

550. 85(084. 32) (521.44/.53) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

根 尾

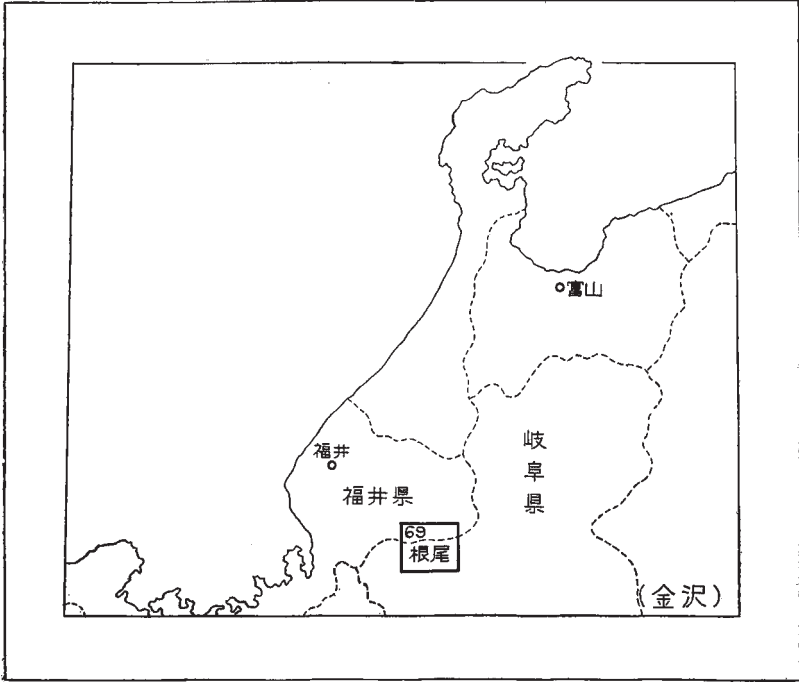
(金沢一第 69 号)

通商産業技官 河 合 正 虎

地質調査所

昭和 39 年

位 置 図



()は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	5
II. 1 概 説	5
II. 2 シルリア系—上穴馬層群	7
II. 3 石炭系—芦谷累層	7
II. 4 二疊系—越前層群	7
II. 4. 1 徳山層	8
II. 4. 2 野尻累層	13
II. 4. 3 マガトジ層	15
II. 5 美濃層群（時代未詳の古生界）	16
II. 5. 1 根尾層	16
II. 5. 2 左門岳累層	19
II. 5. 3 美濃層群の地質構造	23
II. 6 手取累層群	26
II. 6. 1 石徹白層群	26
II. 7 足羽層群	27
II. 7. 1 平家岳累層	27
II. 7. 2 姥ヶ岳層	31
II. 7. 3 足羽層群の地質構造ならびに対比と地質時代	32
II. 8 面谷流紋岩類	33
II. 9 中生界および古生界の地質構造の総括	37
II. 9. 1 徳山衝上	37
II. 9. 2 伊勢衝上	41
II. 9. 3 衝上断層の生成された時期	42
II. 10 明神山—明石谷花崗岩	42
II. 11 石英斑岩岩脈	43

II. 12	花崗閃緑岩	45
II. 12. 1	能郷白山花崗閃緑岩	45
II. 12. 2	花崗閃緑岩岩脈	46
II. 13	第三系	46
II. 13. 1	西谷流紋岩	46
II. 13. 2	安山岩類	46
II. 13. 3	玢岩—安山岩岩脈	47
II. 14	第四系	48
II. 14. 1	段丘堆積物	48
II. 14. 2	沖積層	48
II. 14. 3	新期の断層	48
III.	応用地質	51
III. 1	銅・鉛および亜鉛	52
III. 2	マンガン	53
III. 3	螢石	54
III. 4	ドロマイト	55
III. 5	石灰石	55
III. 6	石炭	56
III. 6. 1	北陸炭鉱	56
III. 6. 2	徳山層中の炭層	58
III. 7	石材その他	60
文 献		62
Abstract		1

根 尾

(金沢一第 69 号)

本地質図幅の調査研究は昭和30・31年および32年度の継続事業として行なわれた。野外研究の日数は145日であった。

古生界のサンゴの化石は東京大学大久保雅弘助手を、紡錘虫化石の同定には礒見博・黒田和男両技官を、岩石の鑑定には広川治技官を煩らわした。

I. 地 形

本地域は飛騨高原西部山岳地帯の一部に当たる。西域の能郷白山の 越 こ はく さん (1617.3m) を除くと山嶺は一般に1,000～1,500mで高原性山地を構成する。図幅地域の北部をほぼ東西に走る一連の山系一平家岳・左門岳・屏風山びょうぶやま・越山おやまおよび能郷白山一は越前と美濃との国境を画して中部地方の脊梁山脈の一員となっている。

この山系の南北両側では地形はやゝ異なる。

北側では山系の支脈はほぼ南北に走り、その間を久沢川・笹生川はいはうし・蠅帽子川および小沢川などが北流し、それらのうち西部の諸川は伊勢衝上に出合って一部は西流し、地域内の北西端で相接近し、地域外に出て間もなく合流する。比高は一般に700～800mで、北側の斜面の傾斜は比較的に緩く、さらに北西方地域外の大野盆地に向かって次第に緩くなる。

国境の南側の山系支脈もほぼ南北に走り、おもなる支脈は3脈を数える。東部のものは板取川と根尾東谷川との分水嶺で、武儀および本巢の郡境をなす。中部のものは根尾東谷川と根尾西谷川との分水嶺となり、西部の支脈は根尾西谷川と揖斐川いびとの分



図版1 川浦の溪谷

A 明石谷入口から板取川上流を望む(小屋はバンガロー)



G : 明神山—明神谷花崗岩 P : 灰色の部分は玢岩—安山岩岩脈

B 板取川(西ヶ洞入口から約1km下流, 東南東に向かって写す)



図版2 板取川上流の銚子滝
岩石は角礫状の花崗岩（北に向かって写す）

水嶺で、本巣と揖斐との郡境を画する。これらの支脈のほか、^{ぬくみ}温見峠一下大須を結ぶ WNW - ESE 方向の構造線に沿った断層谷と比較的に顕著な山嶺がある。南側の比高は 1,000 ~ 1,300m である。したがって国境の南側の斜面は北側に比較して急傾斜をなして一気に南方の美濃平野に至る。

地形は一般に急峻であるが、とくに東部および西部に分布する火成岩の地域では急峻である。東都の明神山—^{あけしだに}明石谷花崗岩とその周辺部の地域では多くの断崖や懸谷があつて川浦^{かおれ}の溪谷とよばれている。図版1は川浦の溪谷の一部で、図版2はその上流の銚子滝である。なおここでは、本流である板取川は左門岳累層の背斜部と花崗岩の北縁部とを刻んで東南東に向かって流れる。

次いで著しい特徴は、山嶺部は比較的に平坦であるが、山腹は斜面が急で断崖に富み、河川は一般に溪谷をなすことである。これはとくに根尾層の分布地域によく見られる。その原因は、根尾層は亀裂に富み、比較的、軟らかい粘板岩が優勢であつて、急流によって容易に侵蝕されるためである。

第1表 地質総括表

地質時代		順序	地殻変動・火成活動	
新生代	第四紀	沖積層	地塊運動	
	洪積世	段丘堆積物		
	第三紀	新第三紀	安山岩類 西谷流紋岩	(地塊運動) 火山活動 火山活動
		古第三紀		
中生代	新白堊紀	ヘトナイ世	足羽層群 (平家岳岩層・鏡ヶ岳層) 足羽層群 (平家岳岩層・鏡ヶ岳層)	蝕化作用 地塊運動 深成活動 (石英斑岩および花崗閃緑岩) 玢岩岩脈 (?) 徳山および伊勢岡衝上の完成 火山活動 (火山活動) [流紋岩および石英安山岩?]
		浦河世		
		ギリヤーク世		
	古白堊紀	宮古世	手取系層群 石鏡白層群	(おもな擾乱)
		有田世		
		高知世		
	ジュラ紀	新期	遺済 山礫岩層	(酸性凝灰岩)
		中期		
		古期		
	三疊紀		F	(輝綠凝灰岩)
古生代	二疊紀	新期	左門岳系層 根尾層 (不明)	輝綠凝灰岩 輝綠凝灰岩
		中期		
		古期		
	石炭紀	新期	戸谷系層	(輝綠凝灰岩)
		中期		
		古期		
	デボン紀		F	
シルル紀	上穴馬層群	F		

—(F)— : 断層 ~~~~~ : 不整合 ——— : 整合 - - - - - : 漸移

II. 地 質

II. 1 概 説

本地域を構成する地質系統は第1表に示す通りである。

このうち、シルリア系の上穴馬層群、石炭系の芦谷累層および二疊系の野尻累層はその主要部が北に隣接する荒島岳図幅地内に分布し、本地域ではわずかに伊勢衝上の北側に露出するに過ぎない。二疊系のマガトジ層は伊勢衝上に伴った低角度の断層でかこまれて、地域北縁中央に狭く分布している。また徳山層は徳山衝上によって境されて南部地域に広く現われる。

美濃層群は化石の産出がなく、地質特代は詳らかでないが、おそらく二疊系であろう。本層群の上半は粗粒な岩石が多く、かつては手取累層群^{註1)}の一部と考えられていたが、本調査の結果では古生界に属し、多分二疊系の中中部—上部に属するものと推定される。

中生界の手取累層群についてみると、北方の荒島岳図幅地域には下半部に当たる九頭竜層群の発達が著しく、その一標式地であるが、九頭竜層群は本地域には現われず、その上位の石徹白^{いとしろ}層群の最下部が美濃層群を不整合に覆って北部地域に小規模に露出するに過ぎない。美濃層群および手取累層群の地質構造はいずれも複雑である。しかし、美濃層群の地質構造は手取累層群よりもなお一層複雑であることからみて、手取累層群の堆積前において、すでに古い擾乱を受けたに相違ない。その後九頭竜層群が堆積し、削剝が行なわれたが地域外北方では九頭竜層群が残った。つづいて石徹白層群から始まる手取累層群の上半部が堆積した。そしてふたたび削剝が行なわれた。本地域の北部にはこの石徹白層群の一部が残存している。北方の荒島岳図幅地域では九頭竜および石徹白両層群の地質構造から擾乱の度合いを比較すると、古いものほどはげしく擾乱されている。このように古期の地層ほど褶曲による擾乱が大きいことは、地殻変動が逐次に進行したことを物語っている。(荒島岳地質図幅参照)

手取累層群が擾乱を受けた後に、本地域は陸化し、その窪地(湖か沼のような場所、

註1) 筆者(1961)は従来の手取層群を手取累層群(九頭竜・石徹白両層群)として扱った⁵⁸⁾⁵⁹⁾⁶⁰⁾。

一部に羊臙羊淡性^{註2)}のところがあつたかも知れない)に足羽層群が堆積した。

足羽層群はその標式地が地域外北西方の足羽川上流にあり、北西方から国境をなす山嶺の諸所に点在して本地域の北西部の姥ヶ岳に達し、本地域の北部では一度欠失しているが北東部の平家岳の山腹にふたたび現われる。なお、地域外北西方の巢原付近および西方の磯谷には足羽相当層^{註3)}が認められる。足羽層群は多くの凝灰岩を含み、その堆積時に火山活動が盛んであつたが、さらに活動が旺盛となり終に面谷流紋岩類の大噴出によってかえられる。面谷流紋岩類は従来石英斑岩ないし石英粗面岩といわれたものであるが、大部分は地表に噴出したものであり、荒島岳図幅地域の地質研究ならびに本研究の結果では新白堊紀の後半のものである。

面谷流紋岩類の噴出後に徳山および伊勢両衝上が完成された。

徳山衝上運動は美濃層群・足羽層群および面谷流紋岩類の上に徳山層を衝上した。南東方の地域外で舟伏山ふなふせやまを占める石灰岩は、かつて飯坂五郎^{註4)}によってクリッペ²⁹⁾と考えられたが、その後この考えは否定³²⁾された。舟伏山近傍の衝上線は従来考えられたものよりも南方に存在している。また南西方地域外の伊吹山近傍には古くから衝上断層⁸⁾¹⁸⁾²⁶⁾²⁹⁾⁵¹⁾が知られている。赤坂の石灰岩の周囲も衝上断層¹⁵⁾と考えられていた。伊吹山および赤坂の石灰岩中¹⁵⁾⁵¹⁾のFusulinidsは徳山層のものとよく似ているし、岩質にも類似性がある。これらの点から、伊吹山の衝上は徳山衝上と一連のものと予測される。伊勢衝上運動は北方地域で大納衝上とともに手取累層群の上に古生界および伊勢変成岩類を衝上^{註5)}させた。(荒島岳地質図幅参照)。

両衝上断層の生成後に、明神山一明石谷花崗岩と石英斑岩の岩脈が東部地域に貫入し、西部地域では能郷白山花崗閃緑岩とその岩脈の貫入があつた。前者は接触変質を与え、螢石鉱床を胚胎させ、また諸所に鉛および亜鉛を主とする鉱床を生ずる鉱化作用を及ぼした。しかし後者の接触変質は比較的、軽微である。これらの岩石はおそらく新白堊紀末ないし古第三紀初期に貫入したものであろう。

第三紀噴出岩のうち、西谷流紋岩は岩質から面谷流紋岩類と明瞭に区別される。上位の安山岩類とともに伊勢衝上断層および能郷白山花崗閃緑岩を被覆している。

註2) 平家岳累層は夾炭層で化石を産しない。しかし荒島岳図幅地内の面谷流紋岩類中の砂岩には放散虫でないかと思われる化石を含むことがある⁵²⁾。

註3) 前者は巢原層とよばれ⁴⁴⁾、後者は徳山村磯谷に分布する夾炭層で磯谷層とよぶ。

註4) 飯坂五郎(1928):東大卒論

註5) 徳山・伊勢両衝上は小沢儀明の中生代末の地殻運動¹⁰⁾¹¹⁾¹⁸⁾および小林貞一の大賀造山運動²⁹⁾(ともにジュラ紀末)とされたものに当たり、地質時代は白堊紀後期である。

II. 2 シルリア系^{註6)}—上穴馬層群³²⁾³⁸⁾⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

本地域の上穴馬層群は北隣の荒島岳図幅地内の上伊勢北部山地に露出するものの一員で、地域北縁中央付近にわずかに認められる。

本層群は荒島岳図幅地内では断層によって伊勢変成岩類（緑色片岩・黒色片岩および石灰岩などからなる）と接することもあるが、本地域では野尻累層・マガトジ層および美濃層群と断層によって接する。下部は石灰岩、上部は砂岩と粘板岩とからなる。

石灰岩は連続性に富み、その走向はほぼ東西で、ゆるく北に傾く、灰色～黒色の部分には多量に化石が埋蔵される。上伊勢北方の谷から石岡孝吉・亀井節夫³²⁾によって *Favosites* spp. (*aspera* type and *forbesi* type), *Clathrodictyon* sp., *Heliolites bohemicus*, *Cyathophyllum* sp., 腕足貝などが報告され、岐阜県吉城郡上宝村の福地層群に対比された。筆者⁵³⁾は同所から *Favosites* cf. *baccoloides* (BARR) ブライオゾア、海百合、巻貝などを伊勢峠の東からブライオゾアを採取した。

II. 3 石炭系—芦谷累層³⁸⁾⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

荒島岳図幅地内の芦谷累層は片状砂岩および黒色千枚岩層によって構成され、黒色千枚岩層中に礫岩および石灰岩の小岩体がある。

本地域の芦谷累層は、上穴馬層群の西側（伊勢峠）にある。小石灰岩体のみである。下限は未詳で、伊勢衝上に伴った構造線によって断たれると推定される。上限は野尻累層の基底礫岩と考えられる大谷礫岩によって不規則な形状で包み込まれている。この石灰岩はおそらく大谷礫岩層によって不整合に被覆されたものであり、後の地殻変動に際して構造線に沿って大谷礫岩層の下位に包み込まれたものであろう。したがって上穴馬層群との関係も断層と推定される。

本石灰岩は灰白色で、小褶曲をくり返し正確な厚さは不明であるが、およそ数mのものであろう。小林学⁴⁴⁾によって *Fusulinella pseudoboichi* LEE & CHEN および *F.* cf. *boichi* MÖLLER が報告され中部石炭系に属す。

II. 4 二畳系—越前層群

註6) 荒島岳地質図幅⁵³⁾ではゴトランド系とした。

二疊系に属する徳山層・野尻層およびマガトジ層はいずれも輝緑凝灰岩に富み、陸地に近いところの堆積物と推定される。二疊系と推定されるが化石を産出しない美濃層群と岩質に顕著な差異があるので前3者を越前層群として一括して区別し、美濃層群は時代未詳の古生界として取扱った。

II. 4. 1 徳山層^{註7)}

徳山層は図幅地域のほぼ中央部を北西から南東に向かって帯状に連続するものと、南西部から西方域外に連なるものがあり、いずれもかなり分布は広い。このほか、北西部には小範囲に散在して露出する。

本層の周囲は多くの場合に徳山衝上で、他の場合には能郷白山花崗閃緑岩や他の断層で切断され、あるいは第三紀の噴出岩によって被覆される。

徳山層はそのほとんど全部が輝緑凝灰岩・チャートおよび石灰岩からなる。ある場合にはこれらの岩石の一部が主体をなし、他の場合には互に交じり合っている。ここでは、それぞれが主体をなす輝緑凝灰岩層・チャート層および石灰岩層として区分した。しかし、輝緑凝灰岩層としたものの中にはチャートや石灰岩を挟有する部分もある。他のものについても同様である。

輝緑凝灰岩層

本層は大部分が輝緑凝灰岩からなり、チャートおよび石灰岩を伴ない、まれに粘板岩および炭層を挟有する。

輝緑凝灰岩層は灰緑色～暗緑色、ときに赤褐色を呈し、一般に細粒であるが中粒～粗粒のこともある。ときに角礫質でしばしば輝緑岩を伴なう。また細粒の輝緑凝灰岩中には暗褐色で粘板岩質のことがある。層理は一般に不明瞭であるが、粒度に変化のある場合や、異種の岩石を伴う部分では走向や傾斜が明瞭となる。輝緑凝灰岩層のある部分（おそらくほぼ同一層準であろう）から菊花石^{註8)}とよばれる岩石が産出する。

チャートは一般に薄く、チャート層中のものと岩質の点で同様である。しかし、部分的には赤褐色のチャート～珪質輝緑凝灰岩といってもよい部分もある。石灰岩はい

註7) 小林優³³⁾の舟伏山および神崎両層群、藤山家徳⁴¹⁾の舟伏山層および神崎層もこれに一括した。

註8) III. 4 “石材とその他”の項参照。

いずれも小岩体であって、一般に灰白色～暗灰色を呈する。

粘板岩は黒色～暗灰色を呈し、層理は明瞭であるが、量はきわめて少なく、まれに数 m ～ 10 数 m の厚さで挟有される。炭層は膨縮性に富み、比較的良質のことがある。地域外南東方の舟伏山東山腹で採掘されたことがある。

チャート層

チャートを主体とし、部分的に輝緑凝灰岩および石灰岩を伴う地層をチャート層として一括した。まれに粘板岩および炭質頁岩を挟む。

チャートは白色、淡灰色、灰緑色、黒色、赤褐色などの種々の色調を呈し、一般に板状で層内褶曲が著しいが、ときに均質のことがある。輝緑凝灰岩・石灰岩および粘板岩は輝緑凝灰岩層のものと岩質の点で同様である。炭質頁岩は南端部の根尾東谷川畔の擾乱地帯にわずかに現われ、白岩西部では厚さ数 cm ～ 10 数 m のものが数層あり、厚さ 10 数 cm のチャートと互層している。

石灰岩層

石灰岩を主体としドロマイトと、まれに輝緑凝灰岩およびチャートを伴うもの、および石炭の薄層を挟む部分を石灰岩層として一括した。すなわち、石灰岩層は徳山層中の石灰岩の優勢な部分である。

石灰岩には大別して灰色～灰白色のものと、黒色～暗灰色を呈するものがある。またしばしば白色結晶質のことやドロマイト質のことがある。黒色～暗灰色のものは比較的、層理が明瞭で、多くの化石を埋蔵することが多い。結晶質のものは一般に衝上断層に接した部分や擾乱地帯に多く、またレンズ状の小岩体にみられる。まれに角礫質の部分もある。角礫質のものは衝上断層の近くでみられるが、その量は多くない。図版 3 は能郷谷に見られる角礫質石灰岩の状態を示したものである。

輝緑凝灰岩およびチャートはそれぞれ、輝緑凝灰岩層およびチャート層中のものと岩質の点で同様である。炭層は連続性に乏しく、いずれも粉炭で、一般に薄層であるが石灰岩層中のものは比較的、良質で厚さも増大する。

品位は約 6,500cal である。カシワラ谷および仲越付近に認められ、*Pseudofusulina cf. vulgoris* 帯の上位(?)に産する。

この炭層のうち、仲越付近のものはいずれも徳山衝上に沿った断層帯に現われ、甚だしく擾乱される。この炭層は陸地から物質が供給され、浅海に堆積したものであ

第2表 徳山層産 Fusulinids

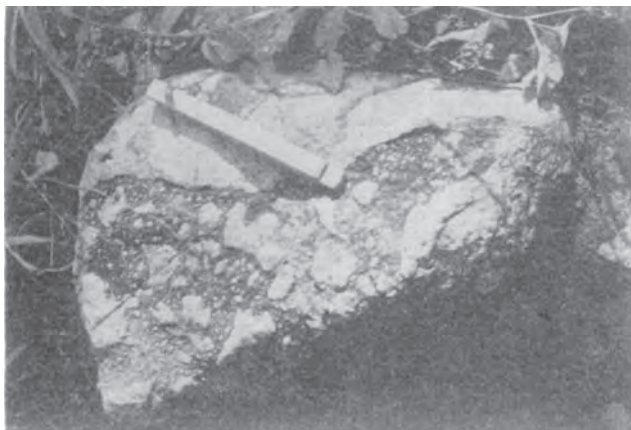
化石名	本 図 幅								
	カシワ ラ谷南 部	カシワ ラ谷北 部(三 角点東 方)	同 左 (同北 方)	天の河 原(2 カ所)	フジク ラ谷	悪田谷	下大須 南(東 谷川 川畔)	黒津谷	長島西 方山地
<i>Pseudofusulina</i> cf. <i>vulgaris</i> (SCHELLWIEN)	×	×						○	
<i>Pseudofusulina japonica</i> (GÜMBEL)			×	×	×	×		○	×
<i>Pseudofusulina</i> cf. <i>japonica</i> (GÜMBEL)									
<i>Pseudofusulina</i> aff. <i>japonica</i> (GÜMBEL)									
<i>Pseudofusulina</i> sp. (<i>aganoensis</i> type)			×						
<i>Pseudofusulina</i> sp.						×		○	×
<i>Parafusulina kaerimigensis</i> (?) (OZAWA)								○	
<i>Parafusulina</i> sp. (<i>edoensis</i> ?)								○	
<i>Parafusulina</i> sp.								○	×
<i>Parafusulina</i> (?) sp.							×		
<i>Paraschwagerina</i> sp. (<i>oflonga</i> ?)									
<i>Paraschwagerina</i> sp.									
<i>Pseudodoliolina</i> sp.									
<i>Misellina</i> sp.			×						
<i>Misellina</i> (?) sp.				×					
<i>Neoschwagerina crati- culifera</i> (SCHWAGER)	○								
<i>Neoschwagerina simplex</i> OZAWA									
<i>Neoschwagerina dourillei</i> (?) OZAWA									
<i>Neoschwagerina</i> sp.									

備考 ×…現地産のもの

○：転石中のもの

の産地一覧表

地 域 内					本 図 幅 地 域 外							
上原北 西方	上原西 方山地	馬坂峠 東方	同 西方	中津上	美山村 追ヶ谷	今島東 方山地	舟伏山 東方山 地	舟伏山 南西山 腹	水出 南方	徳山村 漆谷	板取村 老洞南 部	円原
	×	×			×	×			×	×		
					×	×					×	
	×						×					×
×	×	×										
			×		×	×				×		
			×	×								
×								○				
								○				
								○				



図版3 能郷谷にみられる角礫質石灰岩の転石

る¹⁷⁾¹⁹⁾。

徳山層の化石とその地質時代

徳山層の石灰岩からは多数の化石が産出する。レンズ状の小岩体からは化石の産出が乏しく、海百合は認められるが *Fusulinids* は少ない。

化石は *Fusulinids* がもっとも多く、黒色石灰岩中には多量に *Bellerophone* が含まれる。また、しばしばサンゴ・海百合・ストロマトポロイドも産出する。

地域内の *Fusulinids* は *Pseudofusulina Zone* ~ *Neoschwagerina Zone* に亘る範囲のものである。なお一部には、*Yabeina Zone*⁵⁶⁾ も存在するといわれる。二畳系の化石の産地を第2表に示した。

上記の化石からみて、石灰岩層の地質時代は下部二畳系の上部ないし中部二畳系下部に亘るものである。輝緑凝灰岩層やチャート層も大体においてこれとほぼ同時期と推定されるので徳山層の地質時代を下部二畳紀—中部二畳紀とする。

徳山層の地質構造

地質図でみられるように徳山層は独特の分布をする。すなわち、図幅地域南半部の2ヵ処に広く分布するのみでなく、北西部にも諸処に小規模で散在している。これは、その周囲が全体としては低角度の断層によって画されているためである。

徳山層は岩質変化が著しい。この事実は南西部および南東部でもっとも顕著であ

る。したがって詳細な地質構造を論ずることは困難である。

中部地域で北西から南東に向かって帯状をなす徳山層は、北西部では逆転し南東部では正常な大向斜構造をなし、南西部に広く分布する徳山層はほぼ E-W の軸によって多くの小褶曲をくり返す。南東部の石灰岩層の顕著な部分では多くの小褶曲のみでなく、低角・高角種々の断層によって擾乱され、走向および傾斜が種々の方向に変化している。

小褶曲と多くの断層とによる擾乱は、地域外南方の舟伏山周辺部や地域外西方においてもみられる。このような擾乱地帯では、石灰岩・チャートおよび輝緑凝灰岩はいずれも、単なる岩質の変化とは考え難い急激な膨縮や尖滅を行ない、かつ走向や傾斜が異常に乱されていることが多い。

II. 4. 2 野尻累層³⁸⁾⁴⁵⁾⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

野尻累層は大部分は北隣の荒島岳図幅地内にあり、ほぼ東西の褶曲軸によって一大向斜構造をつくる。本地域に現われる野尻累層はこの向斜の南翼の一部に過ぎない。本累層の南限は断層で、上穴馬層群・芦谷累層および美濃層群と接する。

本地域に露出する野尻累層は大谷礫層および米俵輝緑凝灰岩層の一部である。

大谷礫岩層

本層は伊勢峠においてきわめて狭少な分布を示すに過ぎない。

礫岩は閃緑岩質岩石・花崗岩質岩石・安山岩類・輝緑凝灰岩・砂岩・石灰岩などの人頭大～拳大の、円礫～角礫を多量に含み、これらを輝緑凝灰岩質物質で充填した特色のあるもので、緑色または赤褐色の勝った雑色を呈する。石灰岩礫中にはシルリア紀の化石のほか石炭—二畳紀の *Fusulinids* を含むものがある。北方地域外の大谷付近の大谷礫岩層中には石灰岩の小岩体を含み、これから *Favosites*, *Triticites*, *Pseudofusulina* および *Parafusulina* (?) などが報告³⁸⁾⁴⁵⁾されている。筆者は大谷北方の谷の転石中に *Pseudofusulina japonica*^{註9)} および *Pseudofusulina* sp. を採取した(荒島岳地質図幅参照)。これらの化石からみられるように大谷礫岩層に含まれる石灰岩の小岩体には、いろいろの時代のものがあるようである。大谷礫岩層の地

註9) 荒島岳地質図幅⁵³⁾では *Schwagerina japonica* としたが、ここでは *Pseudofusulina japonica* と訂正した。

質時代はおそらく中部二疊紀（または下部二疊紀）のものであって、より古期の化石を産する石灰岩を地層の擾乱に際して構造線に沿って挟み込んだ（あだかも伊勢峠における芦谷累層の石灰岩のように）ものと推察される。

米俵輝緑凝灰岩層

本層は大谷礫岩層に整合する。地層は局部的に種々の走向を示すが、一般に東西に近く北または南に急斜する。この傾斜は北に傾くのが正常で、南傾斜のものは逆転している。

本層は輝緑凝灰岩を主とし、凝灰角礫岩・輝緑岩・珪質岩・石灰岩および千枚岩質粘板岩を伴う。

輝緑凝灰岩は一般に帯緑灰色～暗緑色、ときに赤褐色を呈し、ときには片状構造が顕著で、緑色千枚岩質のことや緑色片岩質（北西端の笹生川西岸に接する地域外）のことがある。凝灰角礫岩は輝緑凝灰岩と同質の岩石からなり、一般にクルミ大以下の輝緑岩や輝緑凝灰岩の角礫を含む。輝緑岩は貫入または溢流によって本層中に加わったもので、一般に小岩体である。上秋生に見られる小岩体は淡緑灰色を呈し、変質して、構成鉱物は緑簾石・緑泥石・絹雲母および曹長石などからなっている。輝緑岩は小岩体であるので地質図には示されていない。

砂岩は一般に中粒～粗粒で、灰緑色を呈し、輝緑凝灰岩質である。

珪質岩は上伊勢の西方山地（地域外）にみられ、厚さ10数cm～数10cmの小岩体である。石灰岩は灰色～灰白色を呈し、厚さおよび長さがいずれも2m以下の小岩体で、下秋生から以西の笹生川に沿って数カ所に点在する。これらのうちで、下秋生（蠅帽子川合流点付近の橋梁の北側）には厚さ約70cm、長さ約1.5mのものが川底に見られる。これ以外の石灰岩は地図には省略した。

本地域に現われる地層は米俵輝緑凝灰岩層の下半部に属する部分である。荒島岳図幅地域では、本層の上位には化石によって叶倉統合地沢階^{註10)}に対比される小掠谷粘板岩層が整合関係にのっているが、本地域には分布しない。

野尻累層の地質時代と対比

本累層と徳山層との岩質を比較すると、徳山層はチャートおよびFusulinidsを含

註10) 二疊紀中期

む石灰岩が豊富で炭層を挟有するに反し、本累層には最下部に大谷礫岩層とよぶ顕著な礫岩があり、最上部には粘板岩に富む小掠谷粘板岩層がある点が相違する。両層とも輝緑凝灰岩に富む点が共通である。

大谷礫岩層の地質時代が中部二疊紀または下部二疊紀であり、叶倉統合地沢階は中部二疊紀に属するので、野尻累層の地質時代は中部二疊紀を主体とし、最下限は下部二疊系に属する可能性がある。

大谷礫岩層とその下位の不整合の存在は、浅海ないしは陸地に近い部分に野尻累層が堆積したことを示し、徳山層中の炭層の存在もまた陸地が近かったことを意味している。さらに両層が輝緑凝灰岩に富む点を考え合せると野尻累層と徳山層とが地域的に接近したところに堆積した同時異相であろう。

II. 4. 3 マガトジ層⁵⁰⁾⁵⁵⁾

本層は図幅地域北縁中央付近山地の斜面に3ヵ処に分布している。本層の周囲は断層であって、北限の一部は伊勢衝上によって上穴馬層群の石灰岩・芦谷累層の石灰岩および野尻累層と接し、ほかは左門岳累層（美濃層群）の魚坂峠砂岩および久沢粘板岩層と接している。また南限の一部では石徹白層群（手取累層群）の道済山礫岩層と接する。

本層の周囲の断層は、本層の分布状況および周囲の境界を追跡した結果からみると、全体としては低角度で北に傾斜している。これは伊勢衝上に伴った断層と考えられる。

本層は砂岩・輝緑凝灰岩および石灰岩からなる。

砂岩は灰褐色～暗灰色を呈し、一般に細粒～中粒で珪質である。比較的、上部に優勢である。

輝緑凝灰岩は赤褐色または灰緑色を呈し、一般に細粒で、下部に優勢である。しばしば輝緑岩を伴うことは米俵輝緑凝灰岩層の場合と同様である。輝緑岩は暗緑色を呈し、鏡下では変質して、単斜輝石は方解石や緑泥石に、斜長石は曹長石(?)に変化している。しかしオフィチック構造が残っている。

石灰岩は一般に灰白色～暗灰色、ときに灰黒色を呈し、厚さは20～30mの薄層であるが連続性に富む。

石灰岩中には多数の化石^{註11)} *Neoschwagerina margaritie* および *Yabeina katoi* が埋蔵されている。この化石によって本層の地質時代は *Neoschwagerina* 帯—*Yabeina* 帯間の漸移帯（二疊紀中期と後期との間）である。

本層は石灰岩の追跡によってその走向はほぼ東西、北に傾斜する単斜構造をなす。

本層を構成する岩石は、とくに下部では徳山層のものと似る。そして化石の構成は、徳山層が *Pseudofusulina-Neoschwagerina* 帯のものであるのに対し、本層のものは *Neoschwagerina* 帯より上位の *Neoschwagerina-Yabeina* 帯の中間にある。これらの事実は両層の間に密接な関係の存在することを示す。また、本層は地域的には野尻累層に接近して分布し、岩質に類似性を有し、層準も野尻累層の上位と考えられる。本層は野尻累層とも密接なる関係にある。したがって本層を媒介として野尻累層と徳山層とはきわめて接近した地域の同時異相^{註12)} であることが推定される。

II. 5 美濃層群（時代未詳の古生界）

美濃層群は根尾層と左門岳累層とからなり、衝上断層によって徳山層および野尻累層と接している。

II. 5. 1 根尾層

本層は美濃層群の下部を構成し、下限は未詳である。図幅の南部地域に比較的広く分布し、その延長は南方および南東方に広く連続する。また、一部は地域南東部の下大須南方・地域北西部の蠅帽子川流域^{註13)} およびその西方の温見谷などに現われる。温見谷から北西部では徳山層の地窓から小区域に露出し、点在している。本層は粘板岩を主とし、砂岩およびチャートを伴う。

粘板岩は一般に暗灰色～黒色、ときに灰色を呈し、一般に層理が明瞭である。しばしば砂質のことや千枚岩質のこともある。蠅帽子川流域のものはかなり変質している。倉見では粘板岩中に径数 cm の結晶質石灰岩が含まれることがある。図版 4 にこ

註 11) この石灰岩は前からその存在が知られていた。最初は上穴馬層群と考えられた⁴⁷⁾。1955 年前田四郎によって化石が発見され、二疊系であることが判った。

註 12) 野尻累層の大谷礫岩は不整合を伴う顕著な基底礫岩であると思われる。したがって陸地から余り距っていないところに堆積したものである。徳山層はそのうちに挾有される。炭層からみてこれもまた比較的陸に近い場所で堆積したものであろう。

註 13) 蠅帽子川流域の根尾層はかつて蠅帽子川累層とよんだことがある⁵⁰⁾。



S: 粘板岩 L: 結晶質石灰岩 (径5~6cm). 約40cm 離れ右方のほぼ同層準に径5cmの石灰岩がある。

図版4 倉見の道路傍にみられる根尾層中の石灰岩

れを示した。

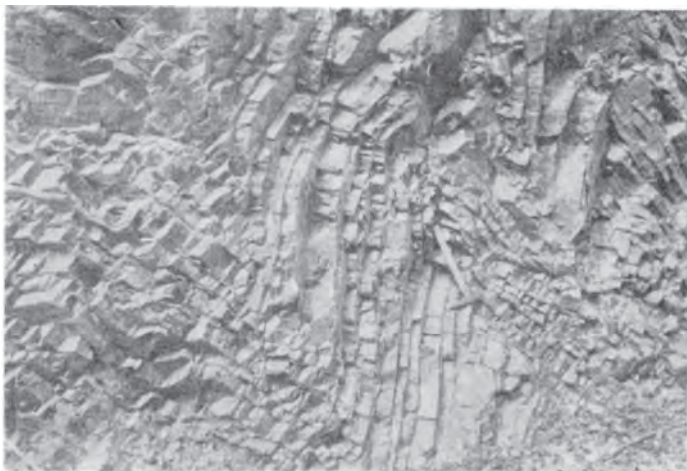
砂岩は一般に灰白色～暗灰色，ときに黒色を呈し，中粒～細粒で粗粒のものは少なく，厚さは一般に数m以下である。

チャートは徳山層のものと同様の岩質である。一般に数10cm～数10mの薄層である。まれに厚い部分もあり，このようなところは層内褶曲が甚だしい。図版5Aにこの例を示す。

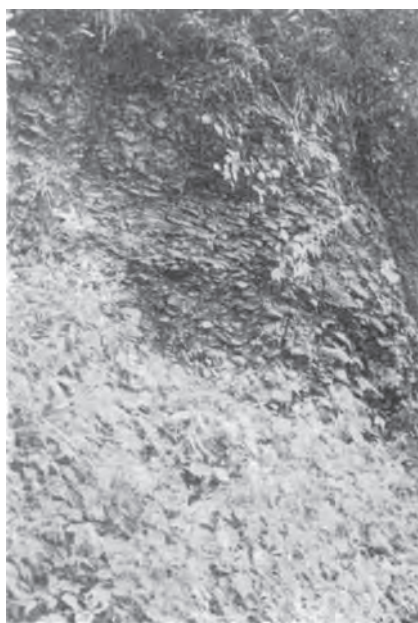
蠅帽子流域のチャート^{註14)}は例外的に厚く（部分的には粘板岩と互層する），甚だしく褶曲し，岩石が破碎されて角礫状を呈することがある。図版5Bにこれを示す。

局部的に甚だしく擾乱された地域では，粘板岩中に圧碎された砂岩や砂質粘板岩が角礫状に含まれることがあり，黒津谷および悪田谷において顕著である。図版6にこれを示した。

註14) このチャートはかつて赤岩チャート層とよび，この付近の粘板岩を黒谷粘板岩層とよんだことがある⁵⁰⁾。



図版5A 根尾層中のチャートの褶曲 位置：能郷谷の奥



図版中の円礫は圧砕されたチャートである。下方には板状の部分もみえる。

図版5B 根尾層中の圧砕されたチャート（蠅帽子川上流赤岩）



図版6 黒津谷にみられる根尾層中の角礫状粘板岩

- B**：砂岩の角礫，粘板岩中の砂岩が圧砕されて角礫となり，粘板岩中にもみ込まれたもの。大きいものは径1mにも達する。
- S**：粘板岩，圧砕されて地層内部で動き（流れ），褶曲した千枚岩のようにになっている。そのなかに大小の砂岩の角礫を含む。

II. 5. 2 左門岳累層⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

左門岳累層は図幅地域北半部に広く分布し，局部的には図幅西半地域中央付近大河原の南西方にわずかに認められる。本累層の大部分はかつて手取累層群として取扱われていた。

筆者はかつて，左門岳累層および小沢累層⁵⁰⁾として区別したものを左門岳累層として一括した。この小沢累層とよんだものは下秋生—カタヒラ谷奥を結ぶ断層線以西の地層である。

本累層は下からいずれも整合関係にある大河原互層・魚坂峠砂岩層・久沢粘板岩層および^{せまりだに}迫谷砂岩層に区分される。

大河原互層

本層は大河原の西北西から東南東に断続しながら帯状のびて，下大須東方に達する。本層の南限は温見峠—下大須を結ぶ構造線および徳山衝上によって断たれる。しかし，局部的に，下大須南方では根尾層の上位に整合に重なっている。厚さは約500mである。

本層は砂岩と粘板岩との互層からなり、粘板岩の優勢な根尾層から、粗粒な岩石に富む魚坂峠砂岩層にいたる漸移層である。

砂岩は一般に青灰色～灰白色であるが、しばしば暗灰色を呈する。一般に細粒～中粒で、粗粒のものは少ない。粗粒の砂岩はしばしば黒色粘板岩の細礫または粗粒の砂を含み、ときには含礫砂岩となる。粘板岩は灰色～黒色を呈し、比較的に固結が不十分で頁岩質である。しばしば砂質のことがある。

急坂峠砂岩層

本層は大河原互層の北側に帯状に分布するほか、地域北縁部に東西にのびて分布しているものと、大河原南西方のハウデ谷の奥にわずかに現われるものがある。本層は厚さが約 1,000m に達する厚層である。

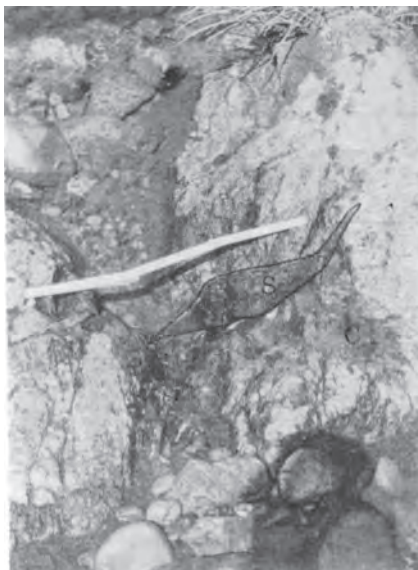
本層は砂岩を主とし、礫岩および粘板岩を挟有する。

砂岩は大河原互層のものと同様であるが、上部になるにつれて粗粒砂岩が増す。

礫岩には黒色粘板岩礫を多量に含むものももっとも多く、まれに花崗岩質岩石・礫岩および砂岩などを含むものがある。いずれも粗粒～中粒の砂で充填されることが多く、また細粒の砂で充填されることも珍らしくない。礫岩は連続性に乏しく、レンズ状に挟有され、あるいは含礫砂岩に移化する。粘板岩礫の密集するものはときとして粘板岩に移化することもある。

粘板岩礫を含む礫岩は、本層の下部では比較的に劣勢で、上部になるにつれて優勢となる傾向があり、これに伴なって礫の大きさも増大する傾向がある。粘板岩礫は一般に稜角を有し、ときに不規則な形状のもの、円礫または薄板～円盤などのことがあり、しばしば規則的に層理の方向に配列する。礫の大きさは一般にクルミ大以下であるが、しばしば拳大、まれに長さ数 10cm に達することもある。図版 7 にこの例を示す。伊勢衝上の南側の地域（上若谷および中ノ水谷など）や板取川上流地域の礫岩は珪化作用をうけて粘板岩礫が脱色し、白色の斑紋を有する砂岩、あるいは白色均質の砂岩のようなみかけを呈する。花崗岩質岩石や他の礫を含むものは、越山北方山地および河内谷^{こうちだに}の支谷ウサギ谷付近などに認められるに過ぎない。いずれも厚さは 10 数 m で連続性に乏しい。

越山北方山地の礫岩は花崗岩質岩石・砂岩・礫岩・粘板岩およびチャートなどの礫を含む。花崗岩質岩石は円礫～垂角礫で大きいものは夏密柑大である。砂岩・礫岩



C: 粘板岩礫を含む礫岩 S: 粘板岩の角礫（長さ約45cm）、長径が層理面とほぼ並行している。

図版7 魚坂峠砂岩層中の粘板岩の大礫（久沢における久沢川川床）

（粘板岩礫を含む）および粘板岩はいずれも魚坂峠砂岩層中のものと同様である。礫は大きさは普通、拳大、ときに夏密柑大であって、角礫～亜角礫である。チャートの礫は一般に円磨され数も少なく、大きさはくみ大以下である。河内谷支谷のものは粘板岩礫がもっとも多く、花崗岩質岩石およびチャートの礫がこれにつき、まれに石灰岩礫を含む。一般に角礫～亜角礫であるが、チャートおよび花崗岩質岩石はよく円磨されている。礫の大きさは花崗岩質岩石では径40cmに達することがあり、他は一般に拳大～くみ大であり、粘板岩礫はときに人頭大のことがある。

礫中には本層中の粘板岩とよく類似する粘板岩の角礫を豊富に含むこと、粘板岩礫の多い礫岩が粘板岩に移化すること、礫岩中に礫として含まれる礫岩は粘板岩の角礫のみを含むものがあること、などからみて、礫岩中の粘板岩は他の地質系統からもたらされたものでなく、異常堆積による同時期の粘板岩が堆積当時に砂岩中に持ち込まれた偽礫岩と考えられる。

粘板岩は大河原互層のものと同様であるが、しばしば炭質頁岩を挟む。炭質頁岩は

一般に厚さ数 cm の薄層で、炭化した植物破片を含むことがある。

図幅地域の北西部でかつて小沢累層とした。本層中には礫層が認められない。筆者はかつてカタヒラ谷砂岩層⁵⁰⁾とよび、粘板岩礫を含む礫岩の多い地層を魚坂峠砂岩礫岩層⁵⁰⁾とよんだことがある。しかし、この種の礫岩は砂岩の堆積中に、異常堆積のため粘板岩が偽礫として加わったものに過ぎないので、こゝでは改めて魚坂峠砂岩層とよぶ。

久沢粘板岩層

本層はよく連続して、図幅地域の北西部から東に向かって彎曲しながら走り、大向斜の両翼を占める2条と東部で半ドーム状構造の西翼をなす1条とが追跡される。また、一部には数カ処、すなわち、東ノ水谷・中ノ水谷および河内谷にドーム状構造または背斜構造の頂部を占め、あるいは向斜の南翼の延長部と推定されるものが明石谷にわずかに露出する。本層の厚さは350～420mである。

本層は主として粘板岩からなり、ときにチャートおよび砂岩を伴うことがあり、とくにかつて小沢累層⁵⁰⁾とよんだものの地域では、下部が粘板岩で上部が石灰岩とチャートの小岩体を挟む輝緑凝灰岩からなっている。下部のものをノボリ谷粘板岩層、上部を細ガ谷輝緑凝灰岩層⁴⁹⁾とよんだことがあるが、こゝではそれを一括して久沢粘板岩に含めた。

粘板岩は黒色を呈し、砂質のものは少ない。部分的に千枚岩化し、あるいは珪化作用をうけて白色～淡灰色を示し、珪質となることがある。しばしば泥灰質の団球（径数 cm）を含む。

チャートは根尾層のものと同様の岩質であるが、厚い部分でも100mを超えない。本層の下部および上部にそれぞれ1層が認められる。

砂岩は一般に灰色～黒色を呈し、細粒のものが多く、ときに粗粒のものもあり、一般に数10cmの薄層である。まれに粘板岩や砂質粘板岩と縞状に互層することやそれぞれの厚さ数 cm～10数 cmの細互層をすることがある。

輝緑凝灰岩は北西部のみに現われ、もっとも厚い部分は約100mである。徳山層のものと同様であるが一般に細粒で、角礫状のものは少ない。石灰岩は厚さ数 m の小岩体で輝緑凝灰岩層に含まれ、淡灰色を呈し、やゝ結晶質で化石を産出しない。

本層中には炭化した植物の破片を含むことがある。

迫谷砂岩層

本層は久沢粘板岩層の内側の向斜部を占めて、広く分布する。厚さ700mを超える厚層である。本層は砂岩を主とし、偽礫岩・粘板岩およびチャートを挟有する。

砂岩および粘板岩は大河原互層のものと同様である。礫岩は黒色粘板岩の角礫を多量に含むものである。礫の大きさは一般に拳大以下であり、ときには人頭大に達するが、魚坂峠砂岩層の上部に見られるように異状に大きいものはない。まれに粘板岩礫とともに、偽礫岩（粘板岩の礫を含むもの）や砂岩の礫を含む厚さ10数cmの礫岩を認めること（岩井峠南方の谷）もある。この種の偽礫岩は、本層の下部から上部まで一様に挟有されるが、北西部地域の一部（小沢累層としたことのある部分）では偽礫岩が認められない。北西部の礫岩を含まない部分の本層をニゴミ谷砂岩層、偽礫岩を含む部分を迫谷砂岩礫岩層⁵⁰⁾とよんだことがあるが、魚坂峠砂岩層の場合と同様の理由で、こゝでは迫谷砂岩層として一括した。

チャートは久沢粘板岩層のものと同様である。

本層はしばしば珪化作用をうけていることがある。その地域は中ノ水谷南部・東ノ水谷および上若谷などである。本層中には炭化した流木片を含むことがある。

左門岳累層の地質時代

本累層中からは化石を産出しないので、その地質時代は不明である。しかし、本累層中にはチャート・輝緑凝灰岩および石灰岩が挟有されているので従来考えられたように本累層を手取累層群に対比することはできない。むしろ、古生界と考えられるべきである。下大須南方で、根尾層と整合関係にある事実は、本累層が古生界に属することをさらに強調するものである。

本累層中に含まれる粘板岩礫を含む礫岩は異常堆積の産物であることをのべたが、この特有の礫岩は本地域の左門岳累層において、水平的（地域的な拡がり）にも垂直的（地層の厚さの方向）にも規模は小さくない。これはかなり顕著な、そして異常な地質現象を伴った時期の堆積物であるといえよう。これによって左門岳累層の地質時代は二疊紀中期ないし後期と推定される。

II. 5. 3 美濃層群の地質構造

便宜上、根尾層および左門岳累層の地質構造を個々にのべ、ついで美濃層群全体と

してこれらを総括する。

根尾層の地質構造

根尾層は甚だしく擾乱され、多くの小褶曲が形成されている。一般に褶曲軸の方向 E-W ~ NW-SE である。南部に広く分布する根尾層は、全体としてみると走向は NW-SE で能郷白山—天神堂線^{註15)} とほぼ一致した軸の複背斜構造を形成し、その NE 側は NE に、SW 側は SW に傾斜している。複背斜軸の延長に当たる北西部から地域外にかけて、温見谷—下大須線^{註16)} に沿った細長い地域に根尾層の露出がみられる。複背斜面の SW 側は、越前層群の徳山層が広く分布して美濃層群を覆っていて詳細なことはわからないが、地域外西方の揖斐川上流の山手および徳谷奥には徳山層の地窓から小区域ながら砂岩層が露出し SW に傾斜している。これは NW 側に広く分布する根尾層の上位の左門岳累層が、複背斜軸の SW 側にも繰り返されていることを示す。

蠅帽子川流域の根尾層は WNW-ESE の逆断層によって 2 つに分断される。北側のチャートをもつ地塊は背斜構造をつくり、南側の 1 背斜と 2 向斜からなる大背斜構造をなす粘板岩を主体とする地塊の上ののし上っている。全体としてみると、この根尾層は複背斜構造をつくる。

左門岳累層の地質構造

左門岳累層は複向斜構造を形成している。この複向斜は 1 大背斜と 2 大向斜の組み合わせからなる。これらの大褶曲は西部では NNE-SSW 方向の断層によって切断されて南に転位する。そして、ふたたびそれとほぼ並行な方向の断層で切断される。この断層の西側では地域外の地質から判断すると褶曲軸は北側にずれるようである。そして北側の向斜軸は、その後の地殻変動で生じた伊勢衝上の衝上岩体でかくされている。すなわち、地域北西方の本累層の相当層の地質構造（走向が NW-SE で NE に傾斜する）とあわせて考えると、本累層の北側の向斜軸は野尻累層^{うぼがたけ}の下位に潜在し NW-SE の方向をとると推定される。南側の 1 背斜および 1 向斜は姥ヶ岳周辺の新期岩層によって被覆され、あるいは花崗閃緑岩に断ち切られるために露出しない。

これら的大褶曲構造とともに多くの小褶曲が生成されている。小褶曲は一般に E-W 方向のものが卓越するが、このほかに種々の方向のものもある。これらの複雑な

註 15) 註 16) II. 14. 3 新期の断層の項参照。

組み合わせによって、小規模なドーム・盆地半盆地状構造などが処々に現われる。

このような地質構造のために、久沢粘板岩層は、しばしば複雑な形で屈曲し、また処々に小ドーム状をなして露出する。

左門岳累層の内部においては、上記の擾乱に伴なって地層がはげしく転倒することが諸処で認められる。さらに久沢粘板岩層の下限を境として、その上下の地層の小褶曲軸が喰違っていることがある。これは久沢粘板岩層の下限の整合面に沿った、迂りによって断層が生成されたためであろう。このような断層は魚坂峠砂岩中および久沢粘板岩層の上限（板取川北方地域）にも認められる。

左門岳累層の下限は大河原互層を追跡してみると、南部地域の根尾層の地質構造とよく調和している。

美濃層群の地質構造

南部地域の根尾層と左門岳累層とは一部に整合関係が認められ、全体として地層の走向および傾斜が一致している。したがって、左門岳累層の複向斜と根尾層の複背斜構造とはいずれも美濃層群の主要向斜および主要背斜構造^{註17)}である。

蠅帽子川流域の根尾層と左門岳累層との間には、地層の分布状態からみて、低角度の断層があり、これがために左門岳累層の一部（もっとも甚だしい部分は厚さにして約2,000m）が欠除している（地質断面図参照）。この根尾層は複背斜構造をなして、しかも左門岳累層中にみられる比較的、規模の大きい背斜部の延長に露出している。そして根尾層中にみられる逆断層は、久沢粘板岩層を追跡した結果では、左門岳累層に影響を与えていない（この断層は後の地塊運動によって生じたものでなく、褶曲に伴なって生じたことを示す）。

美濃層群全体としての地質構造を要約すれば、地域の南部根尾層の複背斜および左門岳累層の複向斜によって代表されるそれぞれ一つづつの主要背斜および主要向斜構造からなっている。その褶曲に伴なって層理面と緩い角度の迂りによる断層を生じ、その甚だしいものは、部分的に主要背斜構造をつくった蠅帽子川流域の根尾層が地層の一部を欠除させて、左門岳累層の大背斜部に突き込んだものである。迂りによる転位の程度の低いものは、左門岳累層中の久沢粘板岩層の上限および下限の横迂り断層

註17) 地質図に示した大背斜および向斜構造よりも、高次の背斜および向斜構造に対して便宜上主要背斜および主要向斜構造の名を与えて区別した。局所的な地域または部分的な地層について複背斜および複向斜構造とよぶべき程度の大構造であって、ここではその褶曲軸は図示されていない。

となって表現された。

II. 6 手取累層群

本地域における手取累層群は下半部の九頭竜層群を欠除し、北側の荒島岳図幅地内で、九頭竜層群を不整合に被覆する手取累層群の上半部に当たる石徹白層群（北方地域の南方延長部）が、北部地域にわずかに分布するにすぎない。

II. 6. 1 石徹白層群⁴⁹⁾⁵³⁾⁵⁵⁾⁵⁸⁾

石徹白層群は、本地域の北部で、時代未詳の古生界である左門岳累層（美濃層群）を不整合に被覆している。本地域の石徹白層群は最下部の道済山礫岩層で、他の部分は欠除している。

道済山礫岩層

本地域に現われる道済山礫岩層は久沢川畔および伊勢峠の南方山地に小範囲に分布する。

久沢川畔の本層は平家岳累層（足羽層群）および面谷流紋岩類によって不整合に被覆され、伊勢峠南方のものは伊勢衝上に伴った低角度断層によってマガトジ層に衝上されている。

道済山礫岩層は域外、北方の石徹白川流域ではそれぞれ整合関係にある下部層（厚さ約 50m）・中部層（100～180m）および下部層（100～130m）に区分できることがあるが、本地域から北西地域外の一部にかけては区分し難い。しかし大体において、本地域の道済山礫岩層は本層の最下部である。

本層は顕著は礫岩からなり、砂岩および頁岩を伴う。礫岩は円礫ないし亜角礫を粗粒の花崗岩質砂で充填したものである。礫は主として花崗岩および石英斑岩であって、片麻岩・珪質岩・砂岩などを伴う。久沢川畔の本層中には石英斑岩の礫が豊富であることは他の地域に比較してやゝ趣を異にしている。礫の大きさは、一般に夏蜜柑大以下であるが、まれに人頭大のことがある。伊勢峠南方のものは久沢川畔のものに較べ礫がやゝ小型で、一般に拳大以下である。砂岩は粗粒～含礫砂岩で花崗岩質である。頁岩は暗灰色を呈し、砂質である。砂岩および頁岩は厚さが薄く（数 cm～数 10cm）、量はきわめて少ない。

道済山礫岩層の上位には角野前坂互層（厚さ 80～100m）および伊月頁岩層（80～190m）が整合に重なるが、本地域では露出しない。荒島岳図幅地内の石徹白層群からは、多数の植物化石や、*Corbicula (Mesocorbicula) tetoriensis* KOBAYASHI & SUZUKI, *Ostrea* sp., その他の半鹹半淡棲介化石が多数産出し、一部では *Nakamuranaia* ? sp. が得られた。

石徹白層群の地質時代は従来上部ジュラ紀で、一部は白堊紀に達すると考えられたが、最近では諸処で発見された *Plicatounio*^{註18)} および植物化石^{註19)} から、その主部は古白堊紀であって、なお一部に上部ジュラ紀を含む可能性があると考えられている⁵³⁾。したがって、こゝでは道済山礫岩層の地質時代を上部ジュラ紀末期ないし古白堊紀とした。

本地域の道済山礫岩層は久沢川畔で、走向がほぼ NW - SE で、伊勢峠南方ではほぼ E - W を示し、ともにゆるく北方に傾いている。

II. 7 足羽層群

地域外西方の足羽川上流地域において、松尾秀邦らが白堊紀新期の植物群を含んだ地層を発見し、この植物群を足羽植物群³⁹⁾ とよんだ。そして、この種の植物群を含み、裏日本に分布する地層を足羽層群⁴⁰⁾ とよぶことを提称した。

筆者は本地域における上部白堊系を足羽層群として一括した。

本地域における足羽層群は平家岳累層および姥ヶ岳層である。

II. 7. 1 平家岳累層⁴⁹⁾⁵⁰⁾⁵²⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

本累層は図幅地域北東部において左門岳累層を不整合に被覆し、面谷流紋岩類の周辺部において狭い分布を示すに過ぎない。

本累層の標式地は漆谷^{うるし}（久沢）である。こゝで、観察される地質柱状図を第1図に示した。

本累層は下からそれぞれ整合関係にある^{しん}芯谷凝灰角礫岩層・漆谷夾炭層および猿塚礫岩層に区分される。また、日ノ谷礫岩層がある。ただし、それら各層の分布はきわ

註18) 域外北方の勝山市で産出が知られている⁵⁸⁾。

註19) 域外北方手取川上流から *Sequoia* sp. その他の植物化石が知られている⁵⁸⁾⁵⁹⁾。



W : 白色部の優勢な凝灰角礫岩 B : 黒色部の優勢な凝灰角礫岩

図版8 芯谷凝灰角礫岩

めて狭いので地質図には一括して塗色した。

芯谷凝灰角礫岩層

本層は漆谷付近では流紋岩質凝灰角礫岩からなる。この凝灰角礫岩には白色のものと黒色のもの（多量の炭質物？を含む）とがあり、白色部の優勢なものと黒色部の優勢なものと、それぞれ数cm～30cmの厚さで交互している。角礫の大きさは一般に拳大以下である。漆谷における本層の厚さは約9mである。図版8にこの凝灰角礫岩の互層を示した。

漆谷爽炭層

本層は砂岩と頁岩との互層からなり、礫岩・凝灰岩・炭層および炭質頁岩を挟む。芯谷凝灰角礫岩層に整合に重なる。

砂岩は一般に灰色～黄灰色、しばしば暗灰色を呈し、一般に細粒～中粒で、しばしば流紋岩質物質を多量に含み、凝灰質のことや、ときに粗粒～含礫砂岩のこともある。

頁岩は一般に灰色～黒色、ときに黄灰色を呈し、しばしば砂質のことや珪質～凝灰



S : 芯谷互層 (図版 8 の位置) U : 漆谷夾炭層

C : 北陸炭鉱第 2 坑, 坑口に炭層が露出する。右方に約 12m を距てて第 1 坑が開坑する。

図版 9 芯谷凝灰角礫岩層と漆谷夾炭層との関係

質のこともある。

礫岩は比較的によく円磨された珪岩・石英斑岩・砂岩などの径数 cm の小礫を含み、砂岩と同様の砂で充填される。凝灰岩は白色～灰白色を呈し、酸性である。炭層は厚さ 1m 以下の薄層で、局部的に膨縮するが、全体としては比較的によく連続する。炭質は無煙炭質粉炭で、品位は 5,000cal 以下である。炭質頁岩はしばしば黒色頁岩に移化する。炭質頁岩中には植物化石を埋蔵するが種類は少ない。漆谷の北陸炭鉱坑内から *Podozamites Griesbachi* SEWARD および *Sequoia* sp. が産出した。また、久沢川の川底 (本図幅地域から数 10m 北) から *Podozamites* cf. *lanceolatus* および *Cladophlebis* sp. (*denticulata*?) がえられた。

図版 9 に芯谷凝灰角礫岩層と本層との関係を示した。漆谷における厚さは約 15m である。

猿塚礫岩層

本層は礫岩および流紋岩の互層からなり、砂岩および頁岩を挟む。

礫岩は灰色～黒色チャート・流紋岩・砂岩などの亜角礫ないし角礫を多量に含み、

流紋岩質物質または粗粒の砂によって充填されたものである。礫の大きさは、下部では一般に拳大〜クルミ大で、ときに径 30cm に達し、上部になるに従って大きさを減じ、一般に鶏卵大〜クルミ大となる。また場所によっては凝灰角礫質または集塊岩質となり、一般に上部では火山円礫岩質である。

流紋岩は下部では流理構造をほとんど示さず、床状であるかどうか明らかでないが、上部になるにつれて流理構造が明瞭となり、角礫質となって明らかに地表に噴出したことを示す。漆谷では、本層はこの流理構造を示す流紋岩が瀕繁に互層して、遂に上位の面谷流紋岩類に漸移する。他の地域（域外北東方の石徹白川上流など）⁵⁵⁾では局部的に不整合が考えられる。

砂岩および頁岩は漆谷夾炭層のものに比較して、流紋岩質〜凝灰岩質物に富む。本層は下位のものとは異なる新しい堆積輪廻の開始に伴なう。

漆谷奥では本層の下位に厚さ 1.5m の炭質頁岩と、さらに 1.63m の砂岩および頁岩（一部に炭質頁岩を含む）があって、その下に炭層がある。漆谷南東方約 50m の芯谷の露頭では、猿塚礫岩層のすぐ下に炭層がある。このような非整合関係により不整合とすることは、漆谷夾炭層と猿塚礫岩層とが陸成層（ことによると一部に浅海成層を含むかも知れない）であることからみて適当ではない。もし、局部的に不整合が存在したとしても著しい時代的間隙を示すものではない。

漆谷における本層の厚さは約 80m である。

日ノ谷礫岩層

北方地域外の日ノ谷の中流には面谷流紋岩類の下位に顕著な火山円礫岩が露出している。また、地域内の日ノ谷上流には同様の礫岩があり、左門岳累層を不整合に被覆している。この種の火山円礫岩を日ノ谷礫岩層とよぶ。

本礫岩層は礫岩からなる。礫は石英安山岩および流紋岩の角礫からなり、これを石英安山岩質物質、または場所によっては流紋岩質物質で充填したものである。礫の大きさは一般に人頭大以下であるが、しばしば径 70cm に達することもある。

日ノ谷上流では厚さ 20～30m と推定される。本礫岩層は石英安山岩に富む点の特異である。このために、芯谷凝灰角礫岩層と同層準のものとして漆谷夾炭層の下位⁴⁹⁾と考えられたが、面谷流紋岩類中には安山岩質凝灰岩〜同凝灰角礫岩を挟有するから、あるいは面谷流紋岩類の同時異相のものかも知れない。

II. 7. 2 姥ヶ岳層⁴⁹⁾⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾

姥ヶ岳層は図幅地域北西部の姥ヶ岳東山腹・小沢付近・温見谷の南方などに小区域に露出する。そして地域外の北西方の山腹に点在し、足羽川上流に連なると推定⁵⁴⁾される。また北西方地域外の小林学⁴⁴⁾の巢原層と同時期のものと推定される。

本層は礫岩がもつとも優勢であり、これに砂岩および頁岩を伴なう。

礫岩は一般に拳大で、しばしば人頭大、ときに径数 10cm に達する角礫～亜角礫を粗粒の砂で充填したものである。礫は黒色～灰色のチャートがもつとも多く、流紋岩・砂岩・礫岩（左門岳累層に特有な粘板岩礫を含むもの）・粘板岩などからなる。これは猿塚礫岩層中の火山円礫岩でないものとよく類似している。

砂岩は灰白色を呈し、中粒ないし粗粒のものが多く、ときに花崗岩質で、しばしば含礫砂岩である。頁岩は黒色～灰色を呈し、しばしば砂質となる。

本層の下部はとくに礫岩が優勢であり、上部になるにつれて砂岩と頁岩とが次第に瀕繁に挟有される。

本層の大部分は姥ヶ岳山腹に比較的広く分布するほかに、温見谷南方では徳山層によって衝上され、また特異なものとして、伊勢衝上に沿って野尻累層と左門岳累層との間に細長く挟み込まれている。この北限は伊勢衝上の一部であり、南限は新期に生成された秋生断層である。2つの断層の間に挟み込まれたものの幅は広いところで約 100m である。

上位には面谷流紋岩類がのっているようであるが、直接の関係は確認できなかった。しかし、北西方地域外で、本層の相当層である巢原層の上位には明らかに面谷流紋岩類がのっている。本層の厚さは詳らかではないが、300m 以上、400m 以下のものである。

姥ヶ岳層の相当層は、能郷谷西方山地の一部に徳山層の下位に露出（徳山層によって衝上されているので）するかもしれない。本研究においては確認できなかったが能郷谷の西方山地から本層に特有なチャートに富む、角礫岩に類似した転石が流されてきている事実がある。また地域外南東方の美山村納谷の南方および東方山地からも同様の転石がもたらされている。

II. 7. 3 足羽層群の地質構造ならびに対比と地質時代

地質構造

平家岳累層は局部的には多くのほど E - W 方向の小褶曲によって擾乱されている。しかし、その褶曲は比較的緩い。そして平家岳付近の山地の周辺を取りまいて、ほど水平に分布して複向斜をなし、その褶曲軸は山嶺部ののび（ほど N - S）と一致する。この向斜構造は比較的緩く、面谷流紋岩類および安山岩類によって被覆されているので、地質図には示されていない。

姥ヶ岳層は粗粒な岩石が多く、偽層が著しいので詳細なことは明らかでないが、局部的にはかなり擾乱され、全体としては姥ヶ岳頂部付近を通る、ほど東西の緩い背斜構造があるようである。

姥ヶ岳の北方の地域外にある巢原層の北東限は、荒島岳図幅地域から西にのびる大納衝上の延長部で、南西限は伊勢衝上の一部で境される。このような衝上関係によって野尻累層の下位にかなり広く足羽層群が伏在し、その地窓から露出するものが巢原層で、野尻累層の南側に広がるものが姥ヶ岳層である。

対比と地質時代

足羽層群は手取累層群と異なる地質系統に属し、両者は不整合関係にあり、異なる堆積盆地に堆積した。

平家岳累層から産する植物化石から適確な地質時代を決めることはできない。しかし、平家岳累層から産出する化石は中生代型の *Podozomites Griesbachi* SEWARD と、古第三紀に普通に産出する *Sequoia* sp. を含むことからみて、明らかに上部白堊系の足羽層群に属する。一方では足羽川上流地域からは多数の植物化石が知られ、ほど新白堊紀のギリヤークないし浦河階の頃と考えられている。したがって、ここでは新白堊紀初期ないし中期とする。なお、石川県南部に分布する大道谷層は白堊紀新期型³⁵⁾の植物化石を含み、いわゆる手取（累）層群中の赤岩亜層群の最上部³⁶⁾と考えられていた。しかし、大道谷層上部とされた含植物化石層は、下位の地層と不整合関係にあり、同時に上位の面谷流紋岩類と密接なる関係にあつて⁵⁴⁾⁵⁸⁾⁵⁹⁾平家岳累層に相当する。したがって足羽層群は手取累層群の最上部と同時異相ではなく、まったく別個の地質系統に属する。

II. 8 面谷流紋岩類⁴²⁾⁴⁹⁾⁵⁰⁾⁵²⁾⁵³⁾⁵⁴⁾⁵⁵⁾⁵⁸⁾⁵⁹⁾

本岩類は従来浅所に貫入した石英斑岩、または溢流した石英粗面岩とされたものである。北東部地域では山頂部を占め、東部では山地一帯を占めて広く分布する。また北西部では姥ヶ岳の山腹にわずかに分布している。

本岩類の主体をなすものは流理構造^{註20)}の顕著な角礫質流紋岩で、一部に均質な石英斑岩・集塊岩質～凝灰岩質物などを伴なう。

角礫質流紋岩は一般に淡灰緑色～淡青灰色の径数 cm 以下、ときに人頭大の流紋岩の角礫を多量に含み、白色～灰白色の凝灰質～流紋岩質物質と石英粒とで充填された黒雲母石英斑岩に属し、まれに角閃石を伴なうこともある。流理構造は一般に顕著であるが、部分的には不明瞭のこともある。仲越では黒色頁岩の捕獲岩や炭化した木片が含まれる。図版 10 および図版 11 にこれらを示した。流理面に沿って木片を含む事実は、流紋岩類の主体が火山噴出物（凝灰質）であることを暗示している。

石英斑岩質流紋岩は岩脈として現われ、古期の岩石および角礫質流紋岩を貫く。岩井峠南西方では左門岳累層を貫いて面谷流紋岩類の主体をなすものと連なっている。地域外北東方の^{にぐれ}荷暮川上流ではやゝ顕著な石英斑岩の貫入岩体があり、山頂部を占める角礫質流紋岩に連なっている。

本地域には北側の荒島岳図幅地内に見られるような、細粒～微粒の流紋岩や珪長質流紋岩は認められない。しかし、凝灰質岩石や集塊岩質岩石は諸処に認められる。これらの岩石はやゝ砂質ないし火山円礫岩質である。もつとも顕著な地域は西ヶ洞上流・タカヤ谷奥および仲越の北方山地である。

仲越北方のこの種の岩石は、大きいものは径数 10cm ～ 2.5m もある石英斑岩の円礫～亜角礫、および径数 cm ～ 30cm の黒色石灰岩（やゝ結晶質、見かけは徳山層の石灰岩に似る。化石は未発見）の角礫を比較的多く、そのほか黒色砂岩・チャート・流紋岩および粘板岩などの角礫（いずれも拳大以下）を含み、黒色（炭質物？を含む）の流紋岩質物質で充填された厚さ 20 ～ 30m のものである。図版 12 にこれを示した。他の地域の礫質岩は、礫の大きさが一般にクルミ大以下で、まれに拳大のこと

註 20) こゝにのべる流理構造はおそらく火山噴出物の層理であろう。



B: 黒色頁岩, 岩質は平家岳累層のものに似る (長さ 2.5m, 厚さ 75cm)

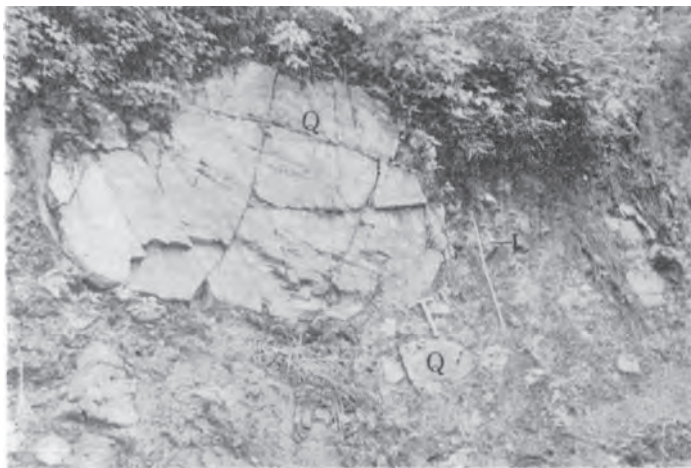
O: 面谷流紋岩類, 流理構造は顕著

図版 10 面谷流紋岩類中の黒色頁岩の捕獲岩 (仲越北部, 中ノ溝谷入口)
面谷流紋岩類の流理構造と黒色頁岩の層理面はほぼ並行している



面谷流紋岩類は地表に溢流したことを示している。ハンマーの面がほぼ流理面と一致する。

図版 11 面谷流紋岩類中の炭化した木片 (図版 10 の右方 (南方) 約 1.5m)



Q: 石英斑岩の礫 (大部分の礫は石英斑岩である) L: 黒色石灰岩の礫 基質は黒色流紋岩質物質

図版 12 面谷流紋岩類中の礫岩質岩石 (白岩北方山地)

があり、礫も大部分が石英斑岩質岩石である。これらの特殊な岩石はいずれも面谷流紋岩類中に厚さ数 m 以下の捕獲岩状をなして挟有され、面谷流紋岩類の一異相であり、火山岩ではあるが堆積岩の性質を持っているので、便宜上平家岳累層^{註21)}として塗色した。また地域外の東方白木峠南方には、安山岩質凝灰岩～同質角礫岩が面谷流紋岩類中に挟有される。これを図版 13 に示した。

面谷流紋岩類は本地域では左門岳累層を不整合に被覆し、部分的にはこれを貫く。平家岳累層においてのべたように漆谷では平家岳累層と漸移関係にあつて、これを整合に覆っている。面谷流紋岩類の性質が地表に噴出したものであると考えあわせると、本岩類は平家岳累層に引きつづいて貫入し、そして噴出したことは明らかである。もっとも厚い部分は 700m を超える。その地質時代は平家岳累層の地質時代から考えて、おそらくその活動開始の時期は新白堊紀中期の初め頃^{註22)}あるいは新白堊紀初期の終り頃と考えられる。

註 21) 山岳地帯では諸処にこの種の岩石があるが、露頭として確認できなかったので地質図に示されていない。

註 22) 域外東方の滝波山 (白木峠付近および島口北方のもの) につき、ジルコンによる時代鑑定の結果は新白堊紀の北九州花崗閃緑岩一勝山花崗岩 (もとの嘉穂花崗岩の一部) に対比される (西南大学唐木田芳文教授による)。



B : 凝灰角礫岩, 厚さ 2 ~ 3m }
 T : 凝灰岩 (縞状, 砂質), } 厚さ 2 ~ 3m 厚さ約 5m
 P : 層理面は走向 N20 ~ 25° W, 傾斜 18 ~ 20° W を示す

図版 13 面谷流紋岩類中の安山岩質物 (地域外東方滝波山南東山腹)



白色部 : 接触変質を受けない部分 黒色部 : 接触変質を蒙った部分

図版 14 面谷流紋岩類の受けた接触変質 (位置 : 明神谷) 顕著な亀裂状のものは流理面 (?) と思われる

また、下大須東方山地から万所^{まんどころ}北方山地にかけて、本岩類の上に徳山衝上によって徳山層がのっている。この徳山層の地窓から露出した面谷流紋岩類が、アカグラ谷・白岩および万所付近に小範囲こみられる。これから、明らかなように面谷流紋岩類の噴出は徳山衝上の生成より古期に属する。

II. 9 中生界および古生界の地質構造の総括

本地域の徳山および伊勢の両衝上は、中生代末期に顕著な地殻変動の存在したことを示している。

こゝでは徳山および伊勢の両衝上について述べ、中生代末期の地殻変動を概観し、中生界およびそれ以前の地層の地質構造を総括する。

II. 9. 1 徳山衝上

南東部地域では地表に噴出した面谷流紋岩類の流理構造は、一般に走向がほぼ東西で、南に傾斜する。この走向は流紋岩類と南側の徳山層との境界に斜交する流理構造（層理）が、下位の不整合面に調和しないことは流紋岩類と徳山層との間に断層関係の存在を示すものとする。両者の境界は地質図に示されるように低地では南に、山嶺部では北に片寄る。もっとも北に片寄るところはフジクラ谷—アカダレ谷間の山嶺部である。これらの南北に片寄る度合いは、高さ 600m に対し水平距離がほぼ 2km に達する。これは境界面が全体として、 20° 以下の低角度であることを意味する。この低角度の断層を徳山衝上とよぶ。

徳山層の分布地域のうち、万所・白岩・アカグラ谷などの低所に限って面谷流紋岩類が小規模に露出する。この露出は徳山層が剝されて下位におかれた面谷流紋岩類が地窓からのぞいているものであろう。図版 15 にアカグラ谷における徳山層と面谷流紋岩類との間の断層とそれらの関係を示した。

以上のことを要約すれば面谷流紋岩類の上に低角度の断層—徳山衝上—によって徳山層がのり、面谷流紋岩類は美濃層群を不整合に覆っている。したがって美濃層群と徳山層との関係が問題となる。

野外における観察によれば、徳山層と美濃層群との間には諸所で衝上が認められる。それらのおもなものを図版 16 および図版 17 に示した。このように直接に断



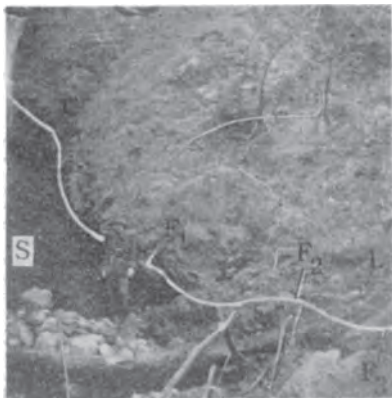
F: 断層の露頭, 走向 $N20^{\circ}W$, 傾斜 $65^{\circ}E$ (断層粘土 $2 \sim 4\text{cm}$)

S: 輝緑凝灰岩および石灰岩 (徳山層) O: 面谷流紋岩類

図版 15 アカグラ谷の地窓における徳山層と面谷流紋岩類との関係 (アカグラ谷奥で南東に向かう)
面谷流紋岩類は谷沿いに小露出するにすぎない。周囲は徳山層に取り囲まれている。流理面
は走向 $N40 \sim 50^{\circ}W$, 傾斜 $55^{\circ}W \sim 65^{\circ}S$ である

層関係が認められるものゝほかに、徳山層と美濃層群との分布・地質構造の不調和などによって間接に衝上断層の存在が推定される。

1) 徳山層の周囲を画する徳山衝上の北限は、図幅地域南東部では面谷流紋岩類を、中央部から北西にかけては美濃層群を徳山層と切り離している。この地域中央部を通り、WNWに向かう衝上線の北側の美濃層群の走向は一般にWNW - ESEで、NNEに傾斜しているにもかかわらず、おもにチャートからなる徳山層の北限部は山嶺の高所では北に、谷沿いでは南に片寄って現われる傾向にあり、しばしば大河原互層を被覆している。この事実の顕著なところは大河原近傍であって、美濃層群の地質構造に対し、徳山層に属するチャートの分布は図幅にみられるようにきわめて異常である。これはチャートが低角度断層で美濃層群の上ののっていることを示す。さらに北西に向かうと、越山谷から越山にかけて山嶺の高所にチャートが分布し、美濃層群



図版16 黒津谷奥でみられる徳山衝上

断層破碎帯の厚さ40～75cm, この部分は流水によってえぐられて困んでいる。F₁で厚さ25cmの断層粘土があるが、F₂, F₃にはない。

- | | |
|--|--------|
| C: チャート (均質, 層理不明瞭) | } 徳山層 |
| L: 石灰岩 (厚さ15cm以下の小レンズが3枚ある) | |
| S: 黒色粘板岩 (層理面は全体として走向N35°W, 傾斜70°E) | } 根尾層 |
| F ₁ : 断層面 (走向N35°E, 傾斜40°E) | |
| F ₂ : 断層面 (走向N15°E, 傾斜30°E) | } 徳山衝上 |
| F ₃ : 断層面 (走向N45°W, 傾斜35°E) | |

図版17 大河原ウシン谷でみられる断層角礫

- | | |
|---|--------|
| S: 黒色粘板岩 (千枚岩化し, はげしく褶曲する) | } 根尾層 |
| B: 断層角礫, 厚さ1.5m以上, 礫の大きさは一般にくるみ大であるが, ときには長径60cmのチャート(c)や10cmくらいの細粒砂岩礫もある (上位には徳山層がのっている) | |
| F: 断層 (N80°W, 30～30°N) | } 徳山衝上 |



の上にクリップとしてのっている。

2) 能郷谷北方から高屋山の南山腹を通り、黒津谷をへて一度南方地域外に達し、ふたたび悪田谷に現われる徳山衝上は中央部の徳山層の南限を画する。その一部の観察は図版 16 および 17 に示した。徳山衝上のこの部分の北側を占める徳山層は全体としてほぼ水平に分布し、褶曲した美濃層群（根尾層）の上位を占め、かつ徳山層は大向斜構造を形成している。この事実は徳山衝上が実在し、しかもかなり大規模なものであることを示す。徳山層は美濃層群（北側では左門岳累層、南側では根尾層）の上に位置しており、さらにホーデ谷の奥にはわずかながら魚坂峠砂岩層（左門岳累層）の下部が現われている。これは地窓から露出したものである。

3) 地域南西部能郷谷西方^{註23)}における徳山衝上についてのべる。能郷谷西方山地の山嶺部を占める徳山層は、その東側の能郷谷に沿った低所に分布する梶尾層との間にほぼ水平な境界面をもって境される。西側の徳山層も東側の根尾層もともに褶曲軸の走向がほぼ東西である。したがって両者は比較的低角度の断層で境されているものと推定される。図版 18 に徳山衝上がほぼ水平な面で両者を分けていることを示した。



T: 石灰岩層（石灰岩を主とし、一部にチャートおよび輝緑凝灰岩を含む）徳山層
 N: 粘板岩（薄いチャートを含む）根尾層
 F: 徳山層と根尾層との境をなす徳山衝上、全体としてほとんど水平である

図版 18 能郷谷西方山地の徳山層の分布と徳山衝上（茶屋峠から西方の能郷谷西方山地を望む）

このように徳山層と美濃層群とは3つの主要な低角度の断層によって境される。そして美濃層群の地質構造でのべたように、左門岳累層と根尾層との地質構造は調和し一部に整合関係がみられる。したがって美濃層群と徳山層とを境する3つの低角度断層は一連の衝上であり、衝上断層の生成後削剝によって徳山層が分離され、それにつ

註 23) 中村新太郎および別所文吉²⁴⁾ は能郷谷の西方山地の根尾層と徳山層との境を衝上であるとした。

れて徳山層の周囲をふち取って現われたものである。またこのことは衝上面が起伏して波打つが、全体としてはほぼ水平であることを示す。

II. 9. 2 伊勢衝上

北側の荒島岳図幅地内には野尻累層を主体とする衝上地塊⁵⁰⁾⁵³⁾⁵⁵⁾⁵⁹⁾があって、その北限は大納衝上とよばれ、南限は伊勢衝上とよばれる。伊勢衝上に伴った低角度の断層で、野尻累層と手取累層群または美濃層群との間には、シルリア系上穴馬層群・石炭系芦谷累層—伊勢変成岩類などが薄く挟み込まれて鱗片構造がつくられている。伊勢衝上は北東から域内にのびて本地域の北部に現われる。本衝上はこの付近では比較的緩く北に傾斜する。この伊勢衝上に沿って本地域の伊勢峠付近にわずかに上穴馬層群および芦谷累層が現われている。こゝでは芦谷層は野尻累層の大谷礫岩層中にまき込まれている。マガトジ層も鱗片構造の一部をなしている。またマガトジ層に接した石徹白層群は、伊勢衝上の生成に伴った衝上運動の影響をうけて不整合面に沿って多少転位したようである。

伊勢衝上を西に向かって追跡すると、秋生川に沿って直線的に西にのびる。これは後の断層（秋生断層）によって転位されたものであるが、元来伊勢衝上自体がかなり急斜していたものである。北西部において野尻累層の南限は伊勢衝上に境されて、姥ヶ岳層と接し、さらに秋生断層によって美濃層群と境される。この部分の伊勢衝上も直線状にのびており、断層面が直立することを示す。

域外北西方の雲川上流では巢原において荒島岳図幅の地域のハアミ谷夾炭層と同様の関係で、野尻累層の地窓から白堊系巢原層^{44),55)}が露出し、その南側では野尻累層の上に本戸累層（白堊系？）がのっている。その南限は衝上断層と推定され、本戸累層は南側の美濃層群と接する^{註24)}。雲川上流では本戸累層の南限が伊勢衝上に当たる。

本地域の秋生断層は雲川では伊勢衝上の北側を通り、野尻累層と本戸累層とを分けている。

本地域の伊勢衝上は西に向かって直線状に域外に出るが、直に北西に向かって方向を転ずる。伊勢衝上は北東方の域外で常に彎曲し、荒島岳図幅地域の大納衝上と連な

註24) 文献⁵⁵⁾ 参照のこと。

ること、域外には地窓が存在することなどから考えて、部分的には急斜した断層面をもつけれども、全体としては比較的緩く起伏した衝上断層に相違ない。伊勢衝上は徳山衝上とほぼ同時期^{註25)}に生成されて相伴なったものである。

II. 9. 3 衝上断層の生成された時期

徳山衝上の生成された時期は面谷流紋岩類の溢流後であり、石英斑岩岩脈の貫入前で、おそらく明神山—明石谷花崗岩の貫入前であろう。徳山衝上は能郷白山花崗閃緑岩によって切断されるので、その運動はこの岩石の貫入より古いことは明らかである。

本地域において姥ヶ岳層に野尻累層が衝上していることからみて、伊勢衝上の運動は姥ヶ岳層の堆積後である。地域外の荒島岳図幅地内では面谷流紋岩類よりは、新しいと推定されることを同説明書でのべた。北西地域で伊勢衝上は西谷流紋岩および安山岩類によって被覆されるので、これらの火山岩よりは古期に生成された。これらの火山岩は第三紀のものとして推定されるが、能郷白山花崗閃緑岩を被覆している。

上述の諸関係から徳山および伊勢両衝上は新白堊期中期ないし末期頃^{註26)}に完成されたと推定される。

なお、面谷流紋岩類中の火山円礫岩質岩石中に、徳山層中のものに似た石灰岩の礫を成層状に含むことは、面谷流紋岩類の噴出したときには、すでにこの近傍まで徳山層が接近していたことを暗示する。

II. 10 明神山—明石谷花崗岩

東部地域の川浦には種々の岩質をもった花崗岩が、大小の岩体としてあらわれている。これらを一括して明神山—明石谷花崗岩とよぶ。

板取川畔にやゝ大きい岩体を構成する花崗岩は一般に淡灰白色を呈し、一般に粗粒であるが、その周辺部では花崗斑岩質のことがある。明石谷の下流などでは美濃層群および面谷流紋岩類に接触変質を与え、周囲の岩石をホルンフェルス化している。鏡下ではペルト石あるいは正長石と石英とが文象構造をつくっている。斜長石は灰曹長石に属し、累帯構造をなし、内部は常に絹雲母の小粒が散点している。有色鉱物は比

註25) これらの衝上群は表日本衝上系として一括される⁵⁵⁾⁵⁸⁾⁵⁹⁾⁶⁰⁾。

註26) 飛騨山地およびその周辺部では多くの衝上断層がある。手取川上流の衝上断層²⁰⁾や、その他のものはいずれもほぼ同時期に生成したと考えられる⁵²⁾⁵⁴⁾。

較的少なく、わずかに黒雲母を含む。黒雲母は多少緑泥石化作用をうけており、淡黄緑色～淡黄褐色を呈する。また2次的鉱物として方解石や緑簾石を、副成分にはジルコンを含む。

板取川畔で小岩体をなすものの中にはその周辺部において、周辺の岩石すなわち花崗岩・砂岩・頁岩などを角礫状に捕獲するものや、角礫質の花崗岩（最大のものは径30cmに達する）からなる部分（銚子滝付近）もある。

箱洞付近の岩石は優白色を呈し、一般に中粒～粗粒である。明石谷下流のものに比較して斜長石（中性長石）はその量がきわめて少なく、一般に絹雲母に変化している。有色鉱物はいずれも変質して緑泥石・チタン石・方解石・鉄鉱などの2次的鉱物となっている。花崗岩の西の周辺部である明神谷付近では細粒の半花崗岩質のものとなっている。鏡下では石英・カリ長石・斜長石および有色鉱物からなる。石英とカリ長石とは部分的に文象構造を呈する。斜長石は灰曹長石～曹長石である。長石は一般に汚濁している。全体としては寄木構造をつくる。有色鉱物は角閃石および黒雲母で、角閃石は比較的量が多いが、黒雲母はわずかしか存在しない。角閃石は帯青緑色、ときに帯褐緑色を呈する。有色鉱物はしばしば変質して、緑泥石や緑簾石などを生じている。副成分にはジルコンや磁鉄鉱などがある。この岩体は明神谷で流紋岩を捕獲している。この捕獲岩体は変質して紫色を呈する。鏡下では流紋岩の流理構造が残存している。紫色は微粒の赤鉄鉱(?)による。捕獲岩の周囲の花崗岩は石英・斜長石（中性長石）にもっとも富み、わずかにペルト石(?)がある。有色鉱物は黒色鉄質物に変化している。図版14にこの捕獲岩を示した。

仲越付近および西ヶ洞の面谷流紋岩類中に胚胎され、螢石鉱床は明神山―明石谷花崗岩と密接な関係にあると推定される。岩質が種々に変化し、螢石鉱床と関係が深いことは、本花崗岩は地域外東方の木曾山地に貫入した苗木―上松型花崗岩²⁸⁾註27)に類似する。したがって、ここでは白堊紀末ないし古第三紀初頭のものとしてある。

II. 11 石英斑岩岩脈

石英斑岩は岩脈をなして徳山層および美濃層群に貫入している。また、しばしば平

註27) 苗木―上松型花崗岩の風化物から産する苗木石の年代算定は木村健次郎・三宅泰雄（日本化学会誌 53 巻, 第1号, 1933）によると約6,000万年である。これは古第三紀初頭に生成されたことを示す。

家岳累層中にも貫入している。地域内では一般に東半部に現われる。厚さは一般に薄く、数 m 以下であることが多い。しかし、ときに数 10m に達すること（内ガ谷）もある。

岩石は一般に灰白色～灰緑色の石基中に石英の斑晶が顕著にみられるものである。鏡下では完晶質で、斑状組織を示す。斑晶は石英および斜長石からなる。石英は斑晶の大部分を占め、自形を呈するが、縁辺部は多少融蝕されて彎入する。斜長石（中性長石）は変質をうけて絹雲母・方解石・石英などの集合物に変化することがある。そのほか、有色鉱物から変質した緑泥石と方解石との集合物もある。石基は石英・カリ長石・斜長石（？）・絹雲母などからなり、ほぼピロタキシティック組織を示す。

板取川上流の箱洞の花崗岩周辺部には、優白質の小岩塊が多数に貫入している。肉眼では花崗岩と区別し難いものもある。鏡下では斑晶は石英および斜長石からなり、石基はカリ長石・石英・斜長石などからなる。斜長石は甚だしく変質して多量の絹雲母を生じている。

中ノ水谷奥には幅数 m の岩脈が、甚だしく珪化作用をうけた美濃層群を貫いている。これは他の岩脈に比較して花崗斑岩質である。鏡下における岩石は、石英・斜長石（中性長石）および角閃石の大きい結晶とその他の鉱物の小結晶とからなる。石英と斜長石とは文象構造を示す。小結晶には正長石や有色鉱物がある。有色鉱物は褐色角閃石・黒雲母・紫蘇輝石などであり、いずれも一部が変質して緑泥石を生じている。

このほか多孔質であって、暗灰色凝灰角礫質の部分が主で、白色凝灰質部を角礫状に含み（角礫の大きさはいずれもクルミ大以下）、一見すると芯谷凝灰角礫岩層（平家岳累層）中の岩石に似た岩脈が、ワカダニ（厚さ約 80cm）および蠅帽子峠北方（厚さ数 m）の美濃層群に貫入している。いずれも風化が甚だしく新鮮な部分は採取できなかった。本岩も便宜上石英斑岩岩脈に含めた。

石英斑岩は上述したような岩石からなっており、明神山—明石谷花崗岩と近縁的である。本岩はときとして徳山衝上面に接近した徳山層（下大須南方など）に貫入し、その岩脈はとくに圧砕ないし著しい変質を受けていない。したがって衝上断層の生成された後に貫入したものである。

こゝで石英斑岩の岩脈としたものの中には、一部に面谷流紋岩類と近縁的なものも含まれるかも知れない。しかし、個々のものについて詳細な区分ができないので一

括した。その大部分は花崗岩と近縁的のものである。なお、北側の荒島岳地質図幅で面谷流紋岩類に含めたものの石英斑岩質流紋岩の大部分は、本岩に含められるべきものである。

これらの岩脈のうちの一部は小岩体であるので地質図から省略した。

II. 12 花崗閃緑岩

花崗閃緑岩はその主体をなす能郷白山花崗閃緑岩と、それから生じた岩脈とに区別される。

II. 12. 1 能郷白山花崗閃緑岩

能郷白山を中心として広い分布を示すものを能郷白山花崗閃緑岩とよぶ。

本岩は徳山層・美濃層群および姥ヶ岳層（足羽層群）を貫き、西谷流紋岩および安山岩類によって覆われる。周囲の岩石に軽い珪化作用を与えている。能郷白山花崗閃緑岩の周辺部では、無数の花崗閃緑岩岩脈が網状に古生界を貫いている。そのもっとも顕著な例は、小沢川の上流・能郷谷・徳山村白谷奥・温見白谷ならびに大河原西方山地でみられる。

こゝでは岩脈をも含めて、花崗閃緑岩の優勢な部分を能郷白山花崗閃緑岩として塗色してある。本岩にみられる捕獲岩の大部分は基盤に連なっていて、多数の岩脈によって切断されたに過ぎないと推定される。

岩石は青灰色を呈し、中粒～粗粒で、角閃石黒雲母花崗閃緑岩に属する。鏡下では石英・正長石・斜長石・角閃石・黒雲母などからなる。石英と正長石とは文象構造を示す。斜長石は中性長石で、帯緑褐色～淡黄色を呈し、半自形をなし、撓曲しており、常に累帯構造を示す。角閃石は帯緑淡褐色を呈し、半自形ないし地形をなし、ときに双晶をなす。一部は緑泥石化している。黒雲母も一部が緑泥石化している。そのほか、チタン石・緑簾石・燐灰石・ジルコンなども認められる。

本岩は明神山―明石谷花崗岩とやゝ岩質を異にするが、同時異質の貫入岩体と推定される。

北西部の越山付近では、本岩の貫入によって徳山衝上が切断されているので、白堊紀末期以後に貫入したものと考えられる。

II. 12. 2 花崗閃緑岩岩脈

能郷白山花崗閃緑岩の周辺部には、これから派生した多数の岩脈がある。この種の岩脈は本地域の西半部に多く、東半部にはきわめてまれである。本岩脈と石英斑岩岩脈との貫入地域が比較的明瞭に分かれている。

II. 13 第三系

第三系に属するものは、火山岩の西谷流紋岩および安山岩類である。

II. 13. 1 西谷流紋岩⁵⁰⁾⁵³⁾

北西部の姥ヶ岳周辺部には、足羽層群・面谷流紋岩類および伊勢衝上を覆い、安山岩類の下からほぼ同じ高度で西谷流紋岩が狭い範囲に露出している。

本岩は赤褐色で縞状を呈し、流理構造が顕著である。

顕微鏡下ではガラス質の包有物や、変質した岩石の破片などを多く含み、きわめて不均質である。明瞭な流理構造を呈する。斑晶には石英および少量の変質した斜長石が散点する。石基は隠微晶質で、そのなかに微細な石英や長石などがある。そのほか炭酸塩鉱物や2次の鉄質物などを多く含む。そのために岩石は淡い赤褐色を呈する。

本岩は能郷白山花崗閃緑岩を被覆するので、それより後期の火山噴出物であるが、本地域では正確な地質時代を決定できるような証拠はない。しかし、おそらく中新世初期頃のものであろう。

II. 13. 2 安山岩類

安山岩類には北西部の姥ヶ岳の山頂部を構成するものと、北東部の平家岳周辺部の山嶺を占めるものがある。

北西部の安山岩は、本地域の西側の野原幅内に広く分布する変朽安山岩の一員である。その主体をなすものは熔岩流であり、一部に集塊岩ないし凝灰角礫岩を含む。北東部のものは大部分が集塊岩ないし凝灰角礫岩からなり、一部に熔岩流を含んでいる。これらは地質図では区別して示されていない。

熔岩流

熔岩流をなすものはいずれも変朽安山岩である。北西部の安山岩類中には北西方地域外で、比較的初期に噴出したと考えられる粗粒玄武岩を伴なう。粗粒玄武岩は比較的新鮮で黒色塊状をなし、多量の斜長石の斑晶を含む。鏡下では過斑晶組織を示す。斑晶は斜長石（中性～曹灰長石）普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石からなる。斜長石は自形を呈し、量はもっとも多い。普通輝石は自形～半自形で、多くのブロックに分かれて消光する。石基と接するところは融蝕され、累帯構造は比較的著しい。紫蘇輝石の量はわずかである。橄欖石は変質して蛇紋石および鉄鉱に変化している。石基は輝石・斜長石・鉄鉱・ガラス質物および燐灰石からなる。輝石は粒状他形の普通輝石と柱状をなす少量の紫蘇輝石とである。斜長石には累帯構造および双晶の発達が著しい。ガラス質物は脱ガラス作用によって赤褐色の物質に変化している。

安山岩は常に変質している。猿塚付近のものは斜長石および輝石（または橄欖石）はもとの形を残しているが、一般に甚だしく変質されて方解石や緑泥石に変化している。しかし、斑状組織は残されている。

集塊岩ないし凝灰角礫岩

一般にクルミ大～拳大、ときに人頭大の安山岩角礫が熔岩または凝灰岩によって取り込まれたものである。まれに基盤を構成する岩石の礫を含む。越山の北西部のものは夏蜜柑大のチャートの角礫を多く含むことがあり、平家岳周辺部のものはしばしばクルミ大の西谷流紋岩の角礫を含む。

安山岩類の噴出の時期は詳らかではないが、おそらく中新世頃であろう。

II. 13. 3 玢岩—安山岩岩脈

諸処に玢岩—安山岩岩脈が貫入している。このうちの一部は白堊紀頃に貫入した可能性がある。しかし、第三紀のものと区別することができないので、こゝでは一括して塗色した。

岩石は一般に青灰色を呈し、粗粒—中粒で輝石の斑晶が散点するものと、細粒で肉眼によっては斑晶が認め難いものがある。

鏡下では完晶質で斑状組織を示し、斑晶は炭酸塩化作用や緑泥石化作用をかなりはげしく受けている。

斑晶の輝石は一般に長さ約2mmであるが、ときに約1cmに達する。半自形な

いし他形を呈し、しばしば双晶を示す。一部は変質して緑泥石化す。斜長石（曹灰長石—中性長石）は半自形ないし他形を呈し、しばしば累帯構造を示す。

石基は斜長石（中性長石）・黒雲母・輝石・磁鉄鉱などによって構成され、ピロタキシチック組織を示す。変質の甚だしいものもあり、緑泥石・緑簾石・方解石などが生成されている。また、もとのガラス質の部分が認められることもある。

姥ヶ岳周辺部にはしばしば玄武岩質岩脈の小岩体が認められる。安山岩類としたもののうちの、橄欖石輝石粗粒玄武岩と同質のものであろう。いずれも小岩体なので地質図には示さなかった。

II. 14 第四系

本地域の第四系には段丘堆積物および沖積層がある。

II. 14. 1 段丘堆積物

諸川の流域には諸処に段丘堆積物がある。いずれも分布はきわめて狭い。一般に礫および砂を主とし、薄い粘土を挟む。

地域南東部の仲越^{なかごし}および白岩の南方には、諸処に小規模な崖錐性堆積物が認められる。これは石灰岩の角礫によって構成され、石灰質物質で硬く固結されている。図版 19 にこの一例を示した。崖錐性堆積物の分布は狭いので地質図には示されていない。

II. 14. 2 沖積層

河川の流域には小規模ではあるが、沖積層が分布している。礫・砂および粘土によって構成される。

II. 14. 3 新期の断層

本地域には徳山および伊勢両衝上の生成後に生じた多くの断層がある。そのうちで、もっとも顕著なものは秋生断層・温見谷—下大須線および能郷白山—天神堂線である。

秋生断層は本地域の笹生川および上伊勢の川（伊勢川上流）を断層谷とし、その走向はほぼ東西である。東の延長は北方の荒島岳図幅地域にぬける^{註28)}。断層面は上秋

註 28) 荒島岳地質図幅の研究に際してはこの断層の東方延長が確認できなかったが、本研究によって同図幅地内の中伊勢・日ノ谷下流・米俣南方山地を経て、白鳥図幅地内の池ガ島から上半原東方にのびていることが判った。



L: 石灰岩の角礫 S: 折れ尺

図版19 地域外南東方にみられる石灰岩の角礫からなる崖錐性堆積物（水出から約2km南方の道路傍）

生向谷の入口で確認され、こゝでは走向が東西で直立している。下秋生の笹生川南岸でも走向がほぼ東西で、 75° Nの傾斜の滑り面が確認される。本断層は西谷流紋岩および安山岩類を切断するものようである。

温見谷一下大須線は温見谷・大河原ノボリ谷・越波谷などを断層谷とする著しい構造線である。この断層運動は古期の岩層をはげしく転位させている。たとえば能郷白山花崗閃緑岩を切断して、断層の南側をESEに向かって、2km以上も移動させている。西谷流紋岩および安山岩類との関係は不明である。断層面は大河原北西の水無谷で確認された。これを図版20に示した。なお、オーゴ谷では段丘堆積物の礫層^{註29)}を切断している。その断層面は、走向 $N55^{\circ}W$ 、傾斜 $60\sim 65^{\circ}S$ で、2～5cmの断層粘土を伴う。これは断層の生成はかなり古く（花崗閃緑岩の貫入後）、かつ洪

註29) この礫層は分布が狭いので地質図には示されていない。



P: 粘板岩 (黒色千枚岩化) } 根尾層
 S: 細粒砂岩 }
 G: 輝緑凝灰岩 (緑色千枚岩化) } 徳山層
 B: 断層角礫 D: 玢岩岩脈

図版20 温見谷一下大須構造線の断層面 (大河原水無谷) この断層は北西方延長部段丘堆積物 (地質図には省略) を切断している

積紀後にも活動したことを示す。

能郷白山—天神堂線は能郷谷において2本に分岐している。本地域では断層面を確認できなかったが、断層の両側では地層に喰違いがあり、断層に近接した根尾層の粘板岩はしばしば変質して黒色千枚岩質になっている。この断層の南方の延長部は谷波図幅地内に入って水鳥を通り、濃尾大地震で生じた根尾谷断層の一部である水鳥の断層と一致する。

根層谷断層^{註30)}

新期の断層である^{2)~7)12)13)16)25)} 根尾谷断層の活動についてのべる。

明治24年10月28日の濃尾大地震において、水鳥の根尾川沖積原に断層を生じ

註30) 人によって根尾断層ともいう。

た。そのうちで、もっとも顕著なものは NNW - SSE に向かって走り、当時の岐阜街道を切断し、断層線の東側は西側に対して約 6m 隆起し、かつ東側は北に 4m 移動した。断層面は傾斜が 40° W であった。これが有名な水鳥の断層である。

根尾谷断層は、小藤文次郎²⁾によると、SE 端は岐阜県可児郡帷子付かたびら近から起り、関市稲口・山県郡高富町・同郡伊自良村・本巢郡本巢村川内などを経て、根尾谷に入り、根尾村水鳥・同村板所などを経て、能郷白山にいたり、図幅地域北西方の福井県大野郡温見・今立郡美濃俣等を通して、福井市付近まで達し、全長 112km に及ぶといわれる。

水鳥付近を除いて常に北東側が南西側に対して相対的に低下し、かつ前者が後者に対して NW 方向に水平移動した。垂直および水平方向の転位量は、それぞれ最大 1.5m および 2m であった。なお黒津でも断層が生²⁾²⁵⁾じたといわれる。これは地質図に示した黒津を通る NNW - SSE 方向の断層に当たる部分であろう。

今村明恒¹⁶⁾あきつねによると、根尾谷断層は日本海から伊勢湾にいたるまで中央日本を横断し、相雁行する 3 ~ 4 の部分からなる断層系であるとした。断層の NE 側の山地は NW に向かって移動するとともに 20cm 内外隆起し、SW 側の低地は SE に移動するとともに 4 ~ 10cm 低下したとのべた。

根尾谷断層の両側の転位量が、水鳥付近で例外的に著しいことは、断層が比較的軟弱な地層を通る時に、局所的な隆起を伴った異常変位であると考²⁾²⁵⁾えられている。

本地域の根尾谷断層は温見谷一下大須線の北西の北部分および能郷白山一天神堂線の組合わされたものからなっている。温見峠の東方で前者の断層が礫層を切断していることは、この断層も比較的新しい時期に活動したことを示す。これらの断層は、両側の岩層の転位量や変質の程度からみて、濃尾大地震において生成されたものではなく、古くから生成されていたものが、この地震に際してふたたび転位を繰り返したものである。

III. 応用地質

本地域の地下資源として銅・鉛・亜鉛・マンガン・ドロマイト・石灰石・石炭・石

材などが産する。

III. 1 銅・鉛および亜鉛

この種の鉱床には、鉛および亜鉛鉱を主とし、銅鉱を伴うもの、銅鉱を主とし、鉛および亜鉛鉱を伴うものがある。いずれも鉱脈をなす。

鉱床は伊勢衝上に接近した地域の珪化帯に多く、その生成された時期は北方地域外（荒島岳図幅地内）の中竜鉱山のものと同様と考えられる。中竜鉱山の鉱床群は、本地域の徳山および伊勢両衝上の生成と、同時期と考えられる大納衝上の生成後である。本地域の諸鉱床の生成は、明神山—明石谷花崗岩および能郷白山花崗閃緑岩と密接に関係していると推定される。したがってこれらの鉱床はおそらく、白堊紀末ないし古三紀初頭に生成されたものであろう。本地域の鉱床はいずれも規模が小さく、現在探鉱中のものが1鉱山あるにすぎない。

伊勢鉱山⁴⁶⁾

鉱床は上伊勢南方（トコノマ谷）にある。左門岳累層中に胚胎された鉱脈で、走向約N50°W、傾斜60°Sである。滝ノ坑で東に向かって約25m掘進し、探鉱されている。鉱脈の厚さは最大1m、一般に30cm以下である。鉱石は方鉛鉱および閃亜鉛鉱を主とし、黄銅鉱および黄鉄鉱を伴う。脈石は石英・方解石・緑簾石などである。

付近に旧坑が3カ処ある。いずれも鉱脈は薄く、稼行の対象にはならない。上伊勢の南部の山地にも旧坑がある。この旧坑は文久年間に銀鉱として稼行されたといわれる。

滝ノ坑における鉱石の品位は第3表の通りである。

第3表 伊勢鉱山滝ノ坑産鉱石の分析値

鉱石	銅 %	鉛 %	亜鉛 %	鉄 %	計 %
銅 鉱	1.08	28.78	19.09	—	48.95
方 鉛 鉱	0.01	60.84	1.86	—	62.71
閃 亜 鉛 鉱	0.05	0.28	11.12	—	12.075
（黄鉄鉱を含む）	0.21	0.50	19.09	23.23	48.95

備考 京都大学鉱山学教室分析（昭和29年12月）、鈴鹿恒茂⁴⁶⁾による。

その他の鉱床

左門岳累層中には諸処に鉱脈が認められる。伊勢衝上に沿ったものには、上秋生向谷・中ノ水谷入口などの鉱床がある。

上秋生向谷の鉱床^{註31)}は3条の鉱脈からなり、いずれも黄鉄鉱に富む石英脈で、厚さは50 ; 130 および 10cm といわれる。走向はN40° E で直立する。鉱石は黄鉄鉱中にわずかに黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などを含む。

中ノ水谷入口の旧坑はかつて福田鉱山として稼行されたという。現在旧坑は崩壊して鉱床を調査することができなかった。

東ノ水谷の奥にも旧坑がある。鉱脈で鉱石は方鉛鉱および閃亜鉛鉱を主とし、黄鉄鉱および黄銅鉱の混じるものである。鉱脈の走向N45° E 傾斜60° N である。厚さは数cm ~ 10 数cm にすぎない。

また、中ノ水谷奥の塀風山西方の谷沿いにも旧坑があるといわれる。この付近の左門岳累層はやゝ著しい珪化作用をうけている。

III. 2 マ ン ガ ン

本地域には多数のマンガン鉱床が知られている。その大部分は現在休業中で、稼行または探鉱中のものは数カ処に過ぎない。鉱床は徳山層または根尾層中に胚胎される。いずれもチャートに伴なうか、チャートに近接した粘板岩または輝緑凝灰岩層中に賦存する。

長 島 鉱 山

能郷東方の倉見の根尾西谷川南岸で稼行している。根尾層のチャートを上盤、粘板岩を下盤とし、成層状をなす1層である。厚さは一般に数cm ~ 数10cm である。

走向は一般にNW-SEで直立層であるが、小褶曲によって地層が擾乱され、傾斜の緩い部分があり、このような緩傾斜の処では厚さが増し、60cm 以上になり、ときには3.5m に達する。この厚い部分に開坑し、鉱床に沿って掘進している。

鉱石は炭マンを主とし、酸化マンガン・バラ輝石および緑マンガン鉱を伴なう。炭マンの品位はMn 30 ~ 40% といわれる。

軽便索道(1,800m)を設けて根尾・西谷川北岸の県道を搬出し、こゝからトラッ

註31) 鉱床については、宮本弘道(昭和19年1月稿):福井県西谷村銅鉱床調査報告(未発表)による。

クによって運搬する。1051年頃は年間Mn 1,300tを産出していた。現在は年産Mn 150tである。坑内夫約10名。小川太郎が経営する。(昭和31年現在)

その他の鉱山

稼行中のおもなものは、他に川瀬・初廉谷・大谷および大日の諸鉱山がある。これらの鉱山の概要を第4表に示した。

第4表 マンガン鉱山一覧表 (昭和32年10月現在)

鉱山名	位置	地質	鉱床・鉱石	品位 %	現況
門脇	尾砂谷	根尾のチャートを母岩とする		—	探鉱中, 東化工業株式会社
川瀬	堂の南方・根尾東谷川の東岸	徳山層の輝緑凝灰岩層中にある		MnO ₂ 80	年産 250t 由良英三
大谷	天天堂西方山地	徳山層のチャート層中にある	厚さ0.8~1m, 炭マン, バラ輝石	Mn 35	年産 110t 中原安太郎
初鹿谷	初鹿谷北西方山地	徳山層の輝緑凝灰岩層中にある	炭 マ ン	Mn 45	年産 188t 中原安太郎
大日	能郷八谷	根尾層(チャートおよび粘板岩)中にある		Mn32~40	稼行中
一	能郷谷東方山地	同上		—	探鉱中

備考 鉱床および品位に関しては地質鉱産誌 B1b による。

これらのほかに、図幅地域南部(根尾層および徳山層の分布地域)には諸処に採掘され、あるいは探鉱された旧坑が認められる。

III. 3 螢石

鉱床は面谷流紋岩中に胚胎される石英脈に伴なう。仲越付近で稼行されるもののほかに休山中のものがある。西ケ洞上流では螢石の転石が認められる。

山県 鉱山

仲越北方の中溝谷に開坑する。鉱床は3脈ある。最南部のものは中溝第1坑で稼行される。鉱脈の走向はN65~75°Eで、傾斜は60~85°Nである。坑口では3条に分岐し、それぞれ数cm~数10cmの石英脈が、厚さ数cm~30cmの流紋岩と交互にみられる。石英脈の厚さは最大1m、一般に約35cmである。螢石はこの石英脈に伴ない、厚さは10数cm~30cmであるが、ときに数10cmに膨大する。第1

坑の北方約20mに平行脈があり、これを稼行した旧坑が見られる。こゝでは厚さ最大約2mに達したという。さらに北方約100mに1脈がある。走向はほぼN-Sで、傾斜は60°Wである。この鉍脈は中溝第2坑によって探鉍中である。労務者数約10名・手選によって選別する。選別された鉍石の分析値を第5表に示す。(昭和31年現在)

第5表 山県鉍山の螢石の分析値

SiO ₂ %	CaF ₂ %	CaO %	Al ₂ O ₃ %	Fe %	MgO %	Ig loss %	Total
3.02	94.04	1.36	0.06	0.10	0.50	0.50	99.58

1956. 12. 11 日 備考 鉍石は選鉍されたもの、地質調査所分析

日永鉍山

山県鉍山の北西方山地にあり稼行されたことがある。鉍脈で、鉍脈中には黄鉄鉍を伴ない、品位はCaF₂ 30～60%といわれる^{註32)}。休山中・日永鉄工業株式会社

III. 4 ドロマイト

南東方地域外ではドロマイトが稼行されている。本地域の南部の石灰岩中にもドロマイト鉍床が胚胎されている。第6表に地域南方で採掘されているドロマイトの分析値を示した。

第6表 ドロマイトの分析値

SiO ₂ %	Fe %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	P %	Ig loss %	Total
1.30	0.10	0.06	33.13	18.39	0.04	45.78	98.80

1957. 4. 17 備考 鉍石は選鉍されたもの、地質調査所分析

III. 5 石灰石

徳山層のうち、石灰岩層は鉍床としては、その量はきわめて豊富である。しかし、交通が不便で運搬上不利のために大規模な採掘は行なわれていない。

註32) 地質鉍産誌BIIによる。

昭和28年頃に仲越において、この石灰岩を採掘し、仲越で徳山層中の石炭を燃料として石灰を製造したが、現在は休止している。

能郷谷西方山地にも、かなり広く石灰岩が分布しているが、石灰岩の採掘は全然行なわれていない。

III. 6 石 炭

本地域の石炭は大別して二畳系の徳山層に含まれるものと、上部白堊系の平家岳累層（足羽層群）に含まれるものがある。鉱床としては後者の方がやゝ有利である。

III. 6. 1 北 陸 炭 鉱^{31)註33)}

沿 革

明治初年に発見されたという。明治20年頃金子某により探鉱された。昭和15年5月加藤信一が入手し、越前炭鉱と称して探鉱し、昭和17年10月休山した。昭和20年1月これを再開し、23年まで小規模に採炭したがみるべき出炭はなかった。昭和30年春に現鉱業権者正者保之がこれを譲り受けて、事業に着手したが、昭和32年にいたって休業し、現在にいたる。

交 通

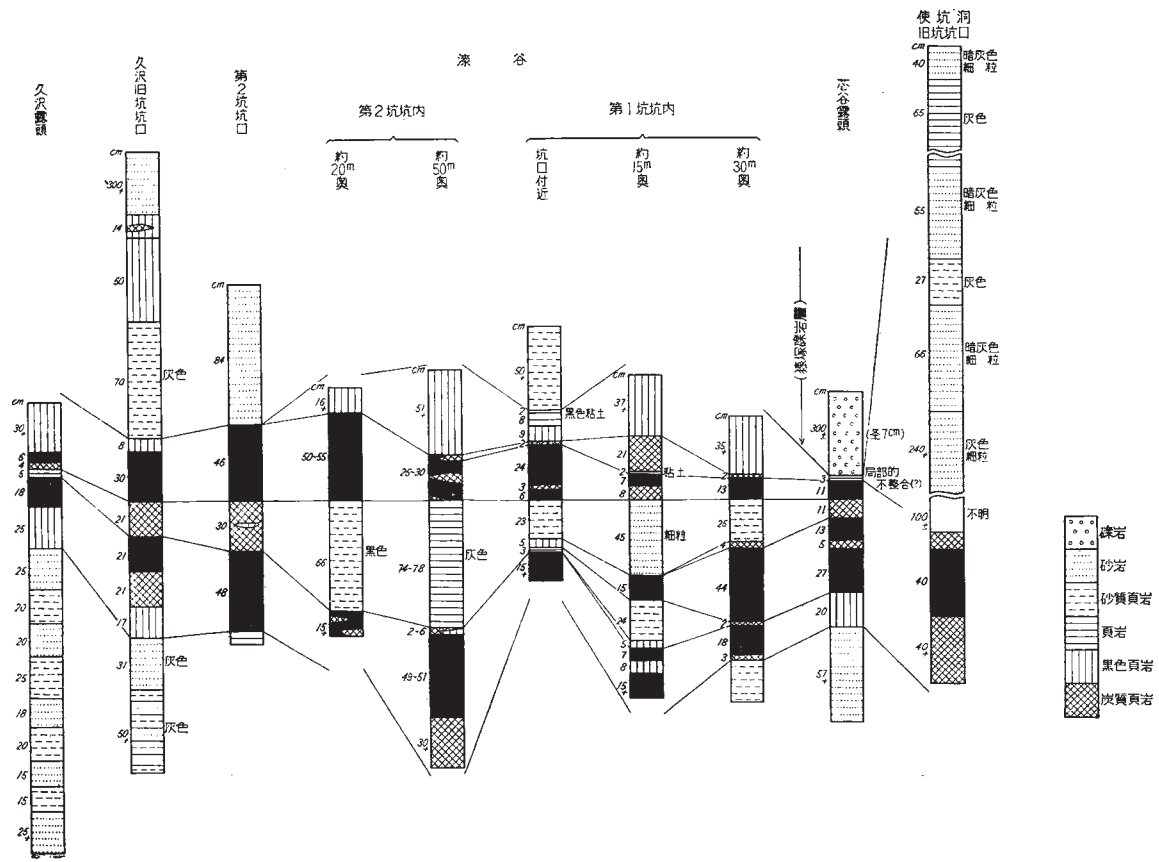
京福電鉄大野駅から越美南線白鳥駅の間省営バスが通っている。その中間の大野から約38km、白鳥から約20kmの、大谷から山元まで約8kmの間トラック道路が敷設されている。

地質および炭層

本地域の地質は、基盤が美濃層群の左門岳累層で、これを不整合に足羽層群の平家岳累層が覆い、その上位に面谷流紋岩類が整合に重なる。これらを安山岩類が被覆し、処々に石英斑岩と玢岩—安山岩の岩脈が貫く。

平家岳累層は下からそれぞれ整合に重なる。芯谷凝灰角礫岩層・漆谷夾炭層および猿塚礫岩層からなる。炭層は漆谷夾炭層中にあり、稼行可能のものは1層である。炭層は膨縮性に富み、一般に薄層であるが全体としては比較的よく連続性を示す。そし

註33) 河合正虎・尾崎次男・矢崎清貴（昭和21年7月調査）：福井県下石炭鉱床調査報告（未発表）



第2図 北陸炭鉱の炭柱図

て平家岳の山腹の周囲を取り巻いて露出している。小褶曲によって走向および傾斜は種々に変化するが、全体としてはほぼ水平（北に緩く傾く）に近い。炭層の厚い部分で約 1m、一般に数 cm ～ 60cm である。

炭質は半無煙炭に属し、品位は約 5,000cal である。大部分が粉炭で、塊炭はきわめて少ない。また、わずかに天然コークス質のものが含まれる。第 7 表に分析値を示す。第 2 図に本炭鉱の炭柱図を示した。

第 7 表 北陸炭鉱の石炭分析値

銘柄	水分	灰分	揮発分	固定炭	発熱量	全硫	純炭に対する		灰の色	粘結性	備 考
	%	%	%	%	cal	%	固定炭	補正			
				素		黄	素	発熱量			
粉炭	1.87	33.90	12.49	51.74	5363	0.53	84.10	8717	赤 (褐)	非粘結	選炭済み貯炭 (篩分)
〃	1.93	37.22	6.72	54.13	5128	0.78	93.54	8861	灰白 (褐)	〃	〃
塊炭	1.38	1.27	7.52	89.83	8579	1.26	92.37	8822	淡赤 (褐)	〃	塊炭は極く 少量

地質調査所 技術部化学課分析

昭和 30 年 8 月の巡回当時は、労務者坑内約 10 名、坑外約 10 名で、坑口から漆谷入口付近の現場事務所まで、軽便索道によって搬出し、さらにトラックで白鳥駅に運搬し、その出炭量は月産約 50t であった。

III. 6. 2 徳山層中の炭層

徳山層中には炭層が挟有される。古生界中の炭層としてはわが国では珍しいものである¹⁷⁾¹⁹⁾。炭層は膨縮性に富み、産地が不便なところであるから小規模に稼行されたことがあるにすぎない。炭質は無煙炭で、粉炭である。第 8 表 (A) に工業分析値を、第 8 表 (B) に元素分析値を示した。

檜山炭鉱

カシワラ谷の西側山腹の絶壁に炭層の露頭がある。こゝでは、石灰岩中に挟まれ、1 層が認められる。炭層は緩く波打っているが、一般走向 N20° W、傾斜 15° W である。炭層の厚さは数 cm ～ 1m 余で膨結するが、平均約 50cm である。上下盤とも石灰岩であり、下盤から *Pseudofusulina* cf. *vulgaris* が産する。10 数年前に檜

第8表 (A) 徳山層中の石炭の分析値 (工業分析)

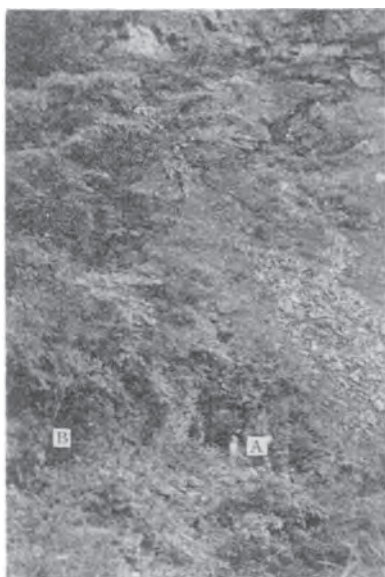
採取場所	水分 %	灰分 %	揮発分 %	固定 炭素 %	発熱 量 cal	全硫 黄 %	純炭に対する		灰の色	粘結性
							固定 炭素	補正 発熱量		
伊 往 戸	1.71	91.24	—	—	—	—	—	—	淡赤 (褐)	—
神崎北西方	13.78	23.34	22.92	39.96	4,338	6.53	63.55	7,110	濃赤 (褐)	非粘結
仲越部落	8.84	13.01	19.83	58.32	5,693	8.42	74.63	7,383	淡赤紫	//
カシワラ谷 (檜山炭鉱)	10.59	14.71	21.63	53.07	5,193	9.25	71.44	7,063	鮮橙赤	//

地質調査所分析

第8表 (B) 徳山層中の石炭の元素分析

採取場所	灰分	炭素	水素	酸素	硫黄	窒素	補正純炭に対する				
							炭素	水素	酸素	硫黄	窒素
カシワラ谷産 (檜山炭鉱)	16.45	63.70	2.49	6.73	10.35	0.28	77.47	3.03	8.18	12.59	0.34

地質調査所分析



A 断崖中腹の旧坑 A, B: 坑口 B 坑口 図版21AのA坑口

図版21 檜山炭鉱旧坑 (かしまら谷西側の断崖)

山某が稼行したという。炭質は無煙炭で、品位は約 5,000cal である。図版 21 に旧坑を示した。

仲越付近の炭層

仲越付近の徳山衝上に接近した部分には 5カ所に炭層が認められる。炭層は徳山層中のもので、一般にはげしく擾乱され、ときとしては見かけの厚さが数mを超える。そのために、一部では露天掘りによって採掘されたという。しかし、稼行状況はいずれも小規模であった。竹岡重平は、昭和 28 年から約 1カ年に亘り、これらの炭層を採掘して燃料とし、徳山層の石灰岩を焼いて石灰を製造した。現在は休業している。

その他の炭層

徳山層中の炭層は、地域南方舟伏山の西山腹の石灰岩層中・同南東山腹の輝緑凝灰岩層に挟み込まれ、いずれも旧坑がある。またカシワラ谷南方の伊住戸のチャート層中に数 cm ～ 1.5m の膨縮性の甚だしい炭質頁岩が認められる。

III. 7 石材その他

石材としては大理石が採取される。堂の南方の比較的層理の明瞭な黒色石灰岩、およびその付近の白色結晶質石灰岩や黒色石灰岩の転石を加工したものである。採石の規模はきわめて小さく、稼行の時期も不定期であり、注文に応じて採石するにすぎない。

堂付近から南方の根尾東谷川、および仲越南方の通路沿いの川床から庭石が採取される。これは徳山層中のチャートおよび輝緑凝灰岩を主とし、ときに輝緑岩が河中に崩落し、または転石として流されたものである。チャートは赤褐色のもの、輝緑岩は帯青藍色のもの、輝緑凝灰岩は青味～緑色の勝った岩石が喜ばれる。庭石としての大きさは種々であるが、10 数 cm 大から数 m 大のものまで拾われている。不規則な形状をなし、稜角が磨滅し、やゝ丸味を持つものが、高価である。

丸山（初廉谷奥）から産する菊花石とよばれるものは珍石として重用される。図版 22 にこれを示した。

この岩石は基質が輝緑凝灰岩からなり、これに石灰質物質が菊の花弁のような模様をつくるので菊花石の名がある。基質は一般に青色を帯びた黒・褐および暗緑色であり、花弁は一般に白色、ときに淡紅色または紫色の交じることがある。模様の大さ



花模様：石灰質物質（石灰石）に珪質物質（蛋白石）が交じる
基質：輝緑凝灰岩

図版22 菊花石

説明：放射状の花弁に当たる個々の断面は六角形をしている

は一般に径数cm～10数cmであるが、ときに20～30cmに達することがある。丸山ではかつて2カ所で採掘された。このほか初鹿谷では各処で流出したものが谷川から得られる。また、まれに岩井谷および黒津谷から転石として得られたこともあるという。

菊花石の成因については坪井誠太郎²⁷⁾・脇水鉄五郎³⁰⁾・益富寿之助・山崎外次⁴⁸⁾などのいろいろの説^{註34)}がある。

註34) 坪井誠太郎は噴出した輝緑岩および輝緑凝灰岩が冷却するに際して亀裂を生じ、これに石灰質物質が沈積し、その後一部が珪質物によって交代されたと考えた。脱鉄五郎は菊花をなす個々の花弁の断面が六角形であることに注意し、母岩の固結前に霰石の結晶として生成されたと考えた。益富寿之助および山崎外次⁴⁸⁾は京都西郊の西芳寺谷産の菊花石を観察してその生成順序を次のようにみた。(i) 母岩の輝緑玢岩古生層中に貫入するに当たり、原岩漿が分化してまず輝緑玢岩を固結させた。この玢岩は角閃石を含む。(ii) 輝緑玢岩を分化した残漿は角閃石成分に富み、この残漿はすでに因結した玢岩の裂隙に沿って侵入し、これを交代しつつ、角閃石の放射状結晶を晶出した。これが菊花の原形である。(iii) その後にCO₂に富む低温の浅熱水が上昇し、選択的にまず角閃石を分解変質させて炭酸カルシウムを交代沈殿させ、角閃石分を残りなく方解石およびカオリン[?]化し、菊花石を生成した。このような交代変質作用によってできた一種の角閃石後の方解石仮像である。(iv) この最後の作用は母岩にも及んだが角閃石に較べて緩慢である。以上の各段階の交代変質作用は一連の岩漿分化の推移を示すもので、輝緑岩質源岩漿の岩漿分化と、それに伴う変質作用(Autometamorphism)の範囲内で行なわれた。との結論を得て、この見解を初鹿谷産のものにも適用し、最終段階の炭酸塩化作用に珪化作用の一段階が加わったものとした。

文 献

- 1) 坂市太郎：飛騨四近地質報文，地質要報，第3号，1887
- 2) Koto, B. : On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan, 1891,
Jour. Coll. Sci. Tōkyō Imp. Univ., Vol. 5, 1892
- 3) 田中館愛橘・長岡半太郎：1891年濃尾地震に伴う等磁力線の変動，東京大学理
科大学紀要，Vol. 5, No. 4, 1893
- 4) 脇水鉄五郎：濃尾大地震の震源に就いて，地学雑誌，Vol.5, No. 50, 1893
- 5) 福井県：福井県震災景況，震災予防調査会報告，No. 2, 1894
- 6) 大森房吉：明治24年10月28日濃尾大地震の調査（第2回報告），同上，No.
32, 1899
- 7) 小川琢治：濃尾地震後地形変化の測定結果(万国測地委員会の報告)，地学雑誌，
Vol. 15, No. 179, 1903
- 8) 小藤文次郎：地質学上の見地による江濃地震，震災予防調査会報告，No. 69,
1910
- 9) 大築洋之助・清野信雄：20万分の1地質図幅「敦賀」，および同説明書，1919
- 10) Ozawa, Y. : The Post-Palaeozoic and Late-Mesozoic Movements in the Inner
Zone of Japan, Jour. Fac. Sci. Tōkyō Imp. Univ., Sec. 2, Vol. 1,
Pt. 2, 1925
- 11) 小沢儀明：西南日本内帯における第三紀以前の地殻変動，地理学評論，Vol 2,
No. 2, 1926
- 12) 中村新太郎：根尾断層につきて，地球，Vol. 8, No. 4, 1927
- 13) 佐藤伝三：根尾谷断層，天然記念物調査報告（地質鉱物の部）（第2輯，1927
- 14) 小沢儀明：赤坂石灰岩の研究，地学雑誌，Vol. 39, No. 460～461, 1927
- 15) Ozawa, Y. : Stratigraphical Studies of the *Fusulina* Limestone of Akasaka,
Province of Mino, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tōkyō, Sec. 2, Vol.
2, Part. 3, 1927
- 16) Imamura, A. : On the Seismic Activity of Central Japan with Special Reference,
to the Cause of the Great Mino-Owari Earthquake of 1891, Proc.
Imp. Acad., Vol. 4, No. 7, 1928

- 17) Tokunaga, S. : Palaeozoic Coals Found in the Province of Mino, Proc. Imp. Acad., Vol. 3, No. 10, 1928
- 18) Ozawa, Y. : Geological History of Southwestern Japan during Mesozoic Time, Proc. 3rd Pan-Pac. Sci. Congr. Tōkyō (1926), Vol. 1, 1928
- 19) 徳永重康・飯坂五郎: 美濃及び秩父地方における含石炭古生層の研究 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 36, No. 429, 1929
- 20) 藤本治義: 手取川流域に発見せる著るしい衝上断層, (演旨), Vol. 38, No. 446, 1930
- 21) 岡山俊雄: 美濃越前地内の断層地形(1, 2), 地理学評論, Vol. 7, No. 11 & 12, 1931
- 22) 小林貞一: 層序論より見たる西南日本中生代の地殻変動, 地質学雑誌, Vol. 38, No.458, 1931
- 23) Iisaka, G. : On a New Species of *Schellwienia*, *Sch. ozawai*, from the Mt. Funafusé District, Prov. of Mino, Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 39, No. 460, 1932
- 24) 中村新太郎・別所文吉: 根尾断層をめぐる地質構造 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 40, No. 477, 1933
- 25) 津屋弘達: 水鳥の地震断層と付近の地質, 地震, Vol. 9, No. 9, 1937
- 26) 関 武夫: 伊吹山付近秩父系の層序および構造について, 矢部教授還暦記念論文集, Vo. 1, 1938
- 27) 坪井誠太郎: 岐阜県根尾谷の菊花石について, 自然科学と博物館, No. 102, 1938
- 28) 柴田秀資: 美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩およびペグマタイト, 1.2.3.4, 地質学雑誌, Vol. 40, No. 525, 553, 554 & 555, 1939
- 29) Kobayashi, T. : The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Japanese Islands, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tōkyō, Sec. 2, Vol. 5, Part. 7, 1941
- 30) 脇水鉄五郎: 菊花石の成因, 濃飛, Vol. 10, No. 9, 1941
- 31) 清島信之: 大野炭田越前炭鉱一特に久沢地区について, 地質(地下資源協会刊), No. 1, 1949

- 32) 石岡孝吉・亀井節夫: 福井県九頭竜川上流地方におけるゴトランド紀層の発見 (予報), 地質学雑誌, Vol. 56, No. 653, 1950
- 33) 小林 優: 岐阜県舟伏山附近の地質といわゆるクリッペに就いて(演旨), 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951
- 34) 早坂一郎・松尾秀邦: 福井県大野郡上穴馬村野尻“小椋谷”産 Permian-fossils について(予報)(演旨), 地質学雑誌, Vol. 57, No. 670, 1951
- 35) 天野昌久・遠藤誠道: 大道谷植物化石について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952
- 36) 前田四郎: 手取層群に双子葉植物化石および赤色凝灰岩の発見とその意義 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952
- 37) 松本達郎: 日本の白堊紀と造山期の問題(討論会要旨), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952
- 38) 藤本治義: 関東および中部地方(古生界討論会要旨), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
- 39) 松尾秀邦・喜田惣郎: 福井県足羽川上流における足羽植物群(上部白堊系)の産出およびAngisperm Seriesについて(演旨), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
- 40) 松尾秀邦: 北陸地方における上部白堊系足羽統(Asuwa Series)の創設について(討論会要旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 706, 1954
- 41) 藤山家徳: 中部日本の二畳系について—岐阜県船伏山地方(討論会要旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 706, 1954
- 42) 河合正虎・他4名: 福井県大野郡荒島岳の周辺に分布する中生界の地質並びに石英粗面岩類との関係について(演旨), 地質学雑誌, Vol. 60, No. 706, 1954
- 43) Matsuo, H.: Discovery of *Nelumbo* from the Asawa Flora (Upper Cretaceous) in Fukui Prefecture in the Inner Side of Central Japan, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan N. S. No. 14, 1954
- 44) 小林 学: 福井県大野郡西谷村付近の地質, 東京教育大学地質鉱物研究報告, No. 3, 1954

- 45) 尾崎金右衛門・山田一雄・加藤 誠：福井県大野郡上穴馬村の二畳系（演旨），
地質学雑誌，Vol. 60，No. 706，1954
- 46) 鈴廉恒茂：大野郡伊勢鉦山，地下資源の全貌（2），福井県，1954
- 47) 河野義礼ほか11名：20万分の1福井県地質図並びに同説明書，福井県刊，1954
- 48) 益富寿之助・山崎外治：菊花石の成因，京都市西郊西芳谷の新発見菊花石及び
岐阜県本巢郡根尾谷の菊花石について，地学研究，Vol. 7，No. 5，
1955
- 49) 河合正虎他6名：北陸および飛驒の中生界（討論会要旨），地質学雑誌，Vol. 62，
No. 730，1956
- 50) 河合正虎：飛驒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）—，地質学雑誌，Vol. 62，No. 733，1956
- 51) 磯見 博：5万分の1地質図幅「近江長浜」，および同説明書，1956
- 52) 河合正虎他5名：飛驒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（討論会要旨），地質学雑誌，
Vol. 63，No. 742，1957
- 53) 河合正虎・平山 健・山田直利：5万分の1地質図幅「荒島岳」，および同説明
書 1957
- 54) 河合正虎他 10名：飛驒山地およびその周辺部における後期中生界について，
地質学雑誌，Vol. 64，No. 754，1958
- 55) 河合正虎：飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動，第2報，地質学雑誌，
Vol. 65，No. 765，1959
- 56) Tsukano, Z. and Miura, S. : On the Upper Cretaceous Formation and Related
Some Problems in the Western Part of the Hida Plateau, Japan,
Mem. Fac. Liberal Arts, Fukui Univ., Ser. II, Natural Sci., No.
9, 1959
- 57) 河田茂磨：岐阜県舟伏山地区のドロマイト鉦床，地質調査所月報，Vol. 11，No.
3，1960
- 58) 河合正虎：飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動，第3報，地質調査所
月報，Vol. 12，No. 12，1961

- 59) Kawai, M. : Late Mesozoic Crustal Movements in the Hida Plateau, Central Honshu, Japan, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Vol. XI, No. 3, 1961
- 60) 河合正虎 : 飛騨高原東部における後期中生代の地殻変動, 地質調査所月報, Vol. 12, No. 12, 1961
- 61) 河合正虎 : 中国山地における後期中生代の地殻変動, とくに美禰市付近の地質(演旨), 地質学雑誌, Vol. 68, No. 802, 1962

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

N E O

Kanazawa, No.69

By

MASATORA & KAWAI

(Written in 1958)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area occupies the western part of the Hida-plateau in the northern central Japan.

The rocks occurring in the area are the Silurian Kamianama group, the Carboniferous Ashidani formation, the Permian Echizen group, the unknown Paleozoic Mino group which is probably Permian, the late Jurassic and early Cretaceous Tetori super-group, the upper Cretaceous

Asuwa group, Omodani rhyolites, the late Cretaceous to early Tertiary Myōjinyama-Akeshidani granites, quartz porphyry and granodiorite, the overlying Tertiary volcanics and Quaternary sediments.

Two thrust faults, namely the Ise thrust running from east to west in the northern part, and the Tokuyama thrust stretching from northwest to southwest in the southern half are recognized. Along the former, the Echizen group (the Nojiri formation) rides up on the Mino group, but the Kamianama and Asuwa groups, Ashidani formation and a part of the Echizen group (the Magatoji formation) are squeezed out between the Nojiri formation and the Mino group, and an imbricated structure is formed. The latter makes a pack of three curved lines and several closed tectonic lines, and the thrust sheets are the Echizen group (the Tokuyama formation). These sheets thrust up on the Mino group, the Asuwa group and the Omodani rhyolites. These thrust faults making the essential components of tectonic lines of this area were completed by the crustal movements of late Mesozoic age.

These movements were associated with the severe volcanic activity of the Omodani rhyolites which was followed by the intrusion of granite, and were not events in a short period but progressed intermittently from middle (?) Jurassic to early Tertiary. (M. KAWAI, 1961 b)

The classification of rocks, their succession and geological history are summarized in Table 1.

Kamianama Group

The Kamianama group occupies a small area near Kami-ise in the northern part of the area and extends far into the Arashimadake map-area. The lower part of this group is cut off by the Ise thrust-fault, and so its lower limit is unknown. The group is composed of limestone, sandstone and clayslate. *Favosites*, *Heliolites*, Bryozoa, Gastropods and others are discovered from limestone. The age of the Kamianama group is assigned to Silurian by the fossils such as *Favosites* cf. *baccoloides* (BARR).

Table 1

Geological age		Stratigraphy		Crustal movement and igneous activity																	
Cenozoic	Quaternary	Recent	Alluvium	Block movement																	
		Diluvium	Terrace deposit																		
	Tertiary	Neogene	Andesites	Andesite																	
		Palaeogene	Nishitani rhyolite	Rhyolite																	
Mesozoic	Cretaceous	<table border="1"> <tr> <td>Late Cretaceous</td> <td>Hetomaian</td> <td rowspan="3">Omodani rhyolites</td> <td rowspan="3">Plutonism (Myōjinyama-Akeshidani granites and Nōgōhokusan granodiorite)</td> </tr> <tr> <td>Urakawan</td> <td rowspan="2">Ansuwa group (Heikedake and Ubagatake formations)</td> </tr> <tr> <td>Gyllakian</td> </tr> <tr> <td>Early Cretaceous</td> <td>Miyakoan</td> <td rowspan="4">Isohiro group</td> <td rowspan="4">(main disturbance)</td> </tr> <tr> <td>Aritan</td> </tr> <tr> <td>Kochian</td> <td>Dōsijama ? conglomerate member</td> <td>(Acid tuff)</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> </tr> </table>	Late Cretaceous	Hetomaian	Omodani rhyolites	Plutonism (Myōjinyama-Akeshidani granites and Nōgōhokusan granodiorite)	Urakawan	Ansuwa group (Heikedake and Ubagatake formations)	Gyllakian	Early Cretaceous	Miyakoan	Isohiro group	(main disturbance)	Aritan	Kochian	Dōsijama ? conglomerate member	(Acid tuff)				
		Late Cretaceous	Hetomaian	Omodani rhyolites			Plutonism (Myōjinyama-Akeshidani granites and Nōgōhokusan granodiorite)														
		Urakawan	Ansuwa group (Heikedake and Ubagatake formations)																		
		Gyllakian																			
		Early Cretaceous	Miyakoan	Isohiro group	(main disturbance)																
		Aritan																			
	Kochian	Dōsijama ? conglomerate member	(Acid tuff)																		
	Jurassic	Upper	Tōtōri super group																		
		Middle																			
		Lower																			
	Triassic																				
Palaeozoic	Permian	Mino group	Samnodake formation	Schalstein																	
			Neo formation	Schalstein																	
			(Unknown)	Schalstein																	
	Carboniferous	Upper																			
		Middle	Ashidani formation	(Schalstein)																	
		Lower																			
	Devonian																				
	Silurian		Kamianama formation																		

F : fault

The strata runs nearly from east to west throughout the group, inclining gently northward in appearance.

Ashidani Formation

In the northerly adjacent area, the Ashidani formation comprises the schistose sandstone and phyllite members holding lenticular limestone, while in the mapped area, the formation is only thin limestone of several meters thick, which has been involved in the Otani conglomerate member of the Nojiri formation. It is in contact with the Kamianama group and the Magatoji formation by a low angle fault. According to M. KOBAYASHI (1953), *Fusulinella pseudobochoi* LEE and *F. cf. bochoi* MOLLER of middle Carboniferous were found.

Echizen Group

Tokuyama formation

This formation occurs as two large masses in the southern part of the area and as several small masses in the northwestern part. It is bounded with other rocks by the Tokuyama thrust-fault, and generally rides upon the Mino group and rarely on the Omodani rhyolites or the Asuwa group. It is divided into the Limestone member characterized by abundant limestone, the Schalstein member consisting chiefly of schalstein, and the Chert member mainly of chert. These members laterally change into each other in some cases, and include other members in other cases.

The limestone yields many fusulinids such as *Pseudofusulina cf. vulgaris*, *P. japonica*, *Parafusulina kaerimizensis* (?), *Neoschwagerina simplex* and *N. craticulifera*, indicating lower-middle Permian age. The Tokuyama formation shows many minor folds with general trend of NW and many faults of various trends, and the main mass forms a large syncline with an axis running from Oshin-dani (valley) to Dō.

Nojiri formation

This formation is typically developed in the northern adjacent area

and occurs only as a narrow area belt along the northern border of the mapped area. It forms overturned syncline having an axis trending from east to west as a whole and inclining steeply to the north. It is divided into the Otani conglomerate, Tomedoro schalstein and Komukudani clayslate members, which are successively conformable in ascending order.

Otani conglomerate member : The cobbles or pebbles of this conglomerate are andesite, schalstein, tuffaceous sandstone, siliceous rocks and limestone. The matrix is red-brown or greenish in colour, and composed of andesitic tuffaceous matter. *Favosites*, *Triticites* and other fossils are found in some cobbles or pebbles of limestone. According to K. OZAKI (1953), *Tricicites* sp. is found in some lenticular limestone at the Akubara-dani (valley) in the northern adjacent area. In the present survey were collected *Pseudofusulina japonica* and *Pseudofusulina* sp. from the falled-off blocks of limestone at the Akubara-dani (valley).

Tomedoro schalstein member : It is composed chiefly of schalstein, tuff breccia and tuffaceous sandstone, and partly of green phyllite, limestone and diabase.

Komukudani clayslate member : This member is composed chiefly of clayslate and includes limestone, but is not exposed in this area. According to I. HAYASAKA and H. MATSUO (1951), *Lyttonia richthofeni* KAYSER & HAYASAKA and other brachiopods of middle Permian are found in limestone.

Magatoji formation

The Magatoji formation is distributed narrowly in the northern part of this area, with general trend from east to west and gentle inclination to the north. It is mainly composed of siliceous sandstone and schalstein, intercalating limestone layers. The limestone layer in the Magatoji-dani (valley) yields many fusulinids, such as *Neoschwagerina margaritae* and *Yabeina katoi*, indicating uppermost of middle Permian-lowest upper Permian age.

Unknown Paleozoic Mino Group

This group, unfossiliferous, constitutes a part of the autochthonous basement of the Mesozoic system and is divided into two formations in conformity, namely the Neo formation (lower part) consisting chiefly of black clayslate and the Samondake formation (upper part) characterized by abundant sandstone.

Neo formation

This formation is typically developed in the southern half of the area and occurs as small exposures in the southeastern part and on the northwestern border. The lower limit of the formation has not been determined as yet. The Neo formation exhibits many minor foldings and many faults of various trends and, as a whole, forms a major anticlinal structure, the axis of which runs from Nukumi-dani (valley) to Tenjindō, though it is not marked on this geological map. This formation, 2,500 to 3,000 m thick, is composed of black clayslate which is intercalated commonly with thin layers of sandstone and lenses of chert thick at a few places.

Samondake formation

The Samondake formation is the most extensive in this area, with general trend of NW, as a whole, forming a synclinorium by large anticline and two synclines, and many minor foldings. The formation is divided into the following members which are successively conformable in ascending order.

Okawara alternation member : This member is composed of an alternation of clayslate and sandstone, and is about 500 m in thickness.

Uosakatoge sandstone member : It is composed of sandstone, intercalated with conglomerate and shale. This conglomerate is a kind of pseudo-conglomerate which holds many angular pebbles of clayslate derived from clayslate layers in extraordinary sedimentation. The thickness of this member is about 1,000 m.

Kuzawa clayslate member : The member is composed of clayslate interbedded with sandstone and chert in most places, but this member in the northern part of this region is divided into the upper bed consisting chiefly of schalstein (100 m in thickness) intercalated with lenticular limestone or thin chert, and the lower bed characterized by abundant clayslate intercalated with thin sandstone. The thickness varies from 350 to 420m.

Semaridani sandstone member : This member is composed of sandstone intercalated with conglomerate, clayslate and chert, and is more than 700m in thickness. Among the pebbles and cobbles of conglomerate, black clayslate is characteristic of this member as well as the Uosakatoge sandstone member.

The geological age of this unfossiliferous formation is presumed to be late to middle Permian, because the rock facies shows the extraordinary deposition that is considered to have taken place at the late stage of Paleozoic in Japan.

Tetori Super-Group

The Tetori super-group is divided into the Kuzuryu and Itoshiro groups in the northern exterior area. The Kuzuryu group, (middle-upper Jurassic in age) is not exposed in this area.

Itoshiro group

This group is exposed in a small area along the fault zone in the northern part of the area. It unconformably overlies the Samondake formation, unconformably underlies the Heikedake formation (the Asuwa group) and the Omodani rhyolites, and is thrust up by the Magatoji formation (the Echizen group). The Itoshiro group is divided into the Dōsaiyama conglomerate, Kakunomaésaka alternation and Ittsuki shale members which are conformable in ascending order. In this area, only the Dōsaiyama conglomerate of the basal part is exposed and both of the other members may have been eroded out.

The geological age of this group is latest Jurassic (?) -early Paleo-

cretaceous.

Asuwa Group

This group is divided into the Heikedake and Ubagadake formations.

Heikedake formation

It is unconformably underlain by the Samondake formation (the Mino group) and conformably covered by the Omodani rhyolites, and occurs flatly in a small flat area of Heikedake (mountain). This formation is divisible into the following members in ascending order, though it is not divided in the mapped area.

Shintani tuff breccia member : At most places such as the Urushi-dani (valley) and the Shin-tani (valley), this member is composed of rhyolitic tuff breccia, and is about 9m thick; at a few places it is composed of volcanic conglomerate and agglomerate (the Hinotani conglomerate), and the thickness ranges from zero to 30 m.

Urushidani coal-bearing member : It is composed of sandstone and shale, including coal seam or coaly shale which bears *Podozamites Griesbachi* (SEWARD) and *Sequoia* sp. showing Neocretaceous age. The thickness is about 15 m in the Urushi-dani.

Saruzuka conglomerate member : This member is composed chiefly of conglomerate and rhyolite, and partly of sandstone, shale and volcanic conglomerate or agglomerate. The thickness is about 80m in the Urushi-dani.

Ubagadake formation

This formation, unfossiliferous, is contemporaneous, different facies to the Heikedake formation. The formation is only exposed on the northeastern slope of Ubagadake at the northwestern corner of the area. It is narrowly squeezed out between the Samondake and Nojiri formations along the Ise thrust-fault in the northwestern corner of this area and is thrust up by the Tokuyama formation in the Nukumi-dani (valley).

This strata is mainly composed of conglomerate including sandstone

and shale. Its thickness is accurately unknown, but more than 300m and less than 400 m.

Omodani Rhyolites

The Omodani rhyolites consisting of light-greenish brecciated rhyolite, accompanied by intrusive rocks and volcanic sediments are analogous to the pre-Tertiary acid rocks in central Japan which have been believed to be mainly hypabyssal, but partly extrusive and have been named usually as “quartz porphyry” and rarely as “liparite” . The rhyolites are distributed extensively in the eastern mountains and narrowly in the northwestern corner of this map. They are unconformably underlain by the unknown Paleozoic Samondake formation (the Mino group) or conformably by the Heikedake formation (the Asuwa group). The Heikedake formation and the Omodani rhyolites are continuous, stratigraphically: the former is the clastic facies of the early stage of Neocretaceous, and the latter is the volcanic facies of the later stage. The uppermost part of the Heikedake and the lowest part of the Omodani rhyolites can not lithologically be distinguished, as they change gradually in many cases.

Myōjinyama-Akeshidani Granites

The granites comprise biotite granite, hornblende-biotite granite and granite porphyry. They crop out in the upperstream of the Itadorigawa (river) , as small bodies intruded into the Samondake formation with silicification, and into the Omodani rhyolites metamorphosed near the contact. They present various kinds of facies, which are coarse- to fine-grained, leucocratic to grey in colour, and brecciated. On the basis of lithological evidence, for instance, the presence of fluorite veins in the rhyolites, these granites are correlated to the “Naégi-Agematsu granites” in the Kiso district in the easterly adjacent area.

Quartz Porphyry

It occurs as dykes of quartz porphyry and granite porphyry of which the former is dominant. They usually cut the Mino group, but often the Tokuyama formation in the eastern half of the area.

The Myōjinyama-Akeshidani granites and the quartz porphyry were produced by the same igneous activity, in late Cretaceous to early Tertiary age.

Granodiorite

This rock is hornblende-biotite granodiorite, and occurs as a large body and many dykes in the western half of the area. The large body, namely the Nōgohakusan granodiorite, cuts the fault-plane of the Tokuyama thrust and is covered by the Tertiary effusive rocks, and so the age of intrusion is in late Cretaceous to early Tertiary age.

Tertiary Volcanic Rocks

Nishitani rhyolite

It is distributed narrowly in the northwestern corner of the area, and covers the Echizen and Asuwa groups, Omodani rhyolites, Nōgohakusan granodiorite and Tokuyama thrust.

Andesites

The andesites comprise lava and tuff breccia or agglomerate. The rock species are propyrite, hypersthene-augite andesite, olivine-hypersthene-augite dolerite, and so forth. These rocks occur at the ridges of Ubaga-dake in the northwestern corner of the area and Heikedake in the northeastern part, and rest on the Nishitani rhyolite or older rocks and cover the Tokuyama thrust.

Porphyritic and andesitic dykes

Dyke rocks of porphyrite, andesite, dolerite and so forth are intruded

into the Omodani rhyolites, Nogohakusan granodiorite, Myōjinyama-Akeshidani granites and older rocks.

Quaternary

Terrace deposit : This deposit is composed of gravel and sand mixed with a considerable amount of clay, and crops out narrowly along the sides of many rivers.

Alluvium: It is composed of sand, gravel and clay, and is distributed in a small area along the riversides.

ECONOMIC GEOLOGY

Lead-Zinc-Copper

Numerous quartz veins containing lead-zinc-copper ores are found into the Mino and Echizen groups. They were generated in late Cretaceous to early Tertiary age, and related to the plutonism of the Myōjinyama-Akeshidani granites or granodiorite. The ores are composed chiefly of galena and sphalerite, with lesser amount of pyrite, chalcopyrite and other metallic minerals. Gangue minerals are quartz, calcite, epidote and so forth. They are mostly small in scale and have no economic value.

Manganese

They are found in the chert layer of the Tokuyama and Neo formations. The majority of these deposits are too small to be mined.

Fluorite

Fluorite is found in quartz veins traversing the Omodani rhyolites in a mountain north of Nakagoshi. It was produced in late Cretaceous to early Tertiary age and related to the plutonism of the Myōjinyama-Akeshidani granites. The ore deposits are small in scale.

Coal

Coal seams in this area are classified into two groups: one is

anthrasite and included in the limestone and schalstein members of the Permian Tokuyama formation, and the other is semianthrasite and is contained in the Urushidani coal-bearing member of the late Cretaceous Heikedake formation. Both groups are small in scale and have no economic value.

Others

Limestone occupies the most important position in the limestone member of the Tokuyama formation and the dolomite is second, but both are not mined in this area.

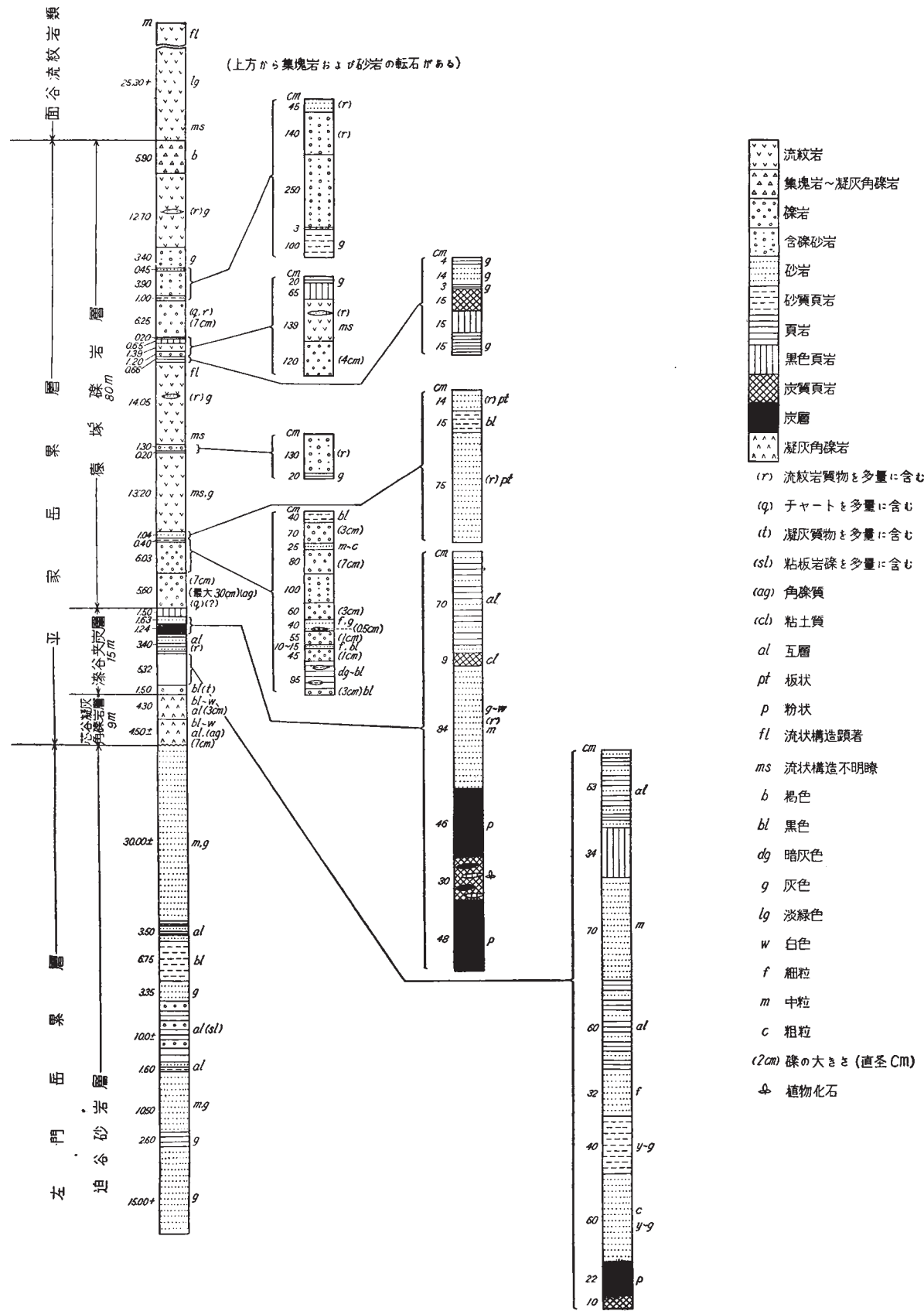
昭和 39 年 10 月 18 日印刷

昭和 39 年 10 月 26 日発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 笠井武千代

印刷所 笠井出版印刷社



第1図 平家岳累層の地質柱状図 (漆谷奥北陸炭鉱坑口付近の実測値)