その地点のルートマップを第 19 図に示す．

この地点では，厚さ 300 m 以上のチャート岩体の上面をもって那比川層と小駄良川層の境界とした．すなわち那比川層のチャート岩体の上に重なる小駄良川層は厚さ数 m 以下の砂岩層に始まり，更に上位に厚さ 10−200 m の珪質頁岩が続き，砂岩優勢相（塊状砂岩・砂岩泥岩互層など）へ移り変わる．それぞれ異なる岩質の間には露頭が欠如していることが多いが，第 19 図の地点 A では，チャート中に砂岩が挟まれ，砂岩がチャートを削り込み，取り込んでいるのが観察できる（第 20 図）．すぐ上位の珪質頁岩は，淡灰色・灰色・緑灰色を呈し，塊状（又は葉理のある？）のものと層状のものがあり，チャートや



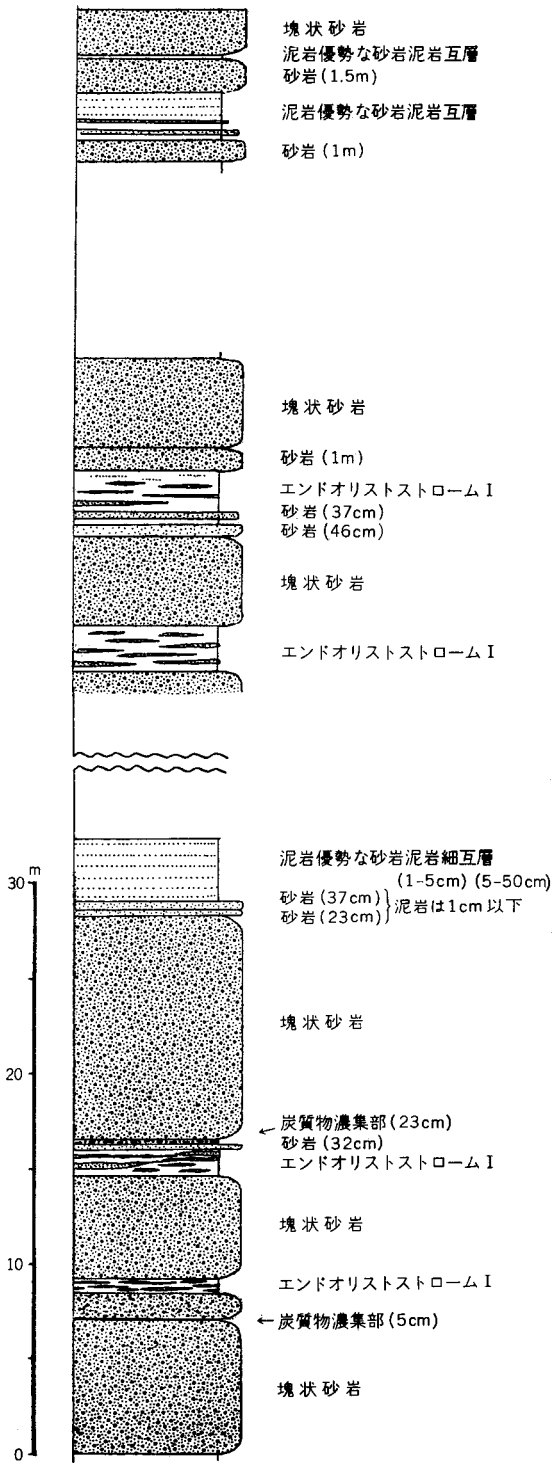
第19表　那比川層上部層（N_2）と小駄良川層（徳永砂岩部層Tk）の境界部のルートマップ　板取村岩本洞上流



第20図　層状チャート中に狭在する砂岩層　板取村岩本洞上流ワサ谷口．
第19図のA地点

砂岩の岩塊を含むことがある．

このように那比川層と小駄良層の間には顕著な断層や不整合はなく，両者は堆積接触している．



第21図　徳永砂岩部層(Tk)の典型的な岩相を示す柱状図
大和村神路川中流

Ⅲ. 4. 1 徳永砂岩部層 (Tk, ms, si)

本層は小駄良川層分布域のうち北東端を除くほぼ全域に広く分布している．小駄良川層の大半を占め，層厚は5,000−6,000 mと推定される．

本層は塊状砂岩を主体とし，極厚層理砂岩・砂岩泥岩互層・エンドオリストストロームⅠ・泥岩・珪質頁岩及び礫岩を伴う．本層の大部分は，第21・22図に例示したように塊状砂岩と，エンドオリストストロームⅠや泥岩優勢な砂岩泥岩互層の繰り返しからなる砂岩優勢な地層であるが，大和村上会津付近，八幡町島から場皿及び同町石原付近には厚さ250−1,500 mの泥岩優勢な地層が挟まれる．本層の下半部には，主としてチャートからなりまれに緑色岩類を伴う異地性岩体が所々に挟まれる．異地性岩体は，泥岩優勢層中で特に大きく数も多い．また，八幡町石原北方では本層上半部にも異地性岩体が存在する．

塊状砂岩

褐灰色や明灰色−暗灰色を呈し，一般に中−粗粒であるがときに極粗粒から細礫大の部分を伴う．層厚は3−10 mで，まれに30−40 mに達する．一般に内部構造は不明瞭であるが，よく水磨された面では厚い砂岩にまれに級化層理が観察でき，ときに級化した複数の砂岩層が泥岩を挟まず重なり厚い砂岩層を形成している場合がある．

本岩には径3−20 mmの黒色・暗灰色泥岩片が特徴的に含まれる．これらの泥岩片は不規則に点在する場合と層理面に平行に並ぶ場合がある．まれに緑色の（珪質？）泥岩片が認められる．砂岩の基質は12%で試料10個の平均組成は第6表に示した通りである．

第22図　徳永砂岩部層(Tk)の典型的な岩相　塊状砂岩とエンドオリストストローム I ないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層の繰り返し．大和村神路川中流

砂岩層の最上部のシルト質の部分にはときどき炭質物微片が含まれ，まれに材化石が挟在する．材化石は砂岩層内部にも含まれる．上面の材化石は平行に並んで産する場合がある．材化石は一般に炭化が進み内部組織が明瞭でない．大和村明健神社東方で見いだされた材化石は，属・種は確定されていないが，中生代の材化石で杉・ひのきの仲間と鑑定された（西田　誠，私　信）．

礫　岩

八幡町有坂（付図の地点△）には厚さ3 m以下の礫岩層が3層準に発達する．礫層の基底部は最大径2−3 cmの亜円礫からなるが上方へ細かくなり粗粒砂岩へ漸移する．粗粒砂岩基質中に砂岩・黒色泥岩・緑色凝灰質泥岩・チャートのほか花崗岩質岩・片麻岩の礫が含まれる．

八幡町印雀（付図の地点△）や板取村三洞南方（付図の地点△）には，礫が径数cm−数10 cmの泥岩角礫のみからなる礫岩（第23図）がある．三洞南方（付図の地点△）には，泥岩・シルト岩・砂岩の径1−16 cmの角礫からなる礫岩（第24図）も存在する．いずれも中−粗粒砂岩中に密集して存在する．

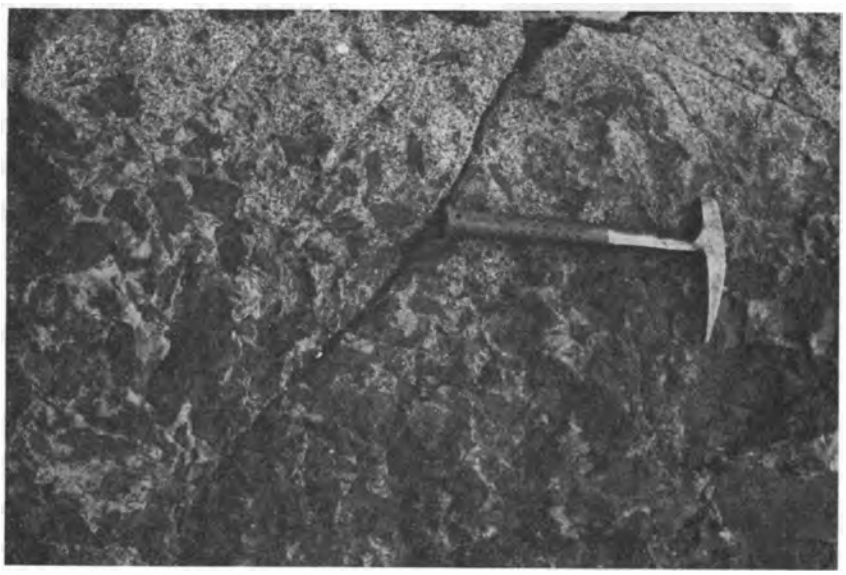
塊状砂岩に伴う主要な岩相（泥岩・エンドオリストストローム Ⅰ・砂岩泥岩互層）

塊状砂岩の間には，厚さ0.1−2 mの黒色泥岩，厚さ1−20 mのエンドオリストストローム I （第25図），厚さ1−5 mの泥岩優勢な砂岩泥岩互層（砂岩単層は厚さ1−20 cm），厚さ数10 cm−数mの砂岩優勢な砂岩泥岩互層（砂岩の単層は厚さ3−30 cm），厚さ1−3 mの極厚層理砂岩などが挟まれる（第21図）．これらのうちエンドオリストストローム I が多く，砂岩優勢な砂岩泥岩互

第６表　左門岳層・小駄良層（徳永砂岩部層）・河鹿層の塊状粗粒砂岩の組成

測定項目＼地層（試料数）		左門岳層(27)	徳永砂岩部層(10)	河鹿層(6)
鉱物片	石英	38.9	36.4	36.8
	カリ長石	12.5	14.2	14.7
	斜長石	25.3	27.2	29.6
	雲母	2.0	2.6	0.5
	その他	0.7	0.2	0.1
岩片	火山岩	2.2	1.5	2.5
	深成岩	2.6	3.5	3.3
	変成岩	0.5	0.3	0.3
	堆積岩*	3.5	2.3	2.1
基質		11.8	11.8	10.1

＊大半が泥岩（同時侵食礫）である．

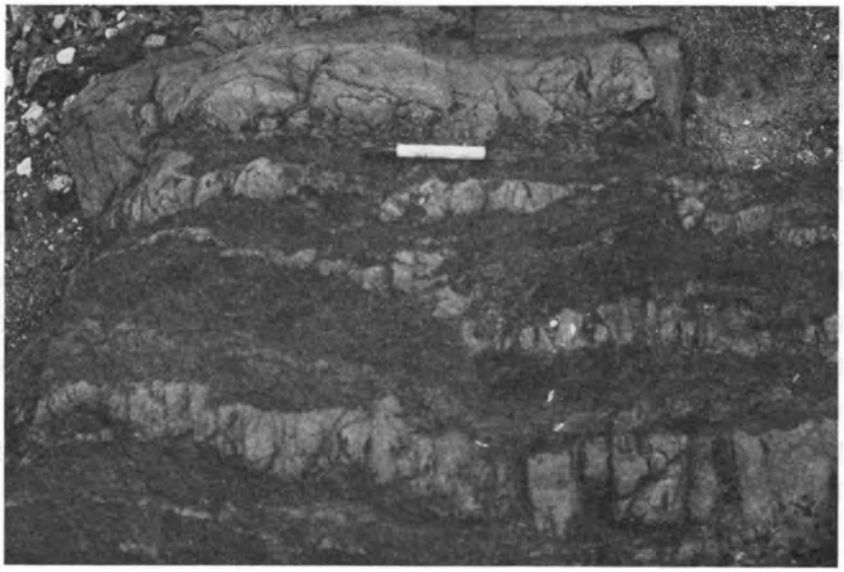


第23図　徳永砂岩部層（Tk）中の礫が泥岩角礫のみからなる礫岩　基質は粗粒砂岩　板取村三洞

層もしばしば海底地すべりによる変形をうけていることから，徳永砂岩部層堆積時には海底地すべりが頻発していたことが分かる．

砂岩優勢な砂岩泥岩互層には級化層理が観察されることが多く，単層の最上部に炭質物微片を挟んだり，下底に底痕が観察できることがある．底痕から推定した古流向は北西から南東へ向かっている（第29図）．泥岩優勢な互層には，ときどき炭質物微片を挟むほか，クロスラミナや生痕化石が観察できるこ

第24図　徳永砂岩部層（Tk）中の泥岩・シルト岩・砂岩の角礫からなる礫岩
基質は中―粗粒砂岩板取村三洞



第25図　徳永砂岩部層（Tk）中のエンドオリストストローム I　大和村内ヶ谷ねぎ谷口

とがある．

最近，大和村徳永西方の長良川河床に露出していた砂岩優勢な砂岩泥岩互層（海底地すべりによる変形を受けている）の細粒砂岩から，アンモナイト *Kepplerites*（*Seymourites*） sp．が発見された[6)]．

6） 発見者は，魚釣りをしていた大和村徳永の木島堪逸氏で，大和村史編集委員会田中　祐氏を通して岐阜県博物館笠原芳雄氏に連絡され，著者は笠原氏により発見の知らせを受けた．

このアンモナイトは，カロビアン（ジュラ紀中期）を指示し，北方系（boreal type）の要素である（SATO *et al.*, 1985）.

珪質頁岩

厚さ 5−50 m で．いろいろな層準に挟まれるが側方への連続性は概して良くない．層状珪質頁岩が大半を占め，葉理珪質頁岩は少ない．層状珪質頁岩は暗緑色・暗赤褐色ないし灰色を呈し，厚さ数 cm−30 cm の珪質部とより薄い泥質部の互層である．葉理珪質頁岩は暗褐色・暗緑褐色を呈し，まれに厚さ 1−5 cm の淡黄緑色凝灰質薄層や厚さ 3−10 cm 長径 10−60 cm のマンガン炭酸塩のレンズを挟んでいる．

珪質頁岩中にはしばしば，*Stichocapsa japonica*, *Eucyrtidium*（*?*）*unumaensis* などジュラ紀中期の放散虫を産する（第 8 表）.

泥岩優勢層

地質図上に示し得る泥岩優勢層は，大和村上会津付近，八幡町島—場皿周辺，八幡町石原付近などにみられる．なかでも八幡町島—場皿周辺の泥岩優勢層が最も厚く厚さ 1,500 m 延長 6,000 m に達する．泥岩優勢層の主体は，厚さ 1−10 cm の砂岩レンズや厚さ 1 cm 以下のシルト質ラミナを含む泥岩優勢層で，海底地すべりによる変形をうけたエンドオリストストローム Ⅰである. このエンドオリストストローム I 中に塊状砂岩がブロックとして挟まれていることがある．その他，mm サイズから 5 cm の径をもつ砂岩礫と厚さ 1−4 m のチャート礫を剝離性のある黒色泥岩中に含むアロオリストストロームが大和村島の西方の谷で見られる.

泥岩優勢層中には厚さ 5−400 m 直径 20−3,000 m のチャートからなる異地性岩体が存在するが，八幡町島にはチャートと緑色岩類からなる異地性岩体が存在する.

異地性岩体

八幡町川佐西方及び大和村島にチャートと緑色岩類からなる異地性岩体が存在するが，この 2 岩体以外はすべてチャートからなる．大和村場皿の厚さ 400 m 直径 3,000 m の岩体を除くと本部層中の異地性岩体は厚さ 5−250 m 直径 20−1,200 m である．異地性岩体は一般に外形を決定できる場合がまれであるが，八幡町川佐西方の異地性岩体は四方に砕屑岩が露出しており外形をはっきりと知ることができる.

異地性岩体を構成するチャートは，白色・灰色・緑灰色・黒色などを呈し，厚さ 1−10 cm の珪質部と厚さ 1 cm 以下の泥質部の互層からなる.

緑色岩類は，八幡町川佐西方のものは暗緑色− 暗赤褐色を呈する塩基性凝灰岩であり，大和島のものは風化が激しいが空隙を埋めた炭酸塩鉱物がみられるので枕状溶岩を一部含んでいるのかもしれない.

異地性岩体と周囲の砕屑岩類との関係は確認していないが，恐らく堆積接触関係と考えられる.

異地性岩体のチャートには二畳紀中期から三畳紀後期のコノドント（第 10 表）及び二畳紀前− 中期から三畳紀中− 後期の放散虫（第 9 表）を産する（岡村，1980；脇田・岡村 1979，1982）．八幡町川佐（地点 20）のチャート・緑色岩類をわずかに伴うチャートからは二畳紀中期のコノドント *Neostrepto−gnathodus preyi* や二畳紀前−中期の放散虫 *Pseudoalbaaillella* sp. などを産する．一方，大和村徳永（地点 9）では三畳紀後期（ノーリアン）のコノドント *Epigndolella bidentata* を，同村場皿（地点 21）では三畳紀前期のコノドント *Neospathodus elongatus* 他を産し，八幡町中桐（地点 17）では，三畳紀

中–後期の放散虫 *Dictyomitrella* sp. を産する．

Ⅲ．4．2　小間見（こまみ）珪質頁岩部層（Km，si，ss）

大和村小間見から，下古道・上神路更に八幡町深皿，同町石原北方と北西 - 南東に細長く延びて分布するほか，板取村保木口から同村杉原にかけての向斜軸部に分布している．特に，大和村小間見周辺に模式的に発達する（第 26 図）．層厚は板取村保木口から杉原で最も厚く 700–800 m, 大和村小間見で 500 m，同村上神路で最も薄く 100–150 m である．

葉理珪質頁岩・層状珪質頁岩・泥岩を主体とするが，小間見から下古道では砂岩を挟み，小間見では異地性岩体と考えられるチャートが数層準みられる（第 26 図）．板取村保木口–杉原や大和村小間見には珪質頁岩が顕著に挟まれるが，八幡町深皿から石原北方にかけては珪質頁岩はまれであり，黒色泥岩が多い．

層状珪質頁岩は，灰色・褐灰色・淡緑色–暗緑色・暗赤褐色を呈する．厚さ数 cm–30 cm（まれに 1 m）の珪質部と，より薄い泥質あるいは凝灰質の部分の互層からなる（第 27 図）．珪質部は，粗いものでシルト–中粒砂の粗さになり級化層理を示す．この粗い部分は鏡下では斜長石・石英・黒雲母などを数多く含み，特に黒雲母は層理面に平行に並ぶ．基質にはしばしば緑色のセラドナイトを含む．

葉理珪質頁岩は一般に層状珪質頁岩より泥質で，緑褐色・暗灰色を呈し黒色泥岩とみわけがつきにくく，しばしばスランプ褶曲している．ときどき淡黄緑色–黄褐色の凝灰質薄層（厚さ数 cm 以下）を挟む．また，マンガン炭酸塩の径 40cm 以下の団塊や厚さ 20cm 以下のレンズ状薄層を挟むことがある．これらはほとんどが菱マンガン鉱の微粒結晶からなり，表面は黒色であるが内部は灰色ないし乳白色・淡褐色である．

層状珪質頁岩・葉理珪質頁岩・マンガン炭酸塩団塊からは，*Tricolocapsa plicarum, Unuma echinatus* などのジュラ紀中期の放散虫を産する（第 8 図）．

泥岩は，暗灰色を呈し，弱い剥離性がある．細粒–中粒の砂岩からなる厚さ 1,2–30 cm の層をときどき挟む．次第に珪質になり，葉理珪質頁岩に漸移することがある．

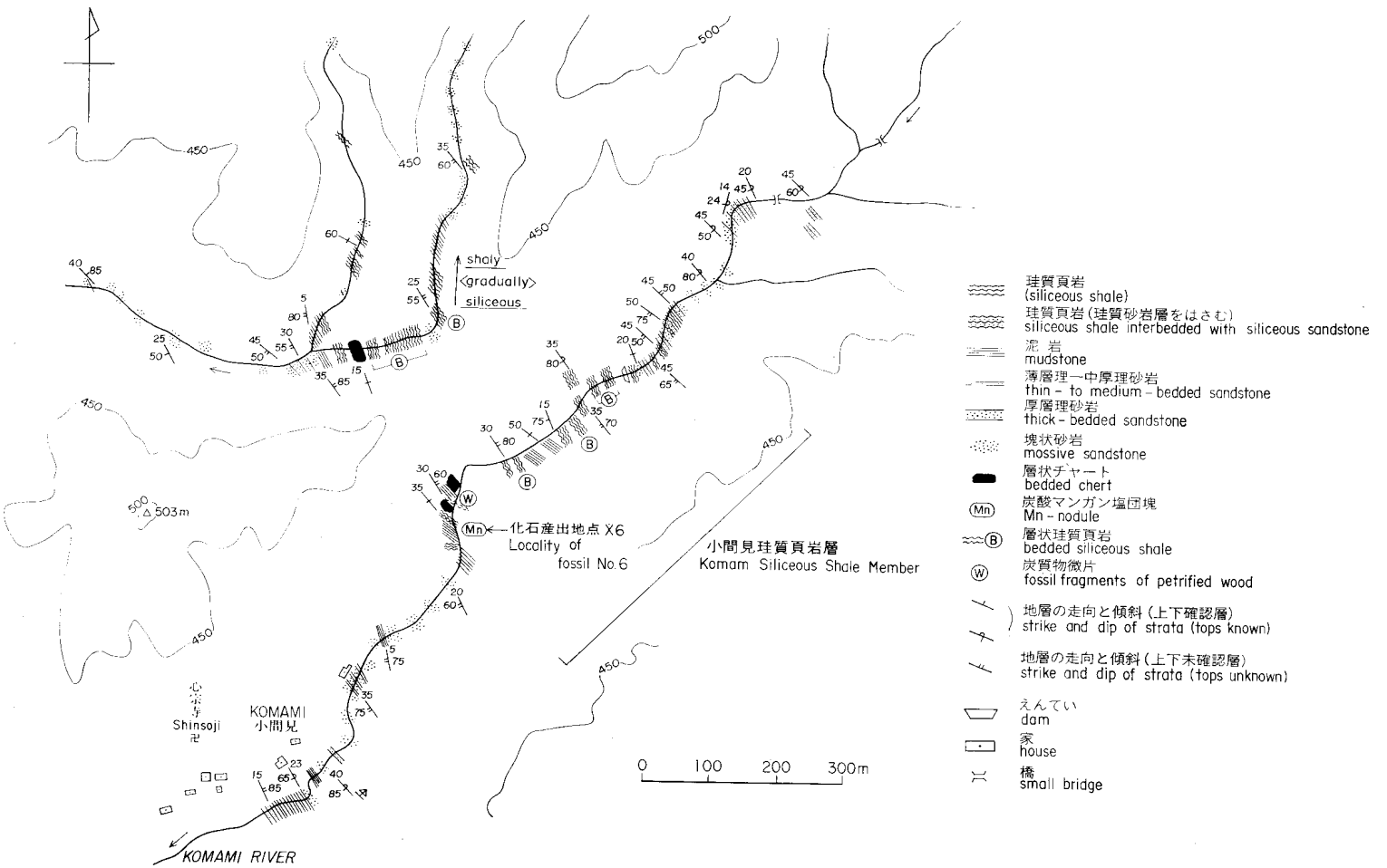
Ⅲ．4．3　深皿砂岩泥岩部層（Fk，si）

本図幅地域北東部の大和村小間見から下古道，上神路を経て模式地の八幡町深皿と，小間見珪質頁岩部層と平行に分布する．層厚は下古道で 500 m と最も薄く，深皿東方で 1,000 m に達する．

海底地すべりの影響をほとんど受けておらず，整然と重なる砂岩泥岩互層からなる．一般に砂岩優勢で砂岩は，厚さ数 10 cm のものが多いがときに数 m に達する．泥岩は薄く数 cm 以下であることが多いが，まれに泥岩優勢な互層もみられる．薄い単層よりなる互層中には炭質物や材化石が含まれることがある．

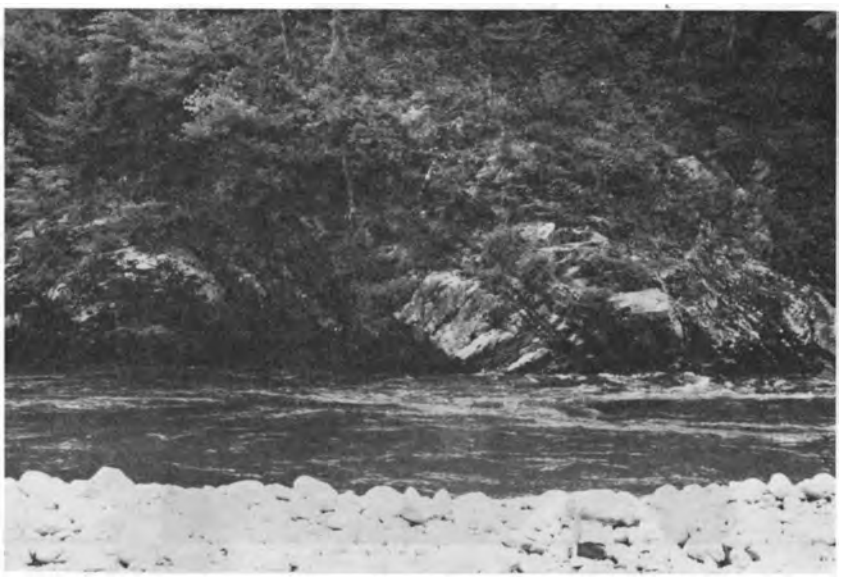
砂岩層には，級化層理・平行ラミナ・コンボリュートラミナ・底痕（第 28 図）などの堆積構造が発達している．底痕のうち多数みられるグルーブキャストやバウンスキャストによって復元される古流向は北西–南東方向で，フルートキャストによって推定される古流向は北西から南東である．両者はほとんど斜交せず，本層全体の古流向はよく揃っている（第 29 図）．

砂岩は灰色を呈し中粒のものが多い．組成は徳永砂岩部層上部の砂岩と似ており，黒雲母・ざくろ石



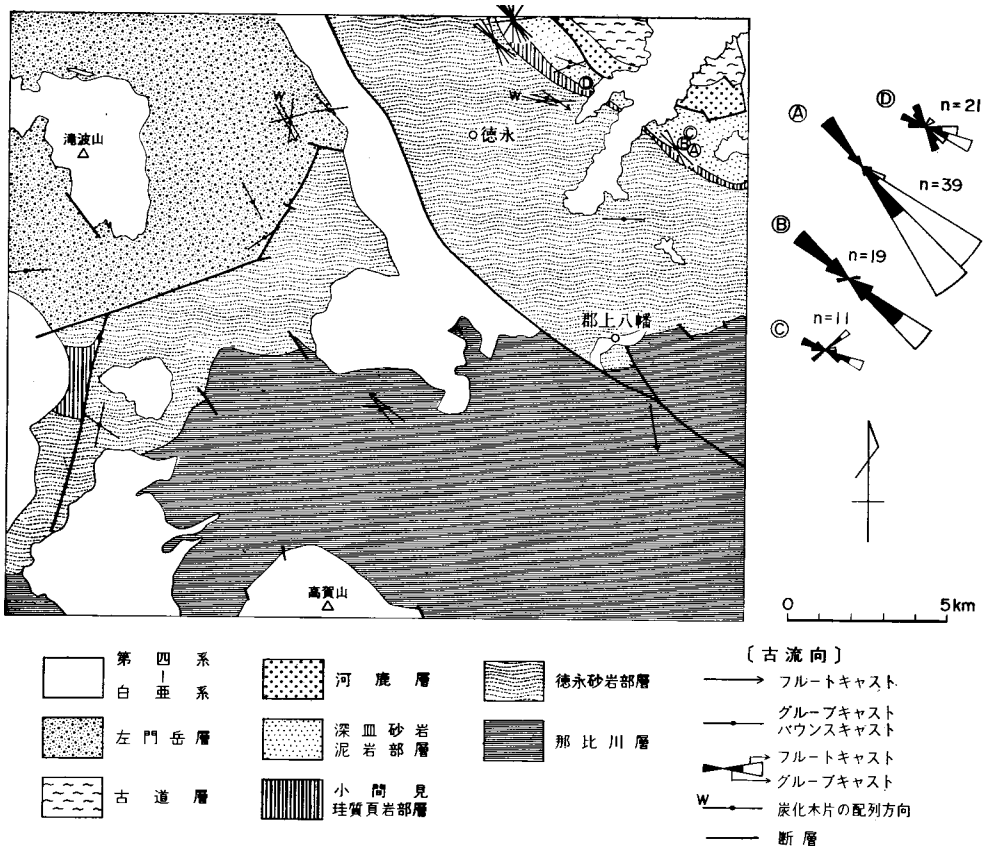
第26図　小間見珪質頁岩部層(Km)とその上下の地層の関係を示すルートマップ　大和村小間見周辺

などの重鉱物が多く，変成岩・火成岩の岩片もふくまれる（脇田・岡村，1982）.



第27図　層状珪質頁岩（小間見珪質頁岩部層，Km）　板取村田口

第 28 図　深皿砂岩泥岩部層（Fk）中に見られる底痕　八幡町深皿
脇田・岡村（1982）の Plate II−2



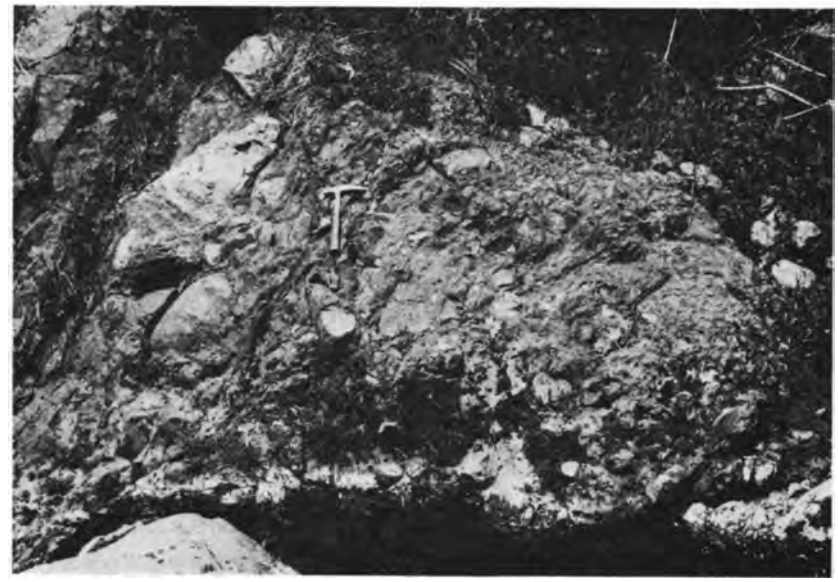
第29図「八幡」図幅地域における中部ジュラ系の古流向　中部ジュラ系砂岩に保存された底痕や炭化材化石の配列から推定される古流向　A, B, C 及び D は測定地点

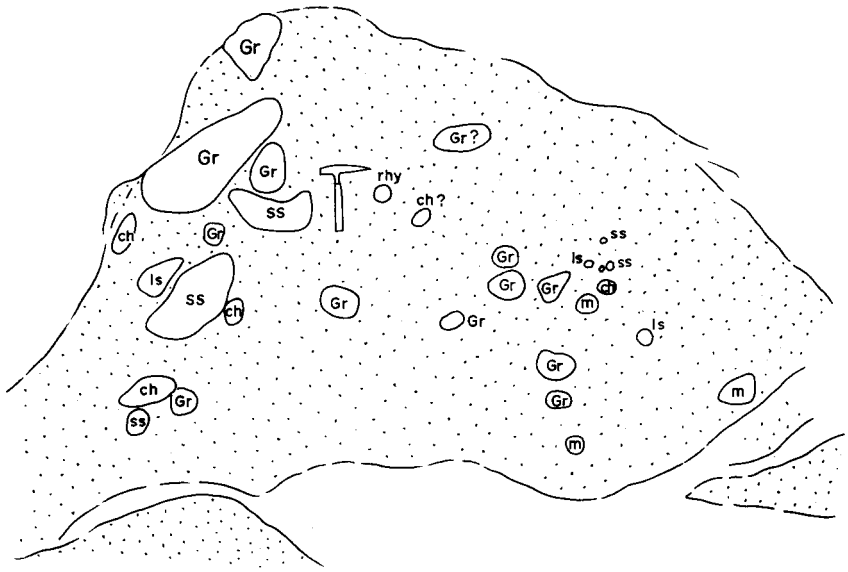
Ⅲ. 5 河 鹿 層（Ki）

塊状砂岩及び礫岩からなり，八幡町河鹿・大和村下古道・下栗巣・奥大間見などに分布しており，特に下古道に好露出がある．小駄良川層とは断層で境される．層厚は800 m以上である．化石は産しない．

塊状砂岩は，粗粒で本図幅地域内の他層の砂岩に比べて明るい特徴的な灰白色を呈する．数mm−数cmの黒色泥岩片を数多く含み，風化面には褐色ないし暗赤褐色の赤鉄鉱の斑点が特徴的にみられる．徳永砂岩層や左門岳層の塊状砂岩と比べて，基質が平均10%，雲母が平均5.5%と少なく，雲母では黒雲母がほとんど含まれない点で異なっている．サンプル6個の平均組成を第6表に示す．

礫岩は，八幡町河鹿付近が2−3層準（付図の地点㉃），大和村古道で1層準（付図の地点㉄）みられる．北隣「白鳥」図幅地域の大和村小間見北方や奥大間見でもそれぞれ1層準の礫岩層が挟まれる．基質は，本層の塊状砂岩と同質の灰白色粗粒砂岩で，径数cm−20 cmの同時侵食礫とみられる泥岩角礫が不規則に数多く含まれる．礫は，径数cm−1 mで淘汰が悪く，基質中に点在し，その大半が円礫から亜円礫である（第30）．





Gr： 黒雲母花崗岩 biotite granite
ss： 砂岩 sandstone
ch： チャート chert
rhy： 流紋岩溶結凝灰岩 rhyolite welded tuff
ls： 石灰岩 limestone
m： マール marl

第30図　河鹿層（Kj）の礫岩　八幡町河鹿．脇田・岡村（1982），Plate II-2

礫は，花崗岩と砂岩が多く，径 30 cm 以上の礫の大部分を占める．径数 cm−10 数 cm の礫には，花崗岩・砂岩のほかに流紋岩溶結凝灰岩・黒雲母花崗斑岩・石灰岩・マール・チャート・礫質チャートなどの礫がある．ただし礫質チャート礫には，厚さ 1.2 m 長径 7 m 以上の大のブロックが見出されている．花崗岩は，微斜長石を特徴的に含む黒雲母花崗岩で，ときどきざくろ石を含み，石英がしばしばサブグレン化している．破砕・圧砕を受けており，有色鉱物は変質している．流紋岩溶結凝灰岩は，石英・斜長石・カリ長石・黒雲母の斑晶からなり，ざくろ石を含み，本質レンズが見られる．若干の破砕を受けている．黒雲母花崗斑岩は花崗岩と同様微斜長石を伴うが，白雲母が再結晶して出来ており熱変成を受けている．砂岩には，中粒石灰質砂岩，赤鉄鉱片を数多く含む細－中粒砂岩，泥岩の同時侵食礫を含む粗粒砂岩など様々なものがある．石灰岩は，一般に再結晶した灰白色のものが多いが，まれに再結晶をまぬがれた部分に *Misellina* sp. らしい紡錘虫を含んでいる（岡村，1980）．チャートは隠微晶質石英からなり数多くの石英脈に貫かれており，緑色・白色・灰色・黒色を呈する．放散虫遺骸はなく，方解石脈が入ることもある．礫質チャートは，肉眼ではチャートと区別つけにくいが，鏡下では径 1 cm 以下のやや角ばった珪質砂岩・泥岩の岩片・礫が微晶質の石英によって膠結された堆積岩である．灰白色から白色の緻密な珪質部が厚さ 1−6 cm の間隔で厚さ 2−8 mm の暗灰色の泥質部を挟みしばしば縞状を呈する．礫質チャートは他の礫と異なり，平板状ブロックで，大和村下古道では厚さ 1−2m 長さ 7 m 以上で垂直に入り地表に露出している奥行が 3 m 以上になる．八幡町河鹿でも長さは不明だが厚さ 30 cm 程度の平板状ブロックとして入っている．

Ⅲ．6 古 道 層（Fr，si）

本層は，大和村上古道や八幡町戒仏付近にみられるが，鮮新−更新世の安山岩類に覆われ，分布が非常に限られており露出も悪い．下位の河鹿層との関係は明らかではない．層厚は 150 m 以上である．

塊状砂岩を主体とし，砂岩優勢な砂岩泥岩互層・エンドオリストストローム Ⅰ・アロオリストストローム・黒色泥岩・珪質頁岩などを伴う砂岩優勢な砕屑岩類で構成され，チャートからなる異地性岩体を挟む．

塊状砂岩は中粒で灰色を呈し，ときどき泥岩の同時侵食礫を含む．風化面に褐色・暗赤褐色の斑点がなくやや暗い色を呈するので河鹿層の砂岩とは明瞭に区別ができる．また塊状砂岩の間に挟まれる薄い泥岩層に炭質物微片を含む場合がある．

エンドオリストストローム Ⅰは，厚さ数 cm−10 数 cm の砂岩レンズが泥岩中に点在する海底地すべり堆積物で那比川層のものと同質である．**アロオリストストローム**は，径数 cm の角礫から長径 2 m のブロックまでのチャートを泥岩中に含むが，砂岩礫は那比川層のものと異なり平板状・レンズ状のものが多く，砂岩と泥岩のもとの成層構造が推定できる場合がある．このほか**砂岩優勢な砂岩泥岩互層**の多くも海底地すべりによる変形をうけている．

珪質頁岩は，厚さ数 m−30 m で，層状珪質頁岩が多く，まれに緑褐色の葉理珪質頁岩がある．層状珪質頁岩は厚さ数 cm10 数 cm で淡黄緑色・暗緑灰色・暗赤褐色を呈する珪質部とより薄い淡黄緑色の凝灰質ないし泥質部の互層である．

八幡町坪谷（地点 14）の珪質頁岩から *Tricolocapsa plicarum, Dictyomitrella*（*?*） *kamoensis* などジュラ紀中期の放散虫を産出する（第 8 表）.

異地性岩体を構成するチャートは，白色・灰白色・黒色などを呈する層状チャートで，厚さ 5m−150 m 長径 20−800m の異地性岩体を構成する．大和村古道（地点 10）のチャートからは三畳紀前期のコノドント *Gondolella regale, Neogondolella elongata, N. carinata* を産する（脇田・岡村，1982）.

八幡町戒仏付近の Loc.13 では，石灰紀前期後葉の異形サンゴ *Hexaphyllia* sp. 及び *Pentaphyllia* sp. を含む石灰岩の転石が見いだされている（脇田ほか，1981）が，この石灰岩は本層中の異地性岩体を構成していたと考えられる.

Ⅲ．7　左　門　岳　層（S_1，S_2，S_3，si）

本層は，河合（1964）が隣接する「根尾」図幅地域において左門岳累層としたものを大河原砂岩泥岩互層を除いて再定義したものである．本図幅地域北西部のほか西隣「根尾」図幅地域北半部及び福井県東部九頭竜川最上流地域などに広く分布している．本図幅地域には，10,000 m 前後の厚さの地層があり，亀尾島川上流の内ヶ谷沿いに好露出がある．本層は，小駄良川層と断層で接するほか，他の中部ジュラ系との関係は不明であるが，本層もジュラ紀中期の放散虫を産するので，他層とほぼ同時異相の関係とみなせる．小駄良川層の徳永砂岩部層とはともに塊状砂岩が卓越するなど岩相においても類似しているが，本層はチャートなどからなる異地性岩体を挟有せず，海底地すべり堆積物が乏しいことから小駄良川層の徳永砂岩部層と区別できる.

本層は灰色・中−粗粒の塊状砂岩が卓越し，砂岩泥岩互層・泥岩などを伴う．まれに礫岩・珪質頁岩・泥質海底地すべり堆積物（エンドオリストストローム Ⅰ・Ⅱ）を挟むが，チャートなどの異地性岩体はない．塊状砂岩はふつう厚さが 3−10 m であるがまれに数 10 m に達する．径 1−10 mm ときに数 cm の泥岩片（同時侵食礫）を特徴的に含む．泥岩片は，しばしば層理面に平行に伸びている．淘汰が悪く，基質は 12%（27 個平均）で，小駄良川層の徳永砂岩層の砂岩と似た組成（第 6 表）を示す．級化層理は不明瞭で，皿構造（dish structure）は観察できていない.

本層は岩相によって下部層（S_1）・中部層（S_2，si）・上部層（S_3）に細分できる.

Ⅲ．7．1　下部層（S_1）

和泉村野野小屋谷・根倉谷及び大和村内ヶ谷北西部に分布している．主として塊状砂岩からなる．本図幅地域に露出している部分の層厚は 4,000−5,000 m である．塊状砂岩には，ときどき泥岩角礫が大きく密集した礫岩が挟まれる（第 31 図）．根倉谷奥などでは，径 1 cm 以下の砂岩・チャート・酸性凝灰岩・花崗岩などの礫を伴う（第 7 表）.

塊状砂岩は厚い泥岩層や砂岩泥岩互層を伴わず露出する場合が多いが，いくつかの層準で厚さ 50 cm 以上の泥岩優勢な砂岩泥岩互層を伴っている．泥岩は暗灰色を呈し弱い剥離性がある．ときに砂質ラミナがあり厚さ 1 cm 以下で級化層理のある細粒砂岩層を挟むことがある．泥岩優勢な砂岩泥岩互層は，厚さ 1−15 cm の砂岩とより厚い泥岩の互層で構成され，厚さ 1−6 m の単位で塊状砂岩に挟在する．ま

第31図　左門岳層下部層（S_1）の塊状砂岩に挟まれた層間礫岩　福井県和泉村荷暮川最上流

第7表　左門岳層の塊状砂岩に挟在する層間細礫岩の礫種構成　採取地点は付図に示してある．

左門岳層	下部 S_1			中部 S_2	上部 S_3	
試料採取地点	根倉谷奥	根倉谷南方	野野小屋谷南	はかま谷	荒倉谷	荒倉谷
付図における地点番号	⑮	⑭	⑯	⑱	⑰	⑲
泥岩	◎	◎	◎	◎	◎	◎
チャート	○	○	○	?		?
石灰質岩	○		○			
マール					○	
流紋岩溶岩・火砕岩	○	○	○ *	○	○	○
安山岩・玄武岩		○	○	○	○	○
花崗岩類	○	○	○	○	○	○
文象斑岩		○	○	○	○	
ドレライト					○	
白雲母片岩	○		○		○	○
黒雲母片岩		○				
石英片岩		○				
マイロナイト質石英	○		○			

◎：特に多い　○：ふつうに含む　＊溶結凝灰岩

た一部には砂岩優勢な砂岩泥岩互層もみられる．

その他，泥岩と泥岩優勢な砂岩泥岩互層は野野小屋谷北部や中部層（S_2）との境界付近で厚さ 100−200 m の層をなす．

Ⅲ．7．2　中部層（S_2, si）

大和村内ヶ谷や板取村海ノ溝谷上流に分布しており，層厚は 1,500−3,000m である．やはり塊状砂岩が主体であるが，下部層（S_1）とは異なり，泥岩や泥岩優勢ないし砂岩優勢な砂岩泥岩互層を頻繁に伴い（第 32 図），しょうけ谷・永ヶ谷・平瀬中流ではエンドオリストストローム Ⅰ・Ⅱがときどき伴われる．

泥岩及び泥岩優勢な互層は，下部層（S_1）と同様厚さ 1−6 m の単位で塊状砂岩中に挟まれることが多いが，内ヶ谷金山周辺やしょうけ谷口・なら谷奥などでは厚さ 50−150 m の層をなす．後者の場合，厚さ 10−100 m の珪質頁岩を伴っている．珪質頁岩は，厚さ 10−30 cm で灰色・暗赤褐色・暗緑色の珪質部と厚さ 2−5 cm 淡黄緑色の泥質部の互層からなる層状珪質頁岩が多いが，暗緑褐色の葉理珪質頁岩もまれに存在する．内ヶ谷金山の地点 2 の珪質頁岩からは *Hsuum maxwelli*, *Tricolocapsa plicarum*, *Gorgansium* spp. などジュラ紀中期の保存良好な放散虫を産するほか，やはり内ヶ谷金山の地点 3 や内ヶ谷しょうけ谷の地点 1 でも同時代とみなせる放散虫を産する（第 8 表）．

砂岩優勢な砂岩泥岩互層は，厚さ 1−100 cm の砂岩と厚さ数 mm−20 cm の泥岩の互層で，ときに厚さ 1−3 m の極厚層理砂岩を伴うことがある．厚さ 1−5 m の層をなし，塊状砂岩や泥岩優勢な砂岩泥岩互層と上下方向へ移り変る．しばしば級化層理を示すが底痕はまれで，大和村内ヶ谷金山で 2 枚の砂岩層にフルートキャストがみられるにすぎない．これらは，それぞれ北北西から南南東，西から東への流れを示している（第 29 図）．

塊状砂岩や砂岩泥岩互層の砂岩層最上部のシルト質の部分には，ときどき炭質物微片が数多く含まれる．内ヶ谷金山・いわご谷上流・しょうけ谷下流などでとくに顕著である．しょうけ谷下流では炭化材化石もみられる．金山の底痕が観察されたすぐ近くの砂岩層の地層面には炭化木片の跡が，底痕で示される古流向と平行な北北西－南南東に並んでいる．

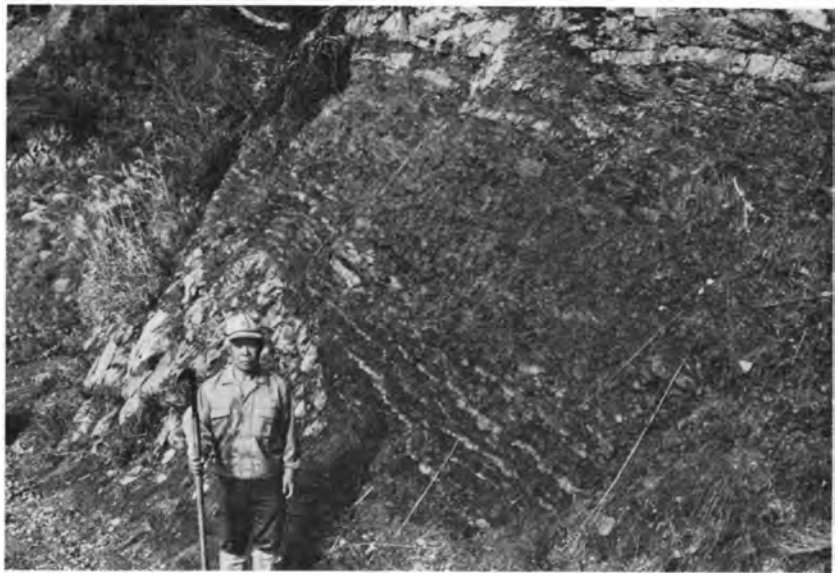
エンドオリストストローム Ⅰは，泥岩中に厚さ数 cm− 数 10 cm の砂岩レンズを含む海底地すべり堆積物で，なら谷口・永ヶ谷・しょうけ谷中流・平瀬中流支谷で観察される．一般に数 m の厚さで塊状砂岩に挟有されるが，永ヶ谷口では，厚さ 100 m に達するものがある．平瀬中流には泥岩中には径数 mm−1.5 m の砂岩礫を含むエンドオリストストローム Ⅱがわずかに分布する．

Ⅲ．7．3　上層部（S_3）

板取村海ノ溝谷中・上流，滝波谷，荒倉谷に分布している．主として灰色中−粗粒の塊状砂岩からなるが，海ノ溝谷下流・滝波谷中−下流・荒倉谷中上流にはときどき極粗粒な部分が挟まれる．極粗粒部には同時侵食の泥岩礫をはじめ，砂岩・チャート・酸性凝灰岩・花崗岩の細礫を伴う（第 7 表）．泥岩・砂岩泥岩互層・エンドオリストストローム Ⅰが，滝波谷口や荒倉谷口などの本部層最上部に認められるが，他の地点ではまれである．上位の部分が断層で絶たれているが，層厚は 3,000 m 以上になる．

第32図　(a)　左門岳層中部層 (S_2) の塊状砂岩とそれに伴う砂岩泥岩互層　大和村内ヶ谷いわご谷

(b)　(a)のスケッチ　大和村内ケ谷いわご谷



(c) 左門岳層中部層（S_2）の泥岩優勢な砂岩泥岩互層　（(a) の塊状砂岩のすぐ下位）
大和村内ヶ谷いわご谷

(d) 左門岳層中部層（S_2）の泥岩優勢な砂岩泥岩互層　（(b) の泥岩優勢な砂岩泥岩互層のすぐ下位）
大和村内ヶ谷いわご谷

Ⅲ．　8　産出化石と地質時代

本図幅地域の中部ジュラ系砕屑岩類の地質時代は，河鹿層を除く各層に分布する珪質頁岩に産出する放散虫と，小駄良川層の徳永砂岩部層が分布する大和村徳永西方における細粒砂岩中に最近見いだされたアンモナイトによって示される．

珪質頁岩に産出した放散虫は，*Unuma echinatus, Zartus* sp.，*Tetraditryma* sp. cf. *T. corralitosensis* などを含む *Unuma echinatus* 群集（YAO *et al.*，1980；八尾ほか，1982）と *Dictyomitrella*（?） *kamoensis, Pantanellium foveatum* などを含む *Dictyomitrella*（?） *kamoensis*−*Pantanellium foveatum* 群集（MIZUTANI *et al.*，1981；木戸ほか，1982；MIZUTANI and KIDO，1983）のものがある（第 8 表）．両群集は，*Hsuum maxwelli, Tricolocapsa plicarum, Eucyrtidium*（?） *unumaensis* などの共通種を数多く含み，いずれもジュラ紀中期を示す．

小駄良川層に産出したアンモナイトは，*Kepplerites*（*Seymourites*） sp. でジュラ紀中期（カロビアン）を指示する（SATO *et al.*, 1985）．

三重県養老地域などにおける連続した層序断面中では *Dictyomitrella*（?） *kamoensis*−*Pantanellium foveatum* 群集は *Unuma echinatus* 群集の上位であることが知られている（木戸ほか，1982）が，本図幅地域の中部ジュラ系において両群集は下位から上位まで何度も繰り返し出現する（脇田・岡村，1982；脇田，1982b）．また，那比川層に相当する地層中からジュラ紀後期の放散虫産出の報告がある（水谷，1981；山本，1984）．したがって珪質頁岩に産出する放散虫の示す時代をそのまま砕屑岩類全体の堆積年代とすることには若干の問題がある．しかし，本図幅地域内では，ジュラ紀中期放散虫の産出地点が広く分布し，ジュラ紀後期放散虫の報告がないこと，珪質頁岩のほかに細粒砂岩からもジュラ紀中期の化石（アンモナイト）が産出することから，砂岩・泥岩と主体とする砕屑岩類の堆積年代は，珪質頁岩の示す年代とほぼ同じとみなし，ジュラ紀中期とした．

このほか，小駄良川層や左門岳層の砂岩層の最上部や砂岩層中には，ときどき炭質物微片や炭化した材化石が含まれる．これらのうち，大和村明健神社東方で小駄良川層（徳永砂岩部層）の砂岩層中に見出された材化石は，属・種は不明であるが，中生代の材化石で，杉・ひのきの仲間である（西田　誠，私信）．

那比川層や小駄良川層，古道層では，チャート・石灰岩・緑色岩類からなる異地性岩体が数多く分布しており，チャートや石灰岩には，石灰紀前期後葉から三畳紀後期の化石を産する．

那比川層では，チャート中に二畳紀中期から三畳紀後期の放散虫（第 9 表）・コノドント（第 10 表）を産するほか，石灰岩中に二畳紀前-中期の紡錘虫化石や石灰藻（第 11 表）を産出する．また，小駄良川層では，チャート中に二畳紀前-中期から三畳紀中－後期の放散虫（第 9 表）及び二畳紀中期-三畳紀後期のコノドント（第 10 表）を産する．古道層では，チャートから三畳紀前期のコノドント（第 10 表）を産出するほか，古道層に由来すると考えられる石灰岩転石（八幡町戒仏付近：地点 13）から石灰紀前期後葉の異形サンゴ *Hexaphyllia* sp., *Pentaphyllia* sp. が産出している（脇田ほか，1981）．

第8表　中部ジュラ系の珪質頁岩・マンガン炭酸塩団塊に産するジュラ紀中期を示す放散虫

産出化石種	産出地点 本報告	産出地点 サンプル番号	産出地点 地名	文献*	試料の岩質	化石群集**	地質時代	地層名
Archaeodictyomitra spp.	2	G1230C	大和村内ヶ谷金山	脇田（1982）	珪質頁岩	D.–P. Ass	ジュラ紀中期後葉	左門岳層
Canoptum sp. A	2	G1230F						古道層
Canoptum sp. B	3	G15						深皿砂岩泥岩部層
Canoptum spp.	1	G661	大和村内ヶ谷しょうけ谷					小駄良川層
Canoptum sp. C	14	No.173	八幡町坪谷	脇田・岡村（1982）				
Cyrtocapsa mashoidea YAO	15	No.20	八幡町深皿					
Cyrtocapsa(?) sp. A	61	G990	板取村保木口	脇田（1982）				
Dictyomitra sp.	6	No.70	大和村小間見	脇田・岡村（1982）	炭酸マンガン塩団塊	U. e. Ass	ジュラ紀中期前葉	小間見珪質頁岩部層
Dictyomitrella(?) *komoensis* MIZUTANI & KIDO	7	No.167	大和村小間見東南方					
Ewyrtidium(?) *unumaensis* YAO	16	No.17	八幡町深皿南方		珪質頁岩			
Foremanina sp. A	6	No.165	大和村小間見		炭酸マンガン塩団塊			
Foremanina sp. B	6	No.163			珪質頁岩	D.–P. Ass	ジュラ紀中期後葉	
Foremanina sp. C	6	No.47						
Foremanina sp. D	11	No.46	大和村三田	脇田・岡村（1982）				
Hsuum maxwelli PESSAGNO	12	No.68	大和村上神路					
Hsuum sp. A	18	No.67	八幡町石原北方					
Hsuum spp.	22	No.84	大和村場皿南方					
Napora spp.	19	No.26	八幡町石原			U. e. Ass	ジュラ紀中期前葉	徳永砂岩部層
Parvicingula sp. A	23	No.66	八幡町小瀬子					
Parvicingula sp. B	23	No.21						
Podobursa sp.	8	No.69	大和村剣北方					
Protunuma fusiformis YAO	24	No.63	八幡町有坂			D.–P. Ass	ジュラ紀中期後葉	
Protunuma or *Unuma* spp.	4	G1274	大和村内ヶ谷上会津	脇田（1982）				
Saitoum sp. A	59	G905	板取村岩本洞支谷					
Saitoum sp. B	60	G888A	板取村岩本洞					
Stichocapsa convexa YAO	34	G1464A	八幡町田口					
Stichocapsa japonica YAO	57	G1450C	八幡町浅柄谷		炭酸マンガン塩団塊	U. e. Ass	ジュラ紀中期前葉	那比川層
Stichocapsa sp.	57	G1450B						
Stichocapsa sp. A	37	G1474	八幡町谷山			D.–P. Ass	ジュラ紀中期後葉	
Stichocorys(?) sp.	54	G1486B	八幡町 北					
Tricolocapsa conexa MATSUOKA	53	G1390A	八幡町 中山					
Tricolocapsa(?) *fusiformis* YAO	58	G1376	美並村粥川北方					
Tricolocapsa plicarum YAO								
Tricolocapsa sp. cf. *T. rueeli* TAN								
Unuma echinatus ICHIKAWA & YAO								
Unuma sp. A								
Unuma sp. B								
Angulobracchia sp. A cf. *A. digitata* BAUMGARTNER								
Angulobracchia sp. B								
Archaeospongoprunum spp.								
Emiluvia sp. A								
Emiluvia sp. B								
Emiluvia spp.								
Gorgansium sp. A								
Gorgansium spp.								
Hagiatrum sp.								
Higumastra spp.								
Orbiculiforma spp.								
Pachyoncus sp. cf. *P. tumidus* PESSAGNO & BLOME								
Pachyoncus spp.								
Pantanellium sp. *foveatum* MIZUTANI & KIDO								
Pantanellium sp. B								
Pantanellium sp. C								
Pantanellium spp.								
Parasaturnalis sp.								
Paronaella sp. A								
Paronaella sp. B								
Paronaella sp. C								
Paronaella spp.								
Spongoaturnalis protoformis YAO								
Spongoaturnalis(?) *hexagonus* YAO								
Spongoaturnalis(?) *subobolongus* YAO								
Spongoaturnalis(?) *tetraspinus* YAO								
Spongoaturnalis(?) spp.								
Tetraditryma sp. cf. *T. corralitoensis* (PESSAGNO)								
Tetratrabs sp. A								
Tetratrabs sp. B								
Trillus spp.								
Trilonche(?) *ordinaria* PESSAGNO								
Tritrabs sp. A cf. *T. ewingi* (PESSAGNO)								
Tritrabs(?) sp. B								
Zartus sp. A								
Zartus spp.								

* 脇田・岡村(1982)としたものには，岡村の試料(未公表)を著者が許可を得て鑑定し，新たなデータを加えてある。

** D.–P. Ass : *Dictyomitrella*(?) *kamoensis*–*Pantanellium foveatum* 群集
（MIZUTANI *et al.*,1981 ; 木戸ほか, 1982 ; MIZUTANI and KIDO, 1983）
U. e. Ass : *Unuma echinatus* 群集（YAO *et al.*, 1980）

第9表　中部ジュラ系に含まれるチャート（異地性岩体）に産する二畳紀・三畳紀の放散虫

産出化石種	産出地点 地質図上の番号	産出地点 試料番号	産出地点 地名	文献	サンプルの岩質	化石群集 ISHIGA *et al.* (1982) 八尾ほか (1981)	地質時代	部層名又は異地性岩体名	地層名
Dictyomitrella spp.	20	No.37	八幡町川佐	脇田・岡村（1980）	チャート (chert)	*Pseudoalbaillella* sp. B 群集(?)	二畳紀中期	徳永砂岩部層	小駄良川層
Hozmadia(?) spp.	17	No.34	八幡町印雀						
Triassocampe sp. cf. *T. deweveri* NAKASEKO and NISHIMURA	25	No.36	八幡町尾崎			*Triassocampe deweveri* 群集	三畳紀中期		
Triassocampe sp. B	5	G1264	大和村内ヶ谷上会津	本報告（脇田（1984））					
Triassocampe sp. C	68	G1671A	板取村門出南	脇田（1983）		*Pseudoalbaillella* sp. B 群集	二畳紀中期後葉	ミオ岩体	那比川層
Triassocampe spp.	63	G946A	板取村ミオ						
Archaeospongoprunum compactum NAKASEKO and NISHIMURA	64	G1667	板取村宮ヶ洞			*Follicucullus scholasticus* 群集	二畳紀中期末	道ヶ洞岩体	
Archaeospongoprunum sp. A	65	G920	板取村道ヶ洞						
Archaeospongoprunum spp.	62	G1709	板取村ミオ			*Neoalbaillella optima* 群集	二畳紀後期		
Capnuchosphaera sp.	56	G1916	八幡町見付			*Triassocampe deweveri* 群集	三畳紀中期	浅柄岩体	
Capnodoce sp.	67	G1674	板取村門出南						
Paronaella sp. A	66	G1687	板取村大谷			*Triassocampe nova* 群集 –*Canoptum triassicum* 群集	三畳紀後期	その他	
Paronaella sp. B	55	G1063	八幡町高畑						
Tripocyclia(?) sp.									
Tripocyclia(?) sp. cf. *T. japonica* NAKASEKO and NISHIMURA									
Albaillella levis ISHIGA, KITO and IMOTO									
Albaillella sp. aff. *A. levis* ISHIGA, KITO and IMOTO									
Albaillella triangularis ISHIGA, KITO and IMOTO									
Albaillella sp. A									
Albaillella sp. B									
Follicucullus ventricosus ORMISTON and BABCOCK									
Follicucullus sp. cf. *F. ventricosus* ORMISTON and BABCOCK									
Follicucullus scholasticus ORMISTON and BABCOCK									
Follicucullus sp. aff. *F. scholasticus* ORMISTON and BABCOCK									
Follicucullus sp. A									
Follicucullus sp. B									
Follicucullus sp. C									
Follicucullus sp. D									
Follicucullus spp.									
Neoalbaillella optima ISHIGA, KITO and IMOTO									
Neoalbaillella sp. cf. *N. gracilis* TAKENAKA and NAKASEKO									
Neoalbaillella sp. cf. *N. grypus* ISHIGA, KITO and IMOTO									
Neoalbaillella sp. A									
Neoalbaillella spp.									
Parafollicucullus fusiformis HOLDSWORTH and JONES									
Parafollicucullus sp.									
Pseudoalbaillella longicornis ISHIGA, KITO and IMOTO									
Pseudoalbaillella sp. A									
Pseudoalbaillella sp. B									
Pseudoalbaillella sp. C									
Pseudoalbaillella sp. D									
Pseudoalbaillella sp. E									
Pseudoalbaillella(?) spp.									

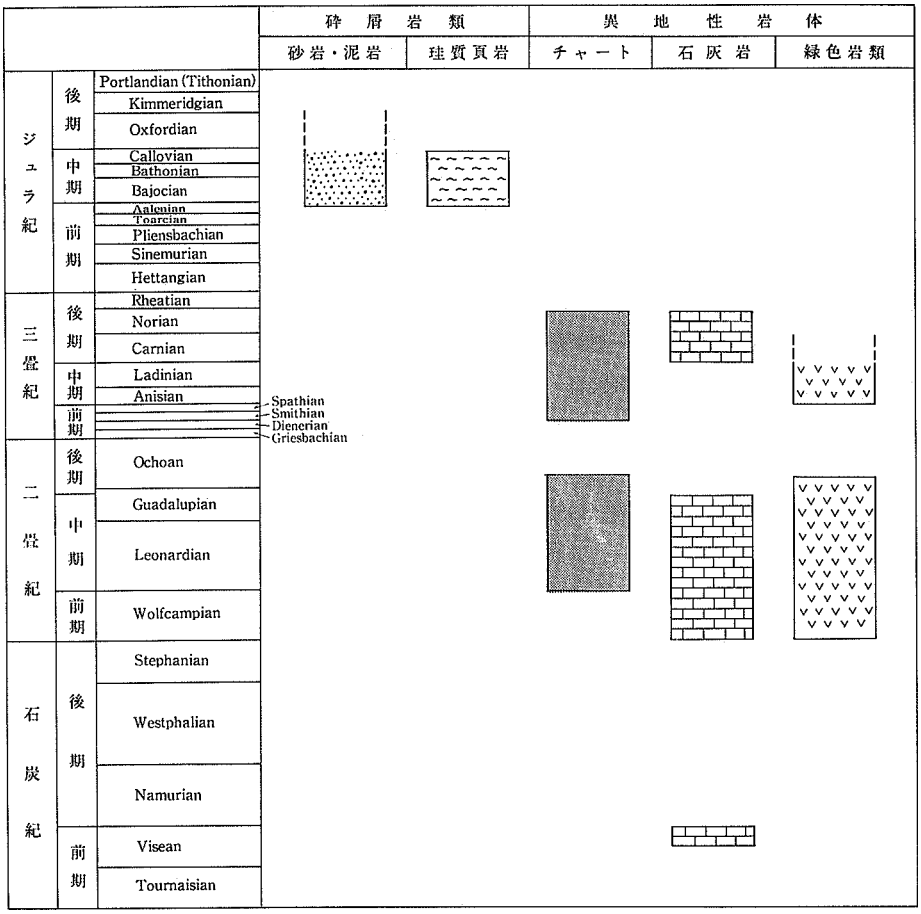
第10表　中部ジュラ系に含まれるチャート・石灰岩（異地性岩体）に産する二畳紀・三畳紀のコノドント

産田化石種	化石産地 地質図＊上の番号	化石産地 試料番号	化石産地 地名	文献	試料の岩質 (ch：チャート) (l.s.：石灰岩)	地質時代	部層もしくは異地性岩体名	地層名
Anchignathodus minutus (ELLISON)	10	G689	大和村古道	脇田・岡村（1982）＋α	ch	三畳紀前期 (Smithian－Spathian)		古道層
Anchignathodus minutus minutus (ELLISON)	20	G1080	八幡町川佐			二畳紀中期 (Leonardian－Guadalupian)	徳永砂岩部層	小駄良川層
Anchignathodus minutus permicus IGO	21	G1077	大和村場皿			三畳紀前－中期 (Spathian－Anisian)		
Anchignathodus sp.	21	G1079	大和村場皿					
Cypridodella spp.	9	G194B	大和村 剣			三畳紀後期後葉 (late Norian)		
Diplognathodus sp.	—	—	八幡町安久田－美山周辺	猪郷 (1979a) IGO (1981)	ch & l.s.	二畳紀前－中期		
Diplognathodus augustus IGO	27	H2	八幡町島谷	猪郷（1979 b）	ch	二 畳 紀 中 期	安久田岩体	郡比川層
Diplognathodus ortili KOZUR	28	H4	八幡町島谷					
Enantiognathus tribulosus (CLARK and ETHINGTON)	26	H43	八幡町寺畑					
Epigondolella abneptis (HUCKRIEDE)	44	H21	八幡町安久田					
Epigondolella sf. *abneptis* (HUCKRIEDE)	25	H94	八幡町寺畑南方					
Epigondolella bidentata MOSHER	30	H155	八幡町稚児山南方					
Epigondolella postera (KOZUR and MOSTLER)	71	H154	八幡町稚児山					
Epigondolella primita MOSHER	63	G946A	板取村ミオ	脇田（1983）		二 畳 紀 中 期	道ヶ洞岩体	
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)	68	G1671A	板取村門出南				ミオ岩体	
Gondolella bitteri KOZUR	32	H131	八幡町田口西方	猪郷（1979 b）	l.s.	二畳紀前期後葉	その他の異地性岩体	
Gondolella regale (MOSHER)	33	H135	八幡町向東方					
Gondolella spp.	39	H115	八幡町鍛成			二 畳 紀 中 期		
Hindeodella sp.	72	H85	八幡町稲成		ch	三畳紀前期 (Smithian)		
Ligonodina sp.	73	H87	八幡町稲成			三畳紀中期前葉 (Anisian)		
Lonchodina spp.	77	H136	八幡町稲成					
Neogondolella asiatica IGO	70	H52	八幡町田口東方					
Neogondolella babcocki CLARK and BEHNKEN	42	H63	八幡町稲成			三畳紀中期 (Anisian－Ladinian)		
Neogondolella bisseli (CLARK and BEHNKEN)	41	H141	八幡町稲成					
Neogondolella bulgarica (BUDUROV and STEFANOV)	50	H9	安久田川上流			三畳紀中期 (I. Anisian－m. Ladinian)		
Neogondolella carinata CLARK	36	H127	八幡町田口西方			三畳紀中－後期 (Anisian－Carnian)		
Neogondolella constricta (MOSHER and CLARK)	38	H36	八幡町田口東方					
Neogondolella elongata SWEET	48	H10	安久田川中流			三畳紀後期前葉 (late Carnian)		
Neogondolella eugionsis IGO	46	H74	安久田川中流		l.s.	三畳紀後期 (Carnian－Norian)		
Neogondolella idahoensis (YOUNGQUIST HAWLEY and MILLER)	49	H76	安久田川上流			三畳紀後期 (Norian)		
Neogondolella intermedia IGO	31	H125	八幡町田口西方		ch			
? Neogondolella mombergensis (TATGE)	45	H13	安久田川中流		l.s.			
Neogondolella navicula steinbergensis (MOSHER)	51	H31	安久田川上流					
Neogondolella polygnathiformis (BUDUROV and STEFANOV)	52	H137	安久田川上流					
Neogondolella serrata serrata (CLARK and ETHINGTON)	47	H11	安久田川中流					
*Neogondolella timorensis bender*i NICORA	43	H151	八幡町稲成					
Neogondolella sp.	40	H33	八幡町鈴原					
Neogondolella bicuspidata (MÜLLER)	35	H117	八幡町田口西方		ch	三畳紀後期後葉 (late Norian)		
Neopathodus bransoni (MÜLLER)	69	G1900A	板取村生老	脇田（1983）				
Neopathodus concervativus (MÜLLER)	76	H59	八幡町稲成	猪郷（1979 b）				
Neopathodus elongatus WANG	74	H88	八幡町稲成					
Neopathodus homeri (BENDER)	75	H61	八幡町稲成					
Neopathodus pakistanensis SWEET								
Neopathodus spp.								
Neogondolella foliatus IGO								
Neostreptognathodus pequopensis BEHNKEN								
Neostreptognathodus praei BEHNKEN								
Neostreptognathodus toriyamai IGO								
Sweetognathus whitei (RHODES)								
Synprioniodina sp.								
Xaniognathus abstractus (CLARK and ETHINGTON)								
Xaniognathus deflectens SWEET								
Xaniognathus kocketi (TATGE)								
Xaniognathus sweeti IGO								
Xaniognathus sp.								

＊ 猪郷(1979b)から引用した化石産地も地質図上に示したが，その位置は多少ずれている可能性がある。
＋α は，文献以外の未公表データを加えてあることを示す。

第11表　中部ジュラ系に含まれる石灰岩（異地性岩体）に産する二畳紀の紡錘虫・石灰藻及び石炭紀の異形サンゴ

異形サンゴ	石灰藻	紡錘虫	産出地	参考文献	紡錘虫化石帯	地質時代	異地性岩体名及び産状	地層名
Pentaphyllia sp.	*Hexaphyllia* sp.	*Ozawainella* sp.	八幡町戒仏（地点13）転石	脇田ほか（1981）		石炭紀前期後葉	転 石	古道層
	Mizzia velebitana PIA	*Stafella depressa* THOMPSON	八幡町安久田－口洞周辺	IGO (1981)		二畳紀前－中期	安久田岩体	郡比川層
	Eogoniolina johnsoni ENDO	*S.* sp. A.	八幡町安久田	KANUMA (1958a, b)	*Pseudoschwagerina* 帯	二 畳 紀 前 期		
	Nankinella sp.	八幡町犬吠谷						
	Makiya pamirica (LEVEN)	*Schubertella kingi* DUNBAR & SKINNER	八幡町島谷			二 畳 紀 中 期		
	Neoschwagerina nipponica (OZAWA)	*S.* cf. *melonica* DUNBAR & SKINNER	八幡町口洞		*Parafusulina* 帯	二畳紀前期後葉－二畳紀中期前葉		
	N. douvillei OZAWA	*Mesoschubertella shimadaniensis* KANUMA	八幡町堀越					
	Cancellina nipponica OZAWA	*Neofusulinella paraeursor* DEPRAT	八幡町浅柄			二 畳 紀 中 期	浅柄岩体	
	Misellina claudiae (DEPRAT)	*Minojapanella elongata* FUJIMOTO & KANUMA	八幡町千虎		*Neoschwagerina* －*Verbeekina* 帯	二畳紀中期後葉	その他の異地性岩体	
	Verbeekina verbeeki (GEINITZ)	*Schwagerina ? annamitica* (DEPRAT)	美並村粥川					
	P. (*Skinnerella*) cf. *sappeli* (STAFF)	*Paraschwagerina yanagidai* IGO						
	Parafusulina cf. *japonica trunkata* (OZAWA)	*Pseudoschwagerina uddeni* (BEEDE & KNIKER)						
	P. cf. *crassiseptata* (DEPRAT)	*Acervoschwagerina fujimotoi* KANUMA						
	P. horadaniensis IGO	*Pseudofusulina nehoni* (DUNBAR & SKINNER)						
	P. krotowi (SCHELLWIEN)	*P. gujōensis* KANUMA						
	P. vulgaris pseudowataabei KANUMA	*P. paratschernyschewi* KANUMA						
	P. vulgaris fusiformis (SCHELLWIEN)	*P. ambigua* (DEPRAT)						
	P. otukai (FUJIMOTO)	*P. kraffti* (SCHELLWIEN)						
	P. vulgaris vulgaris (SCHELLWIEN)							
	P. kraffti (SCHELLWIEN)							
	P. ambigua (DEPRAT)							
	P. paratschernyschewi KANUMA							
	P. gujōensis KANUMA							
	Pseudofusulina nehoni (DUNBAR & SKINNER)							
	Acervoschwagerina fujimotoi KANUMA							
	Pseudoschwagerina uddeni (BEEDE & KNIKER)							
	Paraschwagerina yanagidai IGO							
	Schwagerina ? annamitica (DEPRAT)							
	Minojapanella elongata FUJIMOTO & KANUMA							
	Neofusulinella paraeursor DEPRAT							
	Mesoschubertella shimadaniensis KANUMA							
	S. cf. *melonica* DUNBAR & SKINNER							
	Schubertella kingi DUNBAR & SKINNER							
	Nankinella sp.							
	S. sp. A.							
	Stafella depressa THOMPSON							
	Ozawainella sp.							



第33図　中部ジュラ系の砕屑岩類と異地性岩体における岩相と地質時代

本図幅地域内の中部ジュラ系において，これまで報告された化石の示す時代とその化石を産する岩石を第33図に示した．

Ⅳ．上 部 白 亜 系

本図幅地域には，中部ジュラ系を不整合に覆い流紋岩－流紋デイサイト質のものを主とする火山岩類及びそれらに密接に伴う貫入岩類が広く分布している．これらは，奥美濃酸性岩類（棚瀬，1982）と呼ばれている．その地質時代についての直接の資料はない．しかし，本図幅地域北西方において奥美濃酸性岩類の一部である面谷流紋岩類（河合ほか，1957）の基底部に挟有される水底堆積物から，白亜紀後期と考えられる植物化石が産出しており（河合，1956；松尾・喜田，1953；松尾，1954），本図幅地域の火山岩・貫入岩類も上部白亜系であると考えられている（棚瀬，1982）．また，本図幅地域北東隅には濃飛流紋岩類（河田ほか，1961）の岩体西緑部が露出しており，奥美濃酸性岩類とほぼ同時代のもの

と考えられている．また，同じく本図幅地域北東隅近くには，これらの火山岩類よりも下位と考えられる凝灰岩類（上古道層：笠原，1984）がわずかに分布している．

Ⅳ．1　上 古 道 層（Kf）

本層は，本図幅地域北東隅の大和村上古道北方から，下栗巣北方，小間見北東，奥大間見東方及び北方，白鳥町那留東部（いずれも北隣の「白鳥」図幅地域）にかけて分布する．北隣「白鳥」図幅地域南東隅の上古道北方に模式的に発達し，層厚も最も厚く，250 m に達する．中部ジュラ系古道層を不整合に覆うが，本図幅地域内では，鮮新―更新統の烏帽子岳火山岩類に不整合に覆われる．

主として，火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩・ガラス質凝灰岩（いずれも非溶結）からなり，凝灰質砂岩・泥岩や弱溶結凝灰岩などを伴う．上古道北方（北隣「白鳥」図幅地域）では，本層中・上部の火山礫凝灰岩中に厚さ 20−30 cm の石炭層を 3 枚以上含む（笠原，1984）．また，本層中からは，白亜紀後期を示す植物化石が見つかっている（鹿沼，1952；KANUMA，1958a；松尾，1964）．

Ⅳ．2　奥 美 濃 酸 性 岩 類

奥美濃酸性岩類は，岐阜県北西部の奥美濃地方から福井県奥越地方にかけて分布する珪長質火山岩類及びそれらに密接に伴う貫入岩類の総称である（棚瀬，1982）．

本岩類は，大局的には濃飛流紋岩類と同じく北西－南東方向に伸長した分布を示すが，濃飛流紋岩類に比べて断片的に散在し，より深部まで削剝されている．また，貫入岩類や基盤岩類が広く露出している点が特徴である．

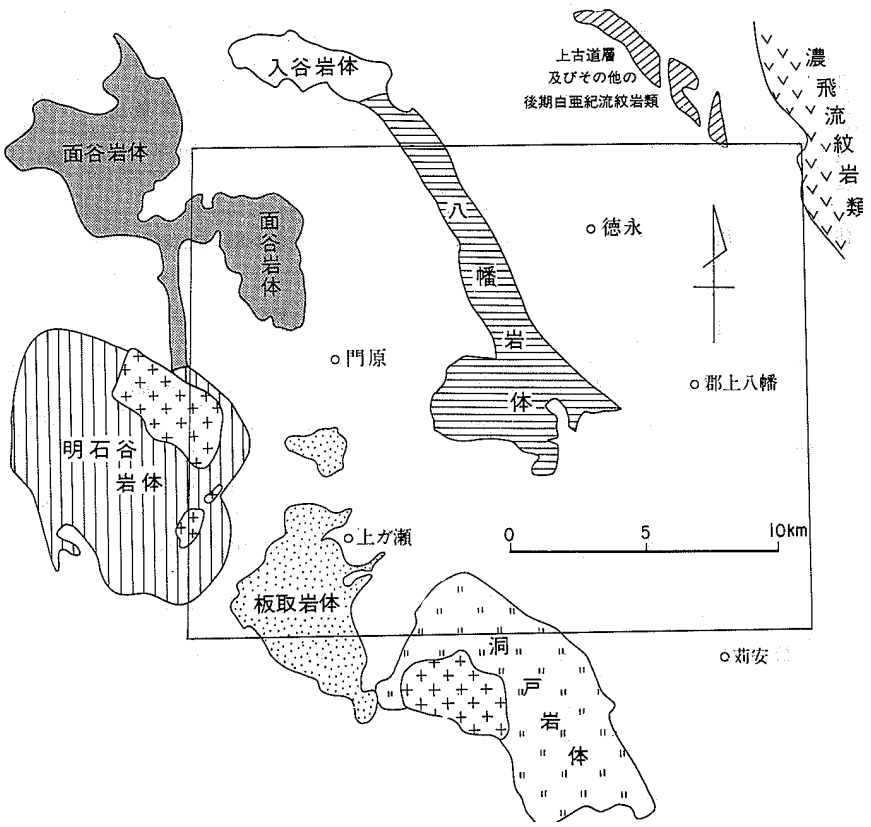
奥美濃酸性岩類は，それぞれ独立した 6 岩体（洞戸・板取・明石谷・面谷・入谷・八幡）に区分される（第 34 図）．それぞれの岩体を構成する火山岩類は，４つの活動ステージを通じて噴出した（棚瀬，1982）．本図幅地域では，板取岩体・八幡岩体それぞれの主部と洞戸岩体・明石谷岩体・面谷岩体の一部が露出している．以下，棚瀬（1982）に基づき，本研究によって得られた観察結果を加えて記載する．

Ⅳ．2．1　火山岩類

流紋岩−流紋デイサイト質の溶結ないし非溶結火砕岩及び同溶岩が主体で，少量のデイサイト火砕岩・溶岩や玄武岩を伴う．また水底堆積物もいろいろな層準に狭在する．以下，岩体ごとに岩相の記載を行うが，その概要は，第 12 表にまとめられる．

Ⅳ．2．1．1　洞戸岩体

本図幅地域南端から南隣「美濃」図幅地域北部にかけて北西－南東方向に長く分布している．下位よりタラガ谷層・高賀山層・片知山層に区分されているが，本図幅地域にはタラガ谷層の大部分と高賀山層の一部が分布している．



第34図　奥美濃酸性岩類の各岩体の分布と名称　主として棚瀬 (1982) による.
+印は花崗岩類を，その他の模様は火山岩類を示す

タラガ谷層（Tr）

板取川支流タラガ谷上流周辺に分布し，層厚は500−700 m と見積られる．本層と基盤の中部ジュラ系（那比川層）との間の不整合はタラガ谷の林道の切割に露出し，詳しく観察できる．著しく破砕された那比川層の砂岩の上にタラガ谷層の流紋岩凝灰岩が N70°E50°S の不整合面をもって重なっている（第35図）．しかし，一般には断層で中部ジュラ系と接し，両者の間にしばしば石英斑岩の岩脈が貫入している．

主として流紋岩―デイサイト質のガラス質結晶凝灰岩（一部は溶結）からなり，流紋岩溶岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・ガラス質凝灰岩及び凝灰質砂岩・泥岩を伴い，玄武岩溶岩（b）を挟有する．

流紋岩―デイサイト溶結凝灰岩は，暗褐灰色を呈し，石英・斜長石・カリ長石及び単斜輝石・角閃石・黒雲母の結晶破片を含んでいる．流紋デイサイト溶結凝灰岩の分析値を第13表の2，4に示す．

流紋岩溶岩は，流理構造を示す比較的均質な岩相から，第36図に示すような暗灰色の基質（流紋岩の細片や泥質物質からなる）中に大小の溶岩の不定形破片を含む極めて不均質な岩相まで移化し，恐らく水底に堆積した自破砕溶岩と思われる．均質な岩相では，斑晶は斜長石・石英及び少量の苦鉄質鉱物（黒雲母？）からなる．分析値は第13表の5に示す．

第12表　奥美濃酸性岩類の岩相一覧表　（棚瀬，1982．第1表を一部改変）

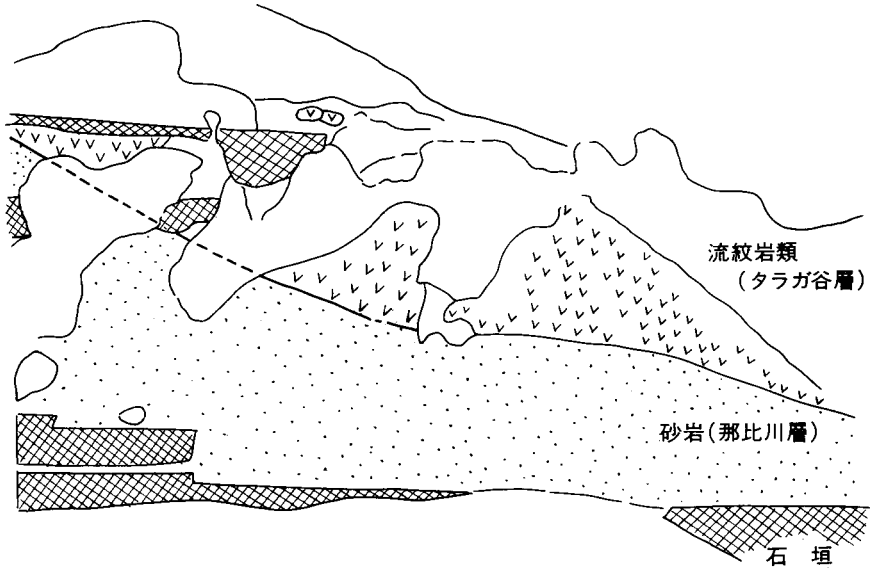
岩体	層序	岩質	溶結凝灰岩中の結晶破片の容量比 *	層厚 (m)
八幡岩体	内ヶ谷層	流紋岩非溶結(一溶結)凝灰岩	Kf≧Pl＞Qz≫Cpx＞(Hb)＞Bt	300 −400
		礫岩・凝灰質泥岩を基底部に伴う		
	亀尾島川層	流紋デイサイト溶結凝灰岩	Pl＞Qz＞Kf＞Cpx＞Opx＞Bt	＜500
明石谷岩体	明石谷火山岩類	流紋岩溶岩・火山礫凝灰岩・ガラス質凝灰岩・デイサイト溶岩		1000±
面谷岩体	面谷層	流紋岩非溶結一溶結凝灰岩	Kf≧Qz＞Pl≫Bt＞(Hb)	400 −500
		流紋デイサイト溶結凝灰岩・凝灰質泥岩を伴う		
板取岩体	葛レ谷層	流紋岩溶結凝灰岩	Pl＞Kf＞Qz≫Bt	700 −750
		流紋岩非溶結一弱溶結凝灰岩	Qz≧Kf＞Pl≫Bt＞Cpx	
	松根谷層	流紋岩非溶結(一溶結)凝灰岩	Kf＞Qz＞Pl≫Bt＞(Cpx)	150 −250
		流紋デイサイト溶結凝灰岩	Pl＞Qz≧Kf≫Cpx＞(Hb)＞Bt	
		ガラス質凝灰岩・軽石凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩泥岩互層を伴う		
洞戸岩体	高賀山層	流紋岩溶結凝灰岩	Qz＞Kf≧Pl≫Bt＞Hb	450 −700
		流紋岩(非溶結一)溶結凝灰岩	Qz≒Kf≒Pl≫Bt＞Hb	
		礫岩・ガラス質凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰質泥岩を伴う		
	タラガ谷層	デイサイト非溶結(一溶結)凝灰岩	Pl＞Qz＞Kf＞Hb＞Cpx＞Bt	500 −700
		流紋岩非溶結(一溶結)凝灰岩	Qz＞Pl＞Kf≫Cpx＞Bt＞Hb	
		流紋岩溶岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩 ガラス質凝灰岩・凝灰質砂岩泥岩・玄武岩溶岩・同凝灰角礫岩を伴う		

Qz：石英　Kf：カリ長石　Pl：斜長石　Bt：黒雲母
Hb：角閃石　Cpx：単斜輝石　Opx：斜方輝石
*（　）内の鉱物は変質により仮像のみ認められる．

玄武岩溶岩（b）は，オオレ洞上流及び高賀山北東斜面において流紋岩火砕岩中に6枚あるいはそれ以上挟まれている．暗緑色を呈し塊状で，一部自破砕構造を示し，玄武岩凝灰角礫岩を伴う．斑晶は径2 mm以下のかんらん石（仮像のみ）及び単斜輝石からなり，石基は間粒状組織を示す斜長石・単斜輝石・鉄鉱物からなる．本岩の化学組成を第13表の1に示す．

高賀山層（Ko）

高賀山周辺に分布し，全層厚は450−750 m以上に達する．本層の下部は本質・異質岩片に乏しい淡灰色流紋岩溶結凝灰岩（ガラス質結晶凝灰岩，一部非溶結）を主体とし，上部は軽石片・石質岩片を非常に多く含む灰色―灰緑色流紋岩溶結凝灰岩からなる．本図幅地域には下部が広く分布し，上部は高賀山山頂付近などに限られる．下部には，ガラス質凝灰岩・火山礫凝灰岩及び凝灰質泥岩が挟有される．



第35図　基盤の砂岩頁岩互層（那比川層上部層，N_2）を不整合に覆うタラガ谷層（Tr）の流紋岩凝灰岩　基盤は著しく破砕している．不整合面の走向傾斜はN70°E50°S．板取村タラガ谷越林道．

本層は，下位のタラガ谷層の上に溶結凝灰岩の角礫からなる厚さ10 m以下の礫岩層を介して緩傾斜の不整合面をもって重なる．南隣「美濃」図幅地域においては，黒雲母花崗岩及び花崗斑岩からなる高賀花崗岩（棚瀬，1982）によって貫入され，熱変成作用を受けているが，その影響は本図幅地域には及んでいない．

本層の流紋岩溶結凝灰岩は，径5 mm以下の石英・カリ長石・斜長石の結晶破片を多量に含み，少量

第13表　「八幡」図幅地域内の奥美濃酸性岩類の化学組成とCIPWノルム値
Ignition loss は H_2O^+, $H2O^-$ を含む.（ノルムは H_2O を除いた再計算値より算出）棚瀬（1982）第2表の一部.

	1	2	3	4	5
SiO_2	48.23	67.55	67.95	68.83	71.69
TiO_2	0.78	0.30	0.29	0.35	0.16
Al_2O_3	14.43	13.47	14.49	12.51	14.25
Fe_2O_3	3.11	3.73	1.57	3.55	1.27
FeO	3.49	1.53	0.97	1.16	1.09
MnO	0.11	0.07	0.04	0.03	0.02
MgO	7.50	0.77	0.43	0.43	0.08
CaO	11.84	2.87	2.98	3.25	1.21
Na_2O	2.77	4.17	3.51	3.92	3.70
K_2O	0.71	3.13	4.29	2.86	4.01
P_2O_5	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
H_2O^+	4.39	0.67	1.94	2.00	2.11
H_2O^-	2.34	0.80	0.74	0.86	0.56
Total	99.70	99.06	99.20	99.75	100.15
Q		26.16	25.74	30.36	32.64
or	4.45	18.35	26.13	17.24	24.46
ab	25.15	36.16	30.92	34.06	31.96
an	26.69	9.17	11.40	8.62	6.12
C					1.63
wo		2.32	1.62	3.36	
en } di	26.26				
fs	2.63				
en } hy	4.97	2.00	1.10	1.10	0.20
fs	0.62		0.13		0.79
fo } ol	2.50				
fa	0.29				
mt	4.87	4.41	2.32	2.78	1.86
il	1.67	0.61	0.61	0.76	0.30
hm		0.80		1.76	
D. I.	29.60	80.67	82.79	81.66	89.06

1；玄武岩溶岩(タラガ谷層，板取村オオレ洞)，2；流紋デイサイト溶結凝灰岩(タラガ谷層，板取村タラガ谷林道)，3；流紋デイサイト溶結凝灰岩(亀尾島川層，八幡町亀尾島川林道)，4；流紋デイサイト溶結凝灰岩(タラガ谷層，オオレ洞林道)，5；流紋岩溶岩(タラガ谷層，タラガ谷林道)

の黒雲母・角閃石（いずれも仮像のみ）を含んでいる.

Ⅳ. 2. 1. 2　板取岩体

板取村西部及びその周辺に，東西約4 km，南北約10 kmの範囲に分布し，一部南隣「美濃」図幅地域にまたがっている．下位より松根谷層・葛レ谷層・阿部山層の順に重なるが，阿部山層は本図幅地域に

第 36 図　タラガ谷層 (Tr) 中の流紋岩溶岩の自破砕構造　暗灰色の基質は流紋岩の細片や泥質物質からなる．板取村タラガ谷河床

は露出していない．

松根谷層（Mt）

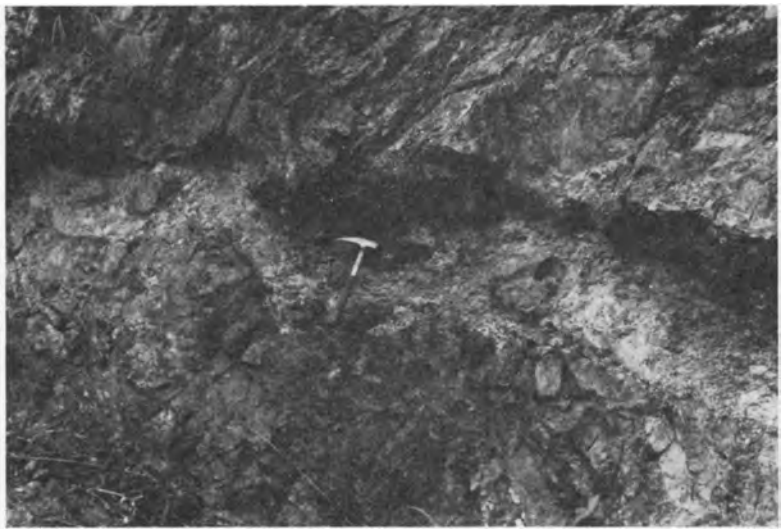
本層は板取川支流の松根谷や蕪（あぶら）山（やま）の周辺に分布し，松根谷で 250 m，蕪山で 150 m 以上の層厚を有する．松根谷下流部では，本層の流紋岩凝灰岩が那比川層（中部ジュラ系）のチャートを不整合に覆っており，その付近のチャートはしばしば著しく角礫岩化している．松根谷では，下位より流紋岩ガラス質結晶凝灰岩（一部は溶結），ガラス質凝灰岩（一部泥岩を挟む），軽石凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩，凝灰質砂岩泥岩互層からなるが，蕪山では砕屑岩類を欠き上部に流紋デイサイト溶結凝灰岩が存在する．

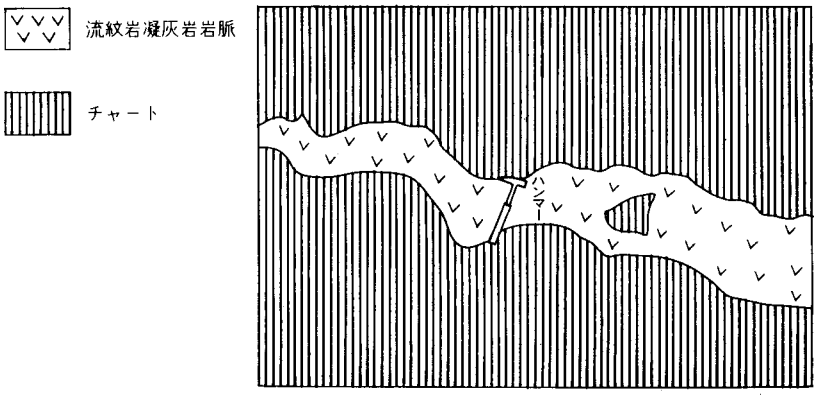
葛レ谷層（Kz）

本層は，葛レ谷・松谷流域など板取岩体中・南部を占め，「美濃」図幅地域内にも分布している．層厚は 700−750 m である．棚瀬（1982）は，本層を，流紋岩質のガラス質凝灰岩ないしガラス質結晶凝灰岩（非―弱溶結）からなる下部と流紋岩溶結凝灰岩からなる上部に分けたが，ここでは一括した．本層は，岩体北部では松根谷層の上に載っているが，岩体中部の葛レ谷下流部では基盤の那比川層のチャートを直接不整合に覆っている．不整合面直下のチャートは角礫岩化しているが，直上の流紋岩凝灰岩はほとんど破砕されていない．チャート角礫岩中には流紋岩凝灰岩が岩脈状に貫入している（第 37 図）．

Ⅳ．2．1．3　面谷岩体

福井県東部の面谷・日ノ谷から平家岳・滝波山にかけて，福井・岐阜県境の山稜部を占めて分布し，下位から，比較的厚い砕屑岩を伴う日ノ谷層[7)] と火砕岩を主とする面谷層に区分されている（棚瀬，





第 37 図　角礫岩化したチャート（那比川層上部層，N_2）と，それを貫く流紋岩凝灰岩脈（R）
取村葛レ谷葛レ橋上流・葛レ谷層との不整合面の直下

1982）．本図幅地域には，滝波山周辺に面谷層の一部が分布しているだけで，日ノ谷層は分布しない．

面谷層（O m）

本図幅地域では滝波山周辺に分布し，海抜 800−1,000 m の緩い起伏を示す不整合面をもってジュラ系（左門岳層）の上へ重なり，400−500 m の層厚を有する．本層は，淡緑褐色―淡緑色を呈する溶結ないし非溶結の流紋岩ガラス質結晶凝灰岩及び結晶ガラス質凝灰岩を主体とする．これらは，結晶破片として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石（仮像のみ）を含んでいる．部分的には，輝石（仮像のみ）に富む流紋デイサイト溶結凝灰岩を伴う．また，滝波山林道や野野小屋林道では本層の基底部に厚さ数

7）「荒島岳」図幅（河合ほか，1957）の平家岳累層にほぼ相当する．

10 m の成層した非溶結の凝灰岩層が発達し，薄い凝灰質泥岩を伴っている．

Ⅳ．2．1．4　明石谷岩体

板取村西部から美山町北部にかけて分布する．ほぼ円形（直径約 7 km）の分布を示す明石谷火山岩類を主体とし，その北東部に川浦谷花崗岩が，また東部にオリ谷花崗閃緑斑岩が貫入している．本図幅地域内に分布するものは本岩体の東縁部である．

明石谷火山岩類（Ak）

流紋岩溶岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・ガラス質凝灰岩・デイサイト溶岩などからなり，局部的に炭質泥岩などの砕屑岩類を伴う．これら多様な岩相の相互関係は複雑で，層序関係は明らかでない．層厚は 1,000 m 前後と思われる．

火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩は，本火山岩類中において最も卓越する岩相で，灰―灰緑色を呈し，径数 cm−30 cm の流紋岩凝灰岩・同溶岩・チャート・砂岩などの角礫―亜角礫を多量に含み，流紋岩凝灰岩がこれを充填している．

流紋岩溶岩は新谷西方・オリ谷北方・明石谷下流部などに分布している．一般に灰白色―淡紅色を呈し，流理構造が著しく，斑晶として径 1 mm 以下の斜長石及び石英を含み，石基中にしばしば球顆を含む．新谷中流部では自破砕溶岩が見られる（第 38 図）．

デイサイト溶岩は，海ノ溝谷下流部，明石谷と川浦谷の合流部，新谷下流部などに小規模に分布する．厚さはいずれも 100 m 前後と思われる．暗灰色や灰緑色を呈し，径 5 mm 以下の斜長石の斑晶のほ

第 38 図　明石谷火山岩類（Ak）中の流紋岩溶岩の自破砕構造　淡緑色の基質部は流理構造を示す　板取村新谷

か，角閃石・石英の斑晶を含み，しばしば自破砕構造を呈する．一般に著しく変質して緑泥石・緑れん石・方解石などを多量に生じている．また川浦谷花崗岩に近接した部分ではホルンフェルスとなり，黒雲母やアクチノ閃石などを生じている．

本岩類と基盤岩との関係をみると，新谷中流部では流紋岩溶岩と中部ジュラ系小駄良川層の砂岩とが，また川浦谷・明石谷合流点のやや下流側ではガラス質凝灰岩と小駄良川層の砂岩とが，いずれもほとんど垂直に近い境界面をもって接触している．境界面付近では，しばしば基盤岩が著しく破砕されている．海ノ溝谷では両者の間に石英斑岩・珪長岩の岩脈が貫入し接触部は観察できない．

Ⅳ．2．1．5　八幡岩体

八幡町から大和村にかけて長良川西方に北北西－南南東の細長く伸びた分布を示し，北方に続いている．本岩体の火山岩類は下位より，流紋デイサイト溶結凝灰岩を主体とする亀尾島川層と，流紋岩溶結―非溶結凝灰岩を主体とする内ヶ谷層に区分される（棚瀬，1982）．本岩体は，西部及び南部で中部ジュラ系の上に不整合に載っているが，東縁は八幡断層によって中部ジュラ系と接している．

亀尾島川層（Kb）

亀尾島川中流域に模式的に発達し，岩体南部にかけて広く分布する．層厚は亀尾島川下流部で 400−500 m で，より北方又は西方へ向かって薄くなる．

主として流紋デイサイト溶結凝灰岩からなるが，基底部には灰白色―淡緑灰色細粒凝灰岩（非溶結）が厚さ約 50 m にわたって発達する．また，基盤の中部ジュラ系の直上には厚さ 1 m 前後の赤紫色砂岩（泥岩細片を含む）を伴うことがある．（亀尾島川・大栃谷合流点の北方約 500 m の地点）．流紋デイサイト溶結凝灰岩は，暗灰色―暗褐色を呈し，長径 2 cm 前後の本質レンズに富み，ユータキシティック組織（第 39 図）を示す．また，斜長石・石英・カリ長石・単斜輝石・斜方輝石（仮像のみ）・黒雲母などの結晶破片を含んでいる．異質岩片は少ない．分析値を第 13 表の 3 に示す．

亀尾島川と大栃谷の合流点近くでは，著しく破砕された那比川層（中部ジュラ系）の砂岩泥岩互層の上に高角の不整合面をもって非溶結の凝灰岩層が載っている（第 40 図）．大栃東方の大栃谷河床では，那比川層のチャートが不整合面の近く 20 m 位の範囲で角礫岩化され（第 41 図），その上に淡緑色の細粒凝灰岩層が北東へ約 30° 傾斜する層理面をもって重なっている．亀尾島川中流部では不整合面直下のチャートはいずれも角礫岩化している．それより上流部の内ヶ谷川東斜面では東へ傾斜する高角の不整合面をもって本層が中部ジュラ系の那比川層・小駄良川層を覆っている．

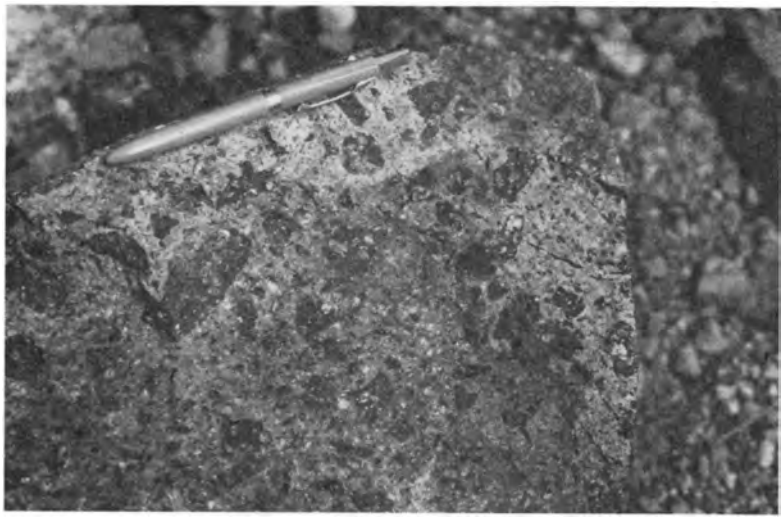
内ヶ谷層（Vc）

主として八幡岩体の北部を占め，大栃北方にも分布する．層厚は，300−400 m 程度と見積られる．

淡灰色―淡緑色の流紋岩ガラス質結晶凝灰岩（一部溶結）を主とする．カリ長石・斜長石・石英及び単斜輝石・角閃石・黒雲母などの結晶破片を有し，基質はしばしばビトロクラスティック組織を示す．長径数 cm の本質レンズを含むことがある．

大栃北方では亀尾島川層の上に整合的に載るが，大栃西方や内ヶ谷上流では中部ジュラ系左門岳層の上に直接不整合で重なる．内ヶ谷支流のはかま谷上流では，左門岳層の砂岩の上に，左門岳層由来の砂岩の径 1−20 cm の亜角―亜円礫からなる礫岩（厚さ約 10 m）（第 42 図）が，更にその上に火山豆石を含

第39図　(a) 亀尾島川層 (Kb) の流紋デイサイト溶結凝灰岩の
ユータキシティック組織　葉理面に垂直な面
大和村内ヶ谷金山



(b)　亀尾島川層 (Kb) の流紋デイサイト溶結凝灰岩のユータキシティック組織　葉理面に平行な面

第40図　那比川層（N_2）の砂岩泥岩互層（著しく破砕）の上に不整合に載る亀尾島川層（Kb）基底部の淡緑色凝灰岩　図の右手中央から左下方にかけてが不整合面八幡町亀尾島川・大栃谷合流点付近

む凝灰質泥岩（層厚約 10 m）が重なり，その上位に緑色を呈する細粒非溶結の凝灰岩層が重なっている．

北方の内ヶ谷峠付近（北隣「白鳥」図幅地域）では，本層が角礫岩層を挟んで入谷岩体入谷層を覆っている（棚瀬，1982）．

Ⅳ．2．2　岩脈

Ⅳ．2．2．1　流紋岩火砕岩岩脈（R）

板取村岩本洞上流から，同村ワサ谷奥，宮ヶ洞奥にかけては，北西―南東方向に貫入した流紋岩火砕岩岩脈が雁行状に配列している．また，八幡町那比には，北北東―南南西方向に貫入している．いずれも，中部ジュラ系を貫いている．那比の岩脈は，同方向に貫入した石英斑岩岩脈と隣接しているが，両者の関係は明らかではない．岩脈の幅は，一般に数 m− 数 10 m である．

本岩は，灰色―暗灰色を呈し，径 0.5−6 mm の石英及び径 0.5−5 mm のカリ長石・斜長石の結晶破片

第41図　角礫岩化したチャート（那比川層上部層，N_2）　八幡町大栃谷河床．10数m下流で，亀尾島川層（Kb）基底部の流紋岩凝灰岩に不整合に覆われる．

第42図　内ヶ谷層（Uc）の基底礫岩　大和村内ヶ谷支流はかま谷．

を含み，安山岩―デイサイト，泥岩，花崗岩などの岩片に富む．

Ⅳ．2．2．2　石英斑岩・花崗斑岩・珪長岩（Q）

石英斑岩の岩脈は，本図幅地域の岩脈の中で最も多く，各地で中部ジュラ系や奥美濃酸性岩類の火山岩類を貫いており，幅は数m−数10 mでまれに100 m以上に達する．貫入方向は一様でないが，北西－南

東及び北東－南西から東北東－西南西（一部，東－西）方向が卓越している．乳白色―淡灰色を呈し，風化すると褐色になる．径5 mm以下で自形ないし一部溶食形の石英斑晶を特徴的に含み，カリ長石・斜長石と少量の黒雲母などの斑晶を伴い，石基は微晶質である．

花崗斑岩は，灰白色を呈し，径2−7 mmの石英・カリ長石・斜長石の斑晶と，径0.5 mm以下の石英や長石の結晶による完晶質石基からなる．本図幅地域では，八幡町那比や犬吠谷などでわずかにみられる．

珪長岩は，明石谷岩体の北東縁から南東縁にかけて岩体を取り囲むように多数貫入している．灰白色を呈し無斑晶質の均質な岩石で，まれに径2 mm以下の石英斑晶を含むことがある．

Ⅳ．2．3　花崗岩及び花崗閃緑斑岩

Ⅳ．2．3．1　オリ谷花崗閃緑斑岩（Gdp）

明石谷岩体東部のオリ谷とその南西方及び明石谷上流部（西隣「根尾」図幅地域）において明石谷火山岩類を貫く．

本図幅地域内のものは，暗緑色を呈し，最大径3 mmの斜長石・石英・苦鉄質鉱物及び若干のカリ長石の斑晶と細粒珪長質の石基とからなる．苦鉄質鉱物の変質によりすべて緑泥石・炭酸塩鉱物等に置き換えられている．

Ⅳ．2．3．2　川浦谷（かおれだに）花崗岩（Gr）

板取川上流の川浦谷流域に分布する長径4.8 km短径2.5 kmで北西－南東に伸長したストック状岩体で，本図幅地域においては，明石谷・川浦谷や海ノ溝谷に，その東部が露出している．川浦谷や海ノ溝谷の明石谷火山岩類や中部ジュラ系は，この花崗岩によって熱変成作用を受けている．

本岩は，優白質中粒塊状の花崗岩で，花崗斑岩と呼ぶべき部分も少なくない．周縁部はアプライト質花崗岩に移化する．淡桃色―乳白色を呈し，主として径2−5 mmの石英・カリ長石・斜長石・黒雲母及び少量の角閃石からなる．カリ長石は桃色を呈することが多く，黒雲母には薄片で緑色のものと褐色のものがある．また随伴鉱物として燐灰色・褐簾石・螢石・スフェンを含み，緑泥石・方解石・カオリンなどの2次鉱物を伴う．

Ⅳ．3　濃飛流紋岩類（Nh_1, Nh_2）

濃飛流紋岩類は，岐阜県北東部を中心に広く分布する珪長質火山岩類で，河田ほか（1961）によって命名された．北西－南東に伸長した分布を示し，総延長約130 km，幅は最大50 km，最小20 kmである．

本図幅地域では北東隅の八幡町河鹿付近に，濃飛流紋岩類の西端部がわずかに露出している．流紋岩類と基盤の中部ジュラ系との境界は北北西－南南東ないし南北の方向をとり，東に急傾斜している．小駄良川沿いでは露出不良のため本岩類と中部ジュラ系との関係は確認されていないが，河鹿東方の小駄良川の支谷や鳩畑川林道石（東隣「下呂」図幅内）では境界部に黒色凝灰質泥岩・砂岩あるいはそれらを基質としチャート角礫を含む角礫岩が介在する（第43図）．また鳩畑川林道では，この境界部が断層に

第43図　濃飛流紋岩類（Nh_2）の基底部における含チャート礫黒色角礫岩　八幡町河鹿

より破砕されている．

本図幅地域の濃飛流紋岩類は，岩相から，流紋岩溶結凝灰岩（Nh_1）と流紋デイサイト溶結凝灰岩（Nh_2）に区分できる．両者の関係は露頭が欠如していることから明らかではないが，基盤岩との関係から恐らく前者が後者の下位にあるものと考えられる．

流紋岩溶結凝灰岩（Nh_1）は，石英・カリ長石・斜長石の結晶破片に富み，苦鉄質鉱物は黒雲母及び角閃石（仮像のみ）である．また，1 cm 大以下の泥岩・砂岩・凝灰岩の岩片に富む．一方，**流紋デイサイト溶結凝灰岩**（Nh_2）は，斜長石・石英・カリ長石・斜方輝石（仮像のみ）・黒雲母などの結晶破片を含んでいる．

V．第三紀岩脈（P）

本図幅地域内には，白亜紀後期火成活動に伴う珪長質岩脈以外に，安山岩やひん岩の岩脈がある．これらはいずれも幅数 10 cm− 数 m で，中部ジュラ系や上部白亜系を貫くが，鮮新世− 更新世の火山岩類を貫いていないことから，第三紀に貫入したと推定される．

安山岩は，灰色・暗灰色ないし暗緑色の緻密な岩石で，主として長径 1 mm 以下の斜長石の長柱状結晶の集合で，まれに長径 2−4 mm の累帯構造をもつ斜長石や普通輝石・かんらん石（？）・黒雲母の斑晶を含む．斜長石斑晶は方解石に置換されていることが多い．本図幅地域に広く認められるが，美並村日向洞口（ひなたぼら）・粥川口では N30−60°E ないし N30°W 方向に貫入している．

ひん岩は，暗灰色を呈し，累帯構造をもつ長径 0.5−3 mm の斜長石及び長径 0.5−2 mm の緑褐色角閃石の長柱状斑晶からなる．八幡町那比には，褐色の角閃石のほか，普通輝石・かんらん石を含むひん

岩があり，径5−100 mmの石英の外来結晶及び礫を特徴的に含んでいる．ひん岩は幅数mで，北北西−南南東方向に貫入している．

Ⅵ. 鮮新統及び鮮新統—更新統

鮮新世後期の湖成層（阿多岐層）とそれを不整合に覆う鮮新世—更新世の烏帽子岳火山岩類からなる．

Ⅵ. 1 阿多岐層（At）

阿多岐層は，岐阜県郡上郡白鳥町阿多岐（北隣「白鳥」図幅地域）に模式的にみられ，本図幅地域北東端の八幡町戒仏にもわずかに分布している．ジュラ系及び上部白亜系を不整合に覆い，烏帽子岳火山岩類に不整合に覆われている．MATSUO（1968）は，本層中に数多く産する植物化石を記載し，美濃白鳥植物群（第14表）と命名した．これらの植物化石から本層の堆積は鮮新世後期と推定されている．

八幡町戒仏では，現在，本層の大部分が被覆土壌で覆われている．近藤・久保（1959）によると，戒仏地区の阿多岐層は，主として凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩の互層で，珪藻土層や亜炭薄層を挟む．珪藻土層は阿多岐層の下位に挟在し，厚さは約2 mである．白色・黄白色・淡灰色及び暗灰色などを呈し*Eunotia* sp., *Pinnularia* sp., *Melosira* sp.などの淡水生の珪藻化石を産する．

Ⅵ. 2 烏帽子岳火山岩類（E）

本図幅地域北東部には，鮮新世—更新世の安山岩類が分布する．これは，北東隣「萩原」図幅地域の西端に位置する烏帽子岳を中心に分布する烏帽子岳火山岩類（岐阜県，1970）の一部である．

烏帽子岳火山岩類は，南北に約20 km，東西約17 kmにわたって分布し，主として美濃帯のジュラ系，飛騨帯の花崗岩類，飛騨外縁帯の古生層・変成岩類，手取層群，濃飛流紋岩類及び阿多岐層を不整合に覆っている．

本図幅地域には，本岩類の南端部が分布し，中部ジュラ系の小駄良川層・河鹿層・古道層，上部白亜系の濃飛流紋岩類及び上部鮮新統の阿多岐層を不整合に覆っている．

烏帽子岳火山岩類は，安山岩溶岩及び同火砕岩からなる．安山岩溶岩は，紫蘇輝石普通輝石安山岩を主体とし，かんらん石を含むものもある（岐阜県，1970）．

本図幅地域には，主として凝灰角礫岩が分布し，八幡町戒仏において安山岩溶岩がわずかにみられる．**凝灰角礫岩**は，灰色・暗灰色・あずき色を呈する凝灰質基質と同色の安山岩角礫からなる．角礫は径1−70 cmで，径5−40 cmのものが多い．礫の多くは普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である．鏡下では，斑晶の斜長石は長さ最大5 mm，普通は長さ約1 mmの卓状又は柱状結晶で，累帯構造が著しく，一般に清澄である．紫蘇輝石は長さ1.2 mm又はそれ以下の自形柱状で，普通輝石は長さ0.5−1 mmの自形柱状を呈する．角閃石は，淡黄色—赤褐色・褐色の多色性を示し，最大長さ2.5 mm，幅1.6 mmで一

第14表　美濃白鳥植物群（MATSUO, 1968）

Taxaceae
Taxus cuspidata SIEBOLD et ZUCCARINI
Pinaceae
Cfr. *Picea polita* CARRIÉRE
Pinus sp. (aff. *Pinus trifolia* MIKI)
Taxodiaceae
Cfr. *Cryptomeria japonica* D. Don
Cupressaceae
Cfr. *Thujopsis dolabrata* SIEBOLD et ZUCCARINI
Betulaceae
Carpinus tschonoskii MAXIMOWICZ
C. laxiflora BLUME
C. cordata BLUME
Cfr. *Corylus heterophylla* FISCHER
Betula maximowicziana REGEL
Cfr. *Alnus hirsuta* TURCZANINOW
Fagaceae
Fagus crenata BLUME
Quercus serrata THUNBERG
Q. crispula BLUME
Moraceae
Ficus foveolata WALLICH
Magnoliaceae
Magnolia obovata THUNBERG
Trochodendraceae
Trochodendron aralioides SIEBOLD et ZUCCARINI
Aceraceae
Acer mono MAXIMOWICZ
A. rufinerve SIEBOLD et ZUCCARINI
A. sieboldianum MIQUEL
Elaeocarpaceae
Elaeocarpus japonica SIEBOLD et ZUCCARINI
Tiliaceae
Tilia japonica SIMONKAI
T. miqueliana MAXIMOWICZ
Hydrocaryaceae
Trapa natans LINNE
T. maximowiczii KORSH.
T. mammillifera MIKI
Haloragaceae
Cfr. *Myriophyllum spicatum* LINNE
Ericaceae
Tripetaleia bracteata MAXIMOWICZ
Ebenaceae
Cfr. *Diospyros kaki* THUNBERG
Zosteraceae
Potamogeton sp.

般には長さ 0.1−1 mm 前後の自形ないし半自形の結晶である．結晶の周囲はしばしば不透明鉱物で囲まれており，ときに累帯構造を示すものがある．石基は，微細な短冊状の斜長石，小粒状の輝石・角閃石及びガラスからなり，ガラス基流晶質組織をもつ．また，まれに長さ 2−3 mm の安山岩岩片を含むことがある．不透明鉄鉱物は，粒径 0.2−0.4 mm のものから，石基中の微細なものまでさまざまな大きさのものが点在する．凝灰質基質の鏡下での性質は，上記の角礫と類似している．

安山岩溶岩は，八幡町戒仏の道路脇で観察できる．塊状で節理の発達が著しい．紫蘇輝石角閃石安山岩で，鏡下では，斑晶の斜長石は最大で長さ 2 mm 幅 1 mm で，一般に長さ 1.5 mm 以下の自形結晶で著しい累帯構造を示す．紫蘇輝石は，最大長さ 2 mm 幅 0.6 mm で一般に長さ 0.5−1 mm で自形である．角閃石は，褐色普通角閃石でオパサイト化を受けており，長さは 1 mm 以下である．石基は，先に述べた凝灰角礫岩の角礫より粗粒（長さ 0.1−0.2 mm）で，拍子木状の斜長石と小粒状の輝石からなり，ピロタキシチック組織を示す．0.2 mm 以下の不透明鉄鉱物もたくさん含まれる．

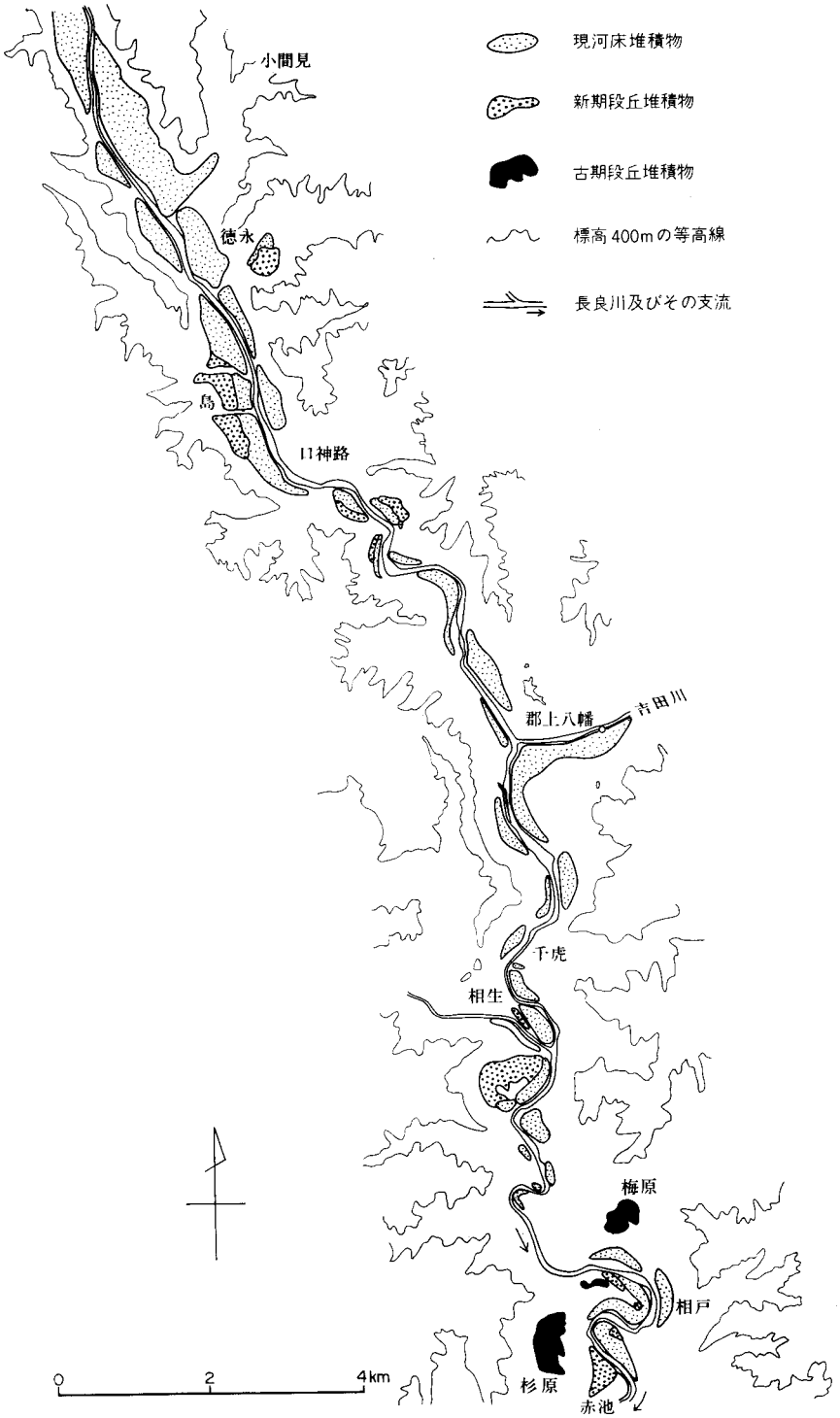
Ⅶ. 第　四　系

本図幅地域には主要河川沿いに，段丘堆積物，崖錐及び小扇状地堆積物，現河川堆積物がわずかに分布している．

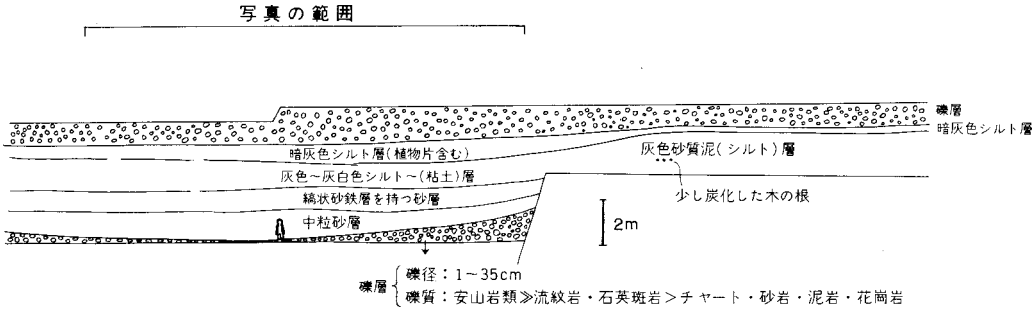
Ⅶ. 1　段 丘 堆 積 物 （td）

段丘は，本図幅地域内では長良川沿岸に発達し，古期・新期に二分される（第 44 図）．古期段丘は，美並村杉原・梅原などに見られ，古期段丘面と現河床面との高度差は 55−70 m である．杉原の古期段丘の堆積物は主として礫層で，礫層の中に厚さ約 3 m の泥・シルト・砂からなる滞水時の地層が挟まる（第 45 図）．礫はいずれも円礫で，径 1−50 cm で 12−15 cm のものが多く，大半は安山岩類からなり，次いで流紋岩・石英斑岩で，チャート・砂岩・泥岩・花崗岩類からなるものがわずかにある．礫層の基質は，黄褐－赤褐色の中粒砂である．杉原のこの古期段丘の堆積物は崖錐堆積物によって覆われている．梅原の古期段丘の堆積物は，厚い礫層と砂層からなる．砂層は厚さ 12 m にも達し，所々に径 0.5−10 cm のチャート角礫を特徴的に伴う．礫層は，礫種も礫径も杉原のものとよく似ている．

新期段丘は，美並村相戸－赤池，八幡町相生，大和村島などにあり，新期段丘面と現河床面との高度差は 10−15 m である．島の段丘の堆積物は主として礫である．礫は径 1−45 cm の円礫で，大半が安山岩類・流紋岩類・石英斑岩からなり，チャート礫・砂岩礫をわずかに伴う．美並村相戸の段丘堆積物は，斜層理をなす礫層と砂層からなる．礫は径 1−30 cm の円礫で，安山岩類・流紋岩類及び石英斑岩の礫が多く，チャート・砂岩の礫を若干含んでいる．赤池の段丘堆積物も，礫層と砂層があり，これらが基盤のチャートへアバットしているのが観察できる．砂層は，黄褐色の分級の悪い砂からなり，細礫から粗粒砂へと上方へ向かって漸移する．礫層は，赤褐色の砂を基質とし，径 1−65 cm の円礫を含んでいる．厚さは 1−2 m である．流紋岩・石英斑岩の礫が多く，次いで安山岩類・砂岩の礫が多く，チャートの礫もときどき含まれる．



第44図　「八幡」図幅地域の長良川沿岸における段丘堆積物（td）及び現河床堆積物（a）の分布



第45図　古期段丘堆積物中の礫層とそれに挟まれる泥−シルト−砂からなる滞水時の地層　美並村杉原

Ⅶ．2　崖錐及び小扇状地堆積物（t）

長良川や板取川，吉田川及びそれらの支流に沿って数多くみられ，滝波山北方や大和村黒田などの山間にも点在する．

崖錐堆積物は，淘汰の悪い角礫からなる．山間の滝波山北方や黒田のものは径20−70 cmの流紋岩礫ばかりからなり，長良川沿いの八幡町大瀬子では径1−25 cmの砂岩礫ばかりからなるなど，礫種はすぐ近くの後背地の地質をよく反映している．

小扇状地堆積物は，長良川や板取川など比較的大きな河川の支谷の出口に存在し，半円錐形ないし複合半円錐形をしている．特に大和村下万場には長良川に向かって直径600 mのきれいな半円錐形堆積物がある．

Ⅶ. 3 現河床堆積物 (a)

現河床堆積物（a）は，長良川（第44図）・板取川・吉田川及びその支流に沿って存在する．主として礫と砂からなり，礫は径数cm−1 mで，10 cm以下のものは角－亜角礫が多く，10 cm以上のものには円―亜円礫が多い．大和村場皿では，安山岩類・流紋岩類の礫が多く，砂岩・チャート礫を伴う．

Ⅷ. 地 質 構 造

本図幅地域を構成する主要な地質単元である中部ジュラ系及び上部白亜系の地質構造並びに両者の地質構造形成に係わった断層，新生代の断層について記述する．

Ⅷ. 1 中部ジュラ系の地質構造

本図幅地域の中部ジュラ系は，一般に東西に近い走向で北ないし南に60−90°傾斜している．これらの地層群は多くの断層によって変位しているが，なかでも三洞・八幡・黒谷・古道と名づけられた主要な断層などを境にして，現在は構造の若干異なる５つの地塊－滝波山地塊・古道地塊・徳永地塊・保木口地塊・那比川地塊－に分断されている．（第46図）．以下，地塊ごとの地質構造の特徴を述べる．

滝波山地塊には左門岳層が分布し，東部に背斜・向斜が認められるが，全体としては北部では北東−南西，南部では東－西の走向で，南傾斜南上位の地層が露出している．

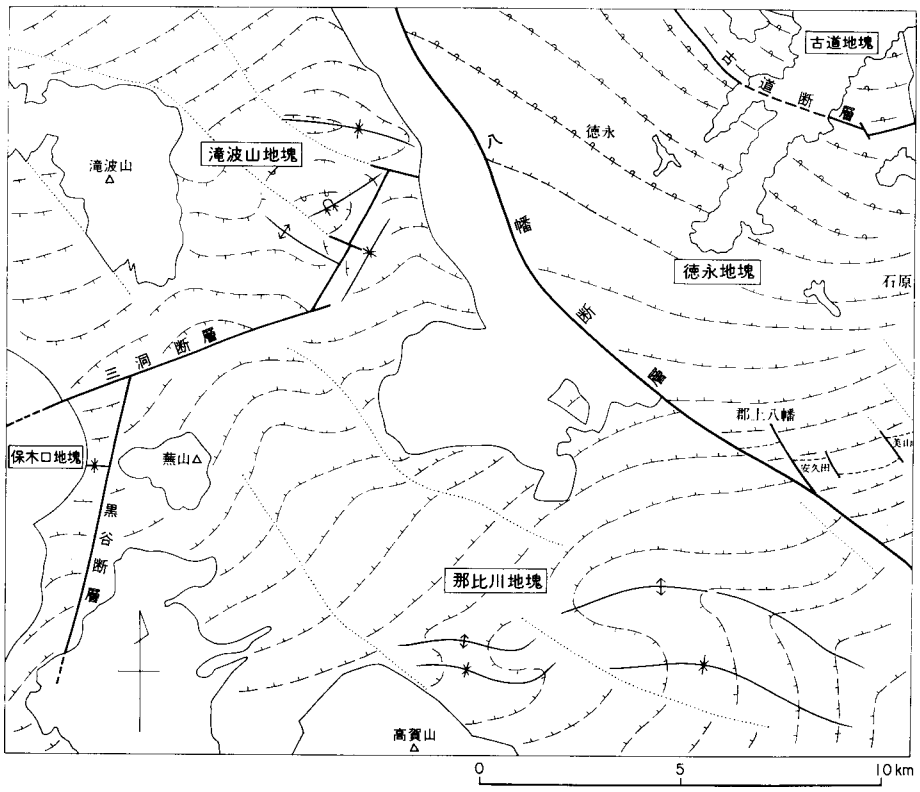
古道地塊には河鹿層・古道層が分布し，西部で北西－南東，東部で東西の走向で，南西傾斜北東上位の逆転層が分布している．

徳永地塊には，那比川層最上部の一部と小駄良川層が分布している．北半部・西部で北西－南東，東南部で東－西の走向を有し，徳永－石原を結ぶ線より南では北東傾斜北東上位で正順層が，以北では南西傾斜北東上位で逆転層が主体である．古道地塊との境界の古道断層付近に分布する深皿砂岩泥岩部層は傾斜が25−60°と比較的低角で逆転しており，しばしば小褶曲が観層される．

保木口地塊では，小駄良川層の徳永砂岩部層と小間見珪質頁岩部層及び那比川層最上部が，東西方向の軸をもつ向斜を形成している．地塊の南部では走向が全体として北東－南西になり，傾斜は北西に向かうが15−25°と低角のことが多い．

那比川地塊は，那比川層及び小駄良川層（徳永砂岩部層）からなる．南東部で東西に軸をもち西にプランジした背斜・向斜，北北西や北北東にプランジした背斜・向斜がみられるほかは，全体として北東－南西の走向をもち，北西傾斜北西上位の地層が分布している．ただし，那比川地塊の北西部では，北西上位・南東上位が繰り返すことから小褶曲の存在が推定される．

これらの地塊のうち，滝波山地塊は南上位の地層からなる点で特異である．滝波山地塊の左門岳層と保木口・那比川・徳永地塊の小駄良川層は同時異相で，正立褶曲形成後，複向斜の北翼と南翼に位置していたと推定できる．先白亜紀後期において，三洞断層及びそれに連なる断層は逆断層で，この複向斜



第46図　「八幡」図幅地域における中部ジュラ系の地質構造図

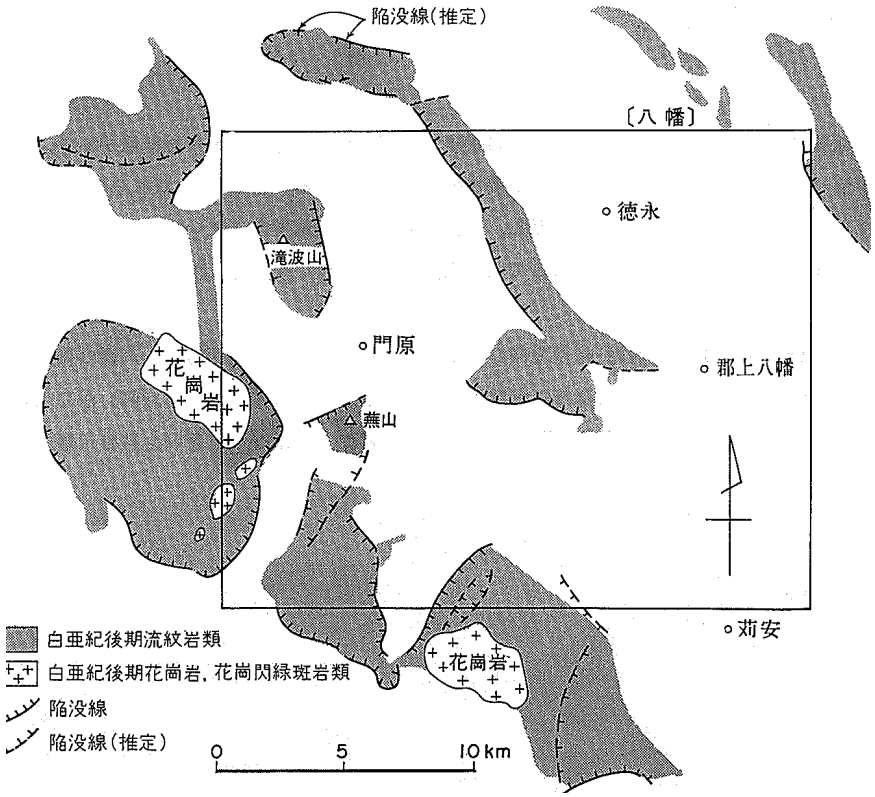
の軸部を短縮させ，滝波山地塊を他の地塊へ近接させたと考えられる．

Ⅷ．2　上部白亜系の地質構造

本図幅地域の上部白亜系のうち奥美濃酸性岩類，濃飛流紋岩類について記述する．

奥美濃酸性岩類の火山岩類は，明石谷火山岩類を除いて，中部ジュラ系を全体としてほぼ水平に近い面で不整合に覆っている．

しかし，測定数は少ないが，溶結凝灰岩の葉理構造や火砕岩類に伴われる堆積岩類は，一般に 20−55° で傾斜している．また各岩体の縁はときに傾斜 40°以上の高角な不整合面が観察される．不整合面の直下の基盤岩類は，しばしば，著しく破砕された砂岩や泥岩（中部ジュラ系）であったり，チャート（中部ジュラ系中の異地性岩体）が角礫化した固結断層角礫岩であったりする．これらの事実から，棚瀬（1982）は，奥美濃酸性岩類の火山岩類はその噴出直前の陥没運動によって形成された堆積盆に堆積したと考え，各岩体に対応する堆積盆の形態を推定した（第 47 図）．



第47図　「八幡」図幅地域及びその周辺における白亜紀後期流紋岩類の分布と高角不整合面・固結破砕帯から推定される陥没縁　棚瀬（1982）第16図を一部改変

奥美濃酸性岩類のうち，八幡岩体・面谷岩体（本図幅地域外も含めて）は北西－南東方向に伸長した分布を示し，明石谷岩体・板取岩体・洞戸岩体は北西－南東方向に連なって配列している．また，川浦谷花崗岩は北西－南東方向に細長く分布しており，流紋岩火砕岩岩脈は主として北西－南東方向に貫入している．一方，石英斑岩・花崗斑岩・珪長岩の岩脈は，各岩体の縁に沿った地域に多く，それぞれの縁の方向とほぼ平行に貫入している．その方向は，北西－南東方向及び北東－南西から東北東－西南西（一部東－西）方向が卓越している．

濃飛流紋岩類は，本図幅地域北東方に広い分布をもっているが，本図幅地域北東隅に分布するものは，その西縁の部分である．中部ジュラ系との境界は北北西－南南東方向で東に急傾斜しており，境界部にはしばしば角礫岩が見られる．しかし分布が限られており，急傾斜した不整合面をもってアバットしているのか，不整合面が後の断層運動で急傾斜したのか明らかではない．

Ⅷ. 3 断　　層

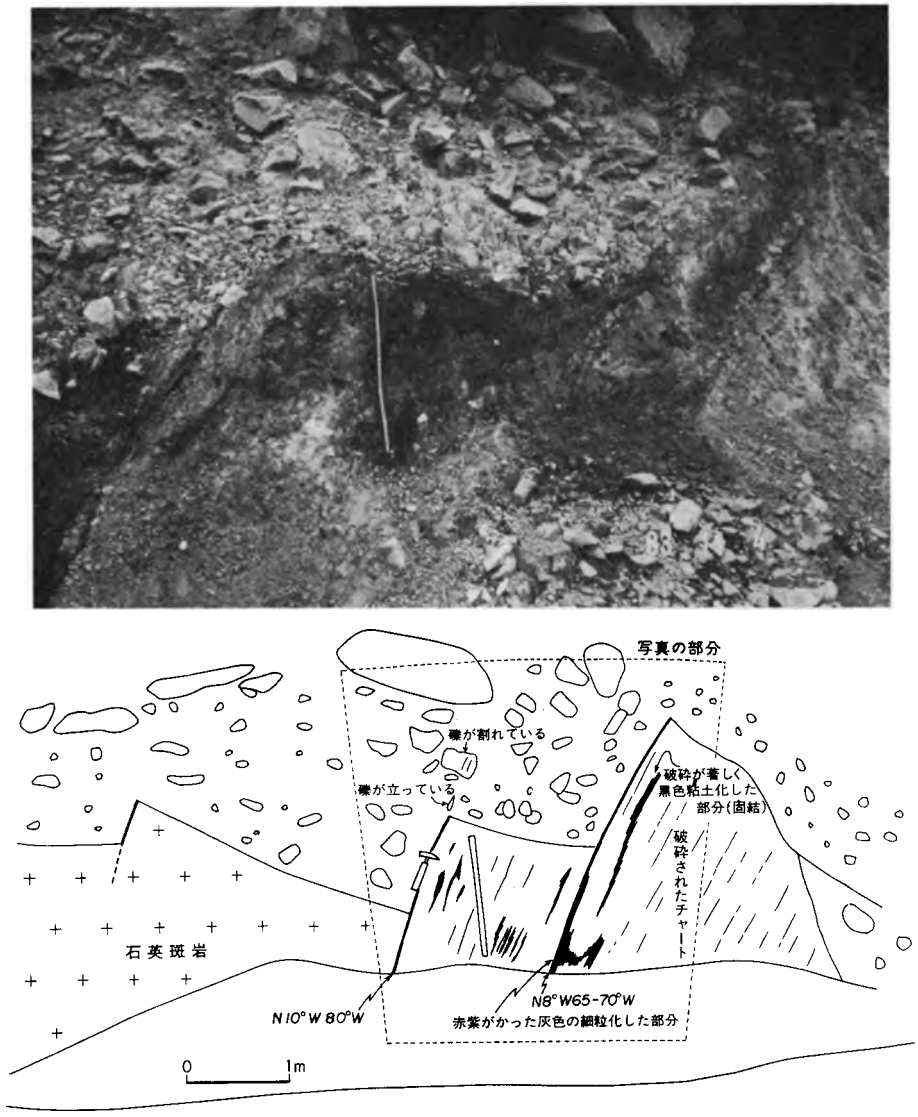
本図幅地域にみられる顕著な断層には，八幡断層・三洞断層・古道断層・黒谷断層があり，そのいずれもが中部ジュラ系の地質構造単元を限る重要な境界となっている（第46図）．これらの断層は，Ⅷ．1で述べたように，白亜紀後期より前に活動し，中部ジュラ系に変位を与えているが，白亜紀後期以降も一部もしくは全部が再活動している．ここでは，上記4断層について主として野外観察の結果を記載する．

八幡断層（恒石，1976）は，北西－東南方向の左横ずれ活断層で，白鳥北西方より八幡の南まで22 kmにわたって追跡できる．左横ずれであることは，大和村宮前の尾根の曲がり（第48図）からも推定できる．大和村落部地野では，白亜紀後期流紋岩類（亀尾島川層）と中部ジュラ系（小駄良川層）のチャー

第48図　八幡断層による尾根の曲がり　左横ずれを示している．(大和村落部)

トとの間に幅150 mにわたって若干破砕された中部ジュラ系（小駄良川層）の砂岩と白亜紀後期の石英斑岩が分布しているが，東側のチャートと石英斑岩の間が最も強く破砕されている．八幡断層は，この部分で風化の程度から第四紀と考えられる崖錐礫層を切っており（第49図），活断層とみなせる（杉山雄一，私信）．八幡断層と平行な断層は，本図幅地域に数多くみられるが，いずれも周囲の地層の変位は小さい．

三洞断層は，白亜紀後期以前には中部ジュラ系を複向斜軸部で大きく変位させた逆断層であったが，白亜紀後期以降その一部が横ずれ断層として再活動し，上部白亜系明石谷火山岩類，川浦谷花崗岩及び中部ジュラ系に若干の変位を与えた．東北東－西南西の走向をもつ断層で，板取村三洞では多くの破砕帯や断層粘土が観察されるほか，明石谷口の川浦谷花崗岩にも破砕が認められる．また，板取村門原周

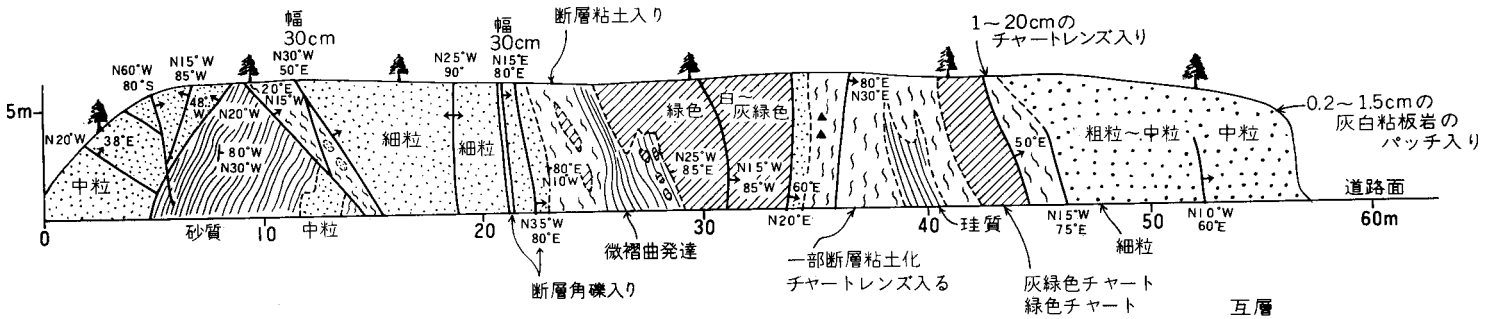


第49図　崖錐礫層を切る八幡断層　大和村落部．スケッチ及び写真撮影は杉山雄一（昭和58年11月4日撮影）

辺の地形にその存在が現われている．

古道断層は，本図幅地域内では深皿砂岩泥岩互層の上部にしばしばみられる低角逆転層や小褶曲からその存在が推定されるだけであるが，北隣「白鳥」図幅地域の大和村大間見・円光寺東方約500 m（第50図）や白鳥町日枝洞—大和村奥大間見の中間地点で，破砕帯や断層粘土が観察される（通商産業省・資源エネルギー庁，1980）．

黒谷断層は，地層の分布状態・地質構造・地形から断層の存在が推定されるが，破砕帯は観察されておらず，第四紀に入っての活動の有無は明らかではない．



第50図　古道断層の北方延長にみられる破砕帯　大和村口大間見，スケッチは，通商産業省・資源エネルギー庁（1980）第9図を転載

Ⅸ. 応 用 地 質

本図幅地域内には，現在稼行されている鉱山は，金属・非金属を含めて存在しない．しかし，金属資源では本図幅地域北西部の荷暮(にぐれ)鉱山において主として銅を，非金属資源では同北東部の八幡町戒仏における珪藻土並びに八幡町市街地西方における石灰岩を，それぞれ戦後まで採掘していたという記録がある．そのほか，金・銀・銅・鉄・マンガンなどの金属資源や珪石などの非金属資源が採掘された記録もある．

そのほか，本図幅地域内には，鉱泉や鐘乳洞があり，観光資源として役立っている．また，本図幅地域はしばしば山崩れや土砂崩れなどの自然災害が発生している．

Ⅸ. 1 金 属 鉱 床

本図幅地域北西隅の荷暮川上流根倉谷南西側の山腹斜面（海抜 900 m）に銅を主とする鉱脈型鉱床（荷暮鉱山）がある（通商産業省・資源エネルギー庁，1980）．この鉱床は中部ジュラ系左門岳層中に胚胎している．

荷暮鉱山は万延年間頃開山され，大正年間に入ってから本格的に開発された．戦後まで稼行されたが現在は休山中である．昭和 27 年に粗鉱 1.5 t/ 月（Cu 3.0%）を産出したことが明らかになっているが累計産出鉱量は不明である．金銀を含む黄銅鉱―黄鉄鉱―石英―方解石脈を主に稼行し，採掘粗鉱品位は Cu 1.97−5.0% であった．関係火成岩は石英斑岩と考えられている．

そのほか，八幡町及び大和村において，かって金・銀・銅・鉄・マンガンを採掘したという記録（名古屋通商産局，1977）があるが，いずれも現在は稼行されていない．

Ⅸ. 2 非金属鉱床

本図幅地域内でかって採掘された非金属資源には，珪藻土（近藤・久保，1959），石灰石・珪石（名古屋通商産局，1977）があるが，そのいずれもが現在稼行されていない．

Ⅸ. 2. 1 珪藻土

八幡町戒仏で，大正 14 年より採掘され，戦時中廃止になったが，戦後一時的に採掘された．露天掘で採掘されていたが，一部では坑内掘も行われていた（近藤・久保，1959）．鮮新世後期の阿多岐層中に挟在する厚さ約 2 m の珪藻層を採掘していた．珪藻土層はほぼ水平に分布するが，局部的に傾斜している．珪藻土は，比較的軟質で白色・黄白色・淡灰色及び暗灰色を呈し，淡水生の珪藻を産する．上・下部は不純物がほとんどみられないが，中部には火山灰が混入している．珪藻土の化学分析値を第 15 表に示したが，一般に，SiO_2 が 78% 以上，Al_2O_3 が 3−7% で，嵩比重は 0.30−0.40 である（近藤・久保，1959）．

第15表　八幡町戒仏に分布する珪藻土の分析表（近藤・久保，1977の第1表の一部）

試料No.	外観	嵩比重	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	(百分外) SO_3 (%)	Ig.loss (%)	Total (%)	試料採取地	備考
1	白色原土	0.33	89.38	1.82	0.90	0.47	0.22	0.19	4.56	97.33	戒仏地区坑外	
2	黒灰白土		21.79	1.95	31.83	0.30	0.05	44.82	44.57	100.49	〃	砂岩（粘土質混在）
3	黄色土		39.48	30.07	10.00	0.78	0.65	0.20	15.04	96.02	戒仏地区坑内	泥岩
4	淡黄白色原土	0.34	88.18	3.83	2.09	0.74	0.21	0.47	4.51	99.56	〃	
5	暗灰白色原土	0.33	78.51	2.73	2.29	0.54	0.10	4.27	13.63	97.80	〃	
6	淡黄白色原土	0.38	83.67	5.00	1.67	0.83	0.17		4.63	95.97	〃	
7	〃	0.35	86.29	5.33	1.69	1.13	0.67		4.67	99.78	〃	
8	〃	0.40	88.59	3.81	0.96	0.68	0.18		4.51	98.73	〃	
9	淡灰色原土	0.38	80.26	3.72	1.00	0.78	0.24	1.44	10.63	96.63	〃	
10	〃	0.37	84.89	3.04	0.63	0.45	0.38	0.69	8.42	97.81	〃	
11	白色原土	0.30	88.35	3.08	0.94	0.59	0.10		4.19	97.25	〃	
12	〃	0.31	91.39	3.40	0.67	0.71	0.11	0.12	3.19	99.47	〃	

分析者：岐阜県鉱業試験所　久保　守技師　産地：岐阜県郡上郡

Ⅸ. 2. 2　石灰石

中部ジュラ系の那比川層中には，異地性岩体として数多くの石灰石が挟在する．しかし，八幡町相生寺坂と八幡駅西方約300 mの地点以外はまだ稼行されていない．

寺坂の石灰石鉱床は，昭和25年頃まで年間6,000 tの焼石灰を製造したが，その後昭和36年頃まで焼石灰を年間1,000 t製造し，道路工事敷設用月300 m^3を採掘していた（平林・宮村，1963）が，現在は稼行していない．

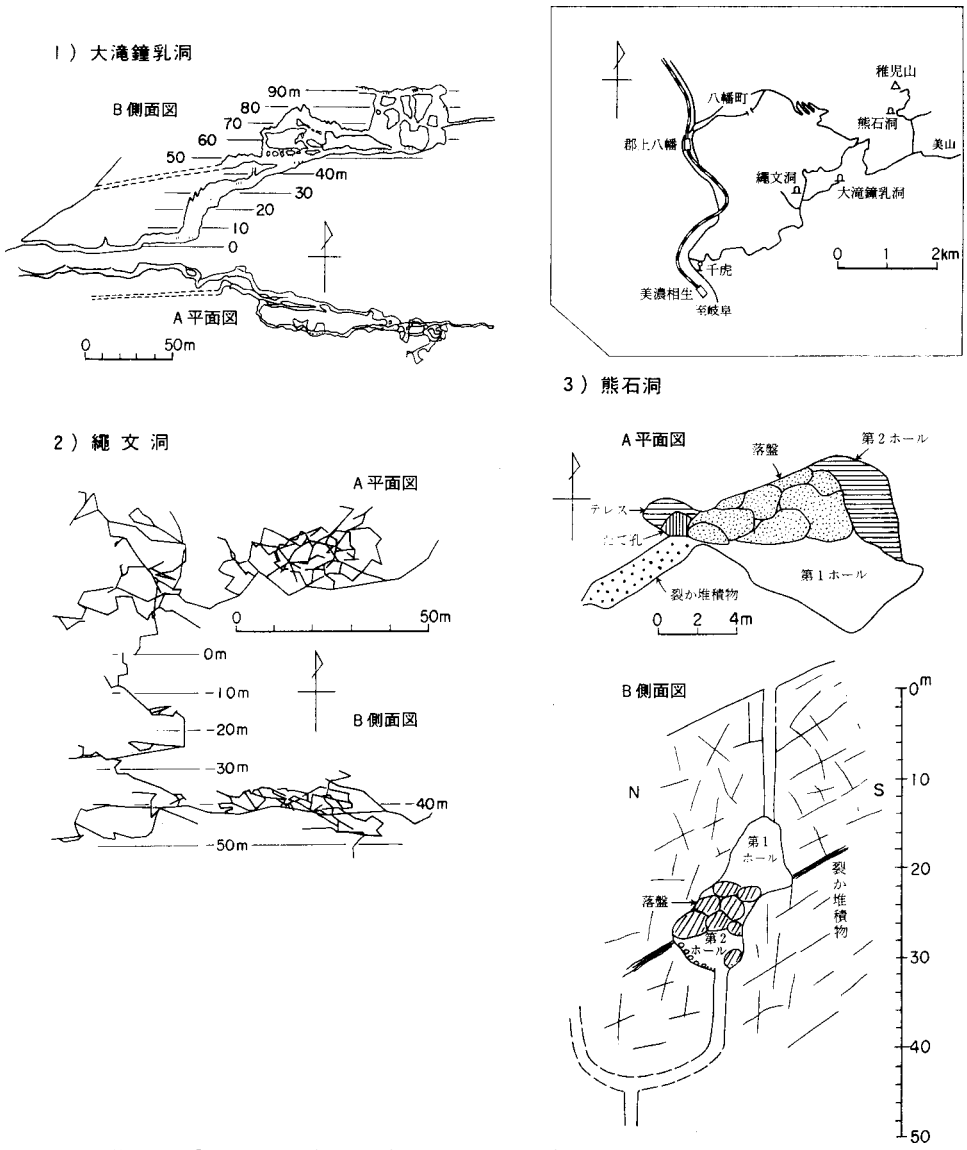
八幡駅西方約300 mの地点（県道傍）では戦時中石灰岩小レンズを採掘していたが，既に全鉱体を掘り尽してしまった．

Ⅸ. 3　鉱　　泉

本図幅地域内には，第16表に示すように5つの鉱泉がある（岐阜県，1981）．泉温は11−18.7℃と低く，自然湧出するのは高畑鉱泉だけである．

第16表　「八幡」図幅地域の鉱泉概況（岐阜県，

鉱泉名	所在地	掘さく深度m	湧出状況	湧出量L/Min	泉温℃(気温)
郡上温泉	八幡町大字初音字西野	3		75	15　(21)
高畑鉱泉	〃　高畑		自然湧出	30	14.4
八幡温泉富貴ノ湯	〃　中坪字中川原	454		35	15.5 (7.9)
郡上八幡温泉	〃　島谷	400		60	18.7 (27.7)
大和温泉	大和村大字城下			6	11　(12)



第51図　「八幡」図幅地域の主要鐘乳洞の位置図及び内部構造　1）梶田(1980)の第11-3図
2）梶田（1980）の第11-5図　3）千地ほか（1965）の第2，3図を一部改変

1970，p. 100 岐阜県内鉱泉概況の一部）

温泉分析指定機関　△未公認資料
岐阜県衛生研究所資料より抜すい　（日）1日24時間として

外観臭味	PH	付随ガス	泉質	分析日時
〃 〃 微硫化水素臭	7.0	CO_2 H_2S	放射能泉	
〃 〃	7.7	CO_2 H_2S		43. 5. 21
微黄褐・微濁・微重曹味	8.2	CO_2 H_2S	含食塩・重曹泉	42. 12. 12
微白濁・無味・無臭	8.9			
無色・澄明・硫化水素臭	6.6	CO_2 H_2S		

IX. 4　鐘乳洞

本図幅地域東端の八幡町安久田から，東隣「下呂」図幅地域西端の美山にかけて，50以上の鐘乳洞が知られている（梶田1970，1980；梶田ほか，1971，1773）．これらは，中部ジュラ系の那比川層中の異地性岩体である安久田岩体の石灰岩の中にできた洞穴で，いずれも長さ2 km以下，深さ200 m以下の比較的小規模なものである．以下，主要な鐘乳洞について述べる（千地ほか，1965；梶田，1980）．

大滝鐘乳洞は，東西に直線的に発達した鐘乳洞で（第51図−1），東西の走向の断層を利用してできたと考えられている．現在の所，入口から0，+55，+76，+88 mの4段の通路が知られている．鐘乳石類は，下段では成長中のものが多く発達がよくないが，+55 m付近の天上界より上位ではよく発達している．断層に沿って水流が集中し大きな滝を作っている．また水量が多いことから，泥が洗い流され，色が白く透明度の高い鐘乳石類が多い．

縄文洞は，大滝鐘乳洞と異なり，非常に複雑な迷路になっている（第51図−2）．この複雑さは，縄文洞一帯に断層や割れ目が多く，水の出口となる谷がないことと関係しており，緩やかな水の流れが断層や割れ目をゆっくりと溶かして広げていったためと解釈される．入口から−40 mの所に通路が発達している．鐘乳石類はたくさんみられるが，特に「絶句の間」にはみごとな石筍群が存在する．

熊石洞は，稚児山の山腹に開口している深い縦穴である．地表下18−20 mに第1ホール（H_1）と呼ばれる広間（65−70 m²）があり，その約10 m下には第2ホール（H_2）がある（第51図−3）．第1ホールの西端にはほぼ南西方向に延びる幅約1.5 mの垂直の裂け目があり，その床は約35°の傾斜で北に上っている．この裂け目の両壁の下底部には厚さ1 mの裂か充填堆積物が露出している．この裂か充填堆積物は人頭大以下の石灰岩角礫を含むやや赤色化した黄褐色の粘土質の砂・礫で，哺乳動物の骨の化石がたくさん産出する（第17表）．これらの化石動物群集は，八幡町美山の他の鐘乳洞から発見された化石とともに，美山動物群と呼ばれている（千地ほか，1965）．

第17表　熊石洞で発見された哺乳動物の化石（梶田，1980　表11−1）

偶蹄類	ヘラシカ(△)，オオツノシカ(×)，ムカシニホンジカ(×)
長鼻類	ナウマンゾウ(×)
食肉類	ヒグマ(○)，ツキノワグマ，タヌキ，アナグマ
齧歯類	ヤマネ，ヤチネズミ(○)，スミスネズミ，ハタネズミ，アカネズミ，ヒメネズミ
兎　類	ノウサギ
翼手類	コキクガシラコウモリ，キクガシラコウモリ，ホオヒゲコウモリ，ユビナガコウモリ，テングコウモリ
食虫類	トガリネズミ，ヒメヒミズ，ヒミズ，ミズラモグラ，モグラ
霊長類	ニホンザル

×：絶滅種　△：日本からの絶滅種　○：本州からの絶滅種

IX. 5 自 然 災 害

本図幅地域内において顕著な自然災害は，大雨の際起きる山崩れ・土砂崩れによるものである．昭和55年5月25−26日八幡町相生鈴原－中山間で起った山崩れは越美南線西側の斜面において，中部ジュラ系那比川層の砂岩・泥岩が崩れ落ち，道路や線路を埋めた．また，昭和56年の7月12日の大雨で板取村三洞周辺の支谷から大量の土砂が流出し，三洞周辺の道路・河川を埋めたてた（第52図）．このほか，より小規模な山崩れ・土砂崩れは，本図幅地域内各地でしばしば起っており，道路や産業に被害を与えている．

第52図　昭和56年7月の土砂流出　板取村三洞（昭和56年8月9日撮影）

文　献

ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. and PASSERINI, P.（1970） Olistostromes and olistoliths. *Sediment. Geol.*, vol. 4, p. 521−557.

ADACHI, M.（1976） Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic−Mesozoic Geosyncline. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 23−24, p. 13−55.

千地万造・亀井節夫・柴田保彦（1965） 飛騨高原にすんでいたナウマンゾウ．*Nature Study*, vol. 11, p. 90−95.

ENDO, R. and KANUMA, M.（1954） Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan, VII−Geology of the Mino mountainland and southern part of Hida plateau, with descriptions of the algal remains found in those districts.—*Sci. Rep., Saitama Univ., ser. B*, vol. 1, p. 177−208.

FLORES, G. (1955) Discussion, in BENEO, E., Les resultates des etudes pourla recheche petrolifere en Sicilie (Italie). *4th World Petrol. Congr. Proc., Rome*, sect. 1, p. 121–122.

岐阜県(1970) 岐阜県地質鉱産図及び概説.

HATTORI, I. (1982) The Mesozoic euolution of the Mino terrane, central Japan: A geologic and paleomagnetic synthesis. *Tectonophysics*. vol. 85, p. 313–340.

平林万衛・宮村 学(1963) 郡上郡八幡町西部地区の石灰岩鉱床調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 11, p. 13–18.

HIROOKA, K., NAKAJIMA, T., SAKAI, H., DATE, T., NITTAMACHI, K. and HATTORI, I. (1983) Accretion tectonics inferred from paleomagnetic measurements of Paleozoic and Mesozoic rocks in central Japan, in HASHIMOTO, M. and UEDA, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p. 179–194.

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. 日本の二畳系ならびに三畳系におけるコノドントとナマコの骨片による生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 103–113.

IGO, H. (1981) Permian conodont biostratigraphy of Japan. *Paleont. Soc. Japan. Spec. Pap.*, no. 24, 50 p.

ISHIGA, H., KITO, T. and IMOTO, N. (1982) Permian radiolarian biostratigraphy. *News of Osaka Micropaleontologists*, Special Volume no. 5, p. 17–26.

梶田澄雄(1970) 岐阜県石灰洞資料(1)—郡上郡八幡町安久田地域—. 岐阜大教育研報, 自然科学, vol. 4, p. 302–308.

———— (1980) 郡上八幡の鐘乳洞 梶田澄雄編著, 日曜の地学, 11, 岐阜の地質をめぐって. 築地書館, 東京, p.77–88.

————・青山昌三・北村哲郎・日比野 実(1971) 岐阜県石灰洞資料(2) —郡上郡八幡町安久田・美山地域—. 岐阜大教育研報, 自然科学, vol. 4, p. 379–386.

————・奥村 潔・土田繁男(1973) 岐阜県石灰洞資料(4) —郡上郡八幡町付近— 岐阜大教育研報, 自然科学, vol. 5, p. 141–150.

KANO, K. (1979) Giant deckenpaket and olistostrome in the eastern Mino district, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 20, p. 31–59.

狩野謙一(1982) 美濃—領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造. 静岡大地球科学研報, no. 7, p. 9–33.

鹿沼茂三郎(1949) 長良川沿岸の秩父系について. 東京学芸大紀要, vol. 1, p. 42–47.

————(1950) 岐阜県郡上郡武儀郡地方の古生層. 地質雑, vol. 56, p. 292.

————(1952) 飛騨高原南部及西南部の地質学的研究(予報). 東京学芸大研報, vol.3, p.23–32.

KANUMA, M. (1958a) Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, Part I, Stratigraphy. *Jubilee Publ. Comm. Prof. H. Fujimoto*, p. 1–48.

KANUMA, M.（1958b） Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the northeastern part of the Mino mountainland, Part II, Paleontology no. 2. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 9, p. 27−57.

————（1959） Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the north−eastern part of the Mino mountainland, central Japan, Part II. Paleontology, no. 3 Pseudoschwagerina, Pseudofusulina and Parafusulina. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 10, p. 59−107.

————（1960） Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida plateau and the north−eastern part of the Mino mountainland, central Japan, Part II, Paleontology, no. 4 Ozawainellinae, Schubertellinae, Verbeekininae and Neoschwagerininae. *Bull. Tokyo Gakugei Univ.*, vol. 11, p. 55−73.

笠原芳雄（1984） 岐阜県郡上郡北部の白亜紀流紋岩類について（概報）. 岐阜県博物館調査研究報告, no. 5, p. 1−10.

河田清雄・山田直利・礒見 博・村山正郎・片田正人（1961） 中央アルプスとその西域の地質—その2，濃飛流紋岩類—. 地球科学，no. 54, p. 20−31.

河合正虎（1956） 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動—第1報（荒島岳南方山地の地質学的研究）—. 地質雑，vol. 62, p. 559−573.

————（1959） 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動－第2報（越前・美濃山地の地質学的研究）—. 地質雑，vol. 65, p. 760−765.

————（1964） 5万分の1地質図幅「根尾」及び同説明書. 地質調査所，66 p.

————・平山 健・山田直利（1957） 5万分の1地質図幅「荒島岳」及び同説明書. 地質調査所, 110p.

————・礒見 博・片田正人・河田清雄・村山正郎・山田直利（1957） 飛騨山地およびその周辺部に見られる後期中生代の地殻変動ならびに酸性岩類の火成活動について. 地質雑，vol. 63, p. 404−405.

木戸 聡・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎（1982） 美濃地域の *Dictyomitrella*（?） *kamoensis*−*Pantanellium foveatum* 群集について. 大阪微化石研究会誌，特別号，no. 5, p. 195−210.

近藤善教・久保 守（1959） 岐阜県郡上郡戒仏・阿多岐地区珪藻土鉱床調査報告. 岐阜県地下資源調報，no. 7, p. 15−22.

前田四郎（1957） 福井・岐阜県境地域の手取層群の層序と構造. 地質雑，vol. 63, p. 225−237.

松尾秀邦（1954） 北陸地方における上部白亜系足羽統（Asuwa Series）の創設について. 地質雑, vol. 60, p. 711.

————(1964） 本邦産後期白亜紀植物群について. *Ann. Sci Kanazawa Univ.*，vol. 1，p. 39−65.

————・喜田惣一郎（1953） 福井県足羽川上流における足羽植物群（上部白亜系）の産出及びAngisperm Seriesについて. 地質雑，vol. 59, p. 694.

MATSUO, H.（1968） A study on the Neogene plants in the Inner side of central Honshu,

Japan. II: On the Minoshirotori Flora (Pliocene) of the Palaeovolcano-lake deposites. *Ann. Sci. Kanazawa Univ.*, vol. 5, p. 29–77.

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.

MIZUTANI, S. and HATTORI, I. (1983) Hida–Mino: Tectonostratigraphic Terranes in central Japan, in HASHIMOTO, M. and UEDA, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum–Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. p. 169–178.

————, ————, ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, Y., KIDO, S., NAWAGUCHI, I. and KOJIMA, S. (1981) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 57, ser. B, p. 194–199.

————, and KIDO, S. (1983) Radiolarians in the Middle Jurassic siliceous shale from Kamiaso, Gifu Prefecture, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 132, p. 253–262.

名古屋通商産業局（1977） 名古屋通商産業局管内鉱区一覧. 昭和52年4月1日現在（改訂版）, 名古屋通商産業局監修.

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）.

SATO, T., KASAHARA, Y. and WAKITA, K. (1985) Discovery of a Middle Jurassic Ammonite *Kepplerites* from the Mino Belt, central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S. (in press)

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.

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.

通商産業省・資源エネルギー庁（1980） 昭和55年度広域調査報告書, 飛騨地域（I）.

牛丸周太郎（1972） 岐阜県の化石. 岐阜県鉱業会, 187p.

脇田浩二（1981） 福井・岐阜県境付近の左門岳累層とそこに産する放散虫化石. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p.149.

————（1982a） 郡上八幡西方の地質と放散虫化石. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 210.

————（1982b） 九頭竜川最上流地域—郡上八幡西方地域に産するジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 153–171.

————（1983） 岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層にみられる異地性岩体と海底地すべり堆積物. 地調月報, vol. 34, p. 329–342.

————・古谷 裕・岡村行信（1981） 岐阜県郡上八幡北方より前期石炭紀異形サンゴ化石の発見. 地質雑, vol. 87, p. 601–604.

————・岡村行信（1979） 岐阜県郡上八幡北方地域における中古生層. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 145.

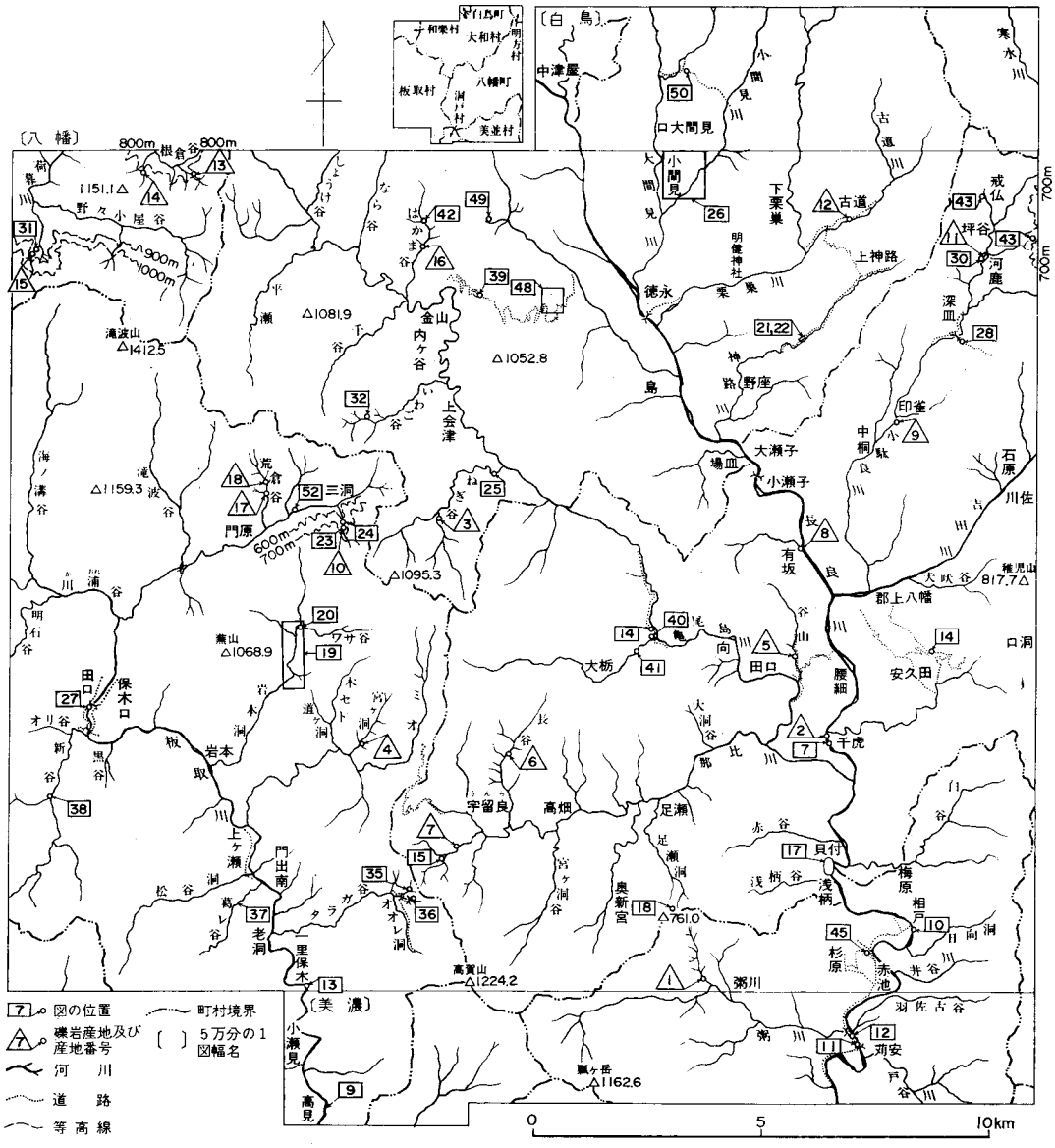
————・———— （1982） 岐阜県郡上八幡北方の異地性岩体を含む中生層. 地調月報, vol. 33, p. 161–185.

山本博文（1984） 岐阜県根尾村南部地域の中・古生層．日本地質学会第91年学術大会講演要旨，p. 195.

YAO, A., MATSUDA, T. and ISOZAKI, Y.（1980） Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, Art. 4, p. 135−154.

八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治（1982） 西南日本のトリアス紀・ジュラ紀放散虫化石群集．大阪微化石研究誌，特別号，no. 5, p. 27−43.

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.



付図 本研究報告中に掲載した写真の撮影及び図のスケッチ地点，並びに礫岩の産出地点

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa (10) No. 70

GEOLOGY

OF THE

HACHIMAN DISTRICT

By

Koji WAKITA

(Written in 1984)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

The Hachiman District is situated in the central Chūbu region, central Japan, geotectonically belonging to the Mino Belt of the Inner Zone of Southwest Japan. The Inner Zone of Southwest Japan is divided from the Sea of Japan to the Pacific side into the Hida Belt, Hida Marginal Belt, Mino (Tamba) Belt and Ryoke Belt (Fig. 1).

The Hida Belt is characterized by metamorphic complex of Precambrian (?) to Paleozoic age. The Hida Marginal Belt is a narrow tectonic zone which consists mainly of schists (299–362 Ma.), non-metamorphosed Ordovician to Permian strata and serpentinites. These older rocks of both belts were intruded by early Mesozoic granites and were then overlain unconformably by coarse clastic sediments of shallow marine to fresh water deposition in early or middle Jurassic to early Cretaceous time.

On the other hand, the Mino Belt is largely floored by early to late Jurassic clastic sedimentary sequences which are composed of turbidites and olistostromes with allochthonous blocks of chert, limestone and greenstone of Carboniferous to earliest Jurassic age. Their metamorphic derivatives are distributed in the Ryoke Belt with late Cretaceous to Paleogene granites.

Several lines of paleomagnetic evidence have indicated that the Jurassic sediments of the Mino–Ryoke Belts were originally deposited and magnetized somewhere near the equator. Thus, some other authors have offered an idea that, after the acquisition of remnant magnetization, the above sediments migrated toward the north until they collided with and

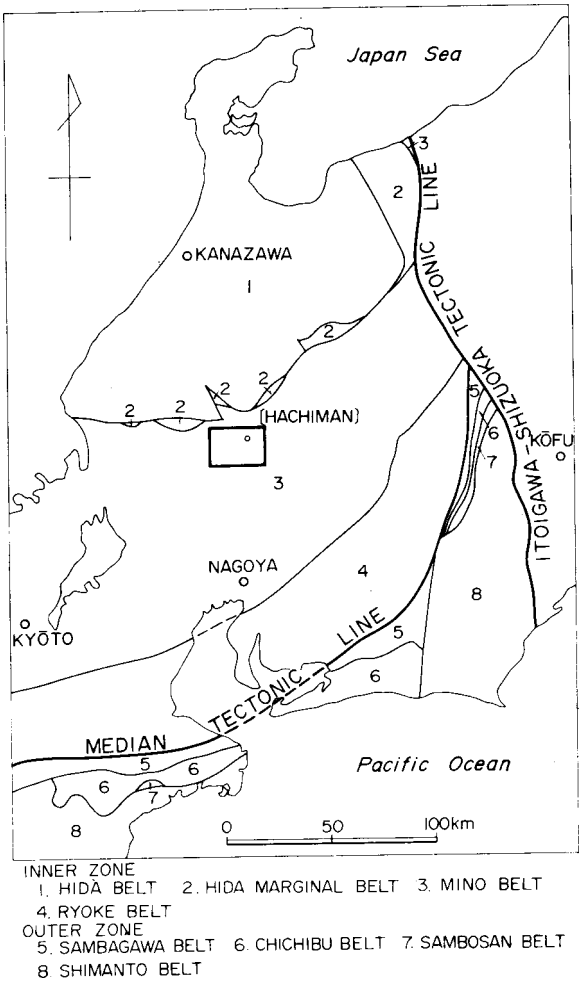


Fig. 1 Pre-Neogen tectonic divisions of central Japan

accreted to the land block of the Hida Belt which has been situated at almost the same latitude as its present position since Jurassic, and were folded, upheaved and denudated in earlier part of the Cretaceous.

In late Cretaceous time, terrestrial felsic volcanism occurred vastly in all of the Hida, Hida Marginal, Mino and Ryoke Belts, resulting in an enormous amount of pyroclastic flow deposits ranging in composition from rhyodacite to rhyolite which cover uncomformably over the denudated pre-late Cretaceous basements. Immediately after the volcanism, granitic magmas invaded the late Cretaceous volcanic rocks and their basements.

The above-mentioned pre-Neogene history of the Inner Zone of Southwest Japan is equally true of the Hachiman District situated at the northern margin of the Mino Belt.

GEOLOGY

Jurassic sedimentary rocks and late Cretaceous felsic volcanic and plutonic rocks are widely distributed in the Hachiman District. Tertiary intermediate dikes intrudes into them. In the northeastern part of the district the late Pliocene lacustrine deposits and the Pliocene-Pleistocene intermediate volcanic rocks crop out. Quaternary sediments are distributed in extremely narrow areas along rivers.

Jurassic

The Jurassic clastic sedimentary rocks including allochthonous blocks of the Mino Belt are widely distributed in the mapped district.

The clastic sedimentary rocks are represented chiefly by sandstone and mudstone, with minor amounts of conglomerate and siliceous shale. The shale yields middle Jurassic radiolarians (such as *Unuma echinatus*, *Tricolocapsa plicarum*, and *Tetraditryma* sp. cf. *T. corralitosensis*). A middle Jurassic ammonite, *Kepplerites* (*Seymourites*) sp. occurs in the fine-grained sandstone.

Table 1 Summary of the geology of the Hachiman District

Geologic Age		Geologic System	Remarks
Quaternary	Holocene	Present riverbed deposits, and talus and fan deposits	
	Pleiocene	Terrace deposits	
		Eboshidake Volcanic Rocks	Intermediate Volcanism
Neogene	Pliocene	Atagi Formation	
	miocene		Andesite and porphyrite dikes
	Paleogene		Quartz porphyry, felsite and granite porphyry dikes
Late Cretaceous		Nohi Rhyolites Okumino Acid Igneous Complex Kaoredani Granite Oridani Granodiorite Porphyry Uchigatani Formation Kibishimagawa Formation Akeshidani Volcanic Rocks Omodani Formation Kuzuredani Formation Matsunedani Formation Kokasan Formation Taragadani Formation Kamifurumichi Formation	Felsic Volcanism
Middle Jurassic		Samondake Formation (Upper member / Middle member / Lower member) Furumichi Formation Kajika Formation Kodaragawa Formation Fukazara Sandstone and Mudstone Member Komami Siliceous Shale Member Tokunaga Sandstone Member Nabigawa Formation (Upper member / Lower member)	Folding and Upheaval
Late Triassic I late Early Carboniferous		Allochthonous blocks	

The allochthonous blocks are lenticular bodies of chert, limestone and greenstone of pre-Jurassic age, and are in sedimentary contact with the surrounding Jurassic clastic rocks. The chert contains conodonts and radiolarians, while the limestone yields fusulinids, calcareous algaes, conodonts and heterocorals, respectively. These microfossils indicate various ages from early Carboniferous to late Triassic.

The Jurassic in the mapped district comprises five formations: the Nabigawa, Kodaragawa, Kajika, Furumichi and Samondake Formations. The Nabigawa Formation is distributed in the southern half of the mapped district and is dominated by mudstone facies. The rest dominated by sandstone facies are distributed in the northern half of the district. The Jurassic are inclined steeply northward or southward.

The Nabigawa Formation with a thickness up to several thousand meters is composed mainly of olistostromes and allochthonous blocks, accompanied by autochthonous strata such as massive and thick bedded sandstone, alternation of sandstone and mudstone and dark gray laminated mudstone.

The olistostromes are classified into the following three types: (1) endolistostrome I in which the original sedimentary structures are preserved to varying degrees, (2) endolistostrome II in which the original sedimentary structures are lost, (these two types of

endolistostromes are composed of olistoliths and matrix derived from sediments of the same basin), and (3) allolistostrome which is characterized by olistoliths of the older rocks.

Endolistostrome II and allolistostrome are common in the lower part of the Nabigawa Formation, while endolistostrome I, together with dark gray laminated mudstone of normal deposition, is dominant in the upper part of the formation. On the other hand, allochthonous blocks of the lower part are smaller than those of the upper part.

Allochthonous blocks are made of chert, limestone and greenstone. They contain fusulinids, conodonts and radiolarians indicating various ages from early to middle Permian, from early Permian to late Triassic and from middle Permian to late Triassic, respectively. The greenstones are of two types: one is clinopyroxene-bearing basalt of Permian age, and the other is kaersutite-biotite-bearing alkali basalt of the Triassic.

The Kodaragawa Formation, 5,500-7,500 m thick, is conformably underlain by the Nabigawa Formation, and differs from that formation in having a higher proportion of coarse-grained rocks. The Kodaragawa Formation is divided into the Tokunaga Sandstone Member, Komami Siliceous Shale Member and Fukazara Sandstone and Mudstone Member in ascending order.

The Tokunaga Sandstone Member, 5,000-6,000 m thick, consists largely of massive medium- to coarse-grained sandstone and alternation of sandstone and thinner mudstone which are often deformed by submarine sliding. It includes siliceous shale, conglomerate and allochthonous blocks composed mainly of chert.

The Komami Siliceous Shale Member consists of 100 m to 800 m of siliceous shale and mudstone accompanied by massive sandstone and allochthonous chert blocks.

The Fukazara Sandstone and Mudstone Member is represented by 500 - 1,000 m thick sequence of alternation of sandstone and mudstone (sandstone being predominant). Paleocurrents inferred from sole marks on the sandstones are from the northwest to the southeast.

The Kajika Formation is in contact with the Kodaragawa Formation along a fault of NW direction, and is conformably overlain by the Furumichi Formation. The Kajika Formation is composed of massive sandstone and conglomerate, and measures over 800 m thick. Sandstones of the formation are characterized by less matrix and less biotite in average composition than those of the other formations in the mapped district. Conglomerate is composed largely of pebbles, cobbles and boulders of granite and sandstone, with pebbles and cobbles of rhyolite welded tuff, biotite granite porphyry, limestone, marl and chert.

The Furumichi Formation, over 150 m thick, consists of massive sandstone, alternation of sandstone and mudstone, olistostromes, mudstone, siliceous shale and allochthonous blocks of chert. Floats of limestone in the area where the Furumichi Formation is exposed includes early Carboniferous heterocorals. It may be derived from an allochthonous block of the formation.

The Samondake Formation, 7,000-8,000 m thick, is faulted against the Kodaragawa Formation. It is composed of a thick pile of massive and thick-bedded sandstone accompanied by alternation of sandstone and mudstone, conglomerate, slump deposits and siliceous shale. The massive and thick-bedded sandstones are medium- to very coarse-grained. The conglomerate is composed largely of angular pebbles of mudstone with minor amounts of granules and pebbles of sandstone, chert, and felsic volcanic and plutonic rocks.

Late Cretaceous

Late Cretaceous felsic volcanic rocks, that is, the Furumichi Formation, the Okumino Acid Igneous Complex and the Nōhi Rhyolites, cover the Jurassic unconformably in the mapped district. The Kamifurumichi Formation composed of lacustrine sediments and felsic tuff, and the Nohi Rhyolites which mainly consist of rhyolite and rhyodacite welded tuff are distributed in the northeastern corner of the mapped district. The Kamifurumichi Formation signified the following intense felsic volcanic activity. The Okumino Acid Igneous Complex is mainly composed of rhyolite and rhyodacite pyroclastic flow deposits, and is distributed in the central and western parts of the mapped district.

The Okumino Acid Igneous Complex is exposed in five separated masses: Horado Mass, Itadori Mass, Omodani Mass, Akeshidani Mass and Hachiman Mass. The volcanism took place in four stages. The products of Stage I are mainly dacite to rhyolite pyroclastic flow deposits with subordinate basalt lavas and lacustrine sediments being represented by the Taragadani Formation in the Horado Mass and the Matsunedani Formation in the Itadori Mass. In Stage II were erupted a large amount of rhyolite pyroclastic flow to accumulate the thick welded tuff sheets of the Kōkasan Formation（in the Horado Mass）, Kuzuredani Formation（in the Itadori Mass）and Omodani Formation（in the Omodani Mass）. The volcanic rocks of Stage III are the Akeshidani Volcanic Rocks of the Akeshidani Mass and are composed of rhyolite pyroclastic rocks and lavas, dacite and lacustrine sediments. The products of the Stage IV volcanism are the Kibishima Formation and the Uchigatani Formation which are distributed narrowly in the Hachiman Mass. They consist of an enormous amount of pyroclastic flow deposits ranging in composition from rhyodacite to rhyolite.

Following the extrusion of these volcanic rocks, the Oridani Granodiorite Porphyry and many dikes of quartz porphyry, felsite and rhyolite tuff were intruded chiefly along the margin of each mass. Finally, granite（Kaoredani Granite）was intruded into the Akeshidani Volcanic Rocks and their basements.

The Nohi Rhyolites are widely distributed in central Japan and extend in a NW−SE trend. The present outcrop area is about 130 km long with maximum width of 50 km. The Nohi Rhyolites exposed in the mapped district is in the western margin of the whole mass. The Nohi Rhyolites consist mainly of rhyolite or rhyodacite welded tuff and contain small amounts of non−welded tuff and clastic sediments, and are divided into two units. The lower unit consists mainly of rhyolite welded tuff accompanied by black tuffaceous mudstone（or sandstone）which occasionally contains angular chert clasts. It lies on the folded Jurassic unconformably. The upper unit is composed of rhyodacite welded tuff.

Tertiary

Andesite and hornblende porphyrite dikes of the Tertiary intrude the Jurassic and the late Cretaceous. The late Pliocene Atagi Formation, and the Pliocene−Pleistocene Eboshidake Volcanic Rocks are distributed in the northeastern part of the mapped district.

Dikes of andesite or hornblende porphyrite are several tens centimeters to several meters in width. In many cases the trend of intrusion is nearly NE−SW or NW−SE. Age of the intrusion has not yet been determined, but it is supposed that the dikes intruded in the

Tertiary Period.

The Atagi Formation, the late Pliocene lacustrine deposits, is distributed north of the mapped district, and is exposed also at Kaibutsu in the northeastern corner of the mapped district. It covers the Jurassic and the upper Cretaceous unconformably, and is unconformably overlain by the Eboshi Volcanic Rocks（Pliocene−Pleistocene）. The Atagi Formation consists of tuff, tuffaceous sandstone and tuffaceous mudstone intercalated with diatomaceous mud layers and lignite seams. The formation yields the Mino−Shirotori Flora which affords the late Pliocene age.

The Eboshidake Volcanic Rocks are distributed in the northeastern part of the mapped district, and unconformably cover the Jurassic sedimentary rocks, the Nohi Rhyolites and the Atagi Formation. It is composed largely of andesite tuff breccias with andesite lava. The tuff breccia consists of gray or reddish brown tuff matrix and angular pebbles, cobbles and boulders of hornblende−hypersthene−augite andesite of the same color. The lava is composed of hypersthene−augite andesite without hornblende.

Quaternary

Quaternary sediments is distributed in extremely narrow areas in the mapped district. They comprise terrace deposits, talus deposits, small fan deposits and present riverbed deposits.

The terrace deposits are distributed along the Nagara Gawa（river）. They are composed of gravel, sand, silt and mud of fluvial origin.

Talus and small fan deposits are mostly distributed along the rivers. But some of the talus deposits are on the mountainous area of the Okumino Acid Igneous Complex and consist of angular boulders of rhyolite.

Present riverbed deposits occur only along the rivers, and are made up of gravel and sand which are of fluvial deposition.

Fault

In the mapped district, a large number of faults occur. Most of them have a trend of NE−SW, parallel to the Atera Fault and the Neodani Fault which are regarded as first−class active faults in central Japan. The Hachiman Fault, one of the NE−SE trending faults, is an active fault which cuts Quaternary gravel beds. Besides the NE−SW trending faults, some faults which have trends of ENE−WSW and NNE−SSW are seen in the mapped district.

Economic Geology

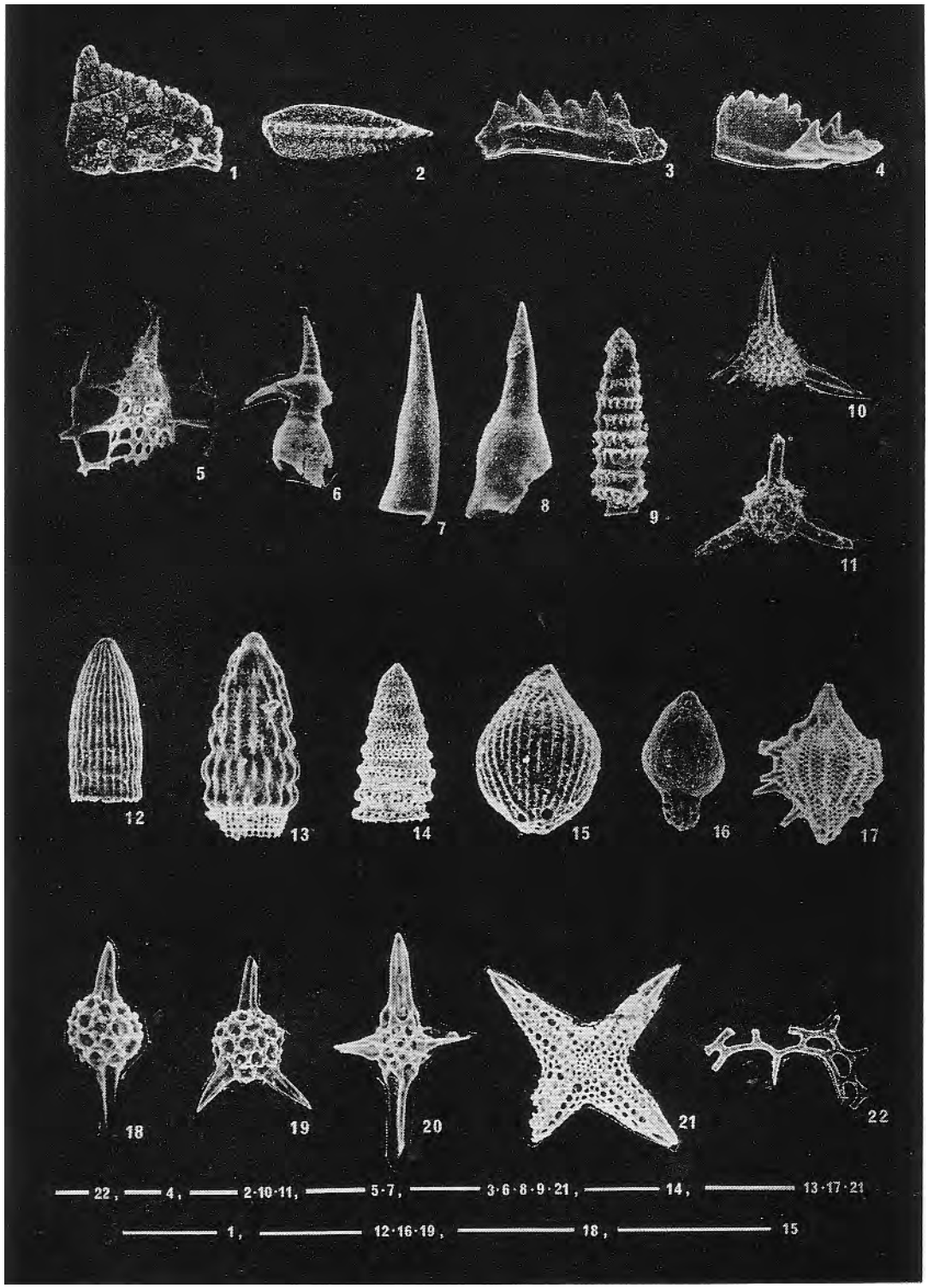
Copper ore deposits intercalated within the Jurassic Samondake Formation, a certain limestone mass of allochthonous origin in the Jurassic Nabigawa Formation, and diatomaceous mudstone of the late Pliocene Atagi Formation had been mined from early times for domestic use. But no workable mine exists in the mapped district at present.

There are some warm springs in the district, but they are of low temperature （11°C−18.7°C）in nature.

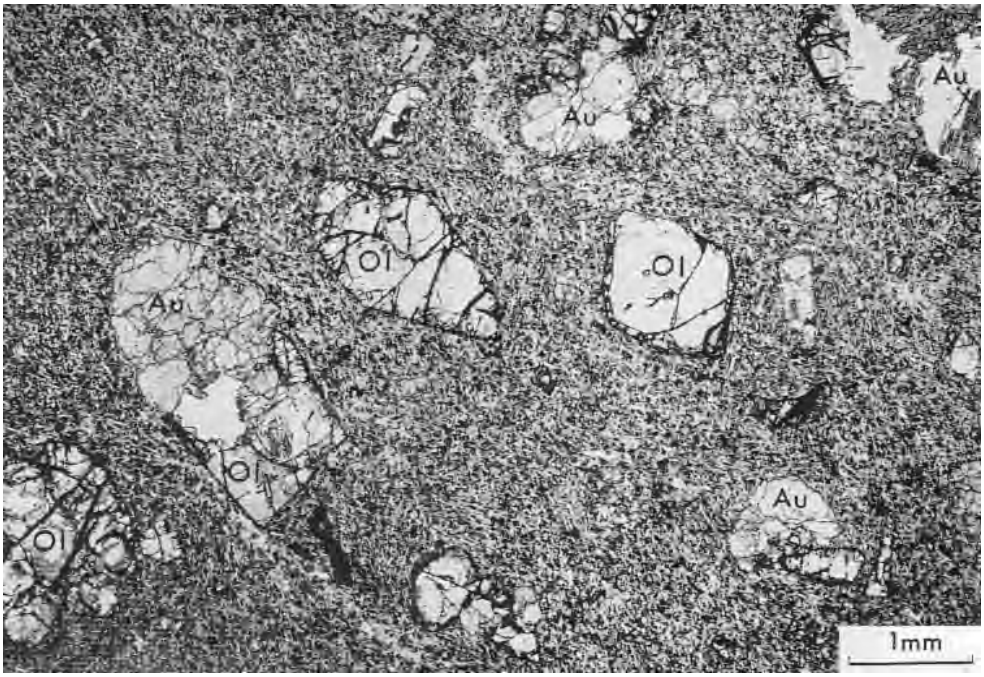
Many caves are found in limestones which are allochthonous blocks of the Jurassic Nabigawa Formation in the mapped district. Some of them are opened to the public for sightseeing.

第Ⅰ図版　本図幅地域に産する二畳紀中期-ジュラ紀中期の微化石の走査型電子顕微鏡写真(バーは0.1 mm)

	(Microfossils occurring in the mapped district photo by SEM a bar=0.1mm)	化石の番号 KWAT (個人管理番号)	化石の番号 GSJ (地質調査所標本登録番号)	試料の番号	地質図上の産出地点番号
1	*Anchignathodus minutus permicus* IGO	7-7(3.6)	F-7981-36	G1671A	68
2	*Neogondolella babcocki* CLARK and BEHNKEN	7-7(3.2)	F-7981-32	G 946 A	63
3	*Neospathodus* sp.	7-7(1.6)	F-7981-16	G1900A	69
4	*Epigondolella postera* (KOZUR and MOSTLER)	7-7(1.3)	F-7981-13	G1900A	69
5	*Neoalbaillella optima* ISHIGA, KITO and IMOTO	6-9(8.3)	F-7973-83	G1709	62
6	*Parafollicucullus fusiformis* HOLDSWORTH and JONES	6-8(3.3)	F-7972-33	G1709	62
7	*Follicucullus scholasticus* ORMISTON and BABCOCK	6-8(7.4)	F-7972-74	G1709	62
8	*Follicucullus ventricosus* ORMISTON and BABCOCK	6-8(8.1)	F-7972-81	G1709	62
9	*Triassocampe* sp. cf. *T. deweveri* NAKASEKO and NISHIMURA	7-3(2.6)	F-7977-26	G1916	56
10	*Tripocyclia* (?) sp.	6-6(5.3)	F-7970-53	G1264	5
11	*Capnodoce* sp.	6-5(1.1)	F-7969-11	G1687	66
12	*Archaeodictyomitra* sp.	3-14(2.2)	F-7944-22	G1274	4
13	*Hsuum maxwelli* PESSAGNO	5-2(6.4)	F-7956-64	G1464A	34
14	*Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI and KIDO	3-12(6.3a)	F-7942-63a	G905	59
15	*Tricolocapsa plicarum* YAO	2-28(6.3)	F-7938-63	G1230C	2
16	*Cyrtocapsa mastoidea* YAO	2-28(6.6)	F-7938-66	G1230C	2
17	*Unuma echinatus* ICHIKAWA and YAO	5-4(6.2)	F-7958-62	G1464A	34
18	*Pantanellium foveatum* MIZUTANI and KIDO	5-7(7.2)	F-7961-72	G1486B	54
19	*Gorgansium* sp. A	3-14(5.2)	F-7944-52	G1274	4
20	*Zartus* sp. A	5-4(3.3)	F-7958-33	G1464A	34
21	*Higmastra* sp.	5-2(6.1)	F-7956-61	G1464A	34
22	*Parasaturnalis* sp.	3-13(7.3)	F-7943-73	G905	59

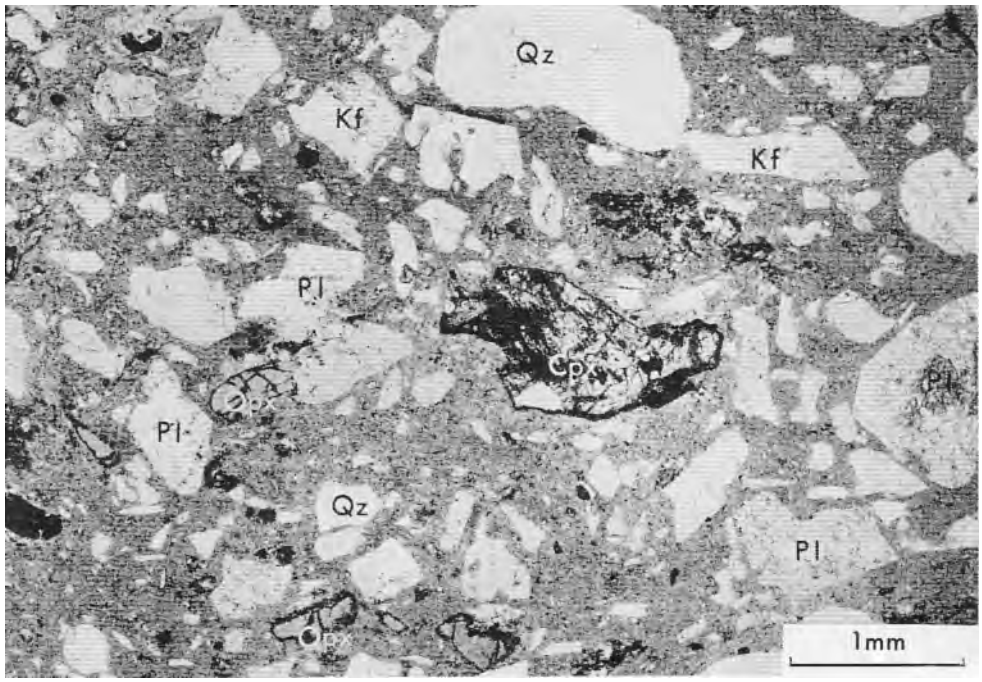

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
— 22 , — 4 , — 2·10·11 , — 5·7 , — 3·6·8·9·21 , — 14 , — 13·17·21
— 1 , — 12·16·19 , — 18 , — 15

第Ⅱ図版



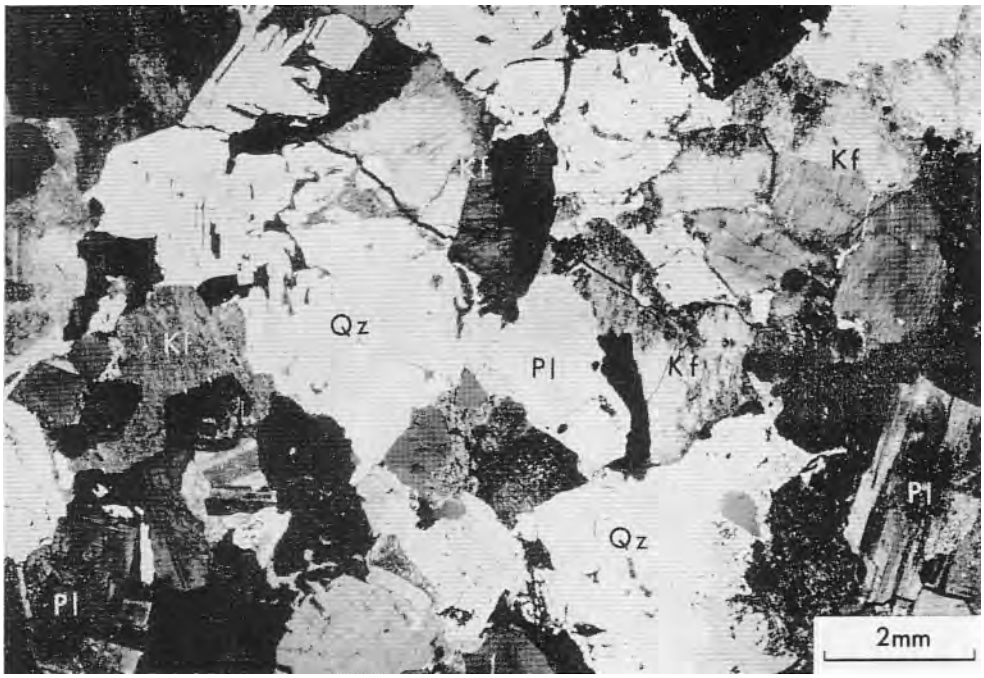
1　洞戸岩体タラガ谷層の玄武岩溶岩

斑晶はかんらん石（O1）と普通輝石（Au）とからなるが，かんらん石は外形を残したまま石英・炭酸塩鉱物・粘土鉱物などに置き換えられている．板取村タラガ谷オオレ洞（GSJ-R26461）下方ニコルのみ



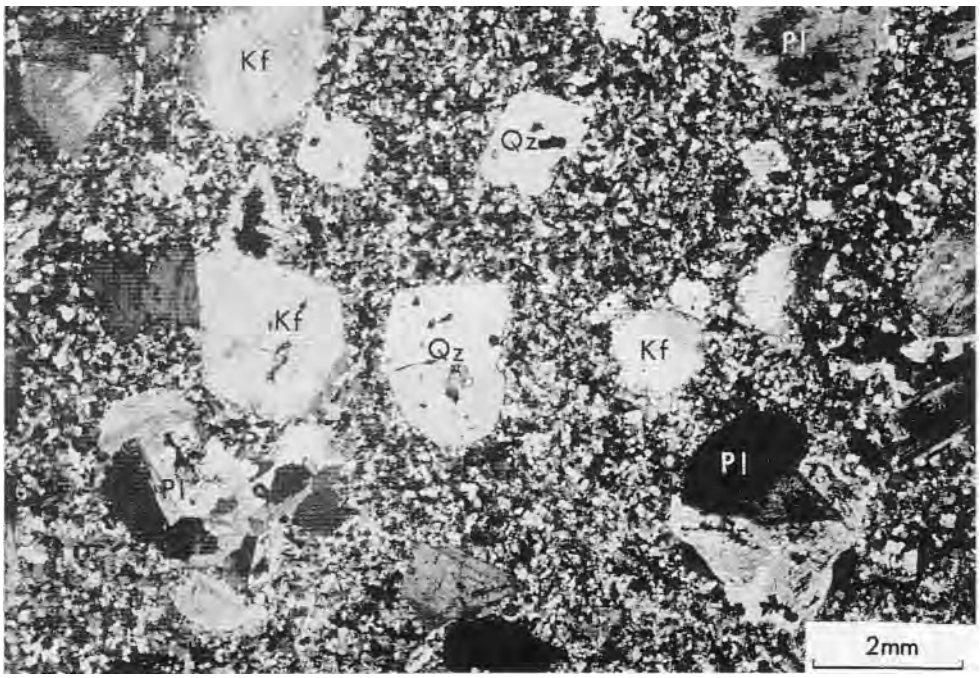
2　八幡岩体亀尾島川層の流紋デイサイト溶結凝灰岩

斜長石（Pl），石英（Qz），カリ長石（Kf），単斜輝石（Cpx），斜方輝石（Opx，仮像のみ）などの結晶片に富む．左上から右下の方向にガラス片の溶結した構造が見られる．八幡町亀尾島川林道（GSJ-R26452）下方ニコルのみ



1　川浦谷花崗岩の主岩相

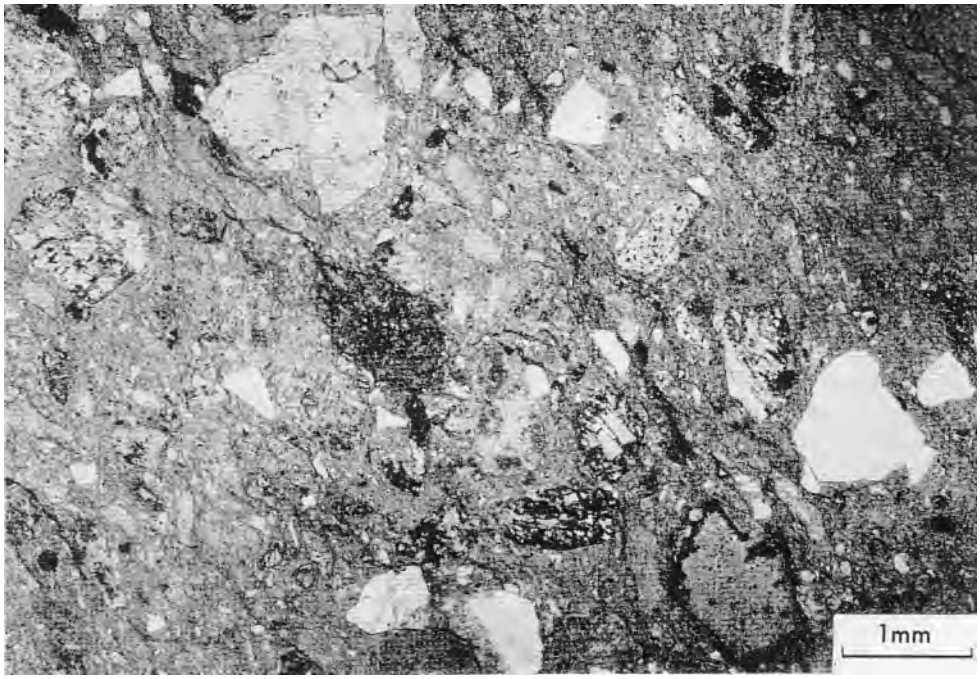
石英（Qz），カリ長石（Kf），斜長石（P1）及び少量の黒雲母，微量の蛍石からなる．左上の石英とカリ長石は微文象状共生を示している．板取村海溝谷林道（GSJ-R26438）直交ニコル



2　川浦谷花崗岩の周縁相(黒雲母花崗斑岩)

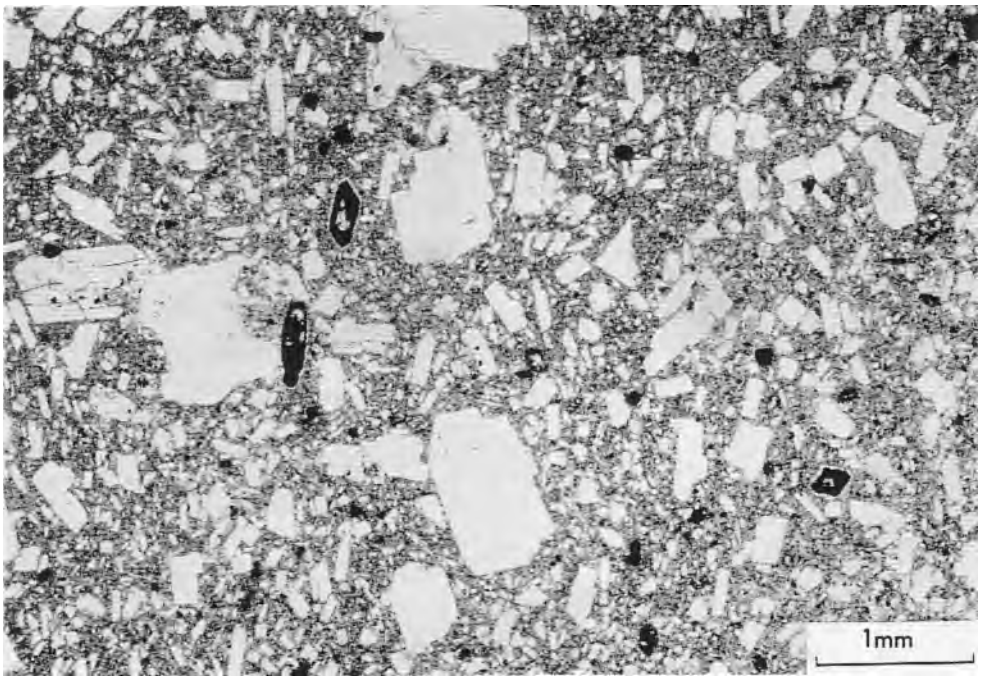
斑晶鉱物は石英（Qz），カリ長石（Kf）及び斜長石（P1）などで，石基は粒状ないし微文象構造を示す．板取村明石谷林道（GSJ-R26467）直交ニコル

第Ⅳ図版



1　中部ジュラ系を貫く流紋岩火砕岩岩脈

石英・斜長石・カリ長石などの結晶片や火山岩・堆積岩などの岩片を多量に含む．マトリックスは変質したガラス片及びちり状物質からなり，全体として流動した構造（左上－右下）を示す．板取村岩本洞（GSJ-R26437），下方ニコルのみ



2　烏帽子岳火山岩類の普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩

黒く見えるのは，オパサイト化した褐色普通角閃石．八幡町戒仏（GSJ-R26740），下方ニコルのみ

※ 文献引用例

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図幅），地質調査所，89p.

WAKITA, K., Geology of the Hachiman district. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 89p. （in Japanese with English abstract, 6p.）.

昭和59年11月14日　印刷
昭和59年11月19日　発行
通商産業省工業技術院　地質調査所
〒305　茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1−3

印刷者　泰成印刷株式会社
〒130　東京都墨田区両国3−1−12

© 1984　Geological Survey of Japan