

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

秋田（6）第 46・47 号

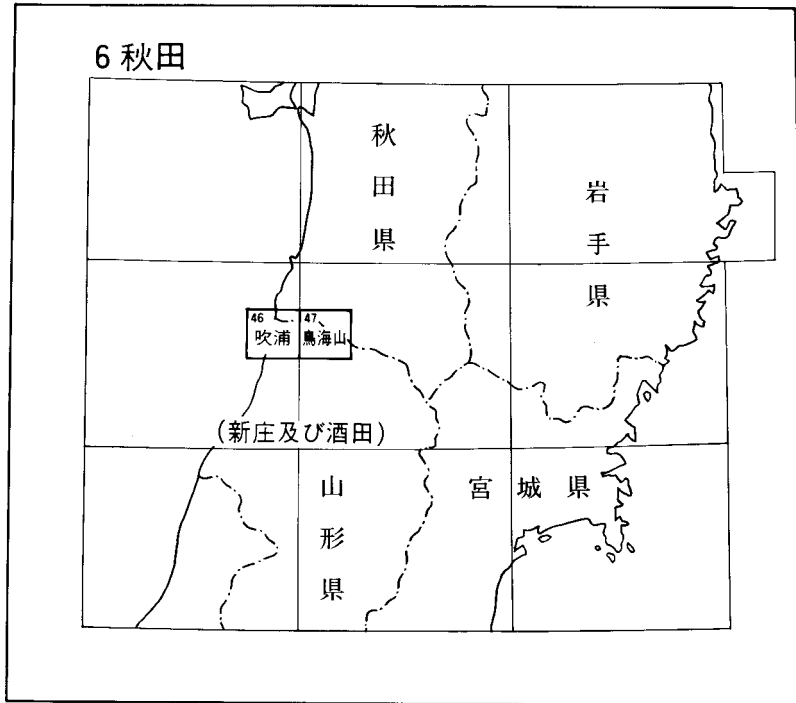
鳥海山及び吹浦地域の地質

中野 俊・土谷信之

平成 4 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(中野 俊)	1
II. 地質概説	(土谷信之・中野 俊)	8
II. 1 研究史		8
II. 2 地質の概要		10
II. 2. 1 中期中新世前期の火山噴出物主体層		10
II. 2. 2 中期中新世後期-前期鮮新世の堆積物		10
II. 2. 3 後期中新世後期-前期鮮新世の火山岩及び貫入岩		12
II. 2. 4 後期鮮新世の堆積物		12
II. 2. 5 更新世-完新世の堆積物		13
II. 2. 6 鳥海火山噴出物		13
III. 新第三系	(土谷信之・中野 俊)	14
III. 1 畑村層		14
III. 2 須郷田層		14
III. 3 青沢層		15
III. 4 大川層		17
III. 5 女川層		18
III. 6 草薙層		24
III. 7 船川層		25
III. 8 上玉田川火山岩		26
III. 9 百宅火山岩		28
III. 10 貫入岩類		30
III. 10. 1 花崗岩類		30
III. 10. 2 ドレライト		31
III. 10. 3 変質安山岩		32
III. 10. 4 安山岩		33
III. 10. 5 流紋岩-デイサイト		34
III. 11 天徳寺層		37
III. 12 丸山層		37
III. 13 笹岡層		38
III. 14 観音寺層		38
IV. 下部-中部更新統	(中野 俊)	39
IV. 1 西目層		39

IV. 2	常禅寺層	39
IV. 3	鶯川玄武岩	40
IV. 4	天狗森火砕岩	40
IV. 5	下玉田川層	42
IV. 6	落沢層	43
V.	鳥海火山噴出物 (中野 俊)	44
V. 1	ステージ I の噴出物	48
V. 2	ステージ IIa の噴出物	66
V. 3	ステージ IIb の噴出物	74
V. 4	ステージ IIc の噴出物	79
V. 5	ステージ II d の噴出物	82
V. 6	ステージ IIIa の噴出物	86
V. 7	ステージ IIIb の噴出物	88
V. 8	歴史時代の活動記録	91
V. 9	1974 年の噴火	94
V. 10	噴出物の化学組成と鉱物組成	94
VI.	中部更新統-完新統 (中野 俊・土谷信之)	97
VI. 1	扇状地堆積物及び崖錐	97
VI. 2	子吉川岩屑堆積物	97
VI. 3	崩積堆積物	98
VI. 4	段丘堆積物	100
VI. 5	砂丘堆積物	100
VI. 6	沖積層	101
VII.	地質構造 (土谷信之)	102
VII. 1	断層	102
VII. 2	褶曲	104
VII. 3	陥没構造及びドーム構造	104
VIII.	活断層と地震 (中野 俊)	105
VIII. 1	活断層	105
VIII. 2	地震	109
IX.	応用地質 (中野 俊・土谷信之)	110
IX. 1	温泉・鉱泉	110
IX. 2	採石	110
IX. 3	金属鉱床	111
IX. 4	石油及び天然ガス	111

文献	113
Abstract	123

図・表・付表・図版目次

第1図 鳥海山及び吹浦地域の接峰面図.....	2
第2図 鳥海山及び吹浦地域の鳥瞰図.....	2
第3図 庄内平野から望む鳥海火山の全景.....	3
第4図 北西上空からみた鳥海山.....	4
第5図 鳥海火山周辺地域の立体視地形図.....	5
第6図 鳥海火山主部の立体視地形図.....	5
第7図 鳥海火山の地形分類図.....	6
第8図 象潟岩屑なだれ堆積物の流れ山地形.....	7
第9図 鳥海火山にみられるカルデラ及び崩落地形と山麓の岩屑堆積物の分布.....	7
第10図 鳥海山及び吹浦地域の地質総括図	11
第11図 青沢層の岩相柱状図	16
第12図 青沢層の玄武岩火山角礫岩	16
第13図 大川層の岩相柱状図	18
第14図 女川層の暗灰色泥岩勝ちの互層	19
第15図 草薙層の硬質泥岩	24
第16図 船川層の暗灰色泥岩	25
第17図 百宅火山岩の安山岩溶岩縁辺部	29
第18図 百宅火山岩の火山礫凝灰岩を主体とする部層	31
第19図 女川層に貫入しているドレライト岩床	32
第20図 上玉田川陥没構造付近の岩脈の分布	34
第21図 デイサイト貫入岩の柱状節理	36
第22図 天狗森火砕岩の露頭	41
第23図 下玉田川層の成層構造	43
第24図 蔭沢層の礫層	44
第25図 鳥海火山の古期成層火山体(ステージ I)の復元図	47
第26図 鳥海火山ステージIIの噴出物と火口の分布	47
第27図 石秃川火山岩の火山礫凝灰岩	49
第28図 石秃川火山岩の凝灰角礫岩	49
第29図 下玉田川溶岩の柱状節理	51
第30図 月光川溶岩の板状節理	53

第 31 図	檜ノ沢火山岩の溶岩	55
第 32 図	白沢川溶岩の柱状節理	57
第 33 図	御滝火山岩の火砕岩を貫く岩脈	60
第 34 図	御滝火山岩上部の玄武岩溶岩流	61
第 35 図	奈曾谷溶岩を貫く岩脈	63
第 36 図	東鳥海馬蹄形カルデラの西壁	63
第 37 図	東鳥海馬蹄形カルデラ南壁の谷櫃川下部溶岩の変質帯	64
第 38 図	奥山岩屑なだれ堆積物の露頭	66
第 39 図	小砂川溶岩の板状節理	70
第 40 図	ツキダシにみられる成層構造	72
第 41 図	吹浦溶岩と砂丘堆積物	75
第 42 図	吹浦溶岩の溶岩塊状部	75
第 43 図	法体溶岩にかかる法体の滝	80
第 44 図	千畳ガ原スコリアの露頭	83
第 45 図	千畳ガ原スコリアのクローズアップ	83
第 46 図	千畳ガ原スコリアのスコリアに含まれる軽石包有物	84
第 47 図	北から望む鍋森溶岩円頂丘	85
第 48 図	猿穴溶岩の上部クリンカー	87
第 49 図	カルデラ壁に露出する七高山溶岩	87
第 50 図	七高山溶岩の柱状節理	88
第 51 図	新山溶岩に発達するほぼ垂直の節理	90
第 52 図	鳥海火山の 1740, 1801 及び 1974 年の噴火の火口分布	93
第 53 図	鳥海火山 1974 年噴火の火口と泥流分布	94
第 54 図	鳥海火山噴出物のハーカー図	95
第 55 図	鳥海火山噴出物中の斑晶鉱物の出現頻度	96
第 56 図	鹿ノ俣川上流の崩積堆積物	98
第 57 図	東鳥海馬蹄形カルデラ内の崩積堆積物	99
第 58 図	鳥海山及び吹浦地域の地質構造図	103
第 59 図	鳥海山及び吹浦地域の活断層の分布	105
第 60 図 a	鳥海火山南西麓に分布する活断層	107
第 60 図 b	鳥海火山南西麓に分布する活断層	108
第 61 図	鳥海山及び吹浦地域周辺の主な被害地震の分布	109
第 62 図	吹浦油田付近の南北地質断面図	112
第 1 表	須郷田層の放散虫化石	15
第 2 表	女川層及び船川層の放散虫化石	20

第 3 表	女川層及び船川層の有孔虫化石	21
第 4 表	女川層の放散虫化石	22
第 5 表	草薙層, 女川層及び船川層の放散虫化石	23
第 6 表	女川層及び船川層の珪藻化石	22-23
第 7 表	船川層の放散虫化石	26
第 8 表	上玉田川火山岩及び百宅火山岩の K-Ar 年代	27
第 9 表	百宅火山岩の化学組成	30
第 10 表	鶯川玄武岩の化学組成	40
第 11 表	鳥海火山の形成史の大略	45
第 12 表	鳥海火山噴出物の層序関係	46
第 13 表	七高山溶岩のマフィック斑晶組合せ	89
第 14 表	鳥海火山の噴火活動に関する古記録	92
第 15 表	鳥海山及び吹浦地域の活断層	106
付表 A-1	鳥海火山噴出物の全岩化学組成	119
第 I 図版	1. 東鳥海馬蹄形カルデラと後カルデラ期の溶岩流	131
	2. 新山溶岩円頂丘と舌状溶岩流	131
第 II 図版	東鳥海馬蹄形カルデラ壁の成層した溶岩・火砕岩	132
第 III 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 上玉田川火山岩のデイサイト軽石凝灰岩	133
	2. 上玉田川火山岩の安山岩	133
第 IV 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 鶯川玄武岩	134
	2. 下玉田川層に挟在する玄武岩溶岩	134
第 V 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 鳥海火山ステージ I の朱ノ又川溶岩	135
	2. 鳥海火山ステージ I の下玉田川溶岩	135
第 VI 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 鳥海火山ステージ I の鳳来山火山岩	136
	2. 鳥海火山ステージ I の藤倉川溶岩	136
第 VII 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 鳥海火山ステージ IIa の笹ガ岳溶岩	137
	2. 鳥海火山ステージ IIb の鳥ノ海溶岩	137
第 VIII 図版	(偏光顕微鏡写真) 1. 鳥海火山ステージ II d の万助道溶岩	138
	2. 鳥海火山ステージ IIIa の猿穴溶岩	138

鳥海山及び吹浦地域の地質

中野 俊*・土谷信之*

「鳥海山」及び「吹浦」地域は、地震予知研究の上で緊急性がありかつ重要な地域として指定された特定観測地域 8 か所のうちの一つ「秋田県西部・山形県西北部」に位置する。

鳥海山地域の現地調査は、「特定地質図幅の研究」として北隣矢島地域及び南隣大沢地域の研究に引続き昭和 62 年 - 平成元年度に行い、さらに平成 3 年度に若干の補備調査を実施した。調査・研究と執筆は、新第三系を主に土谷が、鳥海火山噴出物及び第四系を中野が担当した。なお、新第三系及び第四系の取りまとめには、地質調査所の仁賀保油田地質図(三土, 1938)、飽海油田地質図(三土・金原, 1940)及び白雪川油田地質図(金原, 1943)の一部を使用した。さらに、断面図中の石油試掘井資料は、地域地質研究報告「矢島地域の地質」(大沢ほか, 1988)の第 34 図より引用した。

新第三系の地質については石油資源開発株式会社の荒木直也探鉱部長及び佐賀 肇主査のご好意により、社内報告資料の一部を引用させていただいた。また、秋田大学的場保望教授のご好意により同大学の卒業論文を引用させていただいた。さらに、山形大学大沢 穠教授より有益なご教示をいただいた。

鳥海火山の地質に関しては秋田大学林 信太郎助教授に多くのご教示をいただいた。金沢大学守屋以智雄教授からは鳥海火山の地形分類図の原図を、防災科学技術研究所の井口 隆氏からは立体視地形図の原図をお借りした。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

岩石薄片の製作は地質標本館宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、大和田 朗各技官による。地形鳥瞰図は地質情報センター野呂春文技官の作成による。

I. 地 形

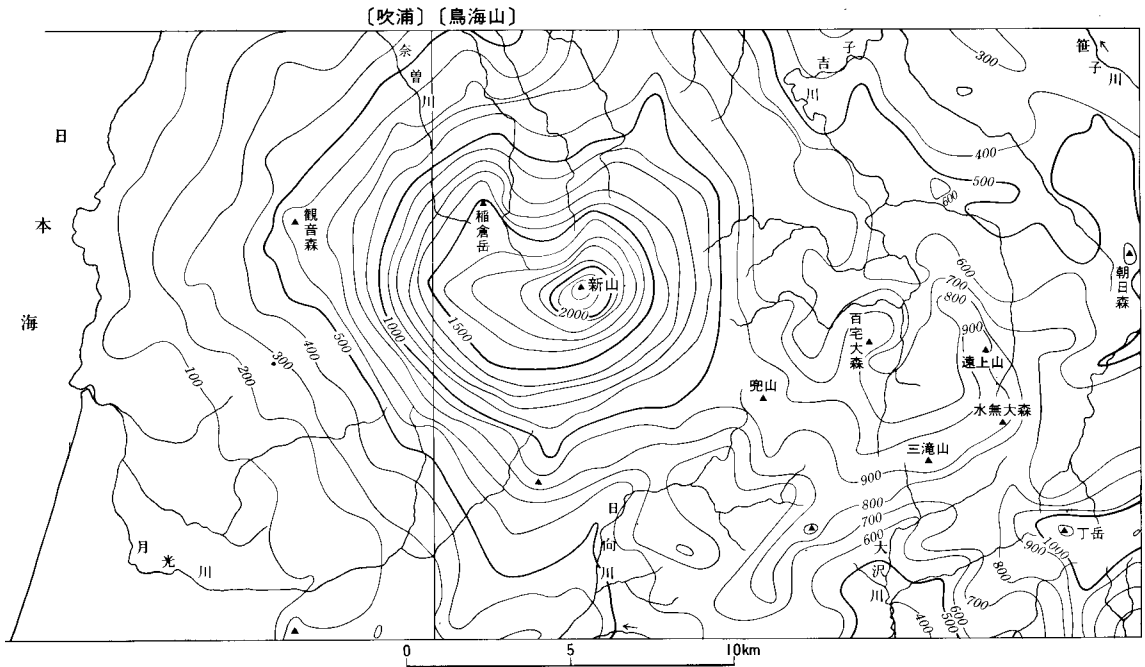
(中野 俊)

鳥海山及び吹浦地域は秋田・山形両県にまたがり、行政区画上是秋田県由利郡象潟町・仁賀保町・矢島町及び鳥海町と山形県飽海郡遊佐町及び八幡町、最上郡真室川町を含んでいる。吹浦地域の西半分は

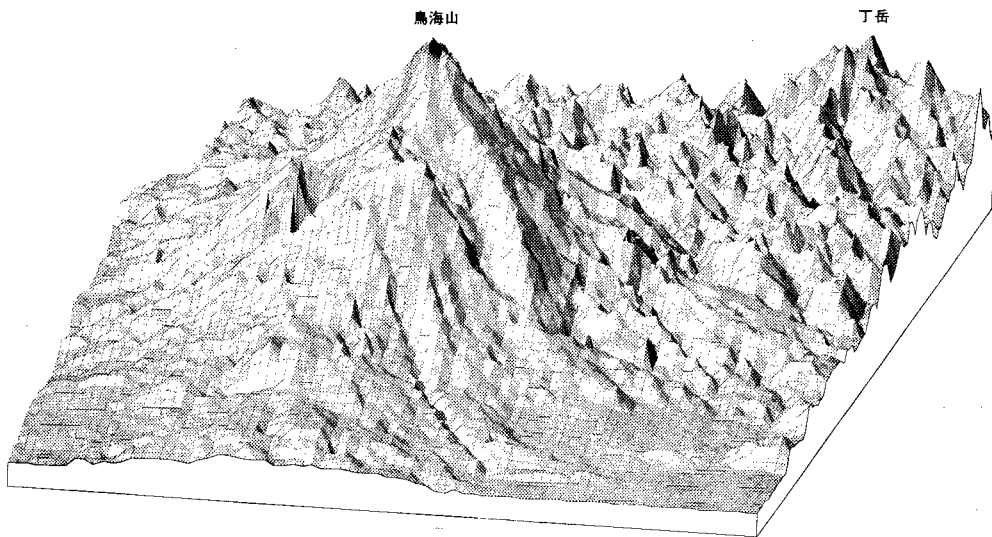
*地 質 部

Keywords: areal geology, geologic map, 1: 50,000, Chōkaisan, Fukura, Akita, Yamagata, Chōkai Volcano, Dewa Hill, Neogene, Quaternary, Aosawa Formation, Okawa Formation, Onnagawa Formation, Kusanagi Formation, Funakawa Formation, Tentokuji Formation, collapses structure, caldera, active fault, andesite, lava, debris avalanche, volcano, oil field.

海域である。地形的には、東部の出羽丘陵山地、中部から西部の独立峰をなす鳥海火山、南西端の庄内平野の三つに区分できる(第1及び2図)。



第1図 鳥海山及び吹浦地域の接峰面図 1km方眼による。等高線は100m間隔

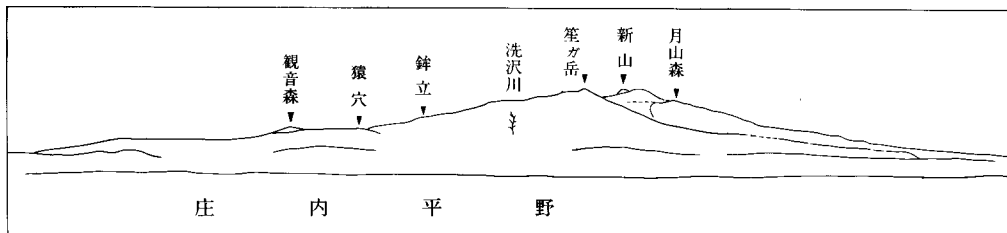


第2図 鳥海山及び吹浦地域の鳥瞰図(西南西方向(S80°W)から仰角15°)
 国土地理院作成の国土数値情報による(野呂春文技官作成)。ただし、吹浦地域の
 一部(日本海側)は図には示されていない。水平：垂直=1：3

出羽丘陵山地は子吉川及び日向川にっこう以東の鳥海山地域ひのとの東半分を占め、最高峰は1,145.6 mの丁岳である。丁岳から東西ないし東南東-西北西方向に水無大森・三滝山・兜山と標高800-1,100 m以上の稜線が続き、別名、丁山地とも呼ばれ秋田・山形県の県境である。この稜線は日向川と子吉川水系の分水嶺となっている。分水嶺付近では地形が急峻で、起伏量が大きく、多数の崩落崖があり、河川は深いV字谷を刻んでいる。分水嶺から離れた鳥海山地域北東部ももやけ ひたね(鳥海町百宅・中直根・上直根・小川)では高度を下げ標高600 m以下のややなだらかな丘陵になっており、子吉川とその支流の直根川沿いには沖積低地や河岸段丘が形成されている。分水嶺付近の急峻な地形を構成する地層は主に新第三紀の火山岩、それに対し、北東端部のやや緩やかな地形を構成する地層は主に新第三紀の堆積岩である。丘陵地の中には所々に大森山、朝日森などの目だって突出した小山があり、それらは流紋岩などの貫入岩体からなる。

鳥海火山は鳥海山地域西半の子吉川・日向川以西と、吹浦地域の庄内平野を除いた大部分を占める。最高点は標高2,236 mに達し、東北地方では福島県の燧ヶ岳に次ぐ第二の高峰である。鳥海山は溶岩流を主体とした第四紀後半の成層火山で、出羽丘陵山地の日本海側にそびえる独立峰をなし、出羽富士とも呼ばれている。火山体の基底部は東西約26 km、南北約14 kmに達し、日本でも有数の規模を誇る火山である(第3及び4図)。第5及び6図に鳥海火山及びその周辺の立体視地形図(井口, 1988)を示す。噴出年代の若い溶岩流では、溶岩堤防、溶岩条溝や溶岩じわなどの表面地形の保存が良好で、フローローブの識別が容易である(守屋, 1983; 第7図)。

鳥海火山はおおまかに西部(西鳥海)と東部(東鳥海)に分けられる。“西鳥海”は南西に開いた西鳥海馬蹄形カルデラからその西側に、溶岩流に覆われたなだらかな山容が日本海に向かって広がっており、海岸線は溶岩の断崖からなっている。西鳥海はその山頂部を除くと大部分が吹浦地域に含まれる。山体の



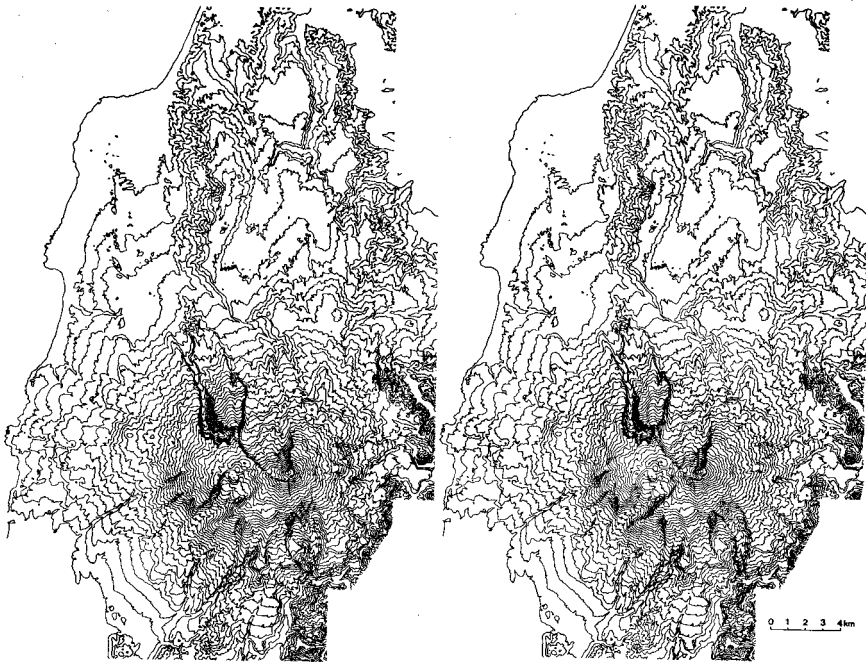
第3図 庄内平野から望む鳥海火山の全景
 山体の傾斜は緩やかで裾野が広く発達している



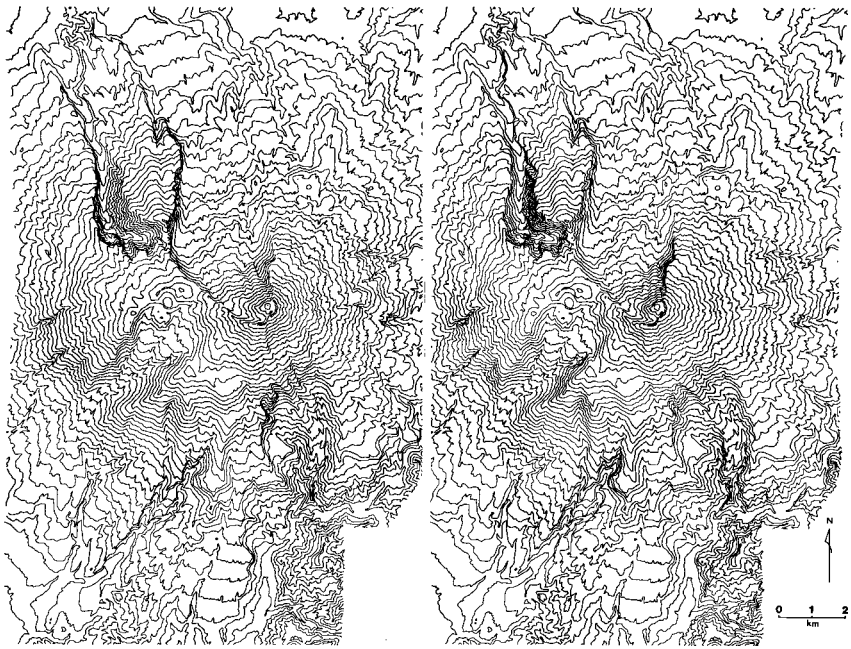
第4図 北西上空からみた鳥海山（大阪-秋田間の定期航空便より原山 智技官撮影）
 奈曾溪谷（手前）及び後カルデラ期の溶岩流に埋め立てられた東鳥海馬蹄形カルデラ
 がよくわかる

上部には東西ないし北西-南東方向に延びた北ないし北東落ちの正断層群が発達する。一方，“東鳥海”は北に開いた東鳥海馬蹄形カルデラを中心とし，鳥海山地域に含まれる。山体の表層部は若い溶岩流で覆われている。山頂近くは 30° 近い傾斜をなし，比較的なめらかな円錐形の山体である。東鳥海も西鳥海も，山頂部を中心に放射状に河川が刻まれているが，一部を除いて谷幅は狭く下刻作用もそれほど著しくない。

鳥海火山の周辺には火山岩屑よりなる堆積物が広く分布し（主に，北の象潟及び矢島，南の酒田及び大沢地域内），流れ山地形が見られることも多い（第8図）。それらの給源としていくつかのカルデラないし崩壊地形がみられる（第9図）。カルデラ地形として東鳥海馬蹄形カルデラ（第9図のA）や西鳥海馬蹄形カルデラ（第9図のB）が顕著である。これらのカルデラ内は新しい溶岩円頂丘や溶岩流により一部が埋め立てられている。東鳥海馬蹄形カルデラは3,000-2,600年前の象潟岩屑なだれの発生源である。奈曾溪谷（奈曾川中・上流の溪谷，奈曾谷とも呼ぶ；第9図のC）は，鳥海火山に刻まれる谷としては著しく幅が広く深い溪谷の一つで（幅500-1,000 m，深さ300-500 m），谷頭で広がっており，単に河川の下刻作用のみでなく谷頭の崩壊により拡大した可能性が大きい。また，南麓の鳳来山から北へたどる尾根（第9図のD）や上ノ台の西縁（第9図のE）で囲まれる凹地形も古い崩落崖である可能性がある。その内側の鶴間池を囲む直径1.5 kmの凹地形（第9図のF）も崩壊によるものであり，その滑落ブロック上には鶴間池がある。火山体の北や南に分布する古い時代の岩屑堆積物はその多くが山体崩壊によるものと考えられ，その一部はこれらのカルデラないし崩壊地形に由来するのかもしれない。また，西鳥海の大平周辺にも



第5図 鳥海火山周辺地域の立体視地形図(井口原図)
北麓(象潟及び矢島地域)の岩屑なだれの堆積面が広く含まれる



第6図 鳥海火山主部の立体視地形図(井口原図)

西に開いた凹地形がある。そのほか、日向川北岸、上ノ台の溶岩末端崖や大台野の火砕流台地の東縁でも多数の滑落崖が発達している。

庄内平野は南隣酒田地域からその南の鶴岡地域を中心に広がっており、吹浦地域内の庄内平野はその北端部に当たる。月光川下流域の標高 20 m 以下の沖積平野と、海岸線と平行に幅 1.5-2 km にわたって発達する比高 45-60 m の庄内砂丘からなっている。

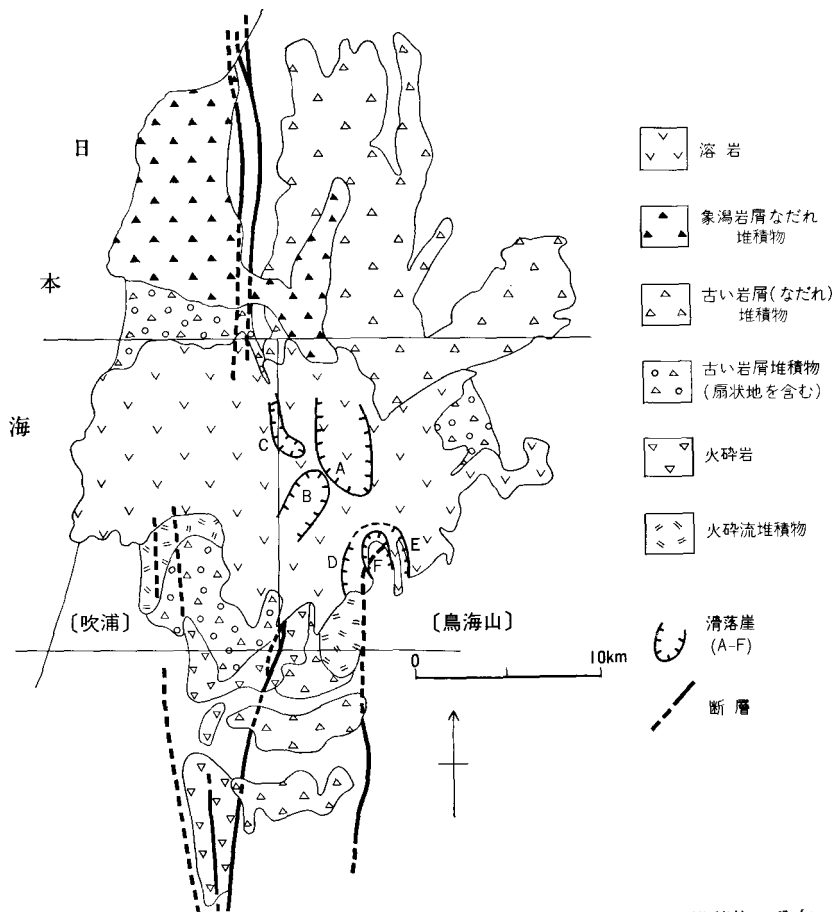


第7図 鳥海火山の地形分類図(守屋原図)

成層火山体表面のほとんどは溶岩流により構成されている。1.新期溶岩流(幅広く薄い)； 2.河成面； 3.地すべり地形； 4.流れ山； 5.断層崖； 6.古期溶岩流(幅広く厚い)； 7.火砕流?堆積面； 8.円錐火山体原面



第8図 象潟岩屑なだれ堆積物の流れ山地形（北隣矢島地域内・仁賀保町冬師の南）
この岩屑なだれ堆積物は、今から3,000-2,600年前に発生し、東鳥海馬蹄形カルデラを形成した



第9図 鳥海火山にみられるカルデラ及び崩落地形と山麓の岩屑堆積物の分布

II. 地質概説

(土谷信之・中野 俊)

II. 1 研究史

鳥海山及び吹浦地域の鳥海火山噴出物を除く新第三系-第四系の調査研究は佐川(1898-99)の20万分の1酒田地域の調査から始まった。戦前には油田・ガス田の探査のため、仁賀保油田(三土, 1938)及び飽海油田(三土・金原, 1940)などの精密な基礎調査によって鳥海山周辺の第三系-第四系の基本的な岩相層序が明らかにされた。

戦後も石油探鉱が行われ、吹浦油田などの開発に伴って、調査研究が行われた(鯨岡, 1953; 沖, 1960; 井上, 1962; 猪俣, 1962; 片平ほか, 1977)。それらの成果のうち、最初に鯨岡(1953)は山形県庄内・新庄地域の第三系の層序を確立した。続いて井上(1962)は秋田県本荘市付近から庄内及び新庄に至る地域で層序学的、古地理学的研究を行って、女川層とそれ以降の海成層の堆積過程を示した。すなわち女川層及び船川層の堆積時期には鳥海山周辺の仁賀保町及び鳥海町下直根-上直根付近に沈降帯が存在し、その間に海底高地が存在することを明らかにした。また、池辺(1962)は秋田県下の石油探鉱調査成果をまとめ、新第三系の層序を確立し、油田堆積盆の地史を生成期・積成期及び解体期に分けられることを示した。

一方、東北大学の研究者は昭和50年代から秋田・山形県境地帯付近で精力的な調査研究を行い、Kato(1955)が新第三系下部の火山岩の層序と火成活動を初めて明らかにした。その後、半沢ほか(1958)、田口・阿部(1953)、田口(1959)などが成果を公表し、Taguchi(1962)がこれを総括した。Taguchi(1962)の研究は秋田県南部から山形県北部に至る広範囲の層序・構造を明らかにし、本地域の新第三系の下部が多様な火山噴出物からなり、上部が厚い海成層からなることを示した。さらに、海成層の積成は北西-南東に延びた基盤ブロックの傾動運動に支配されていたことを明らかにした。この基盤の傾動方向は本地域東部の新第三系中・下部の主要な地質構造にも反映している。

近年の研究では、本地域周辺において酒田(池辺ほか, 1979)、湯沢(大沢ほか, 1979a)、浅舞(大沢ほか, 1979b)、象潟(大沢ほか, 1982)、矢島(大沢ほか, 1988)、大沢(土谷, 1989)の各地域の5万分の1地質図幅が出版された。これらの研究を通じて、第三系下部の層序、青沢層の玄武岩類や油田地帯の深部地質構造について新たな知見が示されている。第三系下部についてはOhguchi(1983)がその層序区分を改訂し、詳しい火成活動史を明らかにした。青沢層の玄武岩類について田口(1973)や今田(1977)はそのオフィオライト的性格を明らかにした。Tsuchiya(1990)はこれを背弧リフト火成活動によって形成されたと考えた。深部地質構造については南北性の断層及び褶曲構造が支配的であることや、仁賀保衝上断層群、酒田衝上断層群などの大規模な逆断層の実体が明らかにされた(大沢ほか, 1989)。

鳥海火山の地質に関する研究は中島(1906)、安斎(1950)、Onuma(1963a)、柴橋・今田(1972)、柴橋

(1973), 後藤(1981)及び林(1984a)がある。中島(1906)は鳥海火山を新火山と旧火山に区分した。Onuma(1963a)は西鳥海と東鳥海の二つの火山体に区分し, それらは指交関係にあるとした。安齋(1950)は, 初期火山体, 笙ヶ岳火山錐, 猿穴火山体及び新山溶岩錐に分けた。柴橋・今田(1972)及び柴橋(1973)は初期火山体, 西鳥海火山体, 猿穴火山体及び東鳥海火山体の四つに分けた。後藤(1981)の研究は詳細は公表されていないが, 全体を6つのステージに区分した。安齋(1950)以後の研究は初期の噴出物が現在の鳥海火山の全周囲の山麓に分布し, それが古い成層火山を形成していたという点で共通している。そして, 最も詳細な研究は林(1984a)により行われ, 火山活動全体がほぼ解明された。林(1984a)は鳥海火山を三つのステージに大きく区分している。ステージⅠでは古期の成層火山体が形成されたが, 林(1984a)は初めてその形態や規模を明らかにした。ステージⅡは主に西鳥海火山, ステージⅢは猿穴火口と東鳥海火山の活動であるとした。

鳥海火山の岩石学的研究としては, 林 信太郎による一連の研究が最も重要である。鳥海火山の岩石はカルクアルカリ安山岩と少量の玄武岩からなる。岩石と活動順序の関係は小藤次郎が中島(1906)の中で指摘しているのが最初である。「旧火山に於ては火山完成に近づくに従い益々角閃石を増加し…(略)…新火山溶岩に砂では一も角閃石の存在せるものなくかつ旧火山丘に於けるよりもかんらん石を減ずるの傾あるが如き…(略)…酸性岩に多く含る角閃石が基性岩に好んで出づるかんらん石と量の増減を同軌一にするは岩石学上の常規を脱す, この異常は果してこの火山の特質なるかな, 将来火山学者の注目すべき要点なりとす」と述べている。その後, 岩石記載はOnuma(1963a)や林(1984b), 岩石の化学分析は主にOnuma(1963b)と林(1984b)により行われている。石川(1958)はかんらん石と角閃石の共存する岩石は玄武岩マグマに地殻の同化あるいは酸性マグマの混合が起こった結果生成されたとした。Onuma(1963b, 1964)は, カルクアルカリ系列の安山岩は高アルミナ玄武岩系列の岩石の地殻物質の同化作用により生成されたとし, 角閃石斑晶の有無は同化作用の違いのみでなく, 同化する以前のマグマの化学組成に依存するとした。また, 林・青木(1985)は造岩鉱物の化学組成, 林(1986)は微量元素組成を発表し, それらの検討から, かんらん石斑晶を含まない安山岩は玄武岩マグマの結晶分化, かんらん石斑晶を含む安山岩はマグマの混合により形成されたことが明らかになった(Hayashi, 1985)。混合マグマの端成分については林・藤巻(1984), 林・大友(1987)及び林(1990)の研究がある。

鳥海火山の山麓に広く分布する岩屑堆積物の地形及び成因に関する研究もいくつか行われている。水野(1962)は北麓に分布する岩屑堆積物を, 新しい象潟“泥流”と由利原一帯の古い“泥流”に分けている。このうち, 3,000-2,600年前の象潟岩屑なだれ(象潟泥流)堆積物は詳しく研究されており, 加藤(1977, 1978), 大沢ほか(1982)や宇井ほか(1986)などが記載している。また, それより古い岩屑堆積物は北麓の由利原では加藤(1984)や大沢ほか(1988)が, 南麓の堆積物については土谷(1989)が記載している。また, 宇井(1972)は火砕岩中の岩塊の帯磁方位を測定することにより, 八幡町大台野と遊佐町東山付近の火砕岩が高温の火砕流堆積物であることを明らかにしている。鳥海山周辺の岩屑堆積物とその供給源についての関係は加藤(1986)及び井口(1988)により記述されている。

鳥海火山の地形の研究は佐藤(1950)により行われた。佐藤(1950)は中腹及び山麓の断層地形, 側火山と溶岩流の流動方向について記述している。宇井(1972)及び林(1984a)は同一断層でも切られる溶岩流によって変位に差があることから, 変位は一度に起こったのではなく, 繰り返り起こったと述べている。

周氷河地形や扇状地については米地 (1972) が記述している。守屋 (1983) は空中写真判読に基づく鳥海火山の地形分類図を作成した (第 7 図)。

鳥海火山の歴史時代の活動については中島 (1906)、大森 (1918, p. 154-159) 及び植木 (1981) によりまとめられている。また、1974 年の噴火に関しては宇井・柴橋 (1975) や *Ui et al.* (1977) などに詳しく述べられている。

II. 2 地質の概要

鳥海山及び吹浦地域は東北日本背弧地域に属し、中期中新世までのいわゆるグリーンタフ火山活動地域に当たり、それ以降の油田堆積盆の中に位置している。本地域の新生界は中期中新世前期の火山噴出物主体層、中期中新世後期から前期鮮新世の堆積物、後期中新世後期から前期鮮新世の火山岩、後期鮮新世の堆積物、更新世から完新世の堆積物、中期更新世から完新世の鳥海火山噴出物に大きく区分できる。第 10 図に本地域の地質と層序の概略を示す。

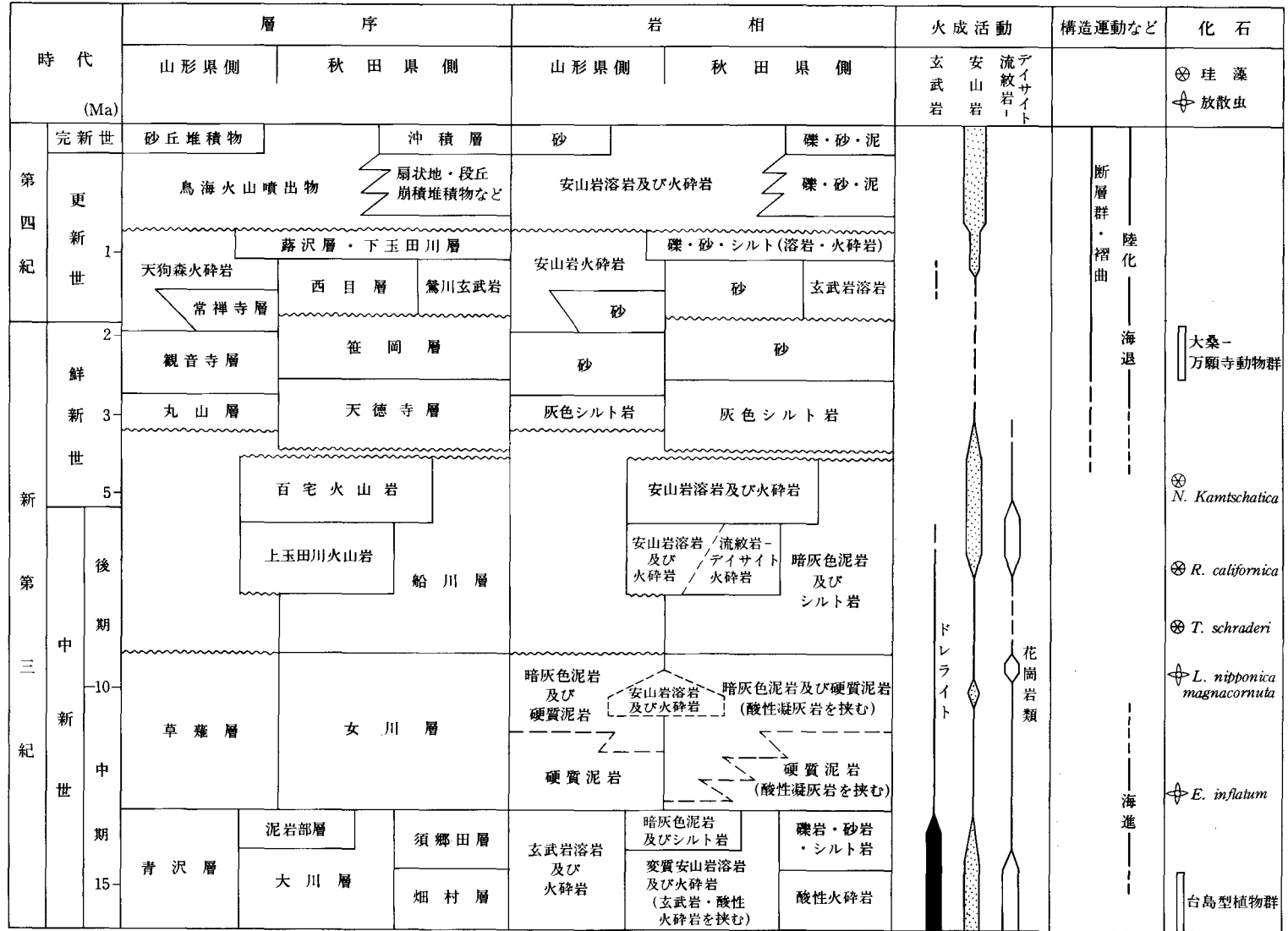
II. 2. 1 中期中新世前期の火山噴出物主体層

本地域の下部新第三系の地層は畑村層、須郷田層、青沢層及び大川層である。畑村層と須郷田層は鳥海山地域北東端に分布する。畑村層は酸性火砕岩を主とし、台島型植物群化石を産し、これを覆う須郷田層は薄い礫岩・砂岩及びシルト岩からなる。須郷田層は周辺地域から浅海貝化石及び有孔虫や放射虫などの微化石を多産しており、中期中新世前期 (西黒沢期) の急速な海進時の堆積物である。青沢層は鳥海山地域南西部に露出し、さらに吹浦地域の地下に伏在する。本層は主として玄武岩溶岩及び火砕岩からなり、海成泥岩を挟み、中期中新世前期の秋田・山形油田地帯の海底で噴出した膨大な玄武岩の一部である。大川層は鳥海山地域南東部に分布し、主として変質した安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、海成泥岩層を挟み、中期中新世前期の海底火山活動及び堆積作用により形成された地層である。

中期中新世前期の鳥海山及び吹浦地域を含む東北日本背弧地域は、全般に活発な火山活動が行われ、急速な海進の場であった (池辺, 1962 : Ohguchi, 1983)。このとき鳥海山地域北東部では陸域ないし浅海での畑村層の酸性火山活動とそれに続く須郷田層の海成層の堆積が行われた。これに対して鳥海山地域西部以西では海底で膨大な青沢層玄武岩の噴出が行われていた。大川層の安山岩火山活動の場は鳥海山地域付近の岩相分布からみて、おそらく青沢層分布域と畑村・須郷田層分布域との境界部にあった。

II. 2. 2 中期中新世後期-前期鮮新世の堆積物

この時期の堆積物は秋田県側の女川層、これと同時同相の山形県側の草薙層、さらに船川層、天徳寺層及び丸山層からなる。女川層及び草薙層は須郷田層、青沢層及び大川層を整合に覆って鳥海山地域東部及び南部に露出し、主として硬質泥岩及び暗灰色泥岩からなり、酸性火砕岩及び安山岩の火砕岩を挟有する。両層の下部は主として硬質泥岩からなり、暗灰色泥岩を挟む。両層の上部は暗灰色泥岩及び硬質泥岩からなり、両泥岩はしばしば互層していわゆる硬軟互層をなす。女川層からは中期中新世後期から後期中新世前期の放射虫化石が報告されている。船川層は女川層を整合に覆って鳥海山地域北東部に



第10図 鳥海山及び吹浦地域の地質総括図

分布し、主として暗灰色泥岩からなり、シルト岩を挟有する。船川層は砂質種の底生有孔虫化石と後期中新世後期から前期鮮新世の珪藻化石を産する。

女川・草薙層及び船川層の堆積時、これらの地層の分布からみて、鳥海山及び吹浦地域の大部分は海域となり、主として泥質碎屑物が堆積した。女川・草薙層は整然とした層理を示し、火山噴出物も少なかったもので、中期中新世後期から後期中新世前期までの本地域では、火山活動、構造運動ともに比較的静穏であった。しかし、後期中新世後期頃からは火成活動が活発化した。

II. 2. 3 後期中新世後期-前期鮮新世の火山岩及び貫入岩

後期中新世後期-前期鮮新世の火山岩は安山岩を主体とし、上玉田川火山岩及び百宅火山岩からなる。従来、上玉田川火山岩は大川層の一部とされ、百宅火山岩は鳥海火山の基底部と考えられていたが、本報告の研究によって、いずれも後期中新世後期-前期鮮新世の火山岩であることが明確になった。また、鳥海山地域の中中部、南部及び東部には中新統から鮮新統下部の地層を貫く多数の貫入岩があり、花崗岩類、ドレライト、変質安山岩、安山岩及び流紋岩-デイサイトからなる。

上玉田川火山岩は鳥海山地域中上部の上玉田川陥没構造の内部に分布し、酸性火砕岩とやや変質した安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、5-6MaのK-Ar年代を示す。百宅火山岩は女川層を覆い、船川層上部と指交し、鳥海山地域東半部に分布し、主として安山岩火砕岩及び溶岩からなり、安山岩-デイサイトの貫入岩を伴っていて、3-7MaのK-Ar年代を示す。

花崗岩類は大川層を貫き、主として花崗閃緑岩、石英閃緑岩及び流紋岩からなる。ドレライトは大川層から上玉田川火山岩までを貫いて、主に岩床や岩脈をなす。変質安山岩は女川層を貫き、ドーム状の岩体をなすことが多い。安山岩は女川・草薙層から百宅火山岩を貫いて、岩脈及び岩床などをなす。流紋岩-デイサイトは主として女川・草薙層から百宅火山岩までを貫き、岩脈やドーム状岩体をなす。

本地域では、後期中新世後期から火山活動が活発化し、上玉田川火山岩及び百宅火山岩が後期中新世の海成層の堆積盆内に噴出した。これらの火山岩は一部で海成泥岩を挟んでいるので、主に海底で噴出活動を行い、火山体を形成したとみられる。上玉田川火山岩は鳥海山地域中央部に形成された陥没構造内に噴出し、百宅火山岩はこれを覆って噴出した。本地域の貫入岩はその貫入層準や産状からみて、中期中新世から前期鮮新世にかけて貫入したが、安山岩貫入岩体の多くは岩質の類似性からみて百宅火山岩の活動期とほぼ同じ時期に貫入したと推測している。

II. 2. 4 後期鮮新世の堆積物

この時期の堆積物は秋田県側の天徳寺層及び笹岡層、山形県側の丸山層及び観音寺層からなる。天徳寺層は船川層を一部では傾斜不整合で覆い、鳥海山地域北部から吹浦地域北東端にかけてわずかに分布し、主としてシルト岩からなっている。山形県側の丸山層は天徳寺層にほぼ相当し、主として灰色シルト岩からなり、有孔虫及び貝化石を産する。笹岡層は天徳寺層を覆い、主として砂からなり、これに相当する山形県側の観音寺層は丸山層を覆って主として中粒-細粒砂からなる。両層は大桑-万願寺動物化石群の貝化石を多産し、後期鮮新世から一部は前期更新世にかかる地層である。

船川層と天徳寺層の間の傾斜不整合は前述の後期中新世後期-前期鮮新世の火山活動に伴った局地的

構造運動によるものかもしれない。後期鮮新世の堆積物は上位ほど粗粒化し、浅海貝化石を多産するようになり、海退期の堆積物であったことを示している。

II. 2. 5 更新世 - 完新世の堆積物

笹岡層及び観音寺層の堆積から引き続いた、粗粒砂を主体とする前期更新世の西目層及び常禅寺層の堆積期には、本地域は次第に陸化していったとみられ、火山活動はやや活発化した。鳥海火山南麓の天狗森火砕岩は一部常禅寺層と指交している。さらに、鳥海火山の下に分布する陸成層の下玉田川層・蔭沢層の堆積期にも火山活動は小規模に起こっていた。これらの火山活動は、時代未詳の鶯川玄武岩とともに鳥海火山に先行する火山活動である。このうち、天狗森火砕岩と下玉田川層中の火山岩は鳥海火山の火山岩と岩質が類似しており、それらと鳥海火山の活動の区別は明確なものではない。天狗森火砕岩の堆積期には、現在の庄内平野では庄内層群と呼ばれる粗粒砂を中心とした地層が堆積しており、その後には庄内平野が形成された。

鳥海火山が形成されつつあるとき、山麓では土石流を中心とした火山麓扇状地の形成が続いた。また、完新世になると、海岸沿いでは風成砂が鳥海火山の溶岩を覆い、また、庄内平野では庄内砂丘が形成された。

II. 2. 6 鳥海火山噴出物

先行する火山活動に引き続き、鳥海火山の活動は約50万年前に開始した。鳥海火山噴出物は下位からステージⅠ、Ⅱ及びⅢの噴出物に分けられる。大まかには、ステージⅠは中期更新世、Ⅱは後期更新世、Ⅲは後期更新世 - 完新世の活動である。いずれも安山岩溶岩の流出を主体とした活動であった。

ステージⅠは古期成層火山の活動期である。中心噴火によるほぼ円錐形の火山体が形成された。このステージの噴出物の総体積は47km³に達し、鳥海火山の大半を占めている。また、ステージⅠに大規模な山体崩壊が何度か発生しており、火山体の北麓と南麓に大量の岩屑堆積物を供給した。

ステージⅡは西鳥海馬蹄形カルデラ付近を中心とした“西鳥海”の活動期である。このステージの噴出量は22km³である。このステージの特徴として、ほぼ東西方向に配列した観音森や大平などの側火口群の存在があげられる。ステージⅡの活動の始まりは約16万年前で、ステージⅠの活動と連続しており、大きな活動休止期はない。ステージⅡの噴出物は下位からⅡa、Ⅱb、Ⅱc及びⅡdの噴出物に区分される。ⅡaとⅡbの噴出物は岩質の変化によって区分される。ⅡbとⅡcは西鳥海馬蹄形カルデラの形成をもって区分される。Ⅱcは“東鳥海”の活動期で、火山体の東麓や、西鳥海馬蹄形カルデラ内に溶岩が流出した時期である。Ⅱdは西鳥海の中央火口丘（鍋森溶岩円頂丘や鳥ノ海火口）の活動期である。

ステージⅢは東鳥海馬蹄形カルデラを中心とした“東鳥海”の活動期である。現在の山頂付近を中心とした溶岩の流出が繰り返され、その後山頂付近の大規模な山体崩壊により東鳥海馬蹄形カルデラが形成された(3,000-2,600年前)。その後の活動はすべてこのカルデラ内で起こっている。ステージⅢはこのカルデラ形成をもってⅢaとⅢbに区分される。ステージⅢの噴出物の体積はおおよそ4.3km³と見積られている。また、西鳥海西斜面の側火口活動(猿穴溶岩の噴出)もステージⅢaに起こっている。なお、有史時代の活動は、1801年の新山溶岩円頂丘の形成を除くとほとんどが水蒸気爆発である。

Ⅲ. 新 第 三 系

(土谷信之・中野 俊)

Ⅲ. 1 畑 村 層 (Ht)

命名 畠山 (1954)

模式地 秋田県由利郡東由利町畑村付近 (矢島地域).

分布及び層厚 鳥海山地域の北東縁, 鳥海町酢々内から新沢平にかけて狭く分布する. 本地域の周辺では, 北隣矢島地域東部から東隣湯沢地域西部にかけて広く分布している. 全層厚は400-600mであるが, 鳥海山地域内には上部 200m が露出している.

層位関係 畑村層は鳥海山地域北東部の最下部の地層である. これより下位の地層は露出していないので, 下位の地層との層位関係は不明である. 隣接する矢島及び湯沢地域内では下位の鹿ノ爪層, 飯沢層及び皿川層を整合に覆う (大沢ほか, 1979a, 1988).

岩相 本層は主として酸性火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなり, 上部では凝灰質砂岩及び泥岩を挟む. 本層は通常塊状ないし弱い層理を示すが, 上部では凝灰質砂岩及び泥岩を挟んで互層し, 明瞭な層理を示す. また, 薄い玄武岩質火山礫凝灰岩層を上部に挟む. 酸性火山礫凝灰岩及び凝灰岩は淡緑-青緑灰色, 一部紫褐色を呈し, やや軟弱で変質した軽石に富み, 流紋岩-安山岩の細かい岩片を含む. 凝灰質砂岩及び泥岩層は淡緑灰色を示し, 軟弱である.

化石 本地域内ではわずかな植物化石片を認めたのみである. しかし, 周辺地域内では温暖な気候を示す台島型植物化石, 珪化木及び *Balunus* (フジツボ) を産する (大沢ほか, 1979a, 1988).

Ⅲ. 2 須 郷 田 層 (Sg)

命名 大塚 (1936) の須郷田凝灰質砂岩層を改めて片山 (1941) が命名した.

模式地 秋田県由利郡東由利町須郷田付近 (浅舞地域).

分布及び層厚 鳥海山地域北東部の鳥海町酢々内西方から新沢平南方にかけてわずかに分布する. 層厚は30-50m と薄い. 模式地付近では100-300m である (大沢ほか, 1979b).

層位関係 下位の畑村層を整合に被覆する.

岩相 須郷田層は主として砂岩, シルト岩及び泥岩からなり, 薄い礫岩を挟む. 礫岩は本層下部に挟み込まれ, 流紋岩-安山岩の礫に富み, 小-中礫を主としている. 砂岩は主として本層の下-中部に卓越し, 灰

色-淡緑灰色、凝灰質でやや軟弱であり、弱い層理を示す。シルト岩及び泥岩は本層の中-上部に挟在し、灰色ないし暗灰色、やや軟弱で弱い層理を示すが、上位に向かって次第に硬くなり、明瞭な板状層理を示すようになる。

化石 本層は浅海生貝、有孔虫及び放散虫の化石を多産し、本地域内では第1表の放散虫化石が報告されている。北隣の矢島地域内では、浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia Peripheroronda*, *Glt. quinifalcata*, *Glt. birnageae* などが報告され(大沢ほか, 1988), 本層が中期中新世前期の地層であることを示している。

第1表 須郷田層の放散虫化石(八幡, 1990)

試料番号	新沢平南方	
	101507	101415
PRESERVATION: Good, Moderate, Poor	M	M
<i>Lithotractus tochiensis</i> Nakaseko	1	2
<i>Porodiscus</i> spp.	1	
<i>Spongodiscus</i> spp.	7	3
<i>Didymocyrtis</i> sp.	1	
other <i>Spumellaria</i>	5	60
<i>Eucyrtidium inflatum</i> Kling		2
<i>Stichocorys</i> sp.	1	
<i>Cyrtocapsella tetrapera</i> (Haeckel)	149	5
合計	165	72

鑑定: 相田吉昭

III. 3 青沢層(AI, Ab, Am)

命名 鯨岡(1953)による。半沢ほか(1958)の中野俣川層及びTaguchi(1962)の大川層青沢玄武岩質凝灰角礫岩部層及び西川安山岩質(玄武岩質)凝灰角礫岩部層に相当する。

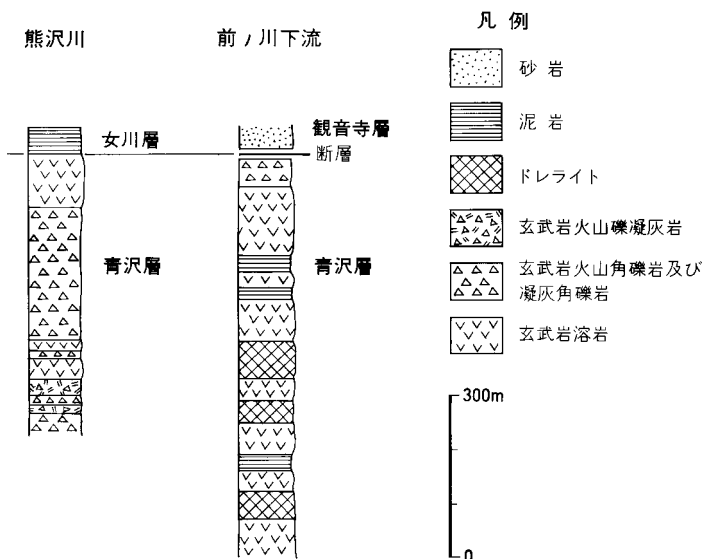
模式地 山形県飽海郡八幡町青沢東方一帯(大沢地域)。

分布及び層厚 青沢層は鳥海山地域南西部の日向川東岸から日向川支流の鹿ノ俣川^{かのまた}及び白沢川にかけて分布する。本層の下限は不明であるが、層厚は800m以上と見積られる。また、模式地付近では1,500m以上である(土谷, 1989)。

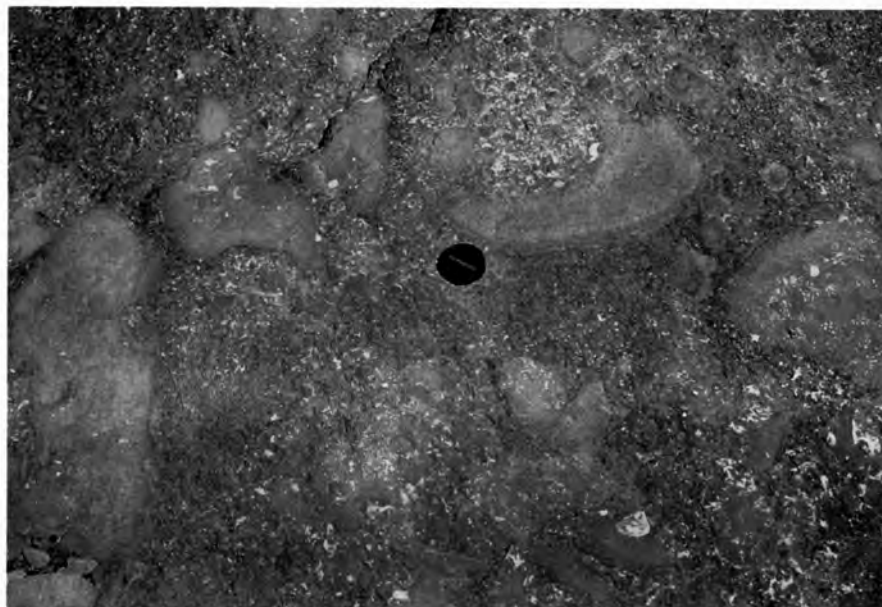
層位関係 本層より下位の地層が露出していないので下位の地層との関係は不明である。本層は産出する化石や周辺の層序・構造からみて須郷田層及び畑村層上部と同時異相であろう。

岩相 本層は主としてかんらん石玄武岩及びかんらん石普通輝石玄武岩の溶岩及び火砕岩からなり、暗灰色泥岩を挟有する。玄武岩溶岩は主に八幡町前ノ川流域の本層下部で認められ、主として塊状溶岩からなり水冷破碎溶岩や枕状溶岩を伴っている(第11図)。塊状溶岩は厚さ数10m以下、暗灰色ないし暗緑灰色、柱状及び板状節理が発達し、気泡に乏しい。溶岩内部はところにより粗粒でドレライトのよう

な外観を呈する。水冷破碎溶岩及び枕状溶岩は塊状溶岩の周辺部などに見いだされ、体積比で10%程度の気泡を含んでいる。玄武岩火砕岩は本層の主体を占めるもので、緑灰色-暗緑灰色、一部紫褐色を呈し、主として凝灰角礫岩及び火山角礫岩からなり、火山礫凝灰岩及び凝灰岩を含む。凝灰角礫岩及び火山角礫岩は不規則な形態の岩片とそれらの細片からなる。岩片は通常長径1 mから数cm程度、気泡に富み、急冷縁を持ち、アメーバ状の形態を呈していることがある(第12図)。このような岩相は Yamagishi



第11図 青沢層の岩相柱状図



第12図 青沢層の玄武岩火山角礫岩(八幡町, 鹿ノ俣川下流)。気泡に富み、急冷縁を持つ岩片を含む

(1987) のハイアロクラスタイト (A) に類似し、水底での噴出活動によって形成されたい。火山礫凝灰岩及び凝灰岩は通常細かい気泡を含む玄武岩岩片及び細片からなり、層理を呈することが多い。火砕岩は玄武岩岩脈に貫かれ、岩脈は主として北東-南西方向を示し、その幅は3m以下で、一部は水冷破碎され、発泡している。

かんらん石玄武岩 (YD 1867 / GSJ R 57841)

産地・産状：八幡町，熊沢川中流．塊状溶岩．やや粗粒でわずかな気泡を有する．

斑晶：かんらん石

かんらん石は径0.5-2 mm，少量，緑泥石及び炭酸塩鉱物に変質し，仮像となっている．

石基：斜長石，単斜輝石，変質鉱物，鉄鉱

斜長石は0.4 mm以下，配列に方向性がある．単斜輝石は一部斜長石をポイキリティックに取り込んでいる．鉄鉱は一部針状である．ハイアロオフィティック組織を示す．

暗灰色泥岩は前ノ川沿いの2-3層準にわずかに挟有され、厚さは数10 m以下である。暗灰色-灰色を呈し、明瞭な層理をもち、やや石灰質である。

化石 本地域内の青沢層からは報告されていない。南隣大沢地域内では浮遊性有孔虫、漸深海帯の底生有孔虫及び浅海貝化石を産し、本層は男鹿半島の西黒沢層に対比されることを示している (佐藤, 1986; 土谷, 1989)。

III. 4 大川層 (Op, Ob, Os)

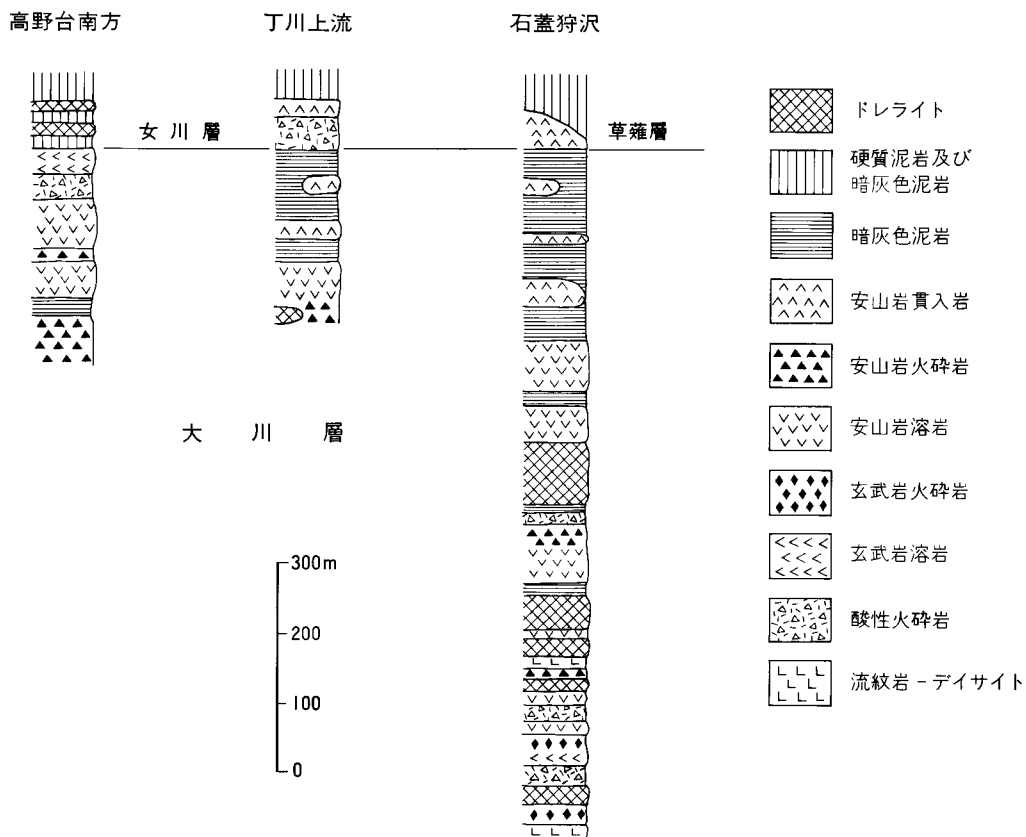
命名 Taguchi (1962)。ただし、Taguchi (1962) は青沢層も大川層の一部層として記載していたが、本報告では青沢層とは区別する。大川層上部には泥岩があり (第13図)、この泥岩についてはTaguchi (1962) が石蓋狩沢泥岩層と呼び、草薙層下部に含めていて、大沢地域の報告 (土谷, 1989) でもこれに従った。しかしこの泥岩は草薙層の硬質泥岩より下位にあつて、青沢層の泥岩に類似した岩相を持つ。さらに、鳥海山地域内では大川層の安山岩火砕岩中にも同様の泥岩が頻繁に挟有することが確かめられたので、本報告ではこの泥岩を大川層に含めることがより合理的と判断した。本層は猪俣 (1962) の石蓋狩沢層に相当する。

模式地 山形県最上郡真室川町大沢川 (大川) 上流の明神沢中流。

分布及び層厚 鳥海山地域南東部、鳥海町遠上山から真室川町明神沢及び小又川上流にかけて分布する。本層の下限は不明であるが、層厚は900 m以上と見積られる。

層位関係 本層の下位の地層が露出していないため不明である。青沢層との関係は直接露頭で観察できない。しかし、本層に挟有される玄武岩火砕岩や暗灰色泥岩が青沢層のそれらと岩相がよく類似しており、両層は同時異相の関係にあると考える。また、本層は女川層にも直接整合に覆われるので須郷田層とも同時異相であろう。

岩相 大川層は主として安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、泥岩及び酸性火砕岩を挟有している (第13図)。安山岩溶岩及び火砕岩は主として変質した (かんらん石) 普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなり、玄武岩溶岩及び火砕岩、流紋岩溶岩、少量の酸性火砕岩及び暗灰色泥岩を挟有する。安山岩溶岩は緑灰色-灰色を呈し、塊状で厚さ数m-数10 m、溶岩縁辺部は気泡を含み、急



第13図 大川層の岩相柱状図

冷線を伴い水冷破砕されたことを示すものもある。安山岩火砕岩は主として溶岩と同質の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、灰緑色、ときに紫褐色を呈する。火砕岩の岩片は一部よく発泡している。泥岩は主として本層の上部を占め、安山岩溶岩及び火砕岩中にも挟在する。黒色-灰色を呈し、シルト岩、砂岩、安山岩及び酸性凝灰岩を挟有する。泥岩は数10cm単位の弱い層理を示し、層理に沿って割れやすい。やや石灰質で軟弱な岩相と黒色でやや硬質な岩相があり、本層の上部には硬質なものが多い。酸性火砕岩は淡灰色-淡緑色の火山礫凝灰岩及び軽石凝灰岩からなり、ところにより黒色泥岩の岩片を含む。

化石 大川層中の泥岩は有孔虫化石を産し、猪俣(1962)によって大沢川中流及び石蓋狩沢から *Hopkinsina morimachiensis* などの石灰質底生有孔虫が報告されている。

III. 5 女川層 (Om₁, Om₂, Kb, Ot)

命名 外山(1925)が男鹿半島で女川珪質頁岩層と呼んだ地層を千谷(1930)が女川層と改めて命名した。

模式地 秋田県男鹿市女川付近の海岸。

分布及び層厚 鳥海山地域東部の鳥海町小川、上直根、上笹子から丁川上流の^{じねご}県境付近まで広く分布す

る。また、鳥海町百宅大森の西方及び板平^{いたびら}南方にも分布する。本層の層厚は 600-700m である。

層位関係 女川層は鳥海山地域北東部では須郷田層を整合に覆い、南部の県境の山岳地帯では大川層を整合的に覆っている。また、本層は山形県側の草薙層とほぼ同じ層準・岩相で一連の地層である。

岩相 女川層は岩相上、硬質泥岩を主体とする地層と、暗灰色泥岩及び硬質泥岩からなる地層に大きく区分できる。

硬質泥岩を主体とする地層は主として本層の下部に発達するが、丁川上流では発達しない。下部には海緑石を含む砂岩-シルト岩を挟む。硬質泥岩は珪質で明瞭な板状層理を持ち、硬質シルト岩、暗灰色-黒色泥岩、酸性凝灰岩を挟有する。また、層状ないし団塊状の炭酸塩岩を有する(鹿野ほか, 1981)。硬質泥岩及び硬質シルト岩は灰白-灰色を呈し、珪質で非常に緻密である。通常 10 数 cm 以下の単位の規則的で明瞭な板状層理を示し、単層内部にも細かい縞状の葉理が認められることがある。板状ないし角片状に割れ、割れ口はときに貝殻状断口を示す。単層の間にはやや軟らかい暗灰色泥岩-シルト岩の薄層を挟む。硬質泥岩の一部には長径数 10 cm ないし 100 m 程度のコンクリーションが含まれ、ときに一つの層準に並んで挟まれている。丁川中流では安山岩火砕岩を挟む。

暗灰色泥岩及び硬質泥岩からなる地層は主として本層上部を占める。主として暗灰色泥岩及び灰白-灰色の硬質泥岩からなり、灰色シルト岩、酸性凝灰岩、凝灰質砂岩及び安山岩火砕岩を挟有している。暗灰色泥岩及び硬質泥岩は、しばしば数 10- 数 cm 単位の互層状となり、いわゆる硬軟互層となっていることが多い(第 14 図)。この地層は上位の船川層に近づくにつれて硬質泥岩が乏しくなり、層理が弱くなる。暗灰色泥岩は弱い層理を示し、緻密である。風化すると褐色がかかって節理が発達し、数 cm 大の破片に割れやすい。硬質泥岩は本層下部のものとは比べて、やや軟らかく泥質またはシルト質である。灰色シルト岩はやや厚い単層を示し、ときに凝灰質または珪藻質である。



第 14 図 女川層の暗灰色泥岩勝ちの互層(鳥海町, 大火山南東方の林道沿い)
硬質泥岩(白色部)を挟む

酸性凝灰岩は通常厚さ数 10 cm 以下で、灰白色を呈し、一部軽石質である。丁川上流では厚さ数 10 m の変質した火山礫凝灰岩及び凝灰岩層が挟有されている。この凝灰岩は緑灰色ないし灰褐色で、側方への連続性に乏しい。

安山岩火砕岩は東隣湯沢地域(大沢ほか, 1979a)では加無山安山岩とされたものの一部に相当し、本層中に整合的に挟在する。主として無斑晶質または斜長石斑状の(紫蘇輝石)普通輝石安山岩の火砕岩からなる。火砕岩は暗灰色-灰色を呈し、主として火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、局地的に同質の円礫及び巨円礫の層を挟む。

化石 女川層は大型化石に乏しいが普遍的に *Sagarites chitanii* Makiyama, 魚鱗, 有孔虫, 放散虫及び珪藻化石を産する。有孔虫化石は本層下部で乏しいが、高野ほか(1991)が *Spirosigmoinella compressa*などを報告し(第3表)、瀬能ほか(1989)も *Cribrostomides* spp. や *Bathysiphon aremacea* など漸深海域を示す種を報告した。放散虫化石(第2, 4及び5表)は八幡(1990)が *Lychnocanoma nipponica magnacornuta* Sakai (生息期間 8-10 Ma) を笹子峠西方から報告し、瀬能ほか(1989)が板平南方の子吉川沿いから同様の化石を報告した。珪藻化石は本層からの産出は乏しいが、瀬能ほか(1989)の報告がある(第6表)。以上の微化石から本地域の女川層は中期中新世後期ないし後期中新世前期の地層であろう。

第2表 女川層及び船川層の放散虫化石(高野ほか, 1991を一部抜粋)

層	準	船川層	女川層
産	地	山崎北方	上川内
試	料	TAO363	TAO515
<i>Lithatractus tochiensis</i>	Nakaseko	V R	V R
<i>Spumellaria</i> (Form A)		R	A
<i>Cannartus pettersoni</i>		V R	V R
<i>Spongodiscus</i> spp.		R	C
<i>Cromyodruppa concentrica</i>		R	V R
<i>Sethocyrtis japonica</i>		V R	
<i>Theocyrtis redondoensis</i>		V R	
<i>Theoconus nipponicus</i>			V R
<i>Stichocorys delmontensis</i>		V R	R
<i>Cyrtocapsella tetrapera</i>		V R	V R

V R : 1-5個体 R : 6-10個体 C : 11-15個体 A : 16-20個体

鑑定: ジオサイエンス(株)

第3表 女川層及び船川層の有孔虫化石(高野ほか, 1991を一部抜粋)

層準 産地 試料	船川層			女川層				
	磯ノ沢 MOR5	伏見 TAO198	外山 TAO323	小宮内 MOR11	上川内 TAO621	新沢平 IBM34	酢々内 IBM99	川熊 TAO1012
浮遊性有孔虫 <i>Globigerina</i> spp.					1			
底生有孔虫 (砂質種)								
<i>Ammobaculites</i> spp.		1			2			
<i>Bathysiphon</i> spp.	5							
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>subglobosum</i>	7	2	5				4	
<i>C. renzi</i>	44	23		5				2
<i>C. spp.</i>	10	41	3	4	4	6	8	3
<i>Cyclammmina cancellata</i>	2							10
<i>Cyclammmina ezoensis</i>								
<i>Cyclammmina</i> spp.	1							1
<i>Dorothia</i> spp.	5	45	77					
<i>Goesella schencki</i>					16		1	
<i>Martinottiella communis</i>	40	290		121		47	276	10
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>		2				39	3	
<i>Spirosigmoilinella compressa</i>			5	52		36	32	
<i>Textularia</i> spp.						14		
未確定砂質種	6	35			18		6	10
(石灰質種)								
<i>Cassidulina norcrossi</i>							8	
<i>C. sp. indet.</i>							16	
<i>C. subcarinata</i>							4	
<i>C. lobatulus</i>					4		8	
<i>Dentalina subsoluta</i>							12	
<i>Dentalina</i> sp. indet.							4	
<i>Epistominella pulchella</i>					534			
<i>Epistominella?</i> sp. indet.							12	
<i>Fursenkoina</i> sp.					234			
<i>Globobulimina</i> spp.					108			
<i>Globobulimina pupoides</i>					16			
<i>Lagena</i> spp.							1	
<i>Melonis pacificum</i>					2		30	
<i>Oridorsalis umbonatus</i>							4	
<i>Plectofrondicularia</i> sp.							1	
<i>Pullenia salisburyi</i>							4	
<i>Pullenia bulloides</i>							100	
<i>Sphaeroidina</i> cf. <i>compacta</i>							12	
<i>Trifarina</i> sp. indet.						4		
<i>Uvigerina yabei</i> or <i>akitaensis</i>		6			80			
<i>U. cf. proboscidea</i>							590	
<i>Valvulineria sadonica</i>					2			
未確定石灰質種							10	
合計	120	445	90	182	1025	142	1156	26

第4表 女川層の放散虫化石(八幡, 1990)

産地 試料番号 PRESERVATION : Good, Moderate, Poor	新沢平 81609 M	上川内 82101 G	川熊 82508 P	笹子峠西方 82603 G	川熊南方 92004 G	笹子峠東方 100201 P
<i>Lithatractus tochiensis</i> Nakaseko			2			
<i>Stylacontarium</i> aff. <i>bispiculum</i> Popofsky		1				
other <i>Actinommids</i>	22					
<i>Lithocarpium</i> spp.	32	6	1	11	52	10
<i>Porodiscus</i> spp.	20	4	14	9	9	8
<i>Rhopalodictyum</i> sp.	4	7	2	2		1
<i>Spongodiscus</i> spp.	546	144	21	368	52	51
<i>Periphaena</i> spp.	1		1			
<i>Didymocyrtis</i> sp.	5	3	1		1	2
<i>Diartus petterssoni</i> (Riedel & Sanfilippo)		1				
<i>Diartus hughesi</i> (Campbell & Clark)		2				
<i>Collosphaera</i> spp.	1					
other <i>Spumellaria</i>	123	14	6	47	3	9
<i>Pyloniidae</i> spp.	3				1	
<i>Larcopyle</i> sp.	28					
<i>Larcospira</i> sp.	2					
<i>Pylospira</i> sp.	3					
<i>Lophophaena</i> sp.	2			1		
<i>Eucyrtidium cienkowskii</i> Haeckel group	4		1			
<i>Eucyrtidium inflatum</i> Kling			1			
<i>Cyrtocapsella japonica</i> (Nakaseko)	7					
<i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell & Clark)	6	7	50	4	92	
<i>Stichocorys peregrina</i> (Riedel)	1		3		1	
<i>Stichocorys</i> sp.	3		118		96	
<i>Cycladophora akitaensis</i> (Nakaseko)		1	2		26	1
<i>Cycladophora</i> sp.	1			3	3	
<i>Calocyclella</i> sp.	3					
<i>Theocorys redondoensis</i> (Campbell & Clark)	6	6	4			
<i>Theocorys(?) japonica</i> (Nakaseko)	1		1			
<i>Lychnocanoma nipponica magnacornuta</i> Sakai	6			1		
<i>Lychnocanoma</i> sp.	3				1	
<i>Artostrobiidae</i> spp.	1			1		
<i>Carpocaniidae</i> spp.	1	1				
<i>Acanthodesmiidae</i> spp.	2			1		1
合計	837	197	228	448	340	83

鑑定：相田吉昭

第6表 女川層及び船川層の珪藻化石(瀬能ほか, 1989を一部改変)

層準 化石帯 産地 試料 ABUNDANCE PRESERVATION	船 川 層							女川層 板平 T2041 VR P
	<i>N. kamtschatica</i>		<i>R. californica</i>			<i>T. s.</i>	大平 N2002 VR VP	
	猿倉	磯ノ沢	大平北	磯ノ沢	玉田溪谷	石舟		
	F2020	F2017	N2019	F2019	F2010	F2011		
	R	C	C	C	R	R		
	P	P	P	M	P	P		
MARINE DIATOMS								
<i>Actinocyclus ellipticus</i>					1			
<i>A. ingens</i>							10	1
<i>A. octonaris</i>	1	3	2	4	*			
<i>Actinocyclus senarius</i>	3	*	2	3	4	5	7	6
<i>Amphora</i> spp.	3	*		2			1	
<i>Anaulus</i> sp.	1							
<i>Arachnoidiscus</i> sp.	*			*	*	*		
<i>Aulacodiscus crux</i>					*			
<i>Auliscus</i> sp.							*	
<i>Cocconeis scutellum</i>	*							
<i>C.</i> spp.	2				1		*	
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	2	1	4	*	5	42	13	4
<i>C. oculus-iridis</i>							11	10
<i>C. radiatus</i>							2	
<i>C. symbolophorus</i>					2			5
<i>C. cf. vetustissimus</i>								1
<i>C.</i> spp.	*	1	2	2	3	7	1	6
<i>Denticulopsis katayamae</i>	1							
<i>Delphineis surirella</i>	6	1				1		
<i>D.</i> spp.		2	1			1		
<i>Diploneis</i> spp.	1	2	2	3	1	1		1
<i>Grammatophora</i> spp.	4	2		2	2	1		
<i>Hyalodiscus obsoletus</i>	1	1		1		1		
<i>Lithodesmium</i> sp.							1	
<i>Moatgloia splendida</i>						1		
<i>Navicula</i> spp.	1	2		1	1			
<i>Neodenticula kamtschatica</i>	41	42						
<i>Nitzschia cf. pliocena</i>							1	
<i>N. rolandii</i>			1	2				
<i>Odontella aurita</i>	1							
<i>O.</i> spp.	1							
<i>Paralia sulcata</i>	5	2	11	10	69	23	*	
<i>Plagiogramma staurophorum</i>					1			
<i>Rhabdonema japonicum</i>	*	*						
<i>Rhizosolenia barboi</i>		3	2	2	*	10		
<i>R.</i> spp.	1	1	4	2				
<i>Rutilaria epsilon</i>								1
<i>Rouxia californica</i>			2	1				
<i>Stephanopyxis</i> spp.	2	*	1	1	3		6	6
<i>Stictodiscus californicus</i>					*			
<i>Synedra jouseana</i>			1					
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	11	11	53	61	4	3		
<i>T. schraderi</i>						3		
<i>Thalassiosira antiqua</i>	2							
<i>T. cf. marujamica</i>	1							
<i>T. cf. jacksonii</i>		*						
<i>T. plicata</i>		1						
<i>T. temperei</i>			1					
<i>T.</i> spp.	4	18	9	2	2	1	1	2
<i>Thalassiothrix longissima</i>						*	*	*
<i>Trachyneis aspera</i>	*				*		1	
<i>Triceratium arreticua</i>							1	1
NONMARINE DIATOMS								
<i>Aulacosira granulata</i>	5	7	2	1	2			
<i>Epithemia</i> spp.						*		
Total number of valves counted	100	100	100	100	100	100	46	43
Resting spores	26	34	22	26	47	11	2	1

* : 存在 T.s. : *Thalassionema schraderi* zone

第5表 草薙層、女川層及び船川層の放散虫化石(瀬能ほか, 1989を一部改変)

層準	草薙層*	草薙層*	女川層上部	船川層	船川層
産地	日向川	日向川	板平南方	大平北方	玉田溪谷
試料	S2001	S2027	T2041	N2002	N2003
ABUNDANCE : Abundant, Common, Few, Rare	F	R	C	R	R
PRESERVATION : Good, Moderate, Poor	M	P	M	M	P
<i>Drupptractus irregularis</i> Popofsky	1	1	3	1	
<i>Hexacontium</i> sp.	1				
Other <i>Actinommids</i>			4	4	
<i>Lithocarpium</i> spp.	314	3	4	60	1
<i>Porodiscus</i> spp.	22	14	44	11	7
<i>Rhopalodictyum</i> spp.		1	6	6	6
<i>Spongodiscus</i> spp.	248	32	361	141	187
<i>Periphaena</i> sp.			1		
<i>Didymocyrtis penultima</i> (Riedel)			2	1	
<i>Didymocyrtis</i> spp.	1		5	5	5
<i>Didymocyrtis</i> sp. D of Sakai		1			
<i>Diartus hughesi</i> (Campbell & Clark)			6		1
<i>Diartus</i> sp.		1	5		
Other <i>Spumellaria</i>	34	1	34		7
<i>Pyloniid</i> group			8	5	
<i>Larcopyle</i> spp.			1	3	
<i>Larcospira</i> spp.	1		4		
<i>Pylospira</i> spp.				1	
<i>Eucyrtidium cienkowski</i> Haeckel group			2		
<i>Eucyrtidium inflatum</i> Kling	3				
<i>Eucyrtidium</i> spp.			3		
<i>Cyrtocapsella japonica</i> (Nakaseko)	3		1		
<i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell & Clark)	1	15	62	5	
<i>Stichocorys peregrina</i> (Riedel)			7	2	
<i>Stichocorys</i> spp.		34	104	2	1
<i>Cycladophora akitaensis</i> (Nakaseko)			53	17	
<i>Cycladophora</i> sp.		1	1		
<i>Lamprocyrtis</i> sp.			1		
<i>Theocorys redondoensis</i> (Campbell & Clark)	1		10	6	1
<i>Theocorys(?) japonica</i> (Nakaseko)	5		5	2	1
<i>Lychnocanoma nipponica magnacornuta</i> Sakai			1		
<i>Desmospyris</i> group			1	9	
<i>Carpocaniidae</i> group		1			
<i>Litharachnium</i> group				2	
<i>Theocorythium</i> sp.			1		
合計	635	105	790	283	217

* 瀬能ほか(1989)の青沢層
鑑定：相田吉昭

Ⅲ. 6 草薙層 (Km₁, Km₂, Kb)

命名 飯塚 (1930)

模式地 山形県最上郡戸沢村草薙の最上川沿い (清川地域).

分布及び層厚 鳥海山地域南部の八幡町日向川上流から真室川町大沢川及び明神沢下流にかけて分布する。本層の層厚は大沢川沿いで 500 m, 日向川上流で 600-700 m である。

層位関係 青沢層及び大川層を整合に覆う。秋田県側の女川層とは層準及び岩相がほぼ一致し、一連の地層である。

岩相 草薙層は主として硬質泥岩, 暗灰色泥岩及びシルト岩からなり, 岩相によって, 硬質泥岩主体の下部と暗灰色泥岩及び硬質泥岩からなる上部とに区分される。

草薙層下部の硬質泥岩を主体とする地層は主として珪質で明瞭な板状層理の発達した硬質泥岩からなり, 硬質シルト岩を挟み, 暗灰色泥岩及び酸性凝灰岩を挟有する。硬質泥岩及び硬質シルト岩は灰色で緻密であり, 通常暗灰色泥岩やシルト岩の薄層を挟有して数-10 数 cm 単位の規則的な層理面をもっている (第 15 図)。風化すると板状または角片状に割れやすい。シルト岩はときに凝灰質である。酸性凝灰岩は厚さ数 m 以下, 通常数 10 cm 以下で, 軽石質である。硬質泥岩中にはところによって数 10 cm のコンクリーションが散在している。

草薙層上部は主として暗灰色泥岩及び硬質泥岩からなり, シルト岩や酸性凝灰岩及び安山岩火砕岩を挟有し, 数 m- 数 10 cm 単位のいわゆる硬軟互層になっている。暗灰色泥岩は塊状ないしやや層理が発達



第 15 図 草薙層の硬質泥岩 (八幡町, 日向川・小八重川合流地点付近)
層理が発達し, ひとつの層準にコンクリーションが並んでいる。右下白線の長さ 2 m

し、緻密で風化すると数 cm 大の細片に割れやすい。硬質泥岩は下部のものとほぼ同じ岩相である。シルト岩は灰色でところによってやや凝灰質または珪藻質である。

化石 草薙層は *Sagarites chitanii* Makiyama や魚鱗などの化石を産する。また、瀬能ほか(1989)は日向川上流の草薙層下部から、*Eucyrtidium inflatum* など中期中新世後期の放散虫化石を報告した(第5表)。

III. 7 船川層 (Fm)

命名 男鹿半島において、外山(1925)が船川黒色頁岩層と呼んだ地層を千谷(1930)が改めて船川層と命名した。

模式地 秋田県男鹿市船川付近。

分布及び層厚 鳥海山地域北東部の鳥海町下直根、中直根及び外山付近に分布する。層厚は約 600m である。

層位関係 下位の女川層を整合に被覆し、その境界付近の岩相は漸移する。

岩相 本層は主として暗灰色泥岩及び灰色シルト岩からなり、わずかな酸性凝灰岩及び凝灰質砂岩を挟んでいる。暗灰色泥岩は暗灰色ないし黒色、均質で、層理に乏しいが層面節理が発達し、風化すると数 cm 以下の細片に割れやすい(第16図)。シルト岩は本層上部に挟在し、灰色を呈し、泥岩よりやや硬い。弱い層理を示し、泥岩よりやや大きな角片に割れやすい。泥岩及びシルト岩はときに油臭を発生し、それらの風化面は硫黄様の粉末に覆われることがある。酸性凝灰岩は灰白色で、厚さ数-数 10 cm、軽石質である。本層の上部は分布域西部の猿倉に近づくにつれて側方に粗粒化し、シルト岩が優勢になってくる。



第16図 船川層の暗灰色泥岩(鳥海町外山南方)
細片状劈開が発達し、白色の酸性凝灰岩の薄層を挟む

また、本層に岩相が類似した泥岩及びシルト岩の薄層が上玉田川火山岩中にも挟まっており、これらの泥岩・シルト岩は船川層相当と考えられる。さらに、猿倉東-南東方の本層のシルト岩は百宅火山岩の安山岩溶岩・火砕岩と指交している。

化石 本層は大型化石に乏しいが、*Sagarites chitanii* Makiyama を産する。底生有孔虫化石は高野ほか(1991)によって *Cribrostomoides renzi*, *Martinottiella communis* などが得られ、漸深海域の種も報告された(第3表)。放散虫化石は瀬能ほか(1989)、高野ほか(1991)及び八幡(1990)によって第2,5及び7表の化石が得られた。珪藻化石は、瀬能ほか(1989)によると *Neodenticula kamtschatica* 帯, *Rouxia californica* 帯及び *Thalassionema schraderi* 帯の化石が得られ(第6表)、本層が後期中新世から前期鮮新世にかけての地層であることを示している。

第7表 船川層の放散虫化石(八幡, 1990)

産地 試料番号	上百宅東方 90808	石舟南方 92103	外山東方 102702	伏見沢 100404
PRESERVATION : Good, Moderate, Poor	P	M	M	P
<i>Lithocarpium</i> spp.			2	
<i>Porodiscus</i> spp.	9	28		2
<i>Rhopalodictyum</i> sp.	3	9		
<i>Spongodiscus</i> spp.	36	36		7
<i>Didymocyrtis</i> sp.	1	2		
other <i>Spumellaria</i>	2	11		1
<i>Pyloniidae</i> spp.		1		
<i>Larcopyle</i> sp.		1		
<i>Stichocorys delmontensis</i> (Campbell & Clark)	2	6		
<i>Stichocorys peregrina</i> (Riedel)				
<i>Stichocorys</i> sp.	5	3		
<i>Cycladophora akitaensis</i> (Nakaseko)		8		
<i>Theocorys redondoensis</i> (Campbell & Clark)		1		
<i>Theocorys</i> (?) <i>japonica</i> (Nakaseko)		1		
合計	58	107	2	10

鑑定：相田吉昭

III. 8 上玉田川火山岩 (Kt, Ka)

上玉田川火山岩(新命名)は鳥海山地域中部、上玉田川上流の上玉田川陥没構造内に分布する後期中新世-前期鮮新世の火山岩であり、酸性火砕岩部層及び安山岩部層からなる。従来、本酸性火砕岩及び安山岩部層は大川層の一部とみなされていた(Taguchi, 1962; 大沢ほか, 1988)。しかし、本研究により、すべて後期中新世から前期鮮新世にかけての火山噴出物であることが明らかになったので、新たに命名する。

(1) 酸性火砕岩部層 (Kt)

酸性火砕岩部層は本火山岩の中・下部を占めて、上玉田川上流から大沢川源流にかけて分布している。この火砕岩部層の下位の地層は露出していないので、下位との関係は不明であるが、その層厚は400-500 m かそれ以上であろう。火砕岩は淡緑灰色 - 淡灰色を呈し、主として流紋岩 - デイサイト凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び軽石凝灰岩からなり、凝灰質礫岩及び砂岩を挟有している。凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩は変質し、やや軟らかく軽石質で、流紋岩 - 安山岩の岩片を含み、塊状ないし弱い層理を示す。軽石凝灰岩は少量の本質岩片を含み、弱い層理を示す。また、上玉田川流域の軽石凝灰岩は角閃石斑晶を含む。凝灰質礫岩は上玉田川中流及び百宅大森東方に局所的に挟在し、安山岩 - デイサイトの亜角礫ないし亜円礫を含み、層理に乏しい。百宅大森東方の礫岩は不淘汰で硬質泥岩の角礫を含み、上玉田川陥没構造縁辺の崩壊堆積物である可能性がある。凝灰質砂岩は本火砕岩部層の上部に挟有され、淡緑色、軟弱、軽石質で明瞭な層理を示し、一部で船川層相当の暗灰色泥岩及びシルト岩を挟有する。なお、軽石凝灰岩中の角閃石の K-Ar 年代は $4.7 \pm 0.9 \text{ Ma}$ である (第 8 表)。

第 8 表 上玉田川火山岩及び百宅火山岩の K-Ar 年代

番号	標本番号	試料	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (scc/gm $\times 10^{-5}$)	Isotopic Age (Ma)
百宅火山岩						
1	R57852	安山岩	1.29	30.9 31.9	0.026 0.026	5.2 ± 0.3
2	R57843	安山岩	1.45	55.3 48.5	0.029 0.029	5.1 ± 0.3
3	R57856	安山岩	0.77 0.76	11.9 10.6	0.010 0.010	3.4 ± 0.6
4	R57842	安山岩	0.36	9.9 11.3	0.008(8) 0.009(1)	$6.4 \pm 1.2^*$
5	R57854	安山岩	0.23	6.3 6.9	0.006(2) 0.006(5)	$7.1 \pm 2.1^*$
上玉田川火山岩						
6	R57853	安山岩	0.87	33.3 32.5	0.020 0.020	5.9 ± 0.3
上玉田川火山岩の酸性火砕岩を貫く岩脈						
7	R57855	安山岩	1.21	13.1 12.4	0.026 0.025	5.4 ± 0.8
上玉田川火山岩の酸性火砕岩						
8	R57847	角閃石	0.29	11.5 9.4	0.005(0) 0.005(9)	$4.7 \pm 0.9^*$

$\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$
 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atm}\%$

* : $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ 含有率が低く、誤差大きい
 測定 : テレダインアイソトープス社

普通輝石角閃石デイサイト軽石凝灰岩 (CK8963 / GSJ R 57846) (第Ⅲ図版 1)

産地・産状：鳥海町，上玉田川上流。淡緑色を呈し，結晶に富む酸性凝灰岩。

結晶：斜長石，石英，普通輝石，普通角閃石，鉄鉍

斜長石は長径2mm以下，灰曹-中性長石に属し，未変質，自形-破片状である。石英は4mm以下，融食形を示す。普通輝石は少量，角閃石はX=帯黄緑色，Y=淡緑色，Z=緑褐色を呈し，変質していない。そのほかデイサイトの小岩片を含む。

基質：主として透明な軽石片からなり，変質の程度は軽微である。

(2) 安山岩部層 (Ka)

安山岩部層は酸性火砕岩部層と指交し，県境地帯の上玉田川源流，大沢川上流及び早瀬立川上流に分布する。本部層は主として変質した(かんらん石)普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩及び火砕岩からなり，(かんらん石)普通輝石玄武岩溶岩及び火砕岩，流紋岩溶岩などを含み，少量の酸性凝灰岩及び暗灰色泥岩を挟有する。安山岩溶岩は緑灰色-灰色を呈し，斑晶に乏しく緻密またはガラス質の溶岩と斜長石斑晶に富んだ溶岩とがある。溶岩は塊状で厚さ数m- 数10m，気泡に乏しくしばしば板状節理や柱状節理が発達する。溶岩縁辺部は急冷縁を伴い，水冷破砕されたものもある。安山岩火砕岩は主として溶岩と同質の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり，その本質岩片は通常気泡に乏しいが，一部よく発泡している。本安山岩の溶岩のK-Ar年代は 5.9 ± 0.3 Maである(第8表)。

変質安山岩 (CK 89322 / GSJ R 57857)

産地・産状：真室川町，三滝山南東1.5km大沢川支流。塊状溶岩。緑がかった暗灰色，斜長石斑晶が目につく。

斑晶：斜長石，かんらん石(仮像)

斜長石は長径0.4-2.5mm，曹灰長石に属し，外縁部に累帯構造を持つ。虫食い状にやや変質し，曹長石や緑泥石を生じている。径0.3-1.2mmのかんらん石(仮像)は，すべて緑泥石などに置換されている。

石基：斜長石，単斜輝石，変質鉍物，鉄鉍

斜長石は長径0.3mm以下で，配列に方向性がある。単斜輝石は径0.1mm以下で，ときにセクターゾーニングを示す。変質鉍物は，緑泥石・炭酸塩鉍物・沸石などである。ピロタキシティック組織を示す。

Ⅲ. 9 百宅火山岩 (Mb, Mt)

百宅火山岩(新命名)は鳥海山地域北部・南部及び南東部にかけて分布する安山岩火砕岩を主体とした後期中新世-前期鮮新世の火山岩である。船川層を整合に覆い，一部船川層と指交する。本火山岩のうち鳥海山地域北部の猿倉から百宅・遠上山にかけて分布するものは，中島(1906)が珉瑯溶岩として以来，鳥海火山噴出物に含められていたが，柴橋(1973)により布沢川溶岩，離森玄武岩質角礫集塊岩及び百宅角礫質凝灰集塊岩とも呼ばれ，鳥海火山の基盤とされた。また，珉瑯集塊岩類(林，1984a)または百宅凝灰角礫岩(林，1989)とも呼ばれた。鳥海山地域南部のニッ山付近に分布する岩体及び南東部の丁岳付近に分布する岩体は加無山安山岩(大沢ほか，1979a)に含められ，女川層堆積時の火山岩と考えられていた。百宅火山岩は，火山角礫岩及び溶岩を主体とする部層と火山凝灰岩を主体とする部層に分けられ

る。ただし、両者の境界は明瞭なものではない。

(1) 火山角礫岩及び溶岩を主体とする部層 (Mb)

本部層は百宅火山岩の大部分を構成している。本部層は子吉川西岸で層厚200-300m、丁岳やニッ山付近では500m以上と見積られる。本部層は主としてかんらん石普通輝石安山岩、普通輝石安山岩及び普通輝石紫蘇輝石安山岩の火山角礫岩及び溶岩からなり、同質安山岩の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩を伴う。全体的に塊状無層理であるが、火山礫凝灰岩及び凝灰岩の部分は弱い層理を示す。火山角礫岩は単一岩種の安山岩礫から構成され、ほとんど異質礫を含まないが、局所的に同質安山岩の円礫を含み、薄い円礫層を挟むことがある。溶岩は斑晶に乏しい黒色の岩相と斜長石斑状の岩相があり、前者の溶岩は比較的本部層の下位の層準に多い。気泡に乏しく、しばしば柱状または不規則な節理が発達して、溶岩縁辺部は水冷破砕され火山角礫岩に移化することがあり(第17図)、まれに枕状溶岩になっていることもある。本部層は船川層泥岩の薄い層を局所的に挟むことがあり、そのうち玉田溪谷東方の泥岩からは後期中新世の珪藻化石が得られている(瀬能ほか, 1989)。安山岩溶岩からは3.4から7.1 MaのK-Ar年代が得られており(第8表)、後期中新世から前期鮮新世の噴出物であることを示す。また、Onuma (1963 b) による瑛瑯溶岩とされた安山岩はおそらく本部層の安山岩に相当するが、その化学分析値を第9表に示した。



第17図 百宅火山岩の安山岩溶岩縁辺部(八幡町, 早瀬立川林道沿い)
節理が発達し、水冷破砕された同質の火山角礫岩(右上)に移化している

第9表 百宅火山岩の化学組成 (Onuma, 1963b)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
56.82	1.09	16.44	2.08	6.10	0.13	2.72	6.27	3.72	1.27	0.50	1.34	0.38	98.86*

紫蘇輝石普通輝石安山岩
Onuma (1963b) の珉瑯溶岩

分析者：大沼晃助
*原著では99.58

紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩 (NH 701 / GSJ R 57843)

産地・産状：鳥海町，子吉川上流発電所南方．火山角礫岩中の岩塊．

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄鉍

斜長石は長径 0.3-3mm，中性長石に属し，累帯構造を持ち，未変質である．かんらん石は径 0.2-1 mm，少量で，すべて変質している．普通輝石は径 0.2-0.5mm で，未変質である．紫蘇輝石は 0.2-0.6 mm，少量である．

石基：斜長石，単斜輝石，鉄鉍

主として 0.2mm 以下の柱状の斜長石及び単斜輝石からなる．インターグラニューラー組織を示す．

かんらん石普通輝石安山岩 (CK 89112 / GSJ R 57856) (第Ⅲ図版 2)

産地・産状：鳥海町，丁岳北山腹．溶岩．暗灰色，斑晶が乏しく，細粒，緻密である．

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石

斜長石は長径 0.3-2.5mm，曹灰-亜灰長石に属し，累帯構造を持ち，未変質，清澄である．かんらん石は径 0.2-1mm，少量で，すべて緑泥石に変質している．普通輝石は径 0.4-0.8mm，少量，未変質である．

石基：斜長石，単斜輝石，鉄鉍

斜長石は長径 0.2mm 以下，単斜輝石は径 0.1mm 以下，セクターズーニングを示す．そのほか，かんらん石仮像とみられる緑泥石が認められる．ピロタキシティック組織を示す．

(2) 火山礫凝灰岩を主体とする部層 (Mt)

火山礫凝灰岩を主体とする部層は主に子吉川右岸の尾根上に分布する．船川層を整合に覆う．火山礫凝灰岩，凝灰岩，凝灰質砂岩，細粒-中粒砂岩及びシルト岩からなり，層理が明瞭なことが多い (第 18 図)．しばしば凝灰角礫岩を挟む．火山角礫岩を主体とする部層とは指交関係にある．最大層厚は 100-150m である．本部層の一部は海底火山体の噴出中心から離れて堆積した岩相であろう．

Ⅲ. 10 貫入岩類

Ⅲ. 10.1 花崗岩類 (Gr)

花崗岩類は鳥海山地域南東縁部から大沢地域北東部の真室川町小又川上流の大川層に貫入し，南北 2.5km の岩体をなす．このほかに同町明神沢の上流に長径 500m 程度の小岩体が新たに見いだされた．

小又川上流の岩体は，(普通角閃石)黒雲母花崗閃緑岩，普通角閃石黒雲母石英閃緑岩，石英斑岩及び流紋岩からなる複合岩体であり，周辺の大川層やドレライトを切って貫入していて，内部にホルンフェルス岩塊を包有している (折本，1964)．花崗閃緑岩及び石英閃緑岩は完晶質ないし斑状で，岩体の主要部を占める．通常，塊状，優白質で，片状構造を持たない．変質作用を受け，やや淡緑色がかっていて，



第18図 百宅火山岩の火山礫凝灰岩を主体とする部層（鳥海町中直根西方、大森の南約1kmの尾根上）
白色部はシルト-細粒砂岩。写真の幅は約5m

有色鉱物は緑泥石などに置換されていることが多い。石英斑岩は主として岩体の周辺部に分布し、石英、斜長石及び黒雲母の斑晶を含む。流紋岩は本花崗岩類の周縁細粒相であって、岩体周縁部及び岩体周辺の岩脈を構成し、灰白色、緻密な岩石である。ホルンフェルス岩塊は、塊状・優黒質であって、ドレライト及び大川層の安山岩起源であろう。変成鉱物として黒雲母、白雲母、珪線石、直閃石、堇青石及び緑泥石を含む（折本，1964；土谷，1989）。

明神沢上流の小岩体は淡緑色で塊状の変質した普通輝石石英閃緑岩からなり、周縁部に石英閃緑斑岩が分布する。この岩体は、塊状でやや優黒質の包有物を含む。また、変質作用を受け、有色鉱物が緑泥石などに置換されている。周囲の大川層も変質し、鉱化作用を受けて白っぽくなっている。

本花崗岩類の貫入時期については、Taguchi (1962) は大沢地域内の女川層上部に局地的に礫岩層（上小又砂礫岩部層）が挟まれ、これが礫岩周辺の火山活動と花崗岩貫入時の上昇運動によって形成されたと考え、花崗岩は女川層堆積時の末期に貫入したと推定した。しかし、この礫岩はほとんど安山岩礫からなり、周辺の安山岩火山体起源と見られ（土谷，1989）、花崗岩礫など本花崗岩類の貫入を指示する積極的な証拠は見いだされていない。

Ⅲ.10.2 ドレライト (Do)

ドレライト貫入岩体は主に鳥海山地域南東部に分布し、青沢層、大川層、女川層、草薙層及び上玉田川火山岩を貫き、岩脈、岩床、ラコリスなどの岩体をなしている。主としてかんらん石普通輝石ドレライトからなる。ドレライトは鳥海山地域南東部に散在しており、特に真室川町小又川上流の大川層中に大規模な岩床が分布する（折本，1964）。これらの岩床は厚さ50-200 m、長さ0.3-2 km、大川層の黒色泥岩及び安山岩中に貫入している。草薙層や女川層中のドレライトは厚さ数m-数10m程度の岩床をなす（第19図）ことが多く、上玉田川火山岩中のドレライトは岩脈をなす。

ドレライトは硬質で通常暗灰色-黒色を呈し、変質の強いものは暗緑灰色を呈する。主としてかんらん石普通輝石ドレライトからなり、岩体によっては斜長石斑晶が目につく。通常、塊状均質の岩体が多いが、層状構造を呈していたり、分化脈を持つ岩体も認められる。大川層中の岩体は変質が進んでいて、変質鉱物として緑泥石、炭酸塩鉱物、沸石などを多く含んでいる。

斑状かんらん石普通輝石ドレライト (CK 89054 / GSJ R 57848)

産地・産状：鳥海町、遠上山山頂南南西 1km. 転石。暗灰色で斜長石斑晶がやや目につく。

斑晶：斜長石、かんらん石、普通輝石

斜長石は長径 0.5-2.5mm、曹灰-亜灰長石に属し、累帯構造を示す。未変質だが輝石や鉄鉱などの微粒子を含んでいる。かんらん石は径 0.5-2mm、外縁部から変質して緑泥石などに置換されているが、未変質の部分が残っている。普通輝石は径 0.4-1.5mm、未変質で内部に斜方輝石を含むことがある。

石基：斜長石、かんらん石、普通輝石、鉄鉱、ガラス

石基の結晶は 0.4mm 以下。インターサータル組織を示す。

Ⅲ. 10.3 変質安山岩 (Aq)

変質安山岩は女川層に貫入して鳥海山地域中部及び東部に分布し、石英を含む変質した輝石安山岩及びその粗粒岩相 (ひん岩) からなる。

変質安山岩は鳥海山地域中部から東部の大平^{おおひら}、水無付近などに分布し、通常、女川層の中でラコリスまたはドーム状の貫入岩体をなす。本安山岩はかなり硬く灰色-緑灰色を呈し、通常、塊状であるが、一部自破碎状である。斑晶や石基中に石英を含み、かなり変質していることが特徴である。貫入岩体の一部はかなり粗粒で、変質したひん岩またはドレライトのような外見を示す。



第 19 図 女川層に貫入しているドレライト岩床 (鳥海町高野台南方 2km)
硬質泥岩の明瞭な層理に沿って貫入している。左下の白い棒の長さは約 1m

石英含有輝石安山岩 (CK 88038 / GSJ R 57849)

産地・産状：鳥海町上野宅南西 0.7km の林道沿い。貫入岩。帯緑灰色，塊状，粗粒で，優黒質包有物が認められる。

斑晶：斜長石，石英，普通輝石，変質鉱物，鉄鉱

斜長石は長径 0.2-1.5mm，中性-曹灰長石に属し，累帯構造を示す。編目状に変質して曹長石を生じている。石英は，0.3-1mm，不規則な外形を示す。普通輝石は径 0.3-0.8mm，鉄鉱や斜長石粒子を包有しており，変質していない。変質鉱物は緑泥石，炭酸塩鉱物などからなる。

石基：斜長石，石英，単斜輝石

各結晶の径は 0.1mm 以下，石英は斜長石や単斜輝石の粒間を充填していることが多い。インターサータル-インターグラニューラー組織を示す。

III. 10.4 安山岩 (An)

安山岩の貫入岩体は主として女川層，草薙層，船川層，上玉田川火山岩及び百宅火山岩に貫入して岩脈，岩床及びラコリスをなしている。この貫入岩は鳥海山地域北部の猿倉，東部の丁川上流，南部の日向川東方一帯などに分布する。本安山岩の大部分は百宅火山岩の安山岩溶岩と岩相や鉱物組成上よく似ている。

安山岩は無斑晶ないし斜長石斑状で，気泡に乏しく緻密な，かんらん石または紫蘇輝石を含む普通輝石安山岩からなる。本貫入岩は草薙層などの泥岩中では岩床をなすことが多く，大型の貫入岩床はときに内部が粗粒完晶質になっている。岩脈は通常，塊状粗粒で，変質の程度は弱く，その方向性はばらつくが，上玉田川陥没構造付近では陥没構造の縁辺に沿った方向を示すものが多い(第20図)。岩脈の幅は通常 1-10m であるが，20m 以上の岩脈も認められる。上玉田川火山岩中の岩脈の一部は岩相や K-Ar 年代 ($5.4 \pm 0.8a$) が百宅火山岩の安山岩溶岩に近く，百宅火山岩のフィーダー岩脈であった可能性がある。

かんらん石含有普通輝石安山岩 (CK 88034 / GSJ R 57850)

産地・産状：鳥海町，大火山南方。岩床。暗灰色，斑晶が少なく，緻密である。

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，鉄鉱

斜長石は長径 0.5-1mm，曹灰-中性長石に属し，未変質である。かんらん石は微量，径 0.3-0.4mm で，緑泥石に変質している。普通輝石は径 0.3-0.7mm，外縁部が一部変質している。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄鉱，ガラス

斜長石は長径 0.2mm 以下，他は径 0-1mm 以下，ガラスは一部緑泥石などに変質，ハイアロピリティック組織を示す。

普通輝石安山岩 (YS 667 / GSJ R 57845)

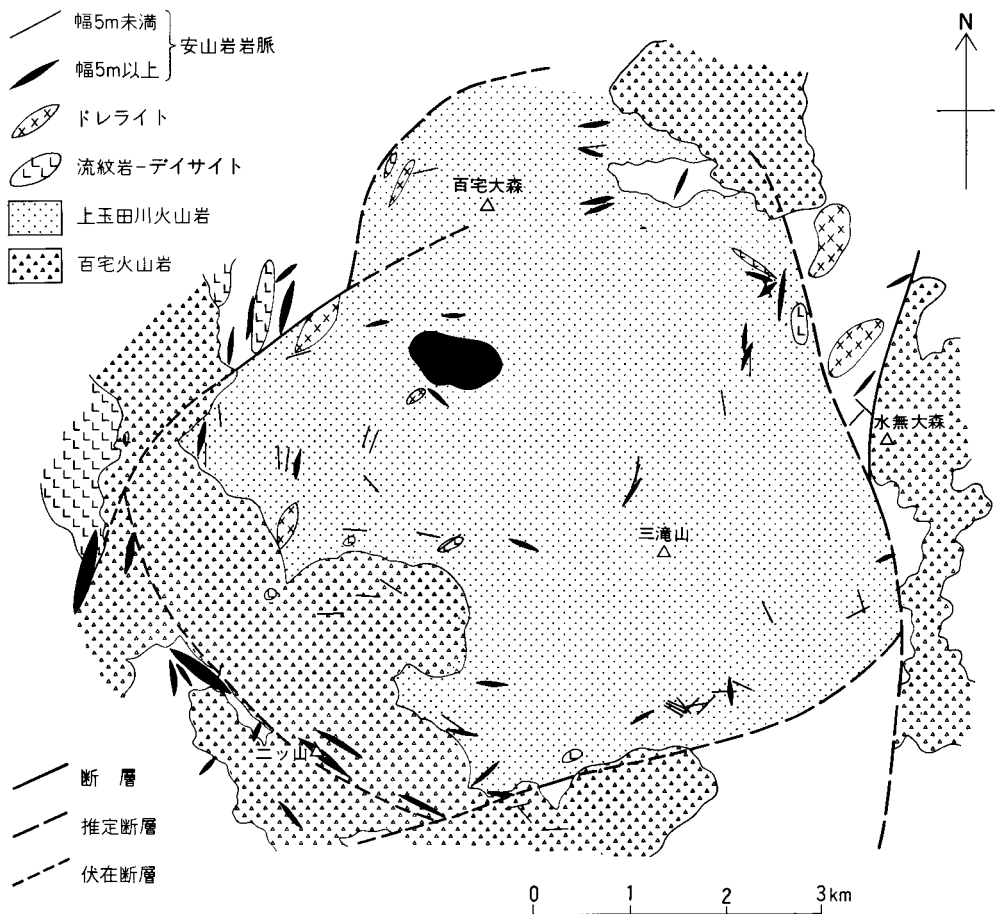
産地・産状：鳥海町，離森東南東の子吉川沿い。貫入岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，(変質鉱物)

斜長石は径 0.3-2mm で曹灰-中性長石に属し，未変質で累帯構造を持つ。普通輝石は 0.3-1mm で未変質だが，やや丸みを帯びている。変質鉱物は柱状で，紫蘇輝石の仮像の可能性がある。

石基：斜長石，単斜輝石，鉄鉱

径 0.2mm 以下の結晶からなるハイアロピリティック-ハイアロオフィティック組織を示す。



第20図 上玉田川陥没構造付近の岩脈の分布

Ⅲ. 10.5 流紋岩-デイサイト (R)

流紋岩-デイサイト貫入岩は、須郷田層から船川層・百宅火山岩までを貫いており、一部では噴出してゐる。主な岩体は女川層を貫いて鳥海山地域北東部に分布する岩体群と、青沢層、草薙層及び上玉田川火山岩を貫いて鳥海山地域中央部から南部にかけて分布する岩体群である。これらの岩体は主として(黒雲母)流紋岩からなり、デイサイトを含む。本地域北東部に分布する岩体群は朝日森流紋岩(大沢ほか、1979a)と呼ばれ、主として長径0.5-3kmのドーム状貫入岩体をなし、朝日森、大森山などの山体を形成している。そのほかに鳥海山地域北東部の上百宅北及び翁畑の角閃石流紋岩、下直根南西の紫蘇輝石普通輝石デイサイト、南部の石滝山の変質デイサイト、南東部の萱森の普通輝石デイサイト及び吹浦地域北東端の輝石角閃石デイサイトがある。

八幡町、兜山西の女郎沢川上流の流紋岩は、貫入相のほかに流紋岩凝灰角礫岩及び軽石凝灰岩からなり、一部で30cm-数mの黒色泥岩・粗粒砂岩層を挟んでいる。それらは北東ないし北北東の走向を示し、南東に35-65°傾斜している。また、朱ノ又川上流の岩体でも上流部(南西側)では柱状節理の発達した貫

入相を示すが、下流部では軽石凝灰岩に漸移しており、また、泥岩のブロックを含んでいる。鳥海町翁畑及び上百宅北の角閃石流紋岩は、女川層上部及び船川層を貫いている。上百宅北の岩体では主に塊状溶岩状の産状を示すが、磯ノ沢・上百宅間の林道沿いでは自破砕状の火砕岩となっており、一部は噴出相であると考えられる。鳥海町下直根南西の紫蘇輝石普通輝石デイサイトは子吉川右岸から檜山滝、大森にかけて分布し、船川層を貫いている。岩体上部の檜山滝北ないし北西の尾根から林道付近では酸性凝灰岩・凝灰角礫岩となっており、噴出相を示している。岩体の下部では柱状節理が発達する。檜山滝では柱状節理の発達した高さ 40 m の露頭であるが、滝の下部では船川層に調和的に貫入しているのが認められる。檜山滝北北西 600 m の林道沿いでは船川層を非調和的に貫いている。子吉川右岸の崖では高さ 50 m 以上の露頭がみられるが、柱状節理が発達している (第 21 図)。鳥海山地域南東部の萱森のデイサイトは溶岩ドーム状の岩体をなし、灰白色塊状で気泡を含まず、斜長石斑晶の目につく普通輝石デイサイトからなる。鳥海山地域南部、石滝山の変質デイサイト岩体は土谷 (1989) によって青沢層に属する十二滝酸性火山岩の一部とされていたが、女川層まで貫く貫入岩であることが明らかになった。吹浦地域北東端の輝石角閃石デイサイトは、奈曽溪谷下流域で鳥海火山噴出物に覆われて分布する。天徳寺層及び笹岡層との直接の関係は不明であるが、天徳寺層を貫いている可能性がある。谷底では塊状を呈する。全体に風化が著しい。

本流紋岩-デイサイトの多くは貫入岩体であるが、節理の発達することが多く、岩体外縁部が強く発泡して自破砕状になっていることがあり、一部は女川層及び船川層堆積時に噴出している。また、上玉田川火山岩・百宅火山岩を貫く岩体や 4.2, 4.8, 4.9 Ma の K-Ar 年代 (石油資源開発 (株) 未公表資料) を示す岩体もあり、その貫入時期は中期中新世末から前期鮮新世にわたると推測する。

本流紋岩-デイサイトは灰色ないし灰白色を呈し、風化すると褐色を帯びる。通常、細粒、微晶質であるが一部ガラス質で、しばしば流理を示す。無斑晶ないし少量の斜長石や石英の斑晶を含み、有色鉱物に乏しい。有色鉱物は主として黒雲母で一部は角閃石や普通輝石を含むが、変質していることが多い。

黒雲母流紋岩 (CK 88014 / GSJ R 57851)

産地・産状：鳥海町上野宅西方 1.5km。貫入岩体からの転石。白色-淡灰色を呈し、細粒、均質で、少量の斑晶を含む。

斑晶：斜長石、黒雲母、鉄鉱

斜長石は長径 0.4-2 mm、灰曹長石に属し、やや変質して外縁部や割れ目に沿って粘土鉱物などを生じている。黒雲母は微量で長径 0.2-0.3 mm、X = 淡黄褐色、Y = 褐色-淡褐色の多色性を示し、一部変質している。

石基：微晶質で長径 0.1 mm 以下の斜長石、石英、黒雲母、鉄鉱などのマイクロライトからなる。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石デイサイト (NH 1581 / GSJ R 57844)

産地・産状：鳥海町下直根、檜山滝。貫入岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鉱

斜長石は径 0.2-5 mm で中性-灰曹長石に属し、未変質である。著しい累帯構造を持つ。普通輝石は径 0.2-1 mm、外縁部がわずかに変質している。紫蘇輝石は径 0.2-1 mm、一部変質している。角閃石は径 0.4 mm 以下の微量で、淡緑褐色多色性を示す。

石基：斜長石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱

微細な結晶とガラスからなる。ハイアロビリティック組織を示す。



第 21 図 デイサイト貫入岩の柱状節理（鳥海町猿倉南の子吉川右岸）
露頭の高さ約 50m

III. 11 天徳寺層 (Ts)

命名 大村 (1928)

模式地 秋田県秋田市天徳寺付近.

分布及び層厚 鳥海山地域北部の猿倉付近に分布しているが、鳥海火山噴出物の直下にも広く伏在して、鳥海山地域北部 - 北西部から吹浦地域北東端にかけての谷沿いで一部露出している。層厚は、500-700 m と見積られる。

層位関係 鳥海山地域内では下位の船川層との関係は露出不良のため確認できなかった。矢島地域の報告 (大沢ほか, 1988) では船川層を整合に覆うとされている。しかし、高野ほか (1991) によれば、猿倉付近の地表では構造差をもった不整合である。さらに、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1986) によれば矢島地域の由利原油・ガス田でも船川層をかなりの構造差をもった傾斜不整合で覆っている。

岩相 天徳寺層は主としてシルト岩からなり、砂岩及びわずかな酸性凝灰岩を挟有する。シルト岩は青灰色 - 灰色を呈し、一部砂質または凝灰質である。塊状ないし弱い層理を示し、風化すると数 - 10 数 cm 大の破片に割れる。砂岩及び砂質シルト岩はしばしば葉理が見られ雲母を含むことが多い。酸性凝灰岩は灰白色 - 白色を呈し、軟弱、軽石質である。

化石 本層からは魚鱗化石及び *Sagarites chitanii* Makiyama を産し、白雪川沿いの本層からは貝化石の産出が報告されている (金原, 1943)。有孔虫化石を多産するが、鳥海山地域内からの報告はほとんどない。放散虫化石は *Spongodiscus* spp. を産する (八幡, 1990)。

III. 12 丸山層 (Ms)

命名 鯨岡 (1953)

模式地 山形県飽海郡平田町丸山付近 (大沢地域)。

層位関係 本地域では下位の地層 (楯山層) が露出しないため不明である。大沢地域では楯山層を整合に覆う。本層は岩相上、秋田県側の天徳寺層にほぼ相当する。

分布及び層厚 鳥海山地域南西端の大台野付近に分布する。谷沿い以外は鳥海火山噴出物に覆われており、露出が悪い。また、鹿ノ俣川上流や鳳来山東に露出している。本層の層厚は、大沢地域内の模式地付近では 400 m である。

岩相 主としてシルト岩からなり、灰色 - 暗灰色で塊状、均質である。風化すると数 - 10 数 cm 大の破片に割れる。細粒砂岩や葉理の発達した砂質凝灰岩を挟む。

化石 本地域内からの産出報告は乏しいが、酒田及び大沢地域内では貝化石、*Uvigerina-Cassidulina* 群集の底生有孔虫化石及び放散虫化石を産する (池辺ほか, 1979 ; 土谷, 1989)。また、佐藤 (1986) は *Globorotalia orientalis* を報告し、本層が後期鮮新世の地層であることを示した。

III. 13 笹岡層 (Ss)

命名 大村 (1928) .その後, 渡辺 (1932) によって笹岡砂質頁岩と呼ばれた. 藤岡ほか (1969) によって再定義された.

模式地 秋田県秋田市笹岡付近.

分布及び層厚 鳥海山地域北部 - 北西部の善神池北方の沢沿いから白雪川や鳥越川左岸 (唐吹長峰の北東), 吹浦地域北東端奈曾川右岸にかけて分布するが, 鳥海火山噴出物または崖錐に覆われて露出は悪い. 北隣矢島地域内での層厚は 200-500 m, 象潟地域内では 120-600 m であり, 本地域では 300 m 以上である.

層位関係 下位の天徳寺層を整合に覆い, その岩相は漸移する.

岩相 笹岡層は主として砂からなり, シルト, 酸性凝灰岩及び凝灰質砂を挟む. 砂は暗灰色の細粒 - 中粒砂からなり, やや固結している. 酸性凝灰岩及び凝灰質砂は灰白色 - 白色で軟弱, 軽石質である.

化石 本地域内からの産出は報告されていない. しかし, 矢島及び本荘地域の本層からは“大桑・万願寺動物化石群”と呼ばれる海生貝化石を多産する (大沢ほか, 1988).

III. 14 観音寺層 (Ks)

命名 鯨岡 (1953). 酒田地域 (池辺ほか, 1979) では常禅寺層を常禅寺相として観音寺層に含めていたが, 大沢地域 (土谷, 1989) と同様に両者を区別する.

模式地 山形県飽海郡八幡町観音寺東方 (酒田地域).

分布及び層厚 鳥海山地域南西端, 升田付近の日向川右岸, 草津川下流から月の原東方にかけて分布する. 沢沿い以外は鳥海火山噴出物に覆われており, 露出が悪い. 層厚は本地域では 300-500 m である.

層位関係 観音寺層は下位の丸山層を整合に覆い, その岩相は漸移する. 本層は岩相上, 秋田県側の笹岡層にほぼ相当する.

岩相 主として中 - 細粒砂からなり, シルトや酸性凝灰岩を挟む. 砂及びシルトは暗灰色 - 青灰色で, 塊状, やや固結している. 酸性凝灰岩は灰白色 - 白色で軟弱, 軽石質である.

化石 本地域内からは三土・金原 (1940) により貝化石の産出が報告されている. 大沢地域内の本層からは“大桑・万願寺動物化石群”に属する浅海生貝化石を多産する (Ogasawara and Naito, 1983). また, 佐藤 (1986) は大沢地域の本層中・下部より浮遊性有孔虫 *Neogloboquadrina asanoi* を報告し, 本層中・下部が後期鮮新世の地層であることを示した.

IV. 下部 - 中部更新統

(中野 俊)

IV. 1 西目層 (Ns)

命名 三土 (1938)

模式地 秋田県由利郡西目町田高北方 (矢島地域).

分布及び層厚 吹浦地域北部の海岸付近, 洗釜北東の沢沿いにわずかに分布するにすぎず, 本地域では層厚は確認できない. 象潟及び矢島地域内に広く分布しており, 層厚は象潟地域では 50-450m, 矢島地域では 100-400m である.

層位関係 本地域では, 下位の笹岡層との関係は不明である. 象潟及び矢島地域では, 笹岡層を不整合に覆っている.

岩相 本地域の西目層は中粒 - 粗粒砂からなり, 暗灰色 - 灰白色を呈する. 淘汰がよく, ややしまっている.

化石 本層から化石は報告されていない.

IV. 2 常禅寺層 (Js)

命名 鯨岡 (1953)

模式地 山形県飽海郡八幡町常禅寺 (酒田地域).

分布及び層厚 鳥海山地域南西端の, 杉沢東方に分布する. 層厚は酒田地域では 500 m, 大沢地域では 200 m 以上であるが, 本地域では約 400 m である.

層位関係 大沢地域内では下位の観音寺層を整合に覆う. 本地域では天狗森火砕岩と指交関係にある. 本層は岩相上, 秋田県側の西目層にほぼ相当する.

岩相 主として砂からなり, 砂質シルト及び礫を挟む. 砂は細粒 - 粗粒砂で暗灰色 - 灰白色を呈し, 淘汰がよい. 塊状または弱い層理を示し, ほとんど固結していない.

化石 本地域からは報告されていないが, 大沢地域内では本層下部から軟体動物化石が, また, 植物化石片が少量見いだされている (土谷, 1989).

IV. 3 鶯川玄武岩 (Ub)

Onuma (1963a) の鶯川溶岩流, 林 (1984a) の鶯川溶岩及び飯ヶ森溶岩に相当する。鳥海山地域北部, 鳥海火山の北から北東で, 白雪川上流の飯ヶ森北及び鶯川沿いにわずかに露出する時代未詳の玄武岩溶岩流である。Onuma (1963a) は本玄武岩を鳥海火山噴出物としている。分布の大部分が鳥海火山噴出物に覆われており, 全体の分布は明らかでない。鶯川の支流 (善神池北東) では層厚 10 m 以内で柱状節理が発達する溶岩である。鶯川支流では笹岡層を覆っている可能性があるが, 直接の関係は観察できない。

本玄武岩は黒灰色を呈し, 斑晶に乏しいかんらん石普通輝石玄武岩で, 変質が進んでいることが多い。Onuma (1963b) は本玄武岩の化学分析値を報告しているが, 鳥海火山噴出物よりも Na_2O に富む特徴がある (第 10 表)。

第10表 鶯川玄武岩の化学組成 (Onuma, 1963b)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
52.63	0.77	18.50	3.43	5.91	0.17	3.55	7.62	4.20	1.35	0.20	0.48	0.97	99.78

分析者: 大沼晃助

かんらん石普通輝石玄武岩 (CHK 747 / GSJ R 57037) (第IV図版 1)

産地・産状: 矢島町, 奥山放牧場南西, 鶯川上流の標高 760m 地点。溶岩。斑晶はモードで約 5%。

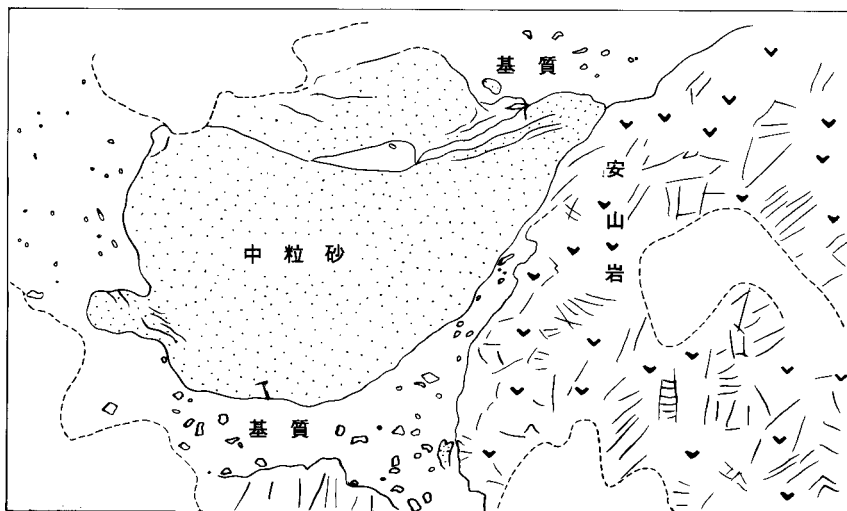
斑晶: 斜長石, 普通輝石, かんらん石 (部分的に粘土鉱物に置換されている), 磁鉄鉱。集合結晶をなすことが多い。

石基: 斜長石, 単斜輝石, かんらん石, 鉄鉱, ガラス。一部は炭酸塩鉱物や粘土鉱物に置換されている。

IV. 4 天狗森火砕岩 (Tv)

吹浦地域南東部から鳥海山地域南西部にかけて, 鳥海火山噴出物及び扇状地堆積物に覆われ, 常禅寺層と指交関係にある火砕岩類を天狗森火砕岩と呼ぶ (新命名)。月光川中流, 庄内熊野川及び天狗森の北に好露出が見られる。本火砕岩は酒田地域 (池辺ほか, 1979) の庄内層群下部の安山岩火砕岩に相当するが, 鯨岡 (1953) の命名した庄内層群は最上部に安山岩火砕岩をわずかに介在する, 凝灰質砂を主体とする地層である。しかしながら, 酒田地域北部及び本地域では火砕岩が卓越し, 砂を主体とする地層は認められない。従って, 本報告では庄内層群とせずに天狗森火砕岩と呼ぶことにする。加藤 (1986) は本火砕岩を月の原 - 檜橋火砕流・泥流と呼び, 西鳥海馬蹄形カルデラの形成に伴うものとしているが, 月光川中流で本火砕岩は鳥海火山のステージ I 初期の溶岩に覆われること, また, 常禅寺層の下位にも分布し, 少なくともその一部は酒田衝上断層群 (池辺ほか, 1979) の形成に伴う地殻変動を受けていることなどから, 鳥海火山に先行する火山活動として位置づける。本火砕岩は杉沢谷で観音寺層を整合に覆い, 常禅寺層に整合に覆われる。しかし, 本火砕岩は常禅寺層に類似した砂層を挟んでいたりと, 月光川上流では本火砕岩は常禅寺層を覆っていることから, 両者は指交関係にあると判断する。

月光川中流では凝灰角礫岩からなり、一部は安山岩質スコリア流堆積物及び軽石流堆積物である。月光川と藤倉川の合流点付近では凝灰角礫岩が卓越する。ところにより岩屑なだれの岩塊相(宇井・荒牧, 1985)に似た岩相を示し、軟弱な堆積物のブロックを含むこともある。庄内熊野川上流の杉沢谷では最大径3m、大部分は径30cm以下の角礫-亜角礫安山岩岩塊と細-中粒砂の基質からなる混然とした火山角礫岩-凝灰角礫岩で、膠結度がよい。軟弱な堆積物や軽石流堆積物のブロックを含むことがある。吹浦地



第22図 天狗森火砕岩の露頭(遊佐町庄内熊野川沿い)
中粒砂ブロック及び割れ目の発達した安山岩ブロック、それらの間を岩塊や礫混じりの基質が埋めている。露頭の高さ約8m

域内の庄内熊野川沿いでは未固結の中粒砂層を挟むことがある。火山角礫岩-凝灰角礫岩を主体とするが、ところにより、岩屑なだれの岩塊相に似た岩相を示す。径10mの溶岩岩塊には割れ目が発達する。径6mの中粒砂のブロックにも割れ目が見られ、それらのブロックの間を径30cm以下の安山岩、軽石凝灰岩、中礫砂の礫や細粒物が埋めている(第22図)。杉沢西の月光川左岸では火山角礫岩が分布する。ところにより塊状溶岩・火砕岩の互層が70-80°の傾斜を示すようにも見えるが、露出が悪く、全体がブロックの可能性もある。

本火砕岩の岩質は(かんらん石含有)紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩であり、岩質では鳥海火山噴出物との区別は困難である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (FR 1133 / GSJ R 57038)

産地・産状：遊佐町杉沢、庄内熊野川右岸の道路沿い、標高150m地点。溶石の石塊(岩塊相)。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鈹、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、燐灰石、鉄鈹、メソスタシス

紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩 (CH 322 / GSJ R 57039)

産地・産状：八幡町下黒川、落差20mの不動滝(酒田地域北東部)。凝灰角礫岩に含まれる岩塊。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(普通輝石に囲まれる)、かんらん石、鉄鈹

石基：斜長石、単斜輝石、鉄鈹、褐色ガラス

IV. 5 下玉田川層 (St)

鳥海山地域中央部、下玉田川上流から赤崩沢左股・右股にかけて分布し、成層構造が明瞭な火山礫凝灰岩・シルト-中粒砂の互層を主体とし、凝灰角礫岩及び玄武岩溶岩流を挟む地層を下玉田川層と呼ぶ(新命名)。膠結度はよい。露頭での最大層厚は30m以上、鳥海火山の溶岩に覆われる。林(1984a)では、玖瑯集塊岩類(本報告の百宅火山岩)に含められている。

シルト-中粒砂及び火山礫凝灰岩を主体とする部分は、厚さ10-40cmの単層の累重からなり、明瞭な成層構造を示す(第23図)。南または西へ最大で30°以上傾斜していたり、小断層が発達しているなど変形していることがある。油のしみ出しがしばしば見られる。これらに挟在する玄武岩溶岩は塊状またはやや破碎しており、やや変質していることが多い。岩質は赤崩沢下部溶岩などの鳥海火山の初期の噴出物に類似しており、本層中の火山岩類は鳥海火山の活動によるものと判断する。

本層の堆積時期は、鳥海火山の活動の開始とほぼ同時期であると考えられる。本層中の溶岩からは55±3万年のK-Ar年代(伴ほか、未公表：伴ほか(1989)の59±6万年を修正)が得られている。これは鳥海火山のステージIの活動開始時期(約50万年前)とほぼ同じ年代を示している。

普通輝石かんらん石玄武岩 (CHK 1376 / GSJ R 57040) (第IV図版2)

産地・産状：鳥海町、下玉田川上流赤崩沢右股、標高970m地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、かんらん石(一部は炭酸塩鈹物と粘土鈹物に置換されている)、鉄鈹

石基：斜長石、単斜輝石、鉄鈹、シリカ鈹物、アルカリ長石(一部は炭酸塩鈹物と粘土鈹物に置換されている)



第23図 下玉田川層の成層構造(鳥海町, 下玉田川上流赤崩沢右股)
火山礫凝灰岩を主体とし, 砂・シルト層を挟む。最下位に玄武岩溶岩が露出する。
層厚15m

IV. 6 落沢層(Fk)

鳥海山地域, 日向川支流落沢の標高650-700mと小黒瀬川沿いの標高730m付近に露出し, 鳥海火山噴出物に覆われる砂礫堆積物を落沢層と呼ぶ(新命名)。

落沢では女川層泥岩を不整合に覆う礫層を主体とする。全層厚は40m以上, 礫は径10-30cmの亜円-亜角礫を主体とし, 細礫-粗粒砂を基質としており, 未固結である(第24図)。礫種は先鳥海火山の安山岩が多い。厚さ1m以内の中-粗粒砂層や, 細粒砂層を挟むことがある。地層面はほぼ水平である。最下部は径1-30cmの亜円-亜角礫を含み, 細粒な火山灰を基質とした, よくしまった火砕物からなる。上部では礫層中に厚さ3-5mの細-中粒砂層を挟む。

小黒瀬川では礫層とシルト層の互層からなり, 成層構造が明瞭で全層厚は12m以上である。礫層の礫は径30cm以下の亜円-亜角礫で, 先鳥海の安山岩・玄武岩や泥岩礫である。中-細粒砂を基質とし, やや膠結度がよい。1枚の礫層の層厚は2m以下である。シルト層は1枚1m以下で, やや固結し, 中-細粒砂を含んでいる。炭質物を含むことがある。



第24図 落沢層の礫層（八幡町，日向川支流落沢）．丸みを帯びた先鳥海火山起源の安山岩礫が多い

V. 鳥海火山噴出物

（中野 俊）

鳥海火山は安山岩溶岩流を主体とする，日本でも有数の規模を誇る第四紀火山である．中期更新世に活動を開始し，有史時代にも噴火が記録されている．最近では1974年に水蒸気爆発を起こしている．火山体の体積は Sugimura *et al.* (1963) の大まかな見積りでは 232 km^3 とされたが，最近詳細な研究を行った林 (1984a) により総噴出量は 72.8 km^3 ，現存する火山体の体積は 67.2 km^3 と見積られている．火山体の下の基盤岩類は標高 $1,000\text{ m}$ 以上にも露出しており，上げ底型の火山である．

林 (1984a) の地質学的研究は精度の高い地表踏査と空中写真判読によるもので，本報告でも大局的にはほとんど変更の余地はない．したがって本報告では林 (1984a) の層序と活動期の区分をほぼそのまま踏襲し，火山活動をステージ I，II 及び III に区分した (第11表)．噴出物の層序関係を第12表に示す (ただし，現在使われている地名との対応を考慮に入れ，第一・第二や上部・下部などの混在した名称を避けるため，地層名を変更した場合がかなりある)．また，前期-中期更新世には鳥海火山に先行する火山活動が起こっている (前章の鶯川玄武岩，天狗森火砕岩及び下玉田川層)．それらと鳥海火山の活動の区別は明確なものではないが，林 (1984a) に従い，それらを先行する火山活動として位置づけ，鳥海火山噴出物と区別した．

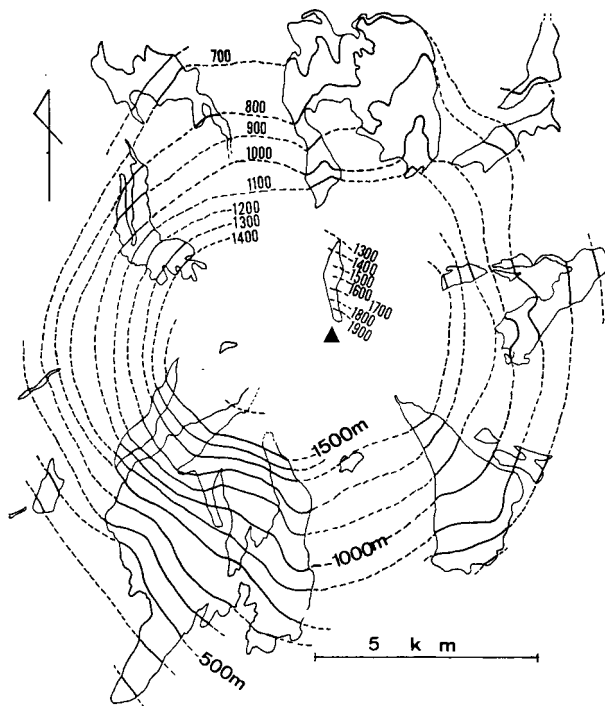
第11表 鳥海火山の形成史の大略

ステージ		活 動	体積 (km ³)
III	b	東鳥海中央火口丘の活動 〔東鳥海馬蹄形カルデラの形成〕	4.3
	a	東鳥海成層火山体の形成及び側火山の活動	
II	d	西鳥海中央火口丘の活動	22
	c	東鳥海の活動 〔西鳥海馬蹄形カルデラの形成〕	
	b a	西鳥海成層火山体及び側火山の活動 西鳥海成層火山体の形成	
I		古期火山体の形成	47

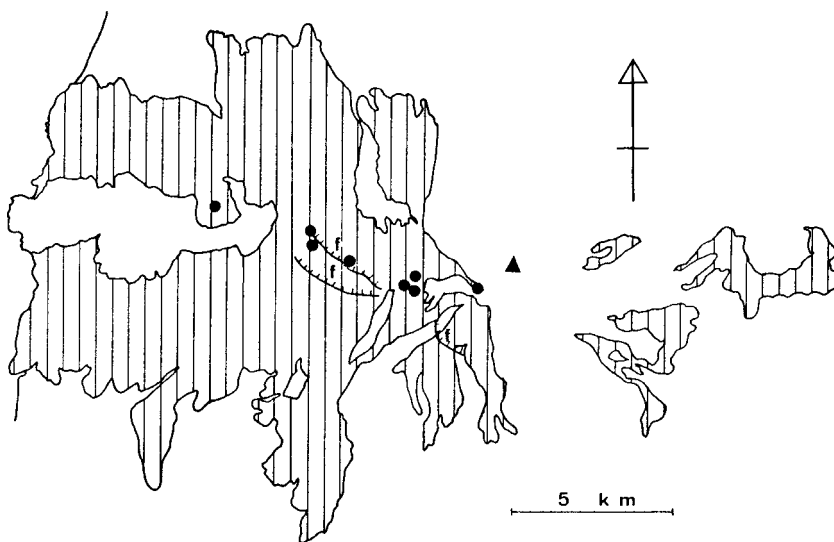
ステージⅠは古期成層火山の活動期である。ほぼ円錐形の火山体が形成されたと推定されており(第25図),古期成層火山の噴出物の大部分は中心噴火によるものであろう。このステージの噴出物の総体積は47km³に達し,鳥海火山のほぼ2/3を占めている。また,山体の北麓や南麓に大量の岩屑堆積物が分布しているが(第9図),その堆積物中にはステージⅡ以後の岩石が含まれないことから,ステージⅠに大規模な山体崩壊がおそらく複数回発生していることは容易に推定される。伴ほか(1989及び未公表)のK-Ar年代値によれば,ステージⅠは約50万年前に開始している。

ステージⅡは西鳥海馬蹄形カルデラ付近を中心とした“西鳥海”の活動期である(第26図)。また,“東鳥海”でも千蛇谷溶岩や法体溶岩などの噴出が起こっている。このステージの噴出量は22km³である。西鳥海馬蹄形カルデラの形成に伴う崩壊堆積物は確認されていない。おそらく,白井新田付近の扇状地堆積物や沖積層の下位に埋積されているのであろう。また,このステージの特徴として,ほぼ東西方向に配列した観音森,大平,大平北及び清水の側火口群の活動があげられる。ステージⅡはさらにⅡa,Ⅱb,Ⅱc及びⅡdに区分される(第11表)。ⅡaとⅡbは角閃石斑晶の出現をもって区分されるが,その境界は明確ではなく漸移する。ⅡbとⅡcは西鳥海馬蹄形カルデラの形成をもって区分される。林(1984a)のステージⅡcはカルデラ内の中央火口丘を中心とした活動期であるが,本報告ではこれをⅡcとⅡdに分割した。Ⅱcは東鳥海からカルデラ縁を越えて西鳥海馬蹄形カルデラ内に溶岩が流出した時期である。さらに林(1984a)のステージⅡb噴出物のうち,東鳥海起源と考えられる溶岩をⅡcの噴出物に含めた。ただし,この時期の噴出物はのちの溶岩に覆われ,噴出源が不明なものが多く,西鳥海の中央火口丘の活動による噴出物も含まれる可能性もある。Ⅱdは西鳥海の中央火口丘の活動期である。伴ほか(1989及び未公表)によると,ステージⅡの始まりは約16万年前で,ステージⅠと連続しており,ステージⅠとの間に大きな活動休止期はない。

ステージⅢは東鳥海馬蹄形カルデラを中心とした“東鳥海”の活動期である。現在の山頂付近を中心とした溶岩の流出が繰り返され,その後山頂付近の大規模な山体崩壊により東鳥海馬蹄形カルデラが形成された。その時期は,山体崩壊堆積物(象潟岩屑なだれ堆積物)に含まれる木片の¹⁴C年代から3,000-2,600年前とされている(加藤,1977,1978;大沢ほか,1982,1988)。その後の活動はすべてカルデラ内で起こっている。ステージⅢはこのカルデラ形成をもってⅢaとⅢbに区分される。ステージⅢ



第25図 鳥海火山の古期成層火山体(ステージ I)の復元図(林, 1984a)
▲, 現在の山頂(新山)



第26図 鳥海火山ステージIIの噴出物と火口の分布(林, 1984a を一部修正)
f, 主な断層; ●, 火口; ▲, 現在の山頂(新山)

における噴出量はおよそ4.3 km³と見積られている。また、西鳥海西斜面の側火口の活動(猿穴溶岩の噴出)もステージⅢに起こっているが、これはステージⅢ aに含めた。

本火山の噴出物は大部分が紫蘇輝石普通輝石安山岩で、かんらん石と角閃石斑晶をしばしば含んでいる。また、かんらん石斑晶が角閃石に囲まれる特徴を持つ角閃石かんらん石玄武岩質包有物(林, 1984b)がステージⅡ b以後の噴出物にはしばしば含まれている。噴出物の岩石学的特徴と活動期の関係は林(1984b)により次のようにまとめられている。

ステージⅠ：ほとんどがカルクアルカリ安山岩で、少量の高アルミナ玄武岩が認められる。安山岩のマフィック鉱物は普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱で、かんらん石を含むこともある。かんらん石はモードで1%を越えることはまれである。玄武岩はかんらん石を多く含む。

ステージⅡ：ほとんどがカルクアルカリ安山岩で、少量のカルクアルカリ玄武岩が認められる。この時期の岩石の多くはクロムスピネルを包有する大型のかんらん石斑晶を持つ。ステージⅡのマフィック鉱物は主にかんらん石、普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱で、ステージⅡ b以後では角閃石斑晶が頻繁に出現する。

ステージⅢ：カルクアルカリ安山岩のみである。マフィック鉱物は、かんらん石、普通輝石、紫蘇輝石及び磁鉄鉱である。角閃石がわずかに含まれることがある。ステージⅢ aのかんらん石ではクロムスピネルが包有されている。

V. 1 ステージⅠの噴出物

石秃川火山岩 (I₁)

林(1984a)の石秃川溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域北西部、石秃川と赤川に囲まれた尾根(丸森-赤はげ)及び東鳥海馬蹄形カルデラ内の赤川上流に分布する安山岩溶岩及び火砕岩からなる。石秃川では天徳寺層を不整合に覆う。赤川上流標高1,450-1,550 mでは層厚1-10 mの9枚以上の塊状溶岩と成層した凝灰岩、火山礫凝灰岩及び細粒砂岩層(第27図)などからなり、全層厚は100 m以上である。これらの火砕物の少なくとも一部は火山活動とは直接関係なく、二次的に堆積したものである。赤川上流標高1,150 m付近では固結した凝灰角礫岩(第28図)と塊状溶岩からなる。赤川標高970 m付近の法体滝^{ほったい}では層厚50 mで、厚さ2-5 mの4枚以上の塊状溶岩と火砕岩(一部は溶岩のクリンカー)の互層である。岩質は紫蘇輝石(含有)かんらん石普通輝石安山岩(一部は玄武岩質)及び少量の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、変質していることが多い。

紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石安山岩(玄武岩質)(CHK 1058 / GSJ R 57041)

産地・産状：象潟町、赤川標高970 m付近の法体滝の最下部。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(普通輝石縁に囲まれる)、かんらん石(完全に粘土鉱物と炭酸塩鉱物に置換されている)、鉄鉱

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、シリカ鉱物、アルカリ長石、燐灰石

紫蘇輝石普通輝石安山岩(CHK 1524 / GSJ R 57042)

産地・産状：遊佐町、新山の北、赤川上流標高1,430m地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(±普通輝石縁)、鉄鉱、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石?、鉄鉱、メソスタシス



第 27 図 石禿川火山岩の火山礫凝灰岩
(遊佐町, 赤川上流標高 1,510m 地点)



第 28 図 石禿川火山岩の凝灰角礫岩 (遊佐町, 赤川標高 1,150m 地点)
基質は固結し, 岩片はよく発泡している

飯ヶ森溶岩 (I₂)

おそらく林 (1984a) の善神池溶岩に相当する。鳥海山地域北西部、飯ヶ森の北斜面に分布する安山岩溶岩流である。鶯川玄武岩を覆い、由利原岩屑堆積物に覆われるが、直接の関係は確認されていない。祓川神社の北 800 m 地点では 1 枚の溶岩流からなり、確認できた層厚は 15 m 以上である。分布の大部分は岩屑堆積物に覆われている。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 983 / GSJ R 57043)

産地・産状：矢島町、祓川神社の北 800 m、標高 1,110 m 地点。溶岩。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (±普通輝石縁)、かんらん石、鉄鉱、燐灰石
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、メソスタシス

赤崩沢下部溶岩 (I₃)

林 (1984a) の下玉田川溶岩の一部である。鳥海山地域中央部、下玉田川上流の赤崩沢左股下部左岸や赤崩沢右股に分布する安山岩溶岩流である。下玉田川層を覆う。赤崩沢右股では層厚 15 m 以上の 1 枚の溶岩で、厚さ 3 m の二次堆積物 (淘汰の悪い火砕物) を挟んで下玉田川層を覆う。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (玄武岩質) (CHK 1374 / GSJ R 57044)

産地・産状：鳥海町、下玉田川上流赤崩沢右股標高 920 m 地点の左岸。溶岩。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (普通輝石縁に囲まれる。普通輝石と平行連晶することがある)、かんらん石 (少量のスピネルを含む。一部イデイングサイト化。まれに普通輝石縁に囲まれる)、鉄鉱、燐灰石
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、シリカ鉱物、ガラス

赤崩沢右股溶岩 (I₄)

林 (1984a) の第二赤崩川溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域中央部、下玉田川上流の赤崩沢右股上部に分布する安山岩溶岩流である。下玉田川層を覆う。また、おそらく赤崩沢下部溶岩を覆うが野外では確認していない。赤崩沢右股標高 1,170 m 付近では 1 枚の溶岩で、厚さは 20 m 以上である。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CHK 1378 / GSJ R 57045)

産地・産状：鳥海町、下玉田川上流赤崩沢右股標高 990 m 付近の右岸。溶岩。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (しばしば普通輝石縁に囲まれる)、かんらん石 (一部イデイングサイト化)、鉄鉱、燐灰石
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、シリカ鉱物、燐灰石

朱ノ又川溶岩 (I₅)

林 (1984a) の朱ノ又川溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域中央部、下玉田川の支流、朱ノ又川の標高 700 m 付近の谷底の小露頭 (地質図では省略) 及び左岸支沢上流で礫層 (扇状地堆積物) を覆って分布する安山岩溶岩流である。左岸の支沢では、層厚 10 m 以上の 1 枚の溶岩で板状節理が発達する。岩質は紫蘇輝石普

通輝石安山岩である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 777 / GSJ R 57046) (第V図版 1)

産地・産状：鳥海町，朱ノ又川左岸標高 720 m 付近に合流する支沢，標高 810 m の落差 20 m の滝．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，燐灰石，フロゴパイト

下玉田川溶岩 (I₆)

林 (1984a) の下玉田川溶岩の一部に相当する．鳥海山地域中央部，朱ノ又川の左岸及び下玉田川に分布する玄武岩溶岩流である．しばしば柱状節理が発達している (第 29 図)．朱ノ又川左岸上部では朱ノ又川溶岩を覆う，層厚 8 m 以上の 1 枚の溶岩である．下玉田川右岸では厚さ 20 m の成層した砂礫層 (二次堆積物) を挟んで下玉田川上部溶岩に覆われ，層厚 20 m 以上の 1 枚の溶岩である．岩質は紫蘇輝石 (含有) かんらん石普通輝石玄武岩である．

紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩 (CHK 716 / GSJ R 57047) (第V図版 2)

産地・産状：鳥海町，下玉田川標高 660m 地点の左岸．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (普通輝石縁に囲まれる)，かんらん石，鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，かんらん石，鉄鋳，燐灰石，ガラス

下玉田川上部溶岩 (I₇)

林 (1984a) の下玉田川上流溶岩にはほぼ相当する．鳥海山地域中央部，下玉田川本流-赤崩沢と朱ノ又川の間分布する安山岩溶岩流である．赤崩沢左股の標高 900 m 地点の右岸で，下玉田川層中の玄武岩溶岩を直接覆う．また，成層した砂礫層を挟んで下玉田川溶岩を覆う．下玉田川右岸では厚さ 10 m 以上の 1 枚の溶岩である．岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である．



第 29 図 下玉田川溶岩の柱状節理 (鳥海町，下玉田川標高 660m 地点の右岸)
露頭の高さは約 10m

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 725 / GSJ R 57048)

産地・産状：鳥海町，朱ノ又川標高 600m 地点の左岸．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（ごく少量），鉄鈹，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，シリカ鈹物，フロゴパイト，メソスタシス

上ノ台溶岩 (I₈)

林 (1984 a) の上の台溶岩にはほぼ相当する．鳥海山地域中央部，日向川の北岸の上ノ台と呼ばれる緩斜面を構成する安山岩溶岩流である．新第三系及び落沢層を覆う．末端及び白沢川沿いは複数の崩落崖で切られている．層厚の確認できる露頭はないが，日向川支流落沢上部で比高 50 m 以上の崖をなす．岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である．また，落沢の標高 700 m 地点で落沢層の中粒～細粒砂層を覆う，斜長石大型斑晶（最大径 8 mm）に富む溶岩（紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩）も本溶岩に含めた．

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 824 / GSJ R 57049)

産地・産状：八幡町，小黒瀬川標高 810 m 地点，落差 10 m の滝．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石，鉄鈹，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，シリカ鈹物，燐灰石，フロゴパイト

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (YD 854 / GSJ R 57050)

産地・産状：八幡町，日向川支流落沢標高 700 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（少量のスピネルを含むことがある），鉄鈹

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，燐灰石，褐色ガラス

鳳来山火山岩 (I₉)

林 (1984 a) の三の俣溶岩の一部に相当する．鳥海山地域南西部，草津川に沿って鳳来山北から湯ノ台西へ南北に延びる尾根を構成する安山岩溶岩及び火砕岩である．鹿ノ俣川上流の火砕岩・溶岩層も本火山岩に含める．鳳来山東及び鹿ノ俣川上流では新第三系丸山層を不整合に覆う．鹿ノ俣川上流では鹿ノ俣川下部溶岩に覆われ，ほぼ北へ 15-20° 傾斜する，成層した凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩などの火砕岩が卓越し，厚さ 3-5 m の（玄武岩質）安山岩溶岩を挟んでいる．全層厚はおよそ 200 m である．鳳来山付近から湯ノ台西の尾根では成層した凝灰角礫岩，凝灰岩及び凝灰質粗粒砂岩（やや固結）からなり，北西ないし西へ 30-50° 傾いている．溶岩は鳳来山付近には分布するが，湯ノ台付近には認められない．岩質はかんらん石普通輝石安山岩（玄武岩質）及び紫蘇輝石普通輝石安山岩である．変質していることが多い．

かんらん石普通輝石安山岩（玄武岩質）(YD 1286 / GSJ R 57051) (第VI図版 1)

産地・産状：八幡町，草津川上流標高 750 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石（スピネルを含むことがある．一部粘土鈹物と炭酸塩鈹物に置換されている），鉄鈹

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，シリカ鈹物，燐灰石，ガラス

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1279 / GSJ R 57052)

産地・産状：八幡町・鳳来山の東 300 m, 草津川に標高 650 m 付近で合流する支沢 (赤滝沢) の標高 710 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (±普通輝石縁), 鉄鈹

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鈹, 褐色ガラス

月光川溶岩 (I₁₀)

林 (1984 a) の三の侯溶岩の一部に相当する。鳥海山地域南西部, 藤倉川-月光川-鳳来山にかけて分布する安山岩溶岩流である。天狗森火砕岩及び鳳来山火山岩を覆う。月光川上流金俣沢では少なくとも 4 枚の溶岩からなり, いずれも 5-20 m の厚さである。全層厚は 50 m 以上である。さらに下流の月光川・藤倉川の合流点の南, 吹浦地域南東部の月光川ダム下流に露出している溶岩 (第 30 図) も本溶岩に含める。吹浦地域内では扇状地堆積物, 沖積扇状地堆積物及び河床堆積物に覆われている。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1461 / GSJ R 57058)

産地・産状：遊佐町, 月光川上流金俣沢標高 850 m, 落差 20 m の滝。溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, かんらん石 (普通輝石縁に囲まれることがある), 鉄鈹, 燐灰石

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鈹, メソスタシス



第 30 図 月光川溶岩の板状節理 (遊佐町, 月光川ダムの下流 250 m)
スケール (写真中央) は 1 m. 上位を河床堆積物 (沖積層) に覆われる

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (FR 1199 / GSJ R 57059)

産地・産状：遊佐町，月光川ダム南西月光川右岸，道路沿い標高 150 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（まれに普通輝石縁に囲まれる），かんらん石（一部イディングサイト化），鉄鉍

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉍，シリカ鉍物，フロゴパイト

玄武岩質包有物を含む．

藤倉川溶岩 (I₁₁)

林 (1984a) の三の俣溶岩の一部に相当する．鳥海山地域南西部から吹浦地域南東部にかけての，藤倉川 - 金俣沢及び南米沢に分布する安山岩溶岩流である．藤倉川及び金俣沢では月光川溶岩を覆う．南ノコマイ - 南米沢では扇状地堆積物を覆う．藤倉川では厚さ 10m 以内の少なくとも 5 枚以上の溶岩からなる．全層厚は 50 m 以上である．岩質は紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩である．

紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩 (玄武岩質) (YD 1475 / GSJ R 57060) (第VI図版 2)

産地・産状：遊佐町，月光川支流藤倉川右岸，標高 600m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石縁に囲まれる），かんらん石，鉄鉍，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉍，シリカ鉍物，燐灰石，フロゴパイト

三の俣溶岩 (I₁₂)

林 (1984a) の三の俣溶岩の一部に相当する．鳥海山地域西部，西鳥海馬蹄形カルデラ南東部のカルデラ壁から三の俣にかけて分布する安山岩溶岩流で，カルデラ内では火砕岩を伴う．南米沢で藤倉川溶岩を覆い，カルデラ壁では最下位に露出する．南ノコマイ標高 1,250-1,300 m 付近で溶岩流を覆って厚さ 2 m のシルト及び火山礫凝灰岩層が，さらに上位に厚さ 10m 以上の無層理の凝灰角礫岩が分布する．この凝灰角礫岩の上位は厚さ 20m 以上の安山岩溶岩である．部分的に熱水変質が認められる．全層厚はおそらく 200 m 以上であろう．岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩からなり，斜長石斑晶が細かい特徴がある．

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1329 / GSJ R 57062)

産地・産状：遊佐町，南ノコマイ支流南米沢，標高 640 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），鉄鉍

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉍，メソスタシス

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1394 / GSJ R 57063)

産地・産状：遊佐町，南ノコマイ上流，標高 1,360 m 地点（月山森北北東 600 m）．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（まれに普通輝石に囲まれる．普通輝石と平行連晶することがある），鉄鉍

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉍，メソスタシス

檜ノ沢火山岩 (I₁₃)

林 (1984a) の三の俣溶岩の一部に相当する．鳥海山地域西端 - 吹浦地域東端，西鳥海馬蹄形カルデラのカルデラ西壁に露出する最下位層で，安山岩溶岩流からなり，檜ノ沢中流では火砕岩が卓越する．檜ノ沢右岸では部分的に弱く成層した層厚 40 m 以上の火砕岩（凝灰角礫岩・火山角礫岩）からなり，南東に

40-50°傾いている。その上流の檜ノ沢-笙ガ岳にかけては、ほとんどが3-6m厚さの15枚以上の溶岩流(紫蘇輝石普通輝石安山岩>かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩)で檜ノ沢の下流方向に40°傾いており、全層厚は300mである。笙ガ岳南斜面では溶岩の厚い部分がある(第31図)。檜ノ沢沿い上流では熱水変質が認められる。また、吹浦地域東部、カラ沢の支流の狭い範囲に、笙ガ岳溶岩、洗沢川溶岩、南ノコマイ溶岩及び八森溶岩に囲まれて分布する安山岩溶岩は、ここでは本火山岩に含めるが、笙ガ岳下部溶岩に相当する可能性もある。岩質は(かんらん石)紫蘇輝石普通輝石安山岩で、斜長石斑晶は細かく、カルデラ壁下部ではかんらん石が変質していることが多い。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1823 / GSJ R 57064)

産地・産状：遊佐町、檜ノ沢に標高1,140m付近で右岸から合流する支沢標高1,350m地点(白山岩)。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(±普通輝石縁)、鉄鈹、燐灰石

石基：斜長石・単斜輝石、斜方輝石・鉄鈹、シリカ鈹物、燐灰石、フロゴパイト

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1802 / GSJ R 57065)

産地・産状：遊佐町、檜ノ沢、標高1,140m地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(±普通輝石縁)、かんらん石(微斑晶のみ。完全に粘土鈹物に変質している)、鉄鈹



第31図 檜ノ沢火山岩の溶岩(白山岩：遊佐町、笙ヶ岳山頂の南400m)
この部分で厚さ20m以上。部分的に板状節理が発達している

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，メソスタシス

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (FR 1818 / GSJ R 57066)

産地・産状：遊佐町，カラ沢標高 270 m 付近に左岸から合流する支沢 (カニノ目沢) の上流，標高 450 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (±普通輝石緑)，かんらん石 (微斑晶のみ。一部周囲がイデイングサイト化)，角閃石 (半分オバサイト化。微斑晶が 1 個認められる)，鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，フロゴバイト
玄武岩質包有物を含む。

金俣沢溶岩 (I₁₄)

林 (1984a) の南米沢溶岩の一部に相当する。鳥海山地域南西部，八丁坂から鳳来山にかけての尾根を構成し，さらに藤倉川及び金俣沢に分布する安山岩溶岩流である。藤倉川溶岩を覆う。金俣沢では少なくとも 4 枚以上の溶岩からなりそれぞれ 6-10 m，ところにより 20 m の厚さである。確認できる全層厚は 40 m 以上である。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩からなり，少量のかんらん石斑晶を含むことが多い。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1466 / GSJ R 57061)

産地・産状：遊佐町，月光川上流金俣沢，標高 1,070 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (まれに普通輝石緑に囲まれる)，鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，燐灰石，フロゴバイト

鹿ノ俣川下部溶岩 (I₁₅)

林 (1984 a) の鹿ノ俣川第一溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域南西部，鹿ノ俣川上流で，鳳来山火山岩を覆う安山岩溶岩流である。太右エ門沢では 4 枚以上の溶岩，中沢では 3 枚の安山岩溶岩で 1 枚の厚さ数 m-40 m，それぞれの溶岩の間に，最大 20 m に達する厚い成層した砂礫層または凝灰角礫岩を挟むことが多い。全層厚は中沢では 70 m，太右エ門沢では 80 m 以上である。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩及びかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。斜長石の大型斑晶がないことで，鹿ノ俣川上部溶岩と区別できる。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1415 / GSJ R 57053)

産地・産状：八幡町，鹿ノ俣川上流太右エ門沢，標高 1,170 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (±普通輝石緑。普通輝石と平行連晶することがある)，鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，メソスタシス

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1418 / GSJ R 57054)

産地・産状：八幡町，鹿ノ俣川上流太右エ門沢，標高 1,250 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (±普通輝石緑)，かんらん石，鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鋳，ガラス

鹿ノ俣川上部溶岩 (I₁₆)

林 (1984a) の鹿ノ俣川第二溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域西南部、鹿ノ俣川上流の太右エ門沢及び中沢で、厚さ 15-20 m の二次堆積物 (凝灰角礫岩, 火山円礫岩, 砂層) を挟んで鹿ノ俣川下部溶岩を覆い、厚さ 15-25 m の火砕物からなる二次堆積物を挟んで七高山溶岩に覆われる安山岩溶岩流である。中沢では 3 枚の溶岩からなり、それぞれ 8-20 m, 全層厚は 60 m 以上である。岩質はやや玄武岩質の紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で、斜長石大型斑晶で特徴づけられる。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (YD 1419 / GSJ R 57055)

産地・産状：八幡町, 鹿ノ俣川上流太右エ門沢, 標高 1,270 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (多くは普通輝石縁を持つ), かんらん石 (少量のスピネルを含むことがある), 鉄鋳

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石, 鉄鋳, シリカ鋳物, 燐灰石, フログパイト

白沢川溶岩 (I₁₇)

林 (1984a) の鹿ノ俣川溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域西南部、鹿ノ俣川と白沢川の中の尾根及び白沢川上流に分布する安山岩溶岩流である。七高山溶岩に覆われる。鹿ノ俣川下流の標高 450 m 地点の左岸 (屏風岩：第 32 図) では新第三系青沢層を直接覆い、柱状節理の発達した 1 枚の溶岩で層厚はおよそ 100 m である。白沢川上流では層厚およそ 20 m で 1 枚の溶岩流である。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩であり、石英捕獲結晶をしばしば含む。



第 32 図 白沢川溶岩の柱状節理 (屏風岩：八幡町, 鹿ノ俣川標高 450m 地点の左岸上部)
1 枚の溶岩で、露頭の高さは約 100m

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (YD 1147 / GSJ R 57077)

産地・産状：八幡町，日向川支流白沢川，標高 470-480 m 付近の右岸上部の岩壁．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石縁に囲まれることがある），かんらん石，鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，シリカ鉱物，燐灰石

普通輝石コロナに囲まれた石英捕獲結晶を含む．

草津川岩屑なだれ堆積物 (Ksd)

鳥海山地域南西部，草津川沿いに分布する岩屑なだれ堆積物である．新第三系丸山層及び観音寺層を覆う．大蔵岩屑堆積物との関係は不明である．確認できる層厚は 20 m で，無層理である．本堆積物は玄武岩または安山岩溶岩の岩塊，礫及びそれらの細粒物質からなり，淘汰の悪い堆積物である．大きさ数 10 cm から最大 10 m 以上の溶岩岩塊は破碎されて不規則な割れ目が発達することが多い．それらの基質は凝灰角礫岩で，岩塊，礫，細粒砂及びシルトからなり，淘汰が悪い．これらはそれぞれ宇井・荒牧 (1985) の岩屑なだれ (岩屑流) 堆積物の岩塊相及び基質相に相当し，本堆積物は岩屑なだれ堆積物と判断される．岩塊相は鳳来山火山岩起源の岩塊が多い．

大台野火砕流堆積物 (I₁₉)

林 (1984 a) の大台野火砕流堆積物にほぼ相当する．鳥海山地域南西部，大台野の緩斜面 (南傾斜約 5°) を構成する非溶結の火砕流堆積物である．新第三系，鳳来山火山岩及び草津川岩屑なだれ堆積物を覆う．数河ノ池付近や日向川沿いでは多数の崩落崖で切られている．貝沢付近で層厚 70-100 m である．フローユニット境界は認められない．上部は厚さ 1 m の風化土壌となっている．本堆積物は安山岩岩塊，礫及び火山灰基質からなる．岩塊は直径 2 m 以下のやや丸みを帯びたものが多いが，50 cm 以下で風化が著しく，急冷割れ目を持つ岩塊が数%-10 数%程度含まれる．板状節理を持つものもある．基質は風化の進んだ細粒物質からなる．宇井 (1972) によると，急冷割れ目を持つ持たないにかかわらず帯磁方位は現在の地球磁場方位と一致しており，いずれも本質岩塊であり，本堆積物は高温の火砕流堆積物である．南隣酒田及び大沢地域 (池辺ほか，1979；土谷，1989) の日向川沿いの段丘堆積物とされた堆積物の少なくとも一部は本火砕流堆積物に対比される．なお，加藤 (1986) は本火砕流堆積物と大蔵岩屑堆積物を一括し，大台野火砕流・泥流と呼び，鹿ノ俣川上流の崩壊地形と関係しているとしている．

紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩 (CH 290 / GSJ R 57056)

産地・産状：八幡町貝沢 - 大台野間の道路沿い，標高 350 m 地点．直径 2 m 以上の急冷縁を持たない岩塊．

斑晶：斜長石・普通輝石，紫蘇輝石 (±普通輝石縁)，かんらん石 (少量のスビネルを含むことがある)，鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉱，シリカ鉱物，燐灰石

大台野上部溶岩 (I₂₀)

林 (1984 a) の大台野上部溶岩にほぼ相当する．鳥海山地域南西部，草津川左岸大台野の北から鹿ノ俣川上流マタフリ沢にかけて分布する安山岩溶岩流である．少なくとも 2 枚以上の溶岩からなる．新第三系及び大台野火砕流堆積物を覆う．本溶岩の末端及び側端 (荒木川及び鶴間池の西) では崩落崖が発達し，切られている．2 枚の溶岩流は荒木川沿いではいずれも 20 m 以上の厚さである．岩質は紫蘇輝石普通輝

石安山岩で、少量の角閃石またはかんらん石斑晶を含むことがある。

角閃石かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1184 / GSJ R 57057)

産地・産状：八幡町，荒木川標高 840 m 地点，落差 20 m の滝．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（微斑晶のみ），角閃石（オパサイト縁に囲まれる），鉄鋳，
燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，燐灰石，メソスタシス

笙ガ岳下部溶岩 (I₂₁)

林 (1984 a) の南米沢溶岩の一部に相当する．鳥海山地域西端，笙ガ岳付近のカルデラ壁上部及び鳥海湖東の狭い範囲に分布する安山岩溶岩流である．檜ノ沢火山岩を覆う．鳥海湖の東では熱水変質が著しい．確認された層厚は 50 m である．岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である．

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CHK 1809 / GSJ R 57067)

産地・産状：遊佐町，笙ガ岳北東 500 m，カルデラ壁の標高 1,350 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（普通輝石に囲まれることがある），鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，燐灰石

洗沢川下部溶岩 (I₂₂)

林 (1984 a) の洗沢下部溶岩にほぼ相当する．吹浦地域東部，洗沢川上流の谷底に露出する安山岩溶岩流である．厚さ 10-20 m の少なくとも 2 枚以上の溶岩からなる．本溶岩の基底部は露出してない．岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である．かんらん石の微斑晶を含むことがあり，斜長石斑晶が細かい特徴がある．

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (KS 1695 / GSJ R 57068)

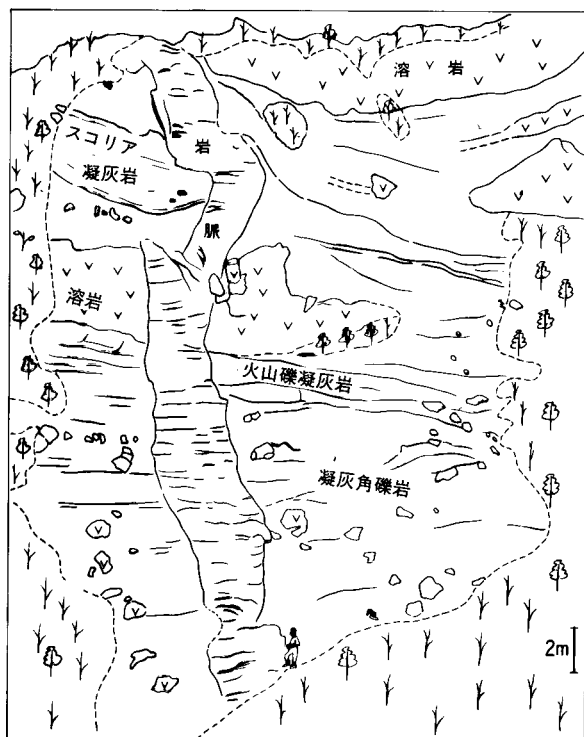
産地・産状：遊佐町，洗沢川上流，標高 1,050 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（ごく少量の微斑晶），鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，燐灰石，フロゴサイト

御滝火山岩 (I₂₃)

林 (1984 a) の御滝溶岩類の全部及び奈曽谷溶岩の一部を合わせたものである．鳥海山地域北西部から吹浦地域北東部にかけて，奈曽溪谷のほぼ全域に露出する最下位層で，安山岩溶岩流・火砕岩と少量の玄武岩溶岩流からなる．火砕岩は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主体とする．その一部はスコリア流堆積物や再堆積した火砕岩などである．奈曽川標高 980 m 付近の右岸には，幅 3-4 m，走向 N40° W でほぼ垂直の玄武岩質安山岩岩脈が成層した火砕岩層を貫いている（第 33 図）．玄武岩溶岩は鉾立南東 800 m の白糸の滝下流において本火山岩の上部に分布する．玄武岩は 5 枚以上で 1 枚 5-6 m の厚さである（第 34 図）．最上部の溶岩の上部クリンカーは風化が著しく，上位を奈曽谷溶岩に覆われている．ツキダシ（奈曽川標高 680 m 地点の東側の崩壊地形）では 3 枚以上の安山岩溶岩からなり，上位の奈曽谷溶岩との間



第33図 御滝火山岩の火砕岩を貫く岩脈
 (遊佐町、奈曾川標高980m 地点の右岸).
 露頭の高さ約30m. 火砕岩は凝灰角礫岩、
 火山礫凝灰岩が主体で、シルト層も挟む。
 上部には酸化したスコリア凝灰岩が成層
 する。最上部は安山岩溶岩



第 34 図 御滝火山岩上部の玄武岩溶岩流 (象潟町, 奈曾溪谷, 白糸の滝の downstream 標高 1,000m 地点)
中央の白色部が塊状部, その上下はクリンカーである

に風化帯を挟んでいる。安山岩の岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で、少量のかんらん石を含むことがある。玄武岩は紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1015 / GSJ R 57069)

産地・産状：象潟町, 奈曾川上流, 標高 900 m 地点の右岸。最下部の溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (普通輝石と平行連晶することがある), かんらん石 (ごく少量の微斑晶。粘土鉱物と炭酸塩鉱物に置換されている), 鉄鉱

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱, メソスタシス

紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩 (CHK 1082-2 / GSJ R 57070)

産地・産状：象潟町, 奈曾溪谷, 白糸の滝下, 標高 1,020 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (普通輝石縁に囲まれる), かんらん石 (一部は粘土鉱物と炭酸塩鉱物に置換されている。少量のスピネルを含むことがある), 鉄鉱

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱, シリカ鉱物, 燐灰石。石基の一部は粘土鉱物に置換されている。

奈曾谷溶岩 (I₂₄)

林 (1984 a) の奈曾谷溶岩の大部分に相当する。鳥海山地域北西部 - 吹浦地域北東部, ツキダシより上流の奈曾溪谷兩岸に分布する安山岩溶岩流である。奈曾川の標高 1,050m 右岸の沢では 4 枚以上の溶岩からなり全層厚 120 m で, 凝灰角礫岩を主体とした火砕岩が卓越している。ステージ I の谷櫃川下部溶岩に岩質が類似した岩脈に貫かれる。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (KS 1079 / GSJ R 57071)

産地・産状：象潟町，奈曾川，標高 800 m 地点に合流する左岸の枝沢，標高 960 m 地点（鉢立東の崖）．溶岩．
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（一部はイデイングサイト化），鉄鋳
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石（イデイングサイト），鉄鋳，燐灰石，メソスタシス

鳥越川溶岩 (I₂₅)

林 (1984 a) の鳥越川溶岩の一部に相当する．鳥海山地域北西部，唐吹長峰から稲倉岳付近にかけての鳥越川左岸の最下部，さらに，吹浦地域北東端，奈曾溪谷右岸上の山放牧場付近に，おそらく笹岡層を覆って分布する安山岩溶岩流である．鳥越川大水揚左岸では複数枚（少なくとも 3 枚以上）の溶岩で，全層厚 80 m 以上，谷櫃滝の下流では 50 m 以上の溶岩である．また，奈曾溪谷の本溶岩は厚さ 20 m 以上の溶岩である．岩質は（かんらん石含有）紫蘇輝石普通輝石安山岩である．奈曾溪谷右岸の溶岩はかんらん石斑晶をほとんど含まない．

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 395 / GSJ R 57072)

産地・産状：象潟町，鳥越川支流谷櫃川左岸，標高 610 m 地点．溶岩．
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（微斑晶のみ．粘土鉱物と炭酸塩鉱物に置換されている），鉄鋳
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鉱物，燐灰石

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (KS 1018 / GSJ R 57073)

産地・産状：象潟町，奈曾川標高 380 m の東方 500 m の右岸，標高 480 m 地点（新堤南東 500 m）．溶岩．
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石？（ごく少量の微斑晶．粘土鉱物に置換されている），鉄鋳，燐灰石
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鉱物，フロゴパイト

岩脈 (d)

鳥海山地域西端，奈曾溪谷上流部右岸にて奈曾谷溶岩を貫く安山岩岩脈である．走向は N50-65° W，ほぼ垂直である．奈曾川標高 1, 050 m 地点の右岸の沢では幅 5-10 m，貫入面に垂直に柱状節理が発達し（第 35 図），北西端で二股に分岐している．奈曾川標高 850 m 地点の右岸の沢では両岸に 30 m 以上の高さの露頭となっている．岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で，斜長石斑晶に富み，谷櫃川下部溶岩と同質である．

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1116 / GSJ R 57074)

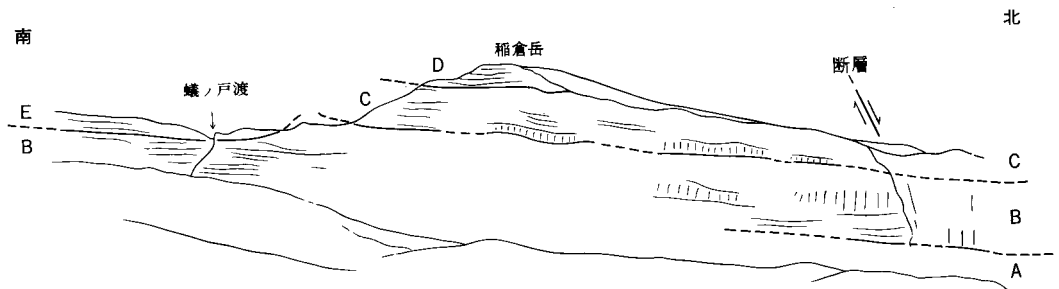
産地・産状：象潟町，奈曾川標高 1,050 m 地点の右岸に合流する支沢の左股，標高 1,250 m 地点．岩脈．
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄鋳
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鉱物，燐灰石

谷櫃川下部溶岩 (I₂₆)

林 (1984a) の鳥越川溶岩の一部及び蟻の戸渡溶岩の一部を合わせたものである．鳥海山地域北西部，東鳥海馬蹄形カルデラ西縁のカルデラ壁（第 36 図）から唐吹長峰にかけてと，奈曾溪谷に分布する安山岩溶



第35図 奈曾谷溶岩を貫く岩脈(遊佐町, 奈曾川標高1,050 m地点の北岸1,250 m地点)
貫入面に垂直の, 直径5-10 cmの柱状節理が発達している



A: 鳥越川溶岩, B: 谷櫃川下部溶岩, C: 谷櫃川上部溶岩, D: 稲倉岳溶岩, E: 鳥ノ海溶岩

第36図 東鳥海馬蹄形カルデラの西壁
カルデラ東縁標高1,200m付近から眺める. 図の左側は第37図参照, 蟻ノ戸渡と稲倉岳の
距離は約1km

岩流である。御滝火山岩及び鳥越川溶岩を覆う。奈曾溪谷最上流では5枚以上の溶岩流で全層厚約100 m, 谷櫃滝付近では1-2枚の溶岩で層厚100 m以上に達する。また、蟻ノ戸渡南東のカルデラ壁では熱水変質が著しい安山岩溶岩が露出しているが(第37図), これも本溶岩と同一であると判断した。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で, 斜長石斑晶と燐灰石微斑晶に富む特徴がある。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 392 / GSJ R 57075)

産地・産状: 象潟町, 鳥越川支流の谷櫃川, 標高800 m地点(谷櫃滝下). 溶岩.

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 鉄鉱, 燐灰石

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱, シリカ鉱物, 燐灰石, フロゴパイト



第 37 図 東鳥海馬蹄形カルデラ南壁の谷櫃川下部溶岩の変質帯（白色部）
写真右上は稲倉岳，ほぼ中央が蟻ノ戸渡である（第 36 図参照）

谷櫃川上部溶岩（I₂₇）

林（1984 a）の蟻の戸渡溶岩の一部に相当する。鳥海山地域北西部，稲倉岳の南から谷櫃滝上部にかけて分布する安山岩溶岩流である。鳥越川大水揚の西で厚さ 10 m の泥流堆積物を挟んで谷櫃川下部溶岩を覆う。2 枚以上の溶岩からなり，全層厚は 40 m である。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で，かんらん石を含むことがある。谷櫃川下部溶岩とは斜長石大型斑晶がないことで区別できる。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（CHK 1197 / GSJ R 57076）

産地・産状：象潟町，鳥越川大水揚（標高 940 m）西のカルデラ壁上部，標高 1,190 m 地点。溶岩。
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（斜長石との集合結晶として薄片中に 1 個のみ），鉄鈹，燐灰石
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鈹，シリカ鈹物，燐灰石

大蕨岩屑堆積物（Owd）

南隣大沢地域（土谷，1989）の大蕨岩屑堆積物に相当する。鳥海山地域南西部，数河ノ池より南及び月光川－草津川間のなだらかな尾根の表層部に分布する岩屑を大蕨岩屑堆積物として一括する。本地域では，庄内熊野川支流の杉沢谷上流で岩屑なだれ堆積物の岩塊相（宇井・荒牧，1985）に類似した破碎された溶岩岩塊（紫蘇輝石普通輝石安山岩）の露頭があり，少なくともその一部は岩屑なだれ堆積物の可能性があるが，露出が悪く判断できない。大沢地域内大蕨の露頭ではやはり岩塊相と基質相（宇井・荒牧，1985）が認められ，本堆積物の少なくとも一部は岩屑なだれ堆積物と考えられる。本報告では土谷（1989）と同

様に岩屑堆積物と呼ぶ。柴橋・今田(1972)及び柴橋(1973)は大沢地域内の日向川左岸の赤剝付近で本堆積物の一部を赤剝溶岩(紫蘇輝石普通輝石安山岩)と呼んだが、それは岩屑なだれ堆積物の岩塊相であろう。本堆積物の層準は明確ではないが、岩塊相や基質相中の安山岩岩塊が鳥海火山のステージⅡ以後に頻繁に出現する角閃石斑晶を含まないことから、ステージⅠに含める。本地域内での層厚は不明である。加藤(1986)は本岩屑堆積物と大台野火砕流堆積物を一括し、大台野火砕流・泥流と呼び、鹿ノ俣川上流の崩壊地形と関係しているとしている。

由利原岩屑堆積物(Yrd)

北隣矢島地域(大沢ほか, 1988)の由利原岩屑なだれ堆積物に相当する。林(1984 a)の白雪川火砕流堆積物を含む。本報告では、鳥海山地域北西部、飯ヶ森北東の鶯川と北西の赤川の間及び鳥海山地域北西端-吹浦地域北東端、奈曾溪谷-鳥越川に囲まれた上の山放牧場付近に分布する岩屑堆積物を由利原岩屑堆積物として一括する。上の山放牧場付近では奈曾川に面した急崖の最上部に露出し、層厚20 m以上で、笹岡層砂層やステージⅠの鳥越川溶岩を覆う。径50 cm以下の安山岩亜角-亜円礫を含み、風化火山灰基質からなる。変質した礫も含まれる。礫の濃集部が見られる。本堆積物のうち上の山放牧場北西部では流れ山らしき地形が認められ、新鮮な安山岩礫を伴い、基質がルースである。この部分は完新世の象潟岩屑なだれに関連している可能性もあるが明確ではなく、本報告では本岩屑堆積物に含めておく。本堆積物は鶯川上流部では層厚50 m以上の岩屑なだれ堆積物である。破碎された径数mの溶岩岩塊からなる岩塊相と、大小さまざまな安山岩岩塊・礫を含む小礫-細礫混じりの細粒物質(砂及び泥)からなる基質相が認められる。白雪川沿いでも多くは基質相であるがわずかに岩塊相も認められる。そのほかでは露出が悪く、岩屑なだれ堆積物であるか否か明確でない。したがって、矢島地域(大沢ほか, 1988)では岩屑なだれ堆積物としたが、本報告では岩屑堆積物と改める。主に矢島地域で採取された岩塊の検鏡結果(57試料)によると、岩塊相を構成する溶岩ブロックはその1/2がかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩または玄武岩、残りが紫蘇輝石普通輝石安山岩である。角閃石斑晶は全く認められず、大炭岩屑堆積物と同様に、本堆積物は鳥海火山のステージⅠに形成されたと推定される。本堆積物は石禿川溶岩及び飯ヶ森溶岩を覆うと考えられる。

奥山岩屑なだれ堆積物(Okd)

矢島地域(大沢ほか, 1988)の奥山岩屑なだれ堆積物に相当する。林(1984 a)の奥山火砕流堆積物に相当する。鳥海山地域北部、奥山放牧場の不明瞭な起伏を持つ平坦面及び猿倉付近子吉川左岸の平坦面を構成する岩屑なだれ堆積物である。大沢ほか(1988)と同様、両者を一括する。新第三系を覆い、また、地形から由利原岩屑堆積物を覆うと判断する。本堆積物は鶯川沿いで好露頭が見られる(第38図)。岩塊相は最大径数mの笹岡層砂層、円礫層、凝灰角礫岩などのブロックからなる。基質相は径1 m以下の安山岩亜円-亜角礫や半固結シルト-砂や河川礫(円礫)を含み、小礫-細礫混じりの細粒物質からなる。確認された層厚は鶯川沿いで20 m以上であるが、子吉川沿い猿倉付近では地形的に比高最大50 mの崖をなしている。



第 38 図 奥山岩屑なだれ堆積物の露頭 (矢島町, 鶯川標高 560 m 地点)
 長径 30cm 以下の安山岩角 - 亜角礫と砂 - 泥質細粒物質からなる。
 礫の濃集の程度が不均質である

V. 2 ステージ II a の噴出物

月山森溶岩 (II a₁)

林 (1984 a) の金俣沢溶岩にはほぼ相当する。鳥海山地域西部の西鳥海馬蹄形カルデラ南東部, 月山森付近から藤倉川 - 金俣沢にかけて分布する玄武岩及び安山岩溶岩流である。三の俣溶岩及び金俣沢溶岩を覆う。藤倉川では厚さ 2-6 m の薄い 5 枚以上の溶岩からなるのが観察される。全層厚はおそらく 100 m 以上に達すると考えられる。本溶岩は月山森断層に切られており, 月山森の山頂部は火口ではなく, 断層崖の頂部に当たるカルデラ縁上の単なるピークである。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩及びかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。角閃石斑晶を含むことがある。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩 (YD 1486-2 / GSJ R 57078)

産地・産状: 遊佐町, 月光川支流藤倉川, 標高 1,110 m 地点。溶岩。
 斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (普通輝石縁を持つ), かんらん石, 鉄鉱
 石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石, 鉄鉱, シリカ鉱物

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 1491 / GSJ R 57079)

産地・産状: 遊佐町, 月光川支流藤倉川上流 (源頭), 標高 1,460 m 地点。溶岩。
 斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (まれに普通輝石縁を持つ), かんらん石 (普通輝石または紫蘇輝石に囲まれた集合結晶をなすことがある), 鉄鉱, 燐灰石
 石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石, 鉄鉱, 燐灰石, フロゴパイト, メソスタシス

北折川溶岩 (II a₂)

林 (1984 a) の北折川溶岩の一部に相当する。吹浦地域東部の北折川, 洗沢川及びカラ沢沿いに分布する安山岩溶岩流である。洗沢川では扇状地堆積物を覆っている。北折川沿いでは層厚 50 m 以上の 1-2 枚の溶岩流である。カラ沢では厚さ 5-10 m 以上の 3 枚の溶岩流からなる。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で、少量のかんらん石斑晶を含むことがある。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (FR 1710 / GSJ R 57080)

産地・産状：遊佐町, 北折川上流, 標高 780 m 地点の落差 10 m の滝, 溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (まれに普通輝石縁を持つ。普通輝石と平行連晶することがある), かんらん石 (微斑晶のみ。一部イデイングサイト化), 鉄鋳

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鋳, シリカ鋳物, 燐灰石

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (KS 1715 / GSJ R 57081)

産地・産状：遊佐町, 北折川上流, 標高 1,070 m 地点, 溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (±普通輝石縁), かんらん石 (ごく少量の微斑晶), 鉄鋳, 燐灰石

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鋳, シリカ鋳物, 燐灰石

カラ沢溶岩 (II a₃)

林 (1984 a) の北折川溶岩の一部に相当する。吹浦地域東部, カラ沢沿いのみ分布する安山岩溶岩流である。厚さ 5 m 以上の再堆積した火砕物からなる二次堆積物を挟んで北折川溶岩を覆う。おそらく 1 枚の溶岩流で、層厚は 5-20 m である。岩質は紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩 (FR 1836 / GSJ R 57082)

産地・産状：遊佐町, カラ沢上流, 標高 1,080 m 地点, 溶岩。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (普通輝石に囲まれることがある), 角閃石 (周縁部がオパサイト化), 鉄鋳, 燐灰石

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鋳, メソスタシス

東山火砕流堆積物 (II a₄)

林 (1984 a) の東山火砕流堆積物にはほぼ相当する。吹浦地域中部から南部にかけての、遊佐町東山付近の緩斜面の表層部を構成する非溶結の火砕流堆積物である。北折川中流から東山にかけて分布し、北折川溶岩を覆う。本堆積物は無層理で、発泡の悪い安山岩岩塊と風化した火山灰基質からなる。岩塊は最大径 2 m の角稜ないし亜角稜で、板状節理のあるものや、やや丸みを帯び表面に急冷割れ目を持つものもある。宇井 (1972) によると、これらの岩塊の帯磁方位は現在の地球磁場の方位と一致しており、急冷割れ目を持つ岩塊のみでなく、急冷割れ目を持たない岩塊の大部分も本質岩塊であって、本火砕流堆積物は高温の火砕流堆積物である。確認できる層厚は東山北東の林道沿いで 10 m である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH220 / GSJ R 57083)

産地・産状：遊佐町東山北の林道沿い。急冷割れ目を持つ岩塊。

斑晶：斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (±普通輝石縁), かんらん石 (スピネルを含む。一部イデイングサイト化), 鉄鋳, 燐灰石

石基：斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鋳, シリカ鋳物, 燐灰石

牛渡川溶岩 (II a₅)

林 (1984a) の宿町火砕流堆積物の一部に相当する。吹浦地域中西部, 牛渡川下流右岸に吹浦溶岩, 大平溶岩及び箕輪溶岩に囲まれた狭い範囲に分布する安山岩溶岩流である。層厚は不明であるが, 地形的にみておそらく最大 20-30 m である。岩質は角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で, 滝淵川溶岩の一部に類似している。

角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 202 / GSJ R 57084)

産地・産状: 遊佐町吹浦, 牛渡川, 標高 10 m 地点。溶岩。

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (普通輝石縁があることがある), かんらん石 (スピネルを含む), 角閃石 (周縁部がオバサイト化), 鉄鉱, 燐灰石

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱, シリカ鉱物

滝淵川溶岩 (II a₆)

林 (1984a) の滝淵川溶岩の一部及び洗沢溶岩の一部を合わせたものである。吹浦地域中部, 洗沢川右岸の大平から栢川にかけて, 洗沢川上流の谷底に分布する安山岩溶岩流である。洗沢川上流では洗沢川下部溶岩を覆い, 最大 20 m 以上の層厚を持つ溶岩流 2-3 枚以上からなる。滝淵川沿いでは最大 15 m 以上の厚さを持つ 1 枚の溶岩流である。岩質は洗沢川上流では紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩であり, 滝淵川では角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (玄武岩質) (KS 1696 / GSJ R 57085)

産地・産状: 遊佐町, 洗沢川上流, 標高 1,090 m 地点, 落差 20 m の滝。溶岩。

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (多くは普通輝石に囲まれる), かんらん石 (少量のスピネルを含むことがある), 鉄鉱, 燐灰石

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石, 鉄鉱, シリカ鉱物

玄武岩質包有物を含む。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (KS 1746 / GSJ R 57086)

産地・産状: 遊佐町, 滝淵川, 標高 390 m 地点。溶岩。

斑晶: 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石 (±普通輝石縁), かんらん石 (スピネルを含む), 角閃石 (ほとんどオバサイト化。薄片中に 1 個のみ), 鉄鉱

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄鉱, シリカ鉱物, 燐灰石

笙ガ岳溶岩 (II a₇)

林 (1984a) の笙ヶ岳溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域西端から吹浦地域東端にかけて, 西鳥海馬蹄形カルデラ西縁の笙ガ岳付近からカラ沢上流にかけて分布する玄武岩溶岩流である。笙ガ岳下部溶岩及びカラ沢溶岩を覆う。笙ガ岳の南では厚さ 10 m 以内の 4 枚以上の溶岩流からなり, カルデラ縁外側の斜面を薄く覆っている。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩である。

林 (1984a) は笙ガ岳溶岩と洗沢川溶岩の関係を, 洗沢断層による変位量から考えて, 笙ガ岳溶岩が上位であるとしている。しかし, 空中写真では本溶岩の形成する斜面を洗沢川溶岩の溶岩堤防が斜交して覆っているように見え, 断層の変位量から予想される噴出順序と調和的でない。しかし, 断層の変位量は膨

縮性が大きいこと、筈ガ岳溶岩を切る部分の断層崖は崖錐によって埋積されている可能性があること（環境地質部山崎晴雄技官談）から、本報告では筈ガ岳溶岩が洗沢川溶岩に覆われると判断する。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩 (CHK 1810 / GSJ R 57087) (第Ⅶ図版 1)

産地・産状：遊佐町、筈ガ岳山頂南西 250 m の登山道沿い、標高 1,560 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石（普通輝石縁を持つ）、かんらん石（スピネルを含む）、鉄鉍

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉍、ガラス

洗沢川溶岩 (Ⅱa₈)

林 (1984a) の洗沢溶岩の大部分に相当する。吹浦地域東部、大平の南から洗沢川上流、北折川及びカラ沢にかけて分布する安山岩溶岩流である。滝淵川溶岩、北折川溶岩及び筈ガ岳溶岩を覆う。北折川では厚さ 5-15m の溶岩が少なくとも 4 枚以上認められ、全層厚は 40m 以上である。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (KS 1713 / GSJ R 57088)

産地・産状：遊佐町・北折川上流、標高 950 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石（±普通輝石縁）、かんらん石（スピネルを含む）、鉄鉍

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉍、シリカ鉍物、フロゴパイト

大砂川溶岩 (Ⅱa₉)

吹浦地域北部、大砂川及び洗釜東方の緩斜面（約 4°）を構成する安山岩溶岩流である。露頭に乏しく、JR 上浜駅東方 500 m の溶岩末端崖の道路の切割りにやや崖錐状の露頭がみられる程度である。末端崖の比高は 30m である。柴橋 (1973) や林 (1984a) では本溶岩の分布地域を溶岩とせず、沖積層または火山砕屑物として表現している。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、石英捕獲結晶がしばしば含まれ、また、まれに角閃石斑晶を含むことがある。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 340 / GSJ R 57089)

産地・産状：象潟町洗釜の東、JR 上浜駅東方 500 m の道路沿い（溶岩流の末端崖）。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石（まれに普通輝石に囲まれることがある）、かんらん石（スピネルを含む）、

角閃石（周縁部がオパサイト化した微斑晶が薄片中に 1 個）、鉄鉍、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉍、シリカ鉍物、燐灰石

小砂川溶岩 (Ⅱa₁₀)

林 (1984a) の川袋溶岩にほぼ相当する。吹浦地域北西部、大須郷及び小砂川^{こさがわ}の海岸から川袋川左岸にかけて分布する安山岩溶岩流である。2 枚の溶岩からなり、下位の溶岩流は主に海岸沿いに露出し、上位の溶岩流は末端崖を持ち、扇状に広がった緩斜面を形成している。下位の溶岩は砂丘堆積物に覆われている。海岸では本溶岩の基底部分は露出せず、最大層厚 30m 以上で、ところにより板状節理が発達している（第 39 図）。上位の溶岩の末端崖は比高 40 m である。岩質は 2 枚の溶岩とも同質で、紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 150 / GSJ R 57090)



第 39 図 小砂川溶岩の板状節理 (象潟町大須郷北西の海岸)
露頭の高さ約 20 m

産地・産状：象潟町小砂川，JR 小砂川駅南西 300 m の海岸．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（スピネルを含む），鉄鉱，スピネル，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，シリカ鉱物
かんらん石斑晶に富む玄武岩質包有物を含む．

川袋小川溶岩（Ⅱ a₁₁）

林（1984a）の川袋小川溶岩にほぼ相当する．吹浦地域北西部，川袋川と川袋小川に囲まれた狭い地域に分布する安山岩溶岩流である．小砂川溶岩を覆う．比高 40m の末端崖を持つ．JR 小砂川駅北東 2km 地点の建設中（平成 3 年）の道路の切割りでは，層厚 15m 以上の露頭が確認できた．岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩であるが，林（1984a）は本溶岩の岩質をかんらん石複輝石玄武岩としている．

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩（KS 1885 / GSJ R 57960）

産地・産状：象潟町川袋南南東の道路沿い，標高 60m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石縁に囲まれる），かんらん石（スピネルを含む），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，スピネル，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉱，燐灰石，ガラス．石基が不均質である．普通輝石コロナを持つ石英捕獲結晶を含む．

一ノ坂溶岩（Ⅱ a₁₂）

林（1984a）の本郷溶岩の一部に相当する．吹浦地域北東部，象潟町元滝川付近から奈曾川左岸にかけて

分布する安山岩溶岩流である。林 (1984a) の本郷溶岩は地形的には2枚の溶岩流からなるが、本溶岩はそのうち下位の溶岩である。確認できる層厚は鳥海ブルーライン沿いで10-20mである。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。まれに角閃石斑晶を含むことがある。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 132 / GSJ R 57092)

産地・産状：象潟町，鳥海ブルーライン沿い，一ノ坂 (標高 200 m 地点)。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (まれに普通輝石縁を持つ)，かんらん石 (スピネルを含む幅 0.5 mm 以内の他の部分よりも粗粒な石基や普通輝石粒に囲まれることがある)，角閃石 (完全にオパサイト化し，薄片中に1個のみ。林 (1984b) のかんらん石角閃石玄武岩質包有物に類似した集合結晶をなす)，鉄鋳石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鋳，シリカ鋳物，ガラス

元滝溶岩 (II a₁₃)

林 (1984a) の小滝溶岩にはほぼ相当する。吹浦地域北部の栗山池の南，南北に延びた尾根及びその東側の緩斜面を構成する安山岩溶岩流である。一ノ坂溶岩との関係は不明であるが，本郷溶岩に覆われている。おそらく大砂川溶岩を覆うが，本溶岩のうち南北の尾根は西側が急傾斜 (最大 30°)，東側が緩傾斜 (約 5°) を示し著しく非対称であり，この尾根の西縁は断層崖の可能性も考えられる (北の象潟地域内ではこの尾根の北方延長部に南北に延びた活断層が認定されている。第 59 図参照)。その場合は層序関係は断定できない。元滝川の元滝付近では1枚の溶岩で層厚 20m 以上，上部では板状節理が発達しており，層厚約 10m の扇状地堆積物を覆っている。本溶岩西縁の尾根の比高は最大で 50m 以上に達する。なお，林 (1984 a) によれば，北隣象潟地域内の象潟町小滝の奈曾の白滝を構成する溶岩 (角閃石かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩) は本溶岩の一部である。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩で，角閃石斑晶を含むことが多い。

角閃石含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 344 / GSJ R 57093)

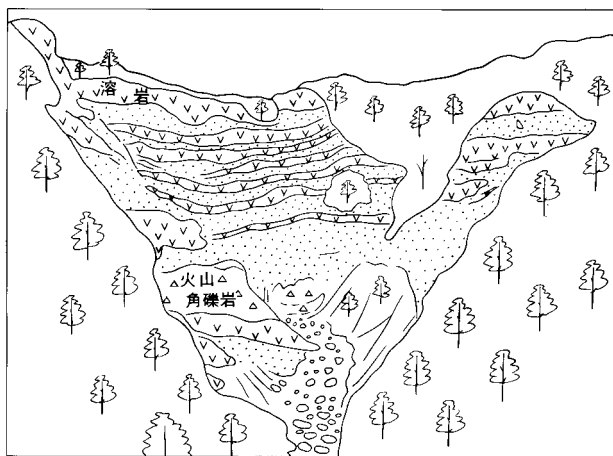
産地・産状：象潟町，元滝川元滝。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石 (少量のスピネルを含む)，角閃石 (周縁部がオパサイト化した微斑晶)，鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，メソスタシス

奈曾谷上部溶岩 (II a₁₄)

林 (1984a) の蟻の戸渡溶岩の一部に相当する。鳥海山地域北西部から吹浦地域北東端の，稲倉岳付近から上の山放牧場にかけて分布する安山岩及び玄武岩溶岩流である。御滝火山岩，奈曾谷溶岩及び谷櫃川下部溶岩を覆う。ツキダシ (第 40 図) では9枚以上の溶岩からなり，全層厚 150 m 以上で，下位の御滝火山岩との間に中 - 大礫混じりの中 - 粗粒火山灰から構成される再堆積した火砕物の風化帯を挟む。奈曾川標高 1,050 m 地点の右岸の沢では最下位に玄武岩溶岩 3 枚以上が露出するが，これも本溶岩に含めた。岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩で，少量の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩を伴う。



第40図 ツキダシにみられる成層構造

奈曾谷上部溶岩に属する上位9枚の溶岩は全層厚約150m。下位の御滝火山岩との間に火砕物からなる風化した二次堆積物を挟む

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1055-1 / GSJ R 57094)

産地・産状：象潟町，奈曾川標高560m付近に右岸から合流する支沢（ツキダシの北）の標高910m地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（スピネルを含む，他の部分より粗粒ないわゆる玄武岩質石基に薄く取り囲まれるものがある），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，燐灰石，ガラス

紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩 (CHK 1113 / GSJ R 57096)

産地・産状：象潟町，奈曾川標高 1,050 m 地点に右岸から合流する支沢の左股源頭の尾根，標高 1,340 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（多くは普通輝石に囲まれる），かんらん石（スピネルを含む），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，かんらん石，鉄鉱，シリカ鉱物，フロゴパイト

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1035-2 / GSJ R 57095)

産地・産状：象潟町，奈曾川右岸ツキダシ，標高 890 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，シリカ鉱物？，メソスタシス

本郷溶岩 (II a₁₅)

林 (1984a) の本郷溶岩の大部分に相当する．吹浦地域北東部，象潟町鳥海ブルーライン付近から奈曾川左岸にかけて分布する安山岩溶岩流である．林 (1984a) の本郷溶岩は地形的には 2 枚の溶岩流からなるが，本溶岩はそのうち上位の溶岩である．一ノ坂溶岩を覆う．林 (1984a) によると本溶岩は 6 枚以上の溶岩からなり全層厚は 60m であるとされるが，確認できなかった．岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である．

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 347 / GSJ R 57097)

産地・産状：象潟町本郷，鱒養殖場南東，林道沿い（標高 330 m）．溶岩の転石．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（スピネルを含む），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉱，褐色ガラス
玄武岩質包有物を含む．

川袋溶岩 (II a₁₆)

林 (1984a) の大砂川溶岩にはほぼ相当するが，小滝溶岩の一部を含む．吹浦地域北部，川袋川及び川袋小川上流に分布する安山岩溶岩流である．元滝溶岩，大砂川溶岩及び川袋小川溶岩を覆う．部分的に地形表面には溶岩堤防や溶岩じわが保存されている．層厚の確認できる露頭はないが，下流部で地形的に比高 20 m 以上の側端崖をなしている．岩質は紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩である．

紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩 (CH 302 / GSJ R 57098)

産地・産状：象潟町，川袋川－川袋小川間の林道沿い，標高 340m 地点（観音森集落北北西 1.2km）．溶岩の転石．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（スピネルを含む．他の部分より粗粒な玄武岩質石基に取り囲まれるものがある），鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，褐色ガラス

V. 3 ステージII b の噴出物

吹浦溶岩 (II b₁)

林 (1984a) の吹浦溶岩と宿町火砕流堆積物を合わせたものにほぼ相当する。吹浦地域西部、^{めが}女鹿から宿町にかけての海岸沿いに露出し、小野曾付近の平坦面を構成する安山岩溶岩流である。牛渡川溶岩を覆う。湯ノ田東の旧採石場では板状節理が発達する塊状部と厚い上部クリンカーからなり、層厚 50 m 以上の 1 枚の溶岩流で、上位を砂丘堆積物に覆われる (第 41 図)。林 (1984a) の宿町火砕流堆積物は本溶岩の上部クリンカーに相当する。日本海に面した宿町西方の十六羅漢岩は、節理の発達しないやや発泡した本溶岩の塊状部であり、全部で 22 体の仏像が 100 年ほど前に彫られたが、波の浸食作用により不明瞭になっているものが多い (第 42 図)。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で、少量の角閃石斑晶を含むことがある。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 161 / GSJ R 57102)

産地・産状：遊佐町湯ノ田東 1 km の旧採石場。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石 (スピネルを含む。斜方輝石結晶粒に囲まれることがある)、鉄鈹

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鈹、シリカ鉱物、燐灰石、フロゴパイト

箕輪溶岩 (II b₂)

林 (1984a) の滝淵川溶岩の一部に相当する。吹浦地域中部、駒止付近から箕輪にかけて分布する安山岩溶岩流である。滝淵川溶岩及び牛渡川溶岩を覆う。溶岩流表面には溶岩堤防や溶岩じわが部分的に認められる。末端崖の比高は 30 m 以上であるが、層厚の確認できる露頭はない。岩質は角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。肉眼的に黒色を呈することが多い。

角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 188 / GSJ R 57103)

産地・産状：遊佐町落伏北東 2.3 km の林道沿い、標高 210 m 地点。溶岩の転石。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石 (スピネルを含む。普通輝石粒に囲まれるものがある)、角閃石 (周縁部がオパサイト化)、鉄鈹、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鈹、褐色ガラス
玄武岩質包有物を含む。

大平溶岩 (II b₃)

林 (1984a) の滝淵川溶岩、大平溶岩、駒止溶岩及び牛渡溶岩を合わせたものである。吹浦地域中部、大平から女鹿・小野曾付近にかけて分布する安山岩溶岩流である。吹浦溶岩及び箕輪溶岩を覆う。本溶岩の噴出火口は大平付近 (大平火口) である。大平の西斜面では火口近傍に堆積したと考えられる粗粒な降下スコリアや火山弾からなる火砕物が本溶岩を覆い、また、東側 (山頂側) の鳥海ブルーライン沿いでも降下スコリアが洗沢川溶岩を覆っている。駒止より下流では溶岩堤防や溶岩じわが比較的よく保存されている。本溶岩の末端崖は 30-80m の比高を持つ。なお、大平周辺では西に開いた直径 1.5km の凹地形が存在し、大平火口はその中にある。この凹地形はおそらく崩落地形であろうが、それに関連したと考



第41図 吹浦溶岩と砂丘堆積物（遊佐町湯ノ田東方の採石場跡）
溶岩は塊状部（下1/3）と上部クリンカーからなり、それを砂丘堆積物が覆う。露頭の
高さ約50m



第42図 吹浦溶岩の溶岩塊状部
発泡して酸化した溶岩の塊状部には節理が発達せず、十六羅漢像が彫られている。
中央の石像の頭の長さ約50cm

えられる堆積物は確認できない。おそらくのちの溶岩に覆われてしまっているのであろう。本溶岩の岩質は角閃石含有紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩である。林(1984b)のかんらん石角閃石玄武岩質包有物(同源捕獲岩)を含むことがある。なお、大平西斜面の鳥海ブルーライン沿い、標高900m付近の露頭から採取した試料には黒雲母捕獲結晶が見いだされた。

佐藤(1950)や林(1984a)は駒止山荘北西の595mピークやその南西1.5kmの425mピークを火口位置としており、そこから別の溶岩流が流出したとしている。しかし、その周辺に粗粒な降下火砕物が分布せず、また岩質が周りの溶岩流と同質であり、火口が存在したとする積極的な証拠はない。このような地形的な高まりは、微地形がよく保存されて溶岩流のフローロープの識別が明らかな桜島火山や草津白根火山などの新しい溶岩流にも存在し、鳥海火山では猿穴溶岩に認められる(例えば、女鹿の北北西700m付近)。そのような場所は溶岩のフローロープが分岐する地点の溶岩堤防の高まりであり、高まりは流れの方向に直交するように延びている。本溶岩中の駒止付近の高まりでもほぼ同じ形態を示す。このことから、これらの地形的高まりは火口ではなくフローロープの分岐点にできた溶岩堤防上の高まりであると判断する。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩 (CH 118 / GSJ R 57104)

産地・産状：遊佐町、国民宿舎大平山荘北西300m、鳥海ブルーライン沿い標高950m地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石(±普通輝石縁)、かんらん石(スピネルを含む。斜方輝石に囲まれることがある)、角閃石(完全にオパサイト化した微斑晶)、鉄鉱

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉱、シリカ鉱物、燐灰石、ガラス

大平北溶岩 (II b₄)

林(1984a)の大平溶岩の一部に相当する。吹浦地域東部、大平を囲む凹地形の中にある、大平の北の平坦面付近(火口位置?)から流出した安山岩溶岩流である。本溶岩の下位には層厚5m以上のスコリアに富む火砕流及びその二次堆積物が認められる。本溶岩は平坦面の北斜面で10m以上の層厚を持つ。岩質は紫蘇輝石角閃石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石角閃石かんらん石普通輝石安山岩 (KS 1128 / GSJ R 57105)

産地・産状：象潟町、猿穴の東1km(川袋川上流の沢)、標高860m地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石(スピネルを含む。斜方輝石結晶粒や玄武岩質石基に囲まれるものがある)、角閃石(周縁部がオパサイト化)、鉄鉱、スピネル

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、燐灰石、メソスタシス

かんらん石が角閃石に囲まれたかんらん石角閃石玄武岩(林, 1984b)の包有物を含む。

鳥ノ海溶岩 (II b₅)

林(1984a)の鳥ノ海溶岩にほぼ相当し、霊峰溶岩の一部を含む。鳥海山地域中西部から吹浦地域北東部、鳥海湖付近から霊峰の北まで、奈曾溪谷の西側に分布する安山岩溶岩流である。谷櫃川下部溶岩、笹岳溶岩、洗沢川溶岩、本郷溶岩及び元滝溶岩を覆う。東西ないし北西-南東走向の多数の断層に切られている。奈曾川標高1,000m地点の左岸の支沢では14枚の溶岩が確認でき、全層厚は150m以上である。また、霊峰付近では地形的に複数のフローロープが認められる。溶岩表面には溶岩堤防や末端崖が

比較的良好に保存されている。本溶岩は西鳥海馬蹄形カルデラに切られており、また、カルデラ内の本溶岩上には直径約 400 m の鳥ノ海火口が形成され、小規模の火砕丘が形成されている（おそらくステージ II d の活動。この火砕物の分布は地質図では省略した）。中腹の霊峰ピークは林 (1984a) によると溶岩の噴出口であるが、大平溶岩の一部と同様に、溶岩のフローローブが分岐する際に形成される溶岩堤防の高まりであると判断する（大平溶岩の項参照）。本溶岩の岩質は角閃石（含有）紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 126 / GSJ R 57106) (第VII図版 2)

産地・産状：象潟町、鉾立北西 1.2 km、鳥海ブルーライン沿い、標高 890 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石（まれに普通輝石縁に囲まれる）、かんらん石（スピネルを含む。普通輝石や斜方輝石結晶、または玄武岩質石基に囲まれるものがある）、角閃石（周縁部がオパサイト化）、鉄鉱、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、メソスタシス
かんらん石角閃石玄武岩質包有物を含む。

清水溶岩 (II b₆)

林 (1984a) の清水溶岩に相当する。吹浦地域東部、鳥ノ海（鳥海湖）西方 2 km の清水から南西方向洗沢川右岸にかけて分布する小規模な安山岩溶岩流である。洗沢川溶岩及び鳥ノ海溶岩を覆う。火口地形はないが、上流部で溶岩全体が周囲より約 10 m 高まっており、清水付近から流出したと考えられる。上流部で分岐し、2組の溶岩堤防が認められる。層厚は 10 m 以上である。本溶岩は洗沢断層を埋め立て、一部は断層崖に沿って北西方向へ流出し、また一部は断層崖を越えて流出しているが、本溶岩も洗沢断層によって変位している。このことは洗沢断層の変位が繰り返し起こっていることを意味している。岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 272 / GSJ R 57107)

産地・産状：遊佐町、大平東南東、吹浦口登山道の脇、標高 1,330m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石（スピネルを含む。普通輝石さらに斜長石結晶に囲まれるものがある）、角閃石（一部オパサイト化）、鉄鉱ガラスに富む粗粒な玄武岩質石基に囲まれたかんらん石・斜長石・普通輝石集合結晶がある。

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、燐灰石、褐色ガラス
普通輝石コロナに一部囲まれた石英捕獲結晶を含む。

稲倉岳溶岩 (II b₇)

林 (1984a) の稲倉岳溶岩に相当する。鳥海山地域北西部、稲倉岳付近から北方約 2 km に分布する安山岩溶岩流である。谷櫃川上部溶岩と奈曾川上部溶岩を覆う。稲倉岳山頂東側のカルデラ壁では厚さ 10 m 以内の溶岩流 6 枚以上からなり、全層厚は約 70 m である。稲倉岳山頂部を東方から遠望すると、溶岩層は南から北へやや傾斜しており（第 36 図）、本溶岩の噴出口は稲倉岳山頂部付近ではなく、さらに南方である。岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CHK 1102 / GSJ R 57108)

産地・産状：象潟町，稲倉岳山頂東側の崖の最上部，溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（スピネルを含む．玄武岩質石基に囲まれるものがある），角閃石（一部オパサイト化），鉄鋳，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鋳，燐灰石，メソスタシス

観音森溶岩（II b₈）

林（1984a）の観音森山溶岩及び観音森溶岩を合わせたものにほぼ相当する．吹浦地域中央部，観音森集落付近まで達する安山岩溶岩流と観音森溶岩円頂丘を構成する．小砂川溶岩及び川袋溶岩を覆う．円頂丘（観音森ピーク）の北斜面では溶岩堤防が分岐しているのが認められ，一方は北へ流れ西に向きを変えて観音森集落に達し，一方は北西ないし西方へ流出し斜面を覆っているように見える．この西側斜面（傾斜約20°）が観音森円頂丘の原地形面であったかは不明であるが，円頂丘頂上と基底部の標高差は350 mに達している．岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で，石英捕獲結晶を含むことが多い．また，少量の角閃石を含むことがある．

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩（CH 175 / GSJ R 57109）

産地・産状：象潟町，観音森ピーク西北西700 mの林道沿い．溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石緑），かんらん石（スピネルを含む），鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，燐灰石，ガラス

石英捕獲結晶を含むが，融食形の石英はクリストバライトと褐色ガラス，さらに普通輝石コロナに囲まれている．

川袋川火砕流堆積物（II b₉）

吹浦地域中部，猿穴の北ないし北西に分布する非溶結の火砕流堆積物である．猿穴－観音森北斜面の林道沿いと川袋川沿いで観察できる．川袋溶岩を覆う．本堆積物は直径50 cm以下の発泡の悪い安山岩岩塊と，小礫大の安山岩岩片を含む風化した火山灰基質からなる．岩塊の中には表面に冷却割れ目を持つものがあり，また，基質中では炭化した木片も見つかっている．したがって，本堆積物は高温の火砕流であったと判断する．確認できる層厚は5 mである．

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩（CH 181/GSJ R 57110）

産地・産状：象潟町，猿穴北西1.2kmの林道沿い．冷却割れ目を持つ岩塊。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石緑），かんらん石（スピネルを含む），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鋳，褐色ガラス

黒雲母・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・鉄鋳からなる集合結晶が包有物として含まれている．

猿穴下部溶岩（II b₁₀）

林（1984a）の猿穴下部溶岩にほぼ相当する．吹浦地域中部，猿穴の西から観音森集落東にかけて分布する小規模の安山岩溶岩流である，観音森溶岩及び川袋川火砕流堆積物を覆う．層厚は10-20 mである．溶岩堤防の保存がよいが，猿穴溶岩に覆われ，噴出口は不明である．岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で，少量の角閃石斑晶を含むことがある．

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 179 / GSJ R 57111)

産地・産状：象潟町観音森ピーク北東 1 km の林道沿い。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (±普通輝石縁)、かんらん石 (スピネルを含む。斜方輝石または玄武岩質石基に囲まれるものがある)、角閃石 (完全にオパサイト化)、鉄鉱、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉱、褐色ガラス

玄武岩質包有物を含む。

V. 4 ステージ II c の噴出物

赤崩沢上部溶岩 (II c₁)

林 (1984a) の赤崩沢溶岩にはほぼ相当する。鳥海山地域中央部、下玉田川上流の赤崩沢左股から右股にかけて分布する安山岩溶岩流である。下玉田川層及び赤崩沢右股溶岩を覆う。層厚 10 m 以上の少なくとも 3 枚の溶岩流からなる。岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩で、少量のかんらん石斑晶を含むことがある。

かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 1361 / GSJ R 57099)

産地・産状：鳥海町、下玉田川上流赤崩沢左股、標高 930 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石、かんらん石 (微斑晶のみ)、角閃石 (周縁部がオパサイト化)、鉄鉱、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、シリカ鉱物、燐灰石

法体溶岩 (II c₂)

林 (1984a) の法体溶岩及び赤沢川下部溶岩を合わせたものに相当する。鳥海山地域中央部、下玉田川と赤沢川^{ほったい}の間の台地を構成する安山岩溶岩流である。新第三系及び扇状地堆積物を覆う。全落差約 20 m の法体の滝 (第 43 図：下流から一の滝 13 m、二の滝 2.4 m、三の滝 4.2 m) は本溶岩からなる。本溶岩は 1 枚の溶岩流で、滝の北約 800 m まで達している。最下流部では比高 50 m の末端崖を形成し、下玉田川沿いで柱状節理が発達する。中流部での側端崖は比高 100 m 以上である。溶岩原面が比較的よく保存されている。玉田溪谷より上流の赤沢川の沖積低地及び法体の滝北西の沖積低地は本溶岩のせき止めにより形成された。岩質は角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (YS 325 / GSJ R 57100)

産地・産状：鳥海町、玉田溪谷法体の滝、一の滝上部。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (まれに普通輝石に囲まれる)、かんらん石 (スピネルを含む。玄武岩質石基に囲まれるものがある)、角閃石 (周縁部がオパサイト化)、鉄鉱、燐灰石

石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鉱、シリカ鉱物、燐灰石

女郎沢川溶岩 (II c₃)

林 (1984a) の赤沢川上部溶岩にはほぼ相当する。鳥海山地域中央部、赤沢川上流-女郎沢川上流から小黒瀬川左岸にかけて分布する安山岩溶岩流である。新第三系、上ノ台溶岩及び法体溶岩を覆う。最南端の



第43図 法体溶岩にかかる法体の滝（一の滝）
滝の落差は13mとされる。ここで玉田溪谷をくり抜いた上玉田川は法体溶岩の側端崖から落下し、下玉田川と合流する

女郎沢川右岸の末端部では層厚100 m以上で、ところにより柱状節理が発達する。岩質は角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。石英捕獲結晶を含むことがある。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (YD 832 / GSJ R 57101)

産地・産状：八幡町，日向川上流女郎沢川標高580 m付近の右岸上部の林道沿い，標高680 m地点，溶岩。
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，燐灰石，ガラス

千蛇谷溶岩 (II c₄)

林 (1984a) の千蛇谷溶岩の大部分に相当する。鳥海山地域西部，千蛇谷付近の東鳥海馬蹄形カルデラ壁から南斜面の草津川－荒木川上流にかけて分布する安山岩溶岩流である。一部は西鳥海馬蹄形カルデラ内に流れ込んでいる。また，月山森の東では月山森断層の断層崖によってせき止められており，本溶岩は月山森断層形成後の流出と判断でき，明らかに西鳥海カルデラ形成後の活動によるものである。本溶岩としたもののうち千蛇谷下部に露出する溶岩は西鳥海馬蹄形カルデラ形成後の噴出物とは限らないが，岩質的に区別しがたいので本報告では一括しておく。谷櫃川下部溶岩，大台野上部溶岩，金俣沢溶岩及び月山森溶岩を覆う。月山森の東では末端崖が認められる。千蛇谷のカルデラ壁では数枚以上の溶岩が認められ，全層厚は50m以上である。滝ノ小屋南では地形的に3枚のフローロープが認められる。岩質は角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩で，少量のかんらん石斑晶をしばしば含む。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 238 / GSJ R 57112)

産地・産状：八幡町，日向川支流荒木川標高1,000 m地点，落差20 mの滝（洞吹の滝）。溶岩。
斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（まれに普通輝石に囲まれる。普通輝石と平行連晶することがある），かんらん石（ごく少量の微斑晶），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，燐灰石，フロゴパイト，メノスタシス

角閃石かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CHK 880 / GSJ R 57113)

産地・産状：遊佐町，東鳥海馬蹄形カルデラ内，千蛇谷標高 1,840 m 付近の南，カルデラ壁最下部。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（スピネルを含む。輝石に囲まれ，さらに玄武岩質石基に囲まれることが多い），角閃石（一部オパサイト化），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，シリカ鉱物，フロゴバイト，メソスタシス

八森溶岩 (II c₅)

林(1984a)の中の沢溶岩の一部である。吹浦地域南東部，八森付近に分布する安山岩溶岩流である。檜ノ沢火山岩を覆う。上位の南ノコマイ溶岩とはほぼ同じ岩質である。本溶岩は末端部以外は上位の溶岩に覆われ露出していない。比高最大20mの溶岩堤防が東西方向に連続しており，西鳥海馬蹄形カルデラ内から流出したことがわかる。末端崖の比高は30-50mである。岩質は角閃石かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

角閃石かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (FR 1893 / GSJ R 57959)

産地・産状：遊佐町広野新田東北東，登山道沿い，標高 420 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，普通輝石に囲まれたことがある，かんらん石（スピネルを含む。単斜輝石あるいは斜方輝石に縁取られることがある），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，燐灰石，シリカ鉱物

かんらん石角閃石玄武岩の捕獲岩（林，1984b）を含む。

南ノコマイ溶岩 (II c₆)

林(1984a)の中の沢溶岩の大部分に相当する。鳥海山地域西端から吹浦地域南東部，西鳥海馬蹄形カルデラ内からカルデラ南東の白井新田方面に達する安山岩溶岩流である。藤倉川溶岩，三の俣溶岩及び八森溶岩を覆う。本溶岩の下流部では末端崖，溶岩堤防及び溶岩じわの保存がよい。南ノコマイ及び地抜川沿いでは連続した好露頭が観察できる。末端崖の比高は最大で100mに達し，少なくとも3枚以上のフローローブが認められる。岩質は角閃石かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

角閃石かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 253 / GSJ R 57115)

産地・産状：遊佐町，月光川支流南ノコマイ，標高 500 m 付近の二ノ滝。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（スピネルを含む。普通輝石や斜方輝石に囲まれ，さらに玄武岩質石基に囲まれることがある），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉱，燐灰石

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，燐灰石，メソスタシス

かんらん石角閃石玄武岩の捕獲岩や玄武岩質包有物を含む。

千畳ガ原下部溶岩 (II c₇)

林(1984a)の千蛇谷溶岩の一部に相当する。鳥海山地域西端，西鳥海馬蹄形カルデラ内の千畳ガ原の下部に分布する安山岩溶岩流である。南ノコマイ溶岩を覆う。南ノコマイ上流では2枚の溶岩からなり，それぞれ厚さ30m以上である。岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (YD 1403 / GSJ R 57116)

産地・産状：遊佐町，西鳥海馬蹄形カルデラ内，南ノコマイ上流左股（蛇石流），標高 1,200 m 地点。溶岩。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石（普通輝石に囲まれることがある）、かんらん石（スピネルを含む。斜方輝石に縁取られることがある。しばしば玄武岩質石基に囲まれている）、角閃石（完全にオパサイト化した微斑晶）、鉄鈹
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鈹、シリカ鈹物、燐灰石、フロゴパイト

千畳ガ原上部溶岩（II c₈）

林（1984a）の七高山溶岩の一部に相当する。鳥海山地域西端、西鳥海馬蹄形カルデラ内の千畳ガ原の上部に分布する安山岩溶岩流である。千畳ガ原下部溶岩を覆う。北東方向からカルデラ内に流れ込んでおり、“東鳥海”の噴出物と考えられる。1枚の溶岩からなり、確認できる層厚は15 m以上である。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩（CHK 898 / GSJ R 57117）

産地・産状：遊佐町、西鳥海馬蹄形カルデラ内、南ノコマイ上流左股（蛇石流）、標高1,470 m地点。溶岩。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石（骸晶が多い。少量のスピネルを含む）、鉄鈹、燐灰石
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鈹、シリカ鈹物、燐灰石

V. 5 ステージII d の噴出物

千畳ガ原スコリア

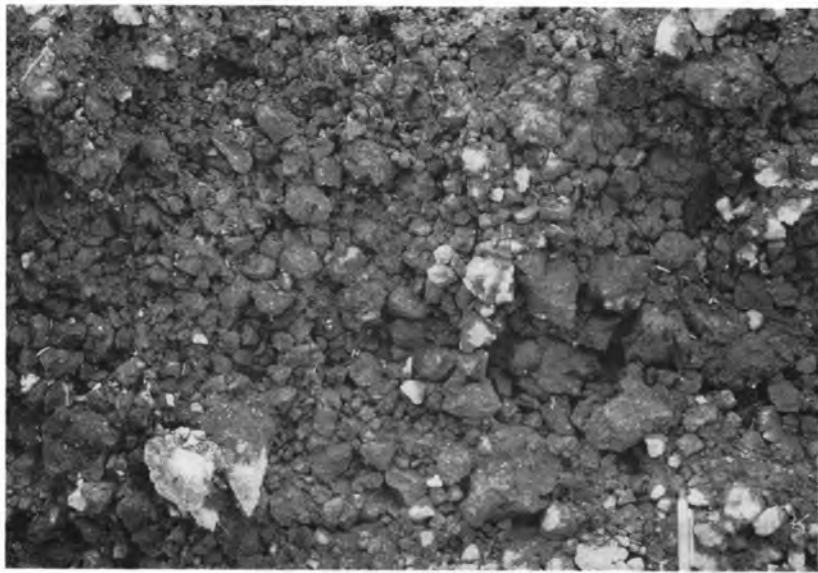
林（1984a）の鳥の海スコリアの一部及び千丈ガ原スコリア流堆積物を合わせたものにほぼ相当する。地質図では省略した。鳥海山地域西端、西鳥海馬蹄形カルデラ内の鳥海湖から千畳ガ原にかけて分布する粗粒な降下スコリア層で、確認できる最大層厚は千畳ガ原で約10mである（第44及び45図）。主に千畳ガ原上部溶岩の溶岩原面の上に分布する。スコリアは最大径30 cmでやや淘汰がよく、細粒物を欠く。弱い成層構造を示すことがある。本層は、不定形、あるものは板状節理をもった径1 m以下の安山岩岩塊と径50 cm以下のパン皮状火山弾を含む。本層中には縞状スコリアも存在し、白色部は軽石質で縞状であるか、レンズ状（第46図）にスコリアに含まれることが多い（林・藤巻、1984）。林（1984a）の鳥の海スコリアに相当する鳥海湖南斜面の堆積物では、スコリアは多くが径2 cm以下で、千畳ガ原の本堆積物に比べ粒径が小さい。千畳ガ原に分布する本堆積物はおそらく火口近傍の堆積物であるが、鳥ノ海火口から放出されたかどうかは明らかでない。伏拝岳南西の湯ノ台道標高1,900 m付近にも層厚約1 mの降下スコリア層が認められる。スコリアの岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で、少量の角閃石微斑晶を含む。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩スコリア（CHK 1401 S / GSJ R 57118）

産地・産状：遊佐町、西鳥海馬蹄形カルデラ内、千畳ガ原、標高1,450 m地点。降下火砕物。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石（スピネルを含む）、角閃石（ごく少量の微斑晶。オパサイト化していない）、鉄鈹
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鈹、褐色ガラス



第44図 千畳ガ原スコリアの露頭（遊佐町，千畳ガ原北部）
露頭の高さ8mで，弱い成層構造を示す．安山岩岩塊を含む



第45図 千管ガ原スコリアのクローズアップ（遊佐町，千畳ガ原東部）
細粒物を欠き，淘汰がよい（写真の高さは約40cm）



第46図 千畳ガ原スコリアのスコリアに含まれる軽石包有物（第45図と同じ露頭）

かんらん石角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩軽石 (CHK 1411 / GSJ R 57119)

産地・産状：遊佐町，西鳥海馬蹄形カルデラ内，千畳ガ原東部，標高 1,460 m 地点．降下火砕物．
 斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石（スピネルを含む．玄武岩質石基に囲まれることがある），
 角閃石（全くオパサイト化していない），鉄鉍
 石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉍，角閃石，ガラス

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CHK 1401 B / GSJ R 57120)

産地・産状：遊佐町，西鳥海馬蹄形カルデラ内，千畳ガ原，標高 1,450 m 地点．火山弾．
 斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（普通輝石縁を持つことがある），かんらん石（スピネルを含む．玄武岩質
 石基に囲まれることがある），角閃石（周縁部がオパサイト化），鉄鉍，スピネル
 石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，メソスタシス

万助道溶岩 (II d₂)

林(1984a)の中の沢溶岩の一部及び前鍋森山円頂丘溶岩を合わせたものである．鳥海山地域西部から吹浦地域南東部，西鳥海馬蹄形カルデラ内から白井新田方面に流出した安山岩溶岩流で，一部溶岩円頂丘を含む．南ノコマイ溶岩を覆う．下流部では層厚 20-40 m で，末端崖，溶岩堤防及び溶岩じわが顕著である．本溶岩としたもののうち，鍋森の南東（前鍋森付近）には複数のややいびつな形態をした円頂丘状の高まりがある（林，1984a の前鍋森山円頂丘）．この高まり個々の比高は 40 m 以内であるが，南東側の本溶岩の基底部との比高は 100-150 m に達する．岩質は角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山

岩で、かんらん石斑晶に富む。

角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 260 / GSJ R 57121) (第Ⅷ図版 1)

産地・産状：遊佐町，南ノコマイの右岸上，登山道沿い標高 620 m 地点 (溶岩堤防の上)．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (普通輝石に囲まれることがある)，かんらん石 (スピネルを含む．斜方輝石に囲まれることがある．玄武岩質石基に囲まれることがある)，角閃石 (周縁部または大半がオバサイト化)，鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉱，燐灰石，メソスタシス

鍋森溶岩 (Ⅱ d₃)

林 (1984a) の鍋森山円頂丘溶岩に相当する．鳥海山地域西部，西鳥海馬蹄形カルデラ内の鍋森を構成する安山岩円頂丘溶岩である (第 47 図)．円頂丘は比高 90 m，直径 250-300 m である．山頂部に万助道溶岩の岩塊をのせる (林，1984a)．また，円頂丘の南東基部からは万助道溶岩の溶岩堤防が続いており，おそらく万助道溶岩流出後に円頂丘が形成されたのであろう．岩質はかんらん石含有紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩で，やや淡灰色を呈する．林 (1984b) によると，かんらん石角閃石玄武岩質捕獲岩を多量に含む．

かんらん石含有紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩 (CHK 889 / GSJ R 57122)

産地・産状：遊佐町，西鳥海馬蹄形カルデラ内，鍋森北斜面，標高 1,610 m 地点．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，かんらん石 (スピネルを含む．普通輝石，一部は角閃石に囲まれることがある)，角閃石 (周縁部がオバサイト化)，鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，角閃石，シリカ鉱物，燐灰石，メソスタシス



第 47 図 北から望む鍋森溶岩円頂丘
左下は鳥海湖 (鳥ノ海火山)，左上は月山森から南のカルデラ壁，左上遠方は月山火山

扇子森溶岩 (II_d)

林 (1984a) の扇子森円頂丘溶岩に相当する。鳥海山地域西部、扇子森の南東 180 m に位置する比高 40-50m の小型の安山岩円頂丘溶岩である。円頂丘は西鳥海馬蹄形カルデラ壁を構成する鳥ノ海溶岩を貫いて形成された。岩質は角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩である。

角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 274 / GSJ R 57123)

産地・産状：遊佐町、扇子森ピーク南南西 200 m の円頂丘の南斜面、標高 1,730 m 地点。溶岩。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (±普通輝石縁)、かんらん石 (スピネルを含む。普通輝石に囲まれることがある)、角閃石 (大半がオパサイト化)、鉄鉱、燐灰石
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉱、シリカ鉱物、メソスタシス

V. 6 ステージ III a の噴出物

猿穴溶岩 (III_{a1})

林 (1984a) の猿穴溶岩に相当する。吹浦地域中央部、猿穴付近から西方の小砂川と女鹿の間の海岸 (三崎海岸) まで流出した安山岩溶岩流である。溶岩堤防や溶岩じわなどの微地形の保存がよく、フローローブがはっきりと識別できる。猿穴はこれらの溶岩の流出後に形成された直径約 50 m の火口である。溶岩の体積は 0.65 km³ (林, 1984a)、層厚は海岸付近では 60 m 以上、中流部では最大 140 m 以上に達すると推定される。下流部では上部クリンカーが厚く (第 48 図)、ところにより 20 m 以上になる。このためか、本溶岩の下流部 (西部) は猿穴泥流 (Onuma, 1963a) または三崎砕せつ岩類 (柴橋・今田, 1972; 柴橋, 1973) と呼ばれていた。岩質は紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩で、少量の角閃石斑晶を含むことがある。また、まれに石英捕獲結晶を含む。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 102 / GSJ R 57124) (第 VIII 図版 2)

産地・産状：象潟町、三崎峠北北西 900 m の海岸。溶岩の塊状部。
斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石 (±普通輝石縁)、かんらん石 (スピネルを含む。普通輝石または紫蘇輝石に囲まれることがある)、鉄鉱
石基：斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、鉄鉱、褐色ガラス
普通輝石コロナを持つ融食形の石英捕獲結晶を含む。

七高山溶岩 (III_{a2})

林 (1984a) の七高山溶岩にほぼ相当する。鳥海山地域中部から西部、七高山を中心に古期成層火山体 (ステージ I の噴出物) を覆う安山岩溶岩流である。特に七高山の北-東-南に分布し、赤川上流から七高山にかけては 24 枚以上の溶岩流が露出している (第 49 図)。それぞれの間に顕著な浸食間隙は認められない。現在認められる最上部の堆積物は七高山山頂付近に分布するアグルチネートである。カルデラ壁 (第 I 及び II 図版) に露出する大部分の溶岩は、厚さ 10m 以内で側方への連続性がよく、いずれも塊状の溶岩流であるが、その一部はアグルチネートが流動化した根無し溶岩流かもしれない。溶岩堤防や溶岩じわなどの微地形は山頂付近では不明瞭であるが、山腹、特に北ないし北東部では明瞭になり、フロー



第48図 猿穴溶岩の上部クリンカー（遊佐町，三崎峠北方の採石場）
露頭の高さ約6m



第49図 カルデラ壁に露出する七高山溶岩（北西より望む）
累重した溶岩・火砕岩の成層構造が顕著（写真の左半分）．カルデラ内を後カルデラ
溶岩が埋めている

ロープの識別が容易である．南側下流部の溶岩の厚い部分では柱状節理が発達することがある（第50図）．本溶岩の体積は 2.82 km^3 （林，1984a），全層厚は赤川上流で200 m以上である．岩質はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び紫蘇輝石普通輝石安山岩で，まれに少量の角閃石斑晶を含むことがある．赤川上流から七高山にかけて累重する溶岩と最上部のアグルチネートを含めた25の層準のうち，未採取の3層準を除くと，かんらん石と角閃石斑晶を含むものが2，かんらん石のみは16，角閃石のみは2，ど



第50図 七高山溶岩の柱状節理（八幡町，白沢川標高830 m付近の熊滝）．滝の落差約10 m

ちらも含まない紫蘇輝石普通輝石安山岩が2層準であった（第13表）．

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩（CH 226 / GSJ R 57125）

産地・産状：佐佐町，東鳥海馬蹄形カルデラ縁，行者岳山頂（標高2,159 m）．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），かんらん石（スピネルを含む），鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鉱，褐色ガラス

紫蘇輝石普通輝石安山岩（CHK 816 / GSJ R 57126）

産地・産状：矢島町，祓川神社南東250 mの鶯川上流，標高1,200 m付近の赤滝．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（±普通輝石縁），鉄鉱

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱，シリカ鉱物，燐灰石，メソスタシス

V. 7 ステージⅢbの噴出物

荒神ヶ岳溶岩（Ⅲb₁）

林（1984a）の新山溶岩及び荒神ヶ岳円頂丘溶岩を合わせたものである．鳥海山地域北西部，今から3,000-2,600年前に形成された東鳥海馬蹄形カルデラ底を埋める安山岩溶岩流である．カルデラを埋積し北北西7 kmの獅子ヶ鼻まで達している．多数のフローロープが認められ，噴出口はすべて新山付近であろう．体積は0.79 km³，最大層厚は200 mに達する（林，1984a）．荒神ヶ岳山頂部には東西方向に延びた最大幅約30 m，長さ100-150 mの割れ目があり，有史時代に活動した割れ目火口である．岩質はか

第13表 七高山溶岩のマフィック斑晶組合せ。層準1が最上位(第II図版参照)

層準	普通輝石	紫蘇輝石	かんらん石	角閃石
↑ 1	○	○	○	—
上 2	○	○	○	—
位 3		(未採取)		
4	○	○	○	—
5	○	○	○	—
6	○	○	○	△
7	○	○	○	—
8	○	○	○	—
9	○	○	○	—
10	○	○	○	—
11	○	○	○	△
12	○	○	○	—
13	○	○	○	—
14		(未採取)		
15		(未採取)		
16	○	○	—	—
17	○	○	—	—
18	○	○	○	—
19	○	○	○	—
20	○	○	△	—
21	○	○	△	—
22	○	○	△	—
下 23	○	○	△	—
位 24	○	○	—	△
↓ 25	○	○	—	tr.

○：多
 △：少
 tr.：微量
 —：(極微~)なし

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。林(1984a)によると、紫蘇輝石普通輝石安山岩も含まれる。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 409 / GSJ R 57127)

産地・産状：象潟町中島台，赤川標高 640 m 付近の落差 10 m の滝 (末端崖)。溶岩。

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石 (±普通輝石縁)，かんらん石 (少量のスピネルを含む)，鉄鈹

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鈹，シリカ鈹物

玄武岩質包有物を含む。

紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩 (CH 224 / GSJ R 57128)

産地・産状：遊佐町，荒神ヶ岳南南西 200 m，登山道沿い標高 2.060 m 付近．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（まれに普通輝石縁に囲まれる），かんらん石，鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，かんらん石，鉄鋳，褐色ガラス

角閃石含有かんらん石普通輝石玄武岩質包有物を含む（角閃石は周縁部がオパサイト化，かんらん石はスピネルを含まない）．

新山溶岩 (IIIb₂)

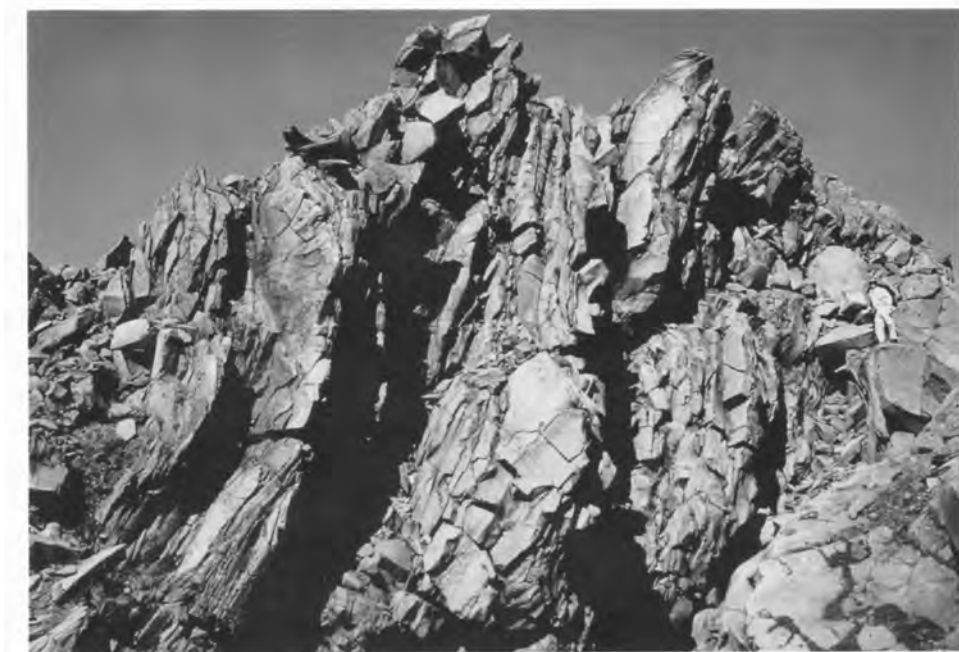
林 (1984a) の新山円頂丘溶岩に相当する．鳥海山地域西部，東鳥海馬蹄形カルデラ内の新山溶岩円頂丘とその南の舌状溶岩流及び北方への崖錐状の溶岩流からなり（第 I 図版 2），西暦 1801 年の噴出物である．円頂丘の部分は直径 300 m，比高 70 m，体積は 0.001 km³ で，荒神ヶ岳溶岩を覆う．なお，新山は別名享和岳ともいう．山頂部では垂直方向の節理が発達する（第 51 図）．また，東西ないし東北東-西南西方向に延びた，最大幅 10 数 m，長さ約 100 m の割れ目がある．岩質は角閃石かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である．

角閃石かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (CH 221 / GSJ R 57129)

産地・産状：遊佐町，東鳥海馬蹄形カルデラ内，新山山頂．溶岩．

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石（まれに普通輝石縁を持つことがある），かんらん石，角閃石（オパサイト化していない微斑晶），鉄鋳

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鋳，シリカ鋳物，ガラス
玄武岩質包有物を含む．



第 51 図 新山溶岩に発達するほぼ垂直の節理（円頂丘の山頂部南側）

V. 8 歴史時代の活動記録

鳥海火山には歴史時代の活動記録がいくつか残されている(大森, 1918, p. 154-159; 植木, 1981)。古記録によると6世紀以降の噴火活動があるが、10世紀から15世紀にかけては記録が存在しない(第14表)。植木(1981)は鳥海火山の噴火に関する古記録を検討し、そのうち信ぴょう性の高い記録は9世紀以降、1974年の噴火を含めて12回としている。10世紀から15世紀を除き信ぴょう性の低い記録も加えた場合、10数年ないし150年の間隔で噴火が起こっていることになる。なお、新山円頂丘は1800-1804年噴火の際の1801年に形成されている。それ以前の噴火及び噴出物の詳細は不明であるが、歴史時代の噴火は1800-1804年噴火を除くとほとんどが現在の新山付近での水蒸気爆発と考えられる。新山の形成以前には瑠璃ノ壺と呼ばれる小火口が存在したらしい(中島, 1906)。

一般的に、鳥海火山の噴火は弱い噴煙の出現によって始まり、数日-数カ月後に爆発的噴火に至るようである。第52図に1740年、1800-1804年及び1974年噴火の火口の位置を示す。その位置は、荒神ヶ岳から新山にかけて東西に延びる割れ目の位置にほぼ相当する。以下、植木(1981)による、具体的な記録の残されている噴火についての活動経過のまとめを再録する(一部字句を書換え)。

◎ 871年(貞観十三年)の噴火は爆発的噴火であったと考えられる。噴火開始後1ヶ月以内に、山から流れ出る川は、死魚を浮かべた青黒色の強い臭いのする泥水であふれ、流域を汚染し、多くの被害を出した。融雪で生じた泥流の様子を表していると思われる。

◎ 1659年(万治二年)4月に始まった噴火は、4, 5年続いた模様である。この間白雪川中・下流域などで稲作に被害が発生した。土石が流下した様子はみられないので、火口付近で湧出した強酸性水が混入したためかも知れない。

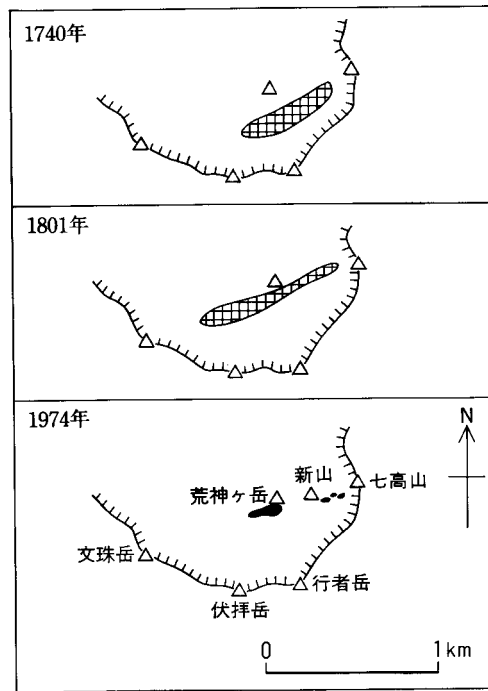
◎ 1740年(元文五年)の噴火の場合、6月の噴火開始直後はあまり爆発的でなく、噴煙の量も少なかったが、次第に勢いが強くなった模様である。現在の新山の麓から荒神ヶ岳の麓にかけて東西に近い走向を持つ小火口列が生じ、噴火開始約1ヶ月後にその大きさは、長さ約600m、幅約160mであった。矢島旧記に記録されている1741年10月の噴火は、一連の噴火の末期のものではないかと思われる。この噴火により直接の被害はなかったが、白雪川には硫黄化合物が流れ込み農作物に被害が発生した。子吉川でも同様の被害が出た可能性がある。また、硫化物のため、白雪川河口付近では海藻が死滅し、岩石が白色に変色した。

◎ 1800年(寛政十二年)12月に始まったとみられる噴火も、はじめは噴気または弱い噴煙を出すだけであった模様である。山麓から爆発的噴火が確認されたのは、1801年(享和元年)3月末である。山麓で降灰が見られたのもこの時が最初と思われる。4月末の実見記によれば、当時、七高山の麓から荒神ヶ岳の麓にかけて幅約5mの火口列が生じ、その中の7, 8か所から噴煙を放出していた。その後、一時、噴火の勢いは弱くなり、活発な火口は西端の1つだけとなったが、7月に入り再度激しくなり、伏拝岳の東まで火山弾を放出するようになった。噴火は8月末に最も激しかったが、この時が溶岩円頂丘新山の出現に対応するらしい。その後も1804年(文化元年)までは噴煙現象が続き、ときどき爆発的噴火が発生した。1804年の地震の後、活動がやや活発になったようである。この一連の噴火による噴出物の分布は詳しく

第14表 鳥海火山の噴火活動に関する古記録(植木, 1981). 1-12が信ぴょう性の高い記録

	期 間	活 動	原 史 料
	573年3月か? (敏達天皇二年一月)	鳴動・地震・噴火・ 新火口丘生成	象潟誌
	577年冬～578年夏 (同六年冬～七年夏)	鳴動・噴火・溶岩流 出・新火口丘生成	鳥海山噴火及地震記録・鳥海山噴火地 震・小滝旧記
	593年～628年の間 (推古天皇の代)	噴火	直根旧記
	708年～715年の間 (和銅年中)	噴煙, 噴火・新火口 丘生成か?	鳥海山噴火及地震記録・小滝旧記, 直 根旧記?
	717年7月 (養老元年六月)	噴火	矢島の古伝
	804年～806年 (延暦二十三年より三年)		日本紀
	806年 (大同元年)	地震・鳴動	鳥海山噴火及地震記録・小滝旧記
1	810年～823年の間 (弘仁年中)	噴火	三代実録
	824年～833年の間 (天長年間)	爆発的噴火・泥流発 生	鳥海山噴火及地震記録・小滝旧記・象 潟誌
	850年8月 (嘉祥三年六月)	鳴動か?	文徳実録
	856年 (斉衡三年)	噴火	歳代記
	857年5月 (天安元年五月)	地震・噴火	竜山寺書上写
	861年5月 (貞観三年四月)	噴火, 新火口丘生成 か?	鳥海火山地質調査報文 ¹⁾ ・鳥海山噴火 及地震記録
2	871年5月 (貞観十三年四月)	噴火, 泥流発生か?	三代実録
3	915年8月 (延嘉十五年七月)	降灰, 噴火か?	扶桑略記・鳥海山噴火及地震記録
4	939年5月? (天慶二年五月?)	噴火	本朝世紀
	948年～949年 (天曆二年～三年)	噴火	鳥海山噴火及地震記録
	999年 (長保元年)	噴火	直根の古伝
	1477年 (文明九年)	降灰か?	矢島八幡寺記録
5	1560年 (永禄三年)	噴煙活動	直根旧記
6	1659年4月～1663年? (万治二年二月～四, 五年)	噴火	仁賀保旧記・歳代記・歳代記録
	1735年 (享保二十年)	新火口丘生成	鳥海山噴火及地震記録
	1738, 1739年 (元文三, 四年)	噴火	庄内旧聞記
7	1740年6月～1741年10月? (元文五年～一兩年)	噴火	出羽風土略記・乍恐口上書を以申上 候・口上之覚・「元文五年五月上旬」・ 矢島旧記
	1764年 (明和元年)	噴火・新火口丘生成	蕨岡記事
8	1792年6月 (寛政四年四月)	鳴動か?	矢島旧記
9	1800年12月～1804年? (寛政十二年霜月～文化元年)	噴火・新山形成・泥 流発生, 死者8名	公義被仰出書・享和元年辛酉鳥海山硫 黄焼之次第・乍恐書付申上候・乍恐書 付を以申上候・「去年中願申上候」・文 化大地震附鳥海山噴火由来・鳥海山煙 氣之控・滝沢八良兵衛日記・御献札之 御儀・弥光山浄専寺日鑑・鳥海山炎灯・ 矢島旧記・田中又右衛門聞書
10	1821年5月 (文政四年四月)	噴火	滝沢八良兵衛日記・鳥海山硫黄焼凶 巻・鳥海山煙氣之控・小滝旧記・鳥海 山噴火及地震記録
11	1834年7月 (天保五年六月)	噴火	天保四年大饑饉実録
12	1974年2月?～5月 (昭和四十九年)	噴火・小規模泥流	鳥海山1974年の火山活動 ²⁾ , その他

¹⁾ 中島(1906), ²⁾ 宇井・柴橋(1975)など



第52図 鳥海火山の1740, 1801(1800-1804)及び1974年の噴火の火口分布(植木, 1981)
編目(推定)と黒色の部分が火口

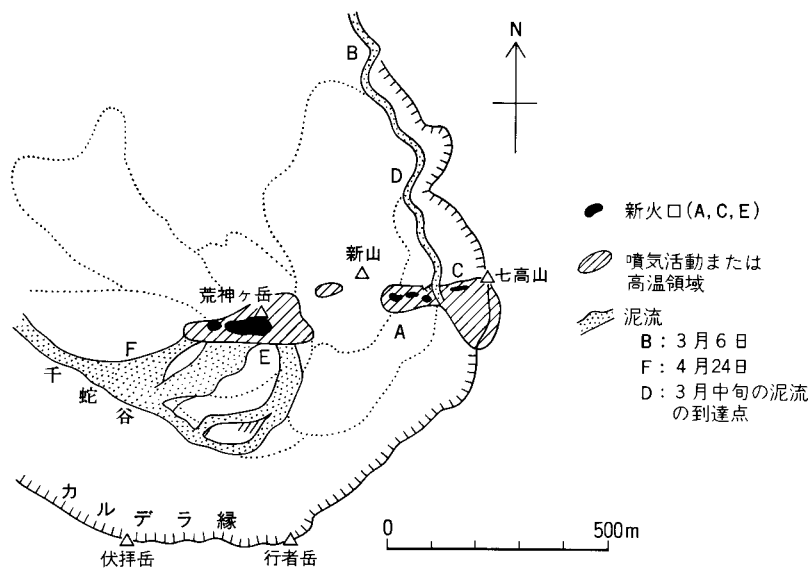
記録されていないが、降灰は山麓から仙北地方(秋田県中央部)にかけてみられ、山頂付近での堆積は約30 cmと思われる。火山岩塊は七高山から伏拝岳の外側斜面にまで分布した。千蛇谷に落下した最大の岩塊は100 kg以上とみられる。1801年4月～8月には周辺の鮎川、鳥海川(子吉川の上流部をさす)、白雪川、日向川、月光川で火山灰による汚濁や土石の流出がみられた。このため日向川、月光川では多くの魚が死んだ。特に被害の大きかったのは白雪川で、8月中旬少量の降雨の後大洪水となり、流域では田畑、家屋が泥に埋められ、河口には大石、大木が堆積したため舟の航行が不可能となった。

◎ 1821年(文政四年)5月の噴火は、前2回とは異なり、七高山の外側斜面と、新山との間の谷の2か所で発生した。この噴火では、活動が活発になる数日前から噴煙が見られたともいう。活動の継続時間、経過は不明である。

◎ 1834年(天保五年)7月に2, 3度噴火したとの記録が象潟に残されている。唯一の記録であるため信ぴょう性に疑問が残るが、近世の文書であるから採用する。それによれば、噴火後硫化物が白雪川に流入し、魚が死に、稲に被害が出た。

V. 9 1974年の噴火

1974年2月から5月にかけて、東鳥海馬蹄形カルデラ内の新山及び荒神ヶ岳周辺で水蒸気爆発が起こった(今田, 1974a, b; 宇井・柴橋, 1975; Uii *et al.*, 1977; 山形県消防防災課, 1976)。140年ぶりの



第53図 鳥海火山1974年噴火の火口と泥流分布(宇井・柴橋, 1975による)

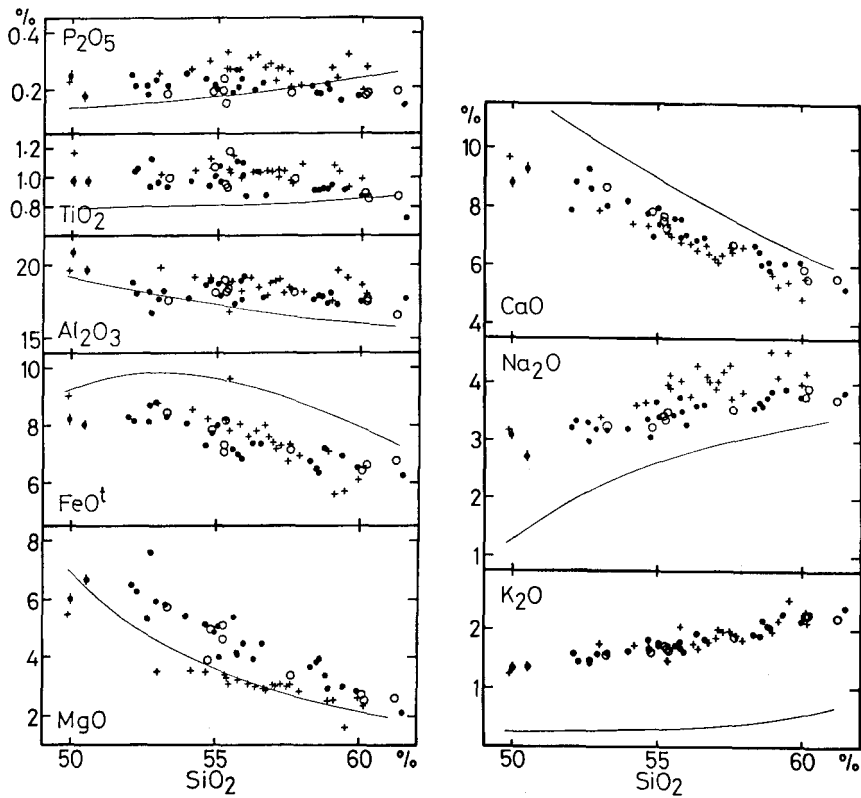
噴火は規模の小さな水蒸気爆発であって、それに伴う降灰と、融雪による泥流が発生した。火口はほぼ東西に並んで形成された(第53図)。泥流は少なくとも6回発生しており、最大到達距離は3-4 kmである。4月には秋田県湯沢市や本荘市でも降灰が記録されている。宇井・柴橋(1975)は、小規模な鶏冠型噴煙(cock's tail jet)を認め、マグマ水蒸気爆発が起きた可能性を指摘しているが、新しいマグマに由来すると断定される本質岩片は認められていない(加納・丸山, 1980)。なお、1974年の火口列の分布は1740及び1800-1804年噴火によって生じた火口の分布と極めて類似している(第52図)。

宇井・柴橋(1975)によると、1974年の活動は3週間ないし2ヶ月にわたる火山性地震の発生、さらに噴気口形成・地温上昇を前駆現象として、数日間断続的に噴煙を上げつつ火口を拡大し、融雪に伴う泥流の発生と細粒火山灰の降下が行われる活動のピークと、その後半年以上の噴気活動を残すというサイクルが相前後して2回起こっている。

V. 10 噴出物の化学組成と鉱物組成

鳥海火山を構成する岩石は、カルクアルカリ系列の安山岩がほとんどであるが、ごく少量の高アルミ玄武岩及びカルクアルカリ玄武岩も産する(林, 1984b)。全岩主成分の化学分析値は林(1984b)により59個(青木・植木(1981)による分析値3個, 同源捕獲岩2個を含む)、Onuma(1963b)により20個(うち2個は本報告では先鳥海火山の火山岩である)など、合計約90個が報告されている(附表)。それらによると全岩のSiO₂成分は49.8%から61.2%の範囲におさまっている。林(1984b)によるハーカー図を第54図に示す。

微量成分に関してはMasuda(1979)が中性子放射化分析による14元素を2組, Fujitani and Masuda

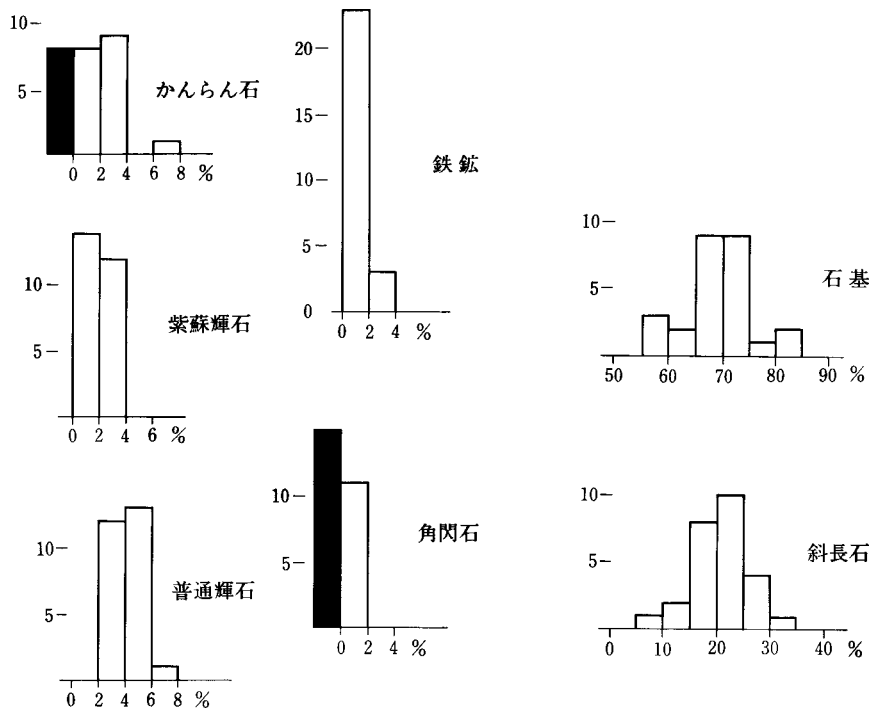


第54図 鳥海火山噴出物のハーカー図(林, 1984b)
 実線は那須火山帯北帯ソレライト系列の平均変化曲線。+, ステージ I ; ●, ステージ II ; ○, ステージ III ; ◆, ステージ II の同源捕獲岩

(1981) が同位体希釈法による希土類元素 (10 元素) を 1 組, そして林 (1986) は光量子放射化分析などにより 11 元素を 27 試料に関して求めている。林 (1986) によると, かんらん石斑晶を含む岩石と含まない岩石では組成に系統的な差が認められる。Ishikawa *et al.* (1980) はフッ素の定量を行っている。同位体比は Notsu (1983) により $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が 2 個 (0.70347, 0.70352) 報告されているのみである。

斑晶鉱物のモード組成は, Onuma (1963a) が 8 個, 林 (1984b) が 26 個測定している。林 (1984b) によると斜長石は 5.6% から 35.1%, マフィック鉱物は合わせておよそ 10% 以下である。石基が全体の 56.6% から 83.3% を占めている。第 55 図に林 (1984b) による斑晶モード組成をヒストグラムにして示した。

鉱物の化学組成は林・青木 (1985) により EPMA により測定されている。それによると, 斑晶かんらん石は Fo 成分が 88-66 で, 正累帯構造を示す。斑晶紫蘇輝石は En 成分が 69-60 で, なかには逆累帯構造を示すものもある。斑晶普通輝石はほとんどが $\text{En}_{39-46}\text{Fs}_{10-20}\text{Wo}_{39-50}$ の範囲で (厳密に言うると, 一部はサーライトと透輝石の領域に入る), 一部には逆累帯構造を示す斑晶もある。角閃石は大半がパーガス閃石である。斑晶斜長石は An 成分が 91-43 と大きな組成幅があり, 特に中心核で An 成分に乏しい斑晶には逆累帯構造を示すものが認められる。鉄鉱斑晶はチタン磁鉄鉱とイルメナイトである。チタン磁鉄鉱



第55図 鳥海火山噴出物中の斑晶鉱物の出現頻度
 林 (1984b) の26個の測定値をヒストグラムにした。黒塗りはその鉱物を含まない
 試料数を表す

は TiO_2 成分が 6-13% である。イルメナイトはステージII及びIIIの噴出物でその出現頻度が高いがステージIの噴出物ではまれである。また、ステージII及びIII aにおいて、かんらん石斑晶中にスピネルが含まれるが、ステージII aでは Cr_2O_3 が最大で40%近くに達する。ステージII b以後では $\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.23$, $\text{Fe}^{3+} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.12$ の近辺に集中している。また、Nagao *et al.* (1980) によると、フェルシクな安山岩 (鍋森溶岩) 中のスピネルは Fe^{3+} 成分に富むものが多い。

VI. 中部更新統 - 完新統

(中野 俊・土谷信之)

VI. 1 扇状地堆積物及び崖錐 (f)

扇状地堆積物は鳥海火山の山麓に分布する火山麓扇状地堆積物である。このうち、黒森・布沢、月光川右岸白井新田、奈曾川下流から川袋にかけてなどは扇状地地形を形成しているが、朱ノ又川、洗沢川や南ノコマイ沿いでは溶岩流の下位に分布している。本堆積物としたものにはおそらく火砕流や小規模な岩屑なだれ堆積物も含まれていると推定されるが、これらを一括して扇状地堆積物とした。堆積時期は鳥海火山の活動が始まった中期更新世から完新世にわたっている。

鳥海町、黒森から布沢にかけては、層厚 3 m 以上の泥流堆積物で、10-20 cm の半軟弱なシルト - 細粒砂層、ところにより粗粒砂層を挟むのが観察される。安山岩の亜円礫が多い。鳥海町、朱ノ又川では法体溶岩や朱ノ又川溶岩の下位に泥流堆積物が分布している。層厚 10 m で、葉理のある軟弱な中粒砂層を挟む。一部は火砕流堆積物の可能性がある。遊佐町、月光川右岸の扇状地（白井新田、三の俣）では層厚 20 m 以上の礫層からなり、安山岩亜円礫 - 亜角礫と中粒 - 細粒砂大の岩片や火山灰物質の基質からなる。南ノコマイでは層厚 10 m 以上の土石流・泥流堆積物で、南ノコマイ溶岩に覆われている。遊佐町、洗沢川では北折川溶岩や滝淵川溶岩に覆われ、最大層厚は 20 m 以上に達する。径 50 cm 以下の安山岩亜円礫を含み細粒岩片や砂・シルト大の火山灰を基質としている。ややしまった中粒砂層を挟む。象潟町川袋から本郷にかけての山麓扇状地は、大砂川溶岩や小滝溶岩に覆われた扇状地を形成しており、礫、砂及び泥からなる。吹浦地域北東部の奈曾川沿いでは、象潟地域（大沢ほか、1982）の小滝泥流堆積物に相当する堆積物であるが、本地域内では確認できる露頭はない。少なくともその一部は奈曾渓谷上部の崩壊地形の形成に関係している可能性も指摘されている（井口、1988）。

崖錐は吹浦地域南部の杉沢付近の天狗森火砕岩からなる山地の周辺に分布している。礫、砂及び泥からなり、未固結である。なお、その他の地域にも分布するが、地質図では省略した。

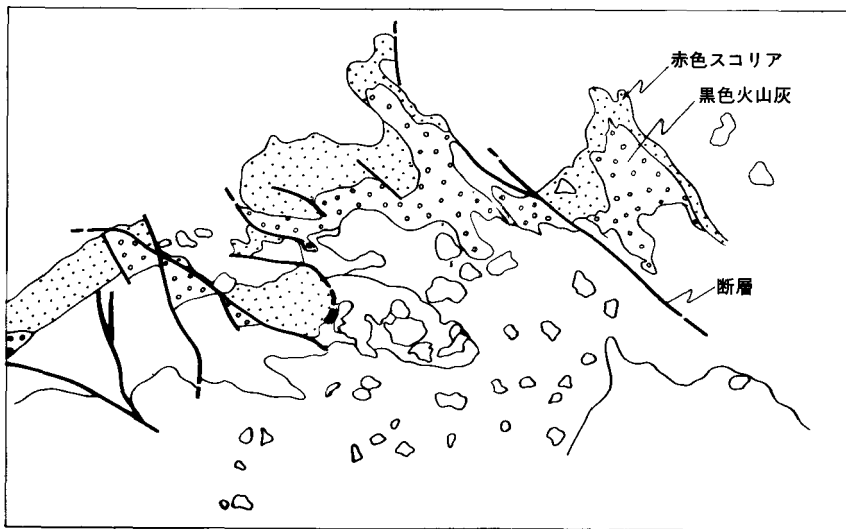
VI. 2 子吉川岩屑堆積物 (Kyd)

子吉川岩屑堆積物は鳥海山地域北部の猿倉南方の子吉川沿いに分布する。現河床及び沖積低地堆積物よりも高度が高く、奥山岩屑なだれ堆積物よりも低い平坦面を構成している。岩相は、安山岩岩塊や軟弱なシルト・砂層などが変形し破砕しかけた岩塊相と、岩塊、礫と細粒物質が混然となった基質相から

なり、岩屑なだれ堆積物と考えられる。木片が含まれることが多い。最大層厚は約10 mで、上位を厚さ2-3 mの河床堆積物が覆う。岩相では奥山岩屑なだれ堆積物と区別はつかないが、地形面で区分した。

VI.3 崩積堆積物 (c)

崩積堆積物は地すべり堆積物や小規模な岩屑なだれ堆積物などの岩屑堆積物である。大八木ほか



第56図 鹿ノ俣川上流の崩積堆積物(標高750m地点)
おそらく鳳来山火山岩からなるブロックの成層構造が小断層で切られ変形している。露頭の高さ約6m

(1982)では新第三系及び鳥海火山噴出物の末端などに崩落崖やその移動体が多く示されているが、本報告では地すべり及び崩落堆積物の大部分は省略してある。

鳥海町前之沢の南の地すべり堆積物は百宅火山岩の凝灰岩・砂岩・凝灰角礫岩由来の岩塊、安山岩礫、船川層の泥岩などが混然一体となった堆積物で、成層構造を残している岩塊もある。それらの間をさらに破碎された淘汰が悪い岩屑が埋めている。この地すべりの崩落崖は開析され明瞭ではない。

八幡町、鹿ノ俣川上流の鶴間池周辺の本堆積物は、その周囲を取り囲む直径1.5 kmの崩落崖の形成に伴う堆積物と考えられる。鹿ノ俣川沿いでは、鳥海火山起源の成層した溶岩・火砕岩が破碎され、小断層が発達し変形した露頭が見られる(第56図)。そのほか、上ノ台溶岩の末端や大台野火砕流台地の東縁などでは、崩落崖及び崩落堆積物が開析されずに残っている。

東鳥海馬蹄形カルデラ内には、カルデラ形成に伴う3,000-2,600年前の象潟岩屑なだれに関連すると考えられる岩屑堆積物が存在する(第57図)。赤川上流では最大層厚10m以上に達し、径1.5m以下の安山岩角礫及びそれらの細粒物質からなる、淘汰の悪い軟弱な堆積物であり、荒神ヶ岳溶岩に覆われている。その中には破碎された溶岩の岩塊が認められる。



第57図 東鳥海馬蹄形カルデラ内の崩壊堆積物(遊佐町、赤川上流標高1,240m地点)
象潟岩屑なだれに相当する堆積物で、岩屑なだれ堆積物に見られる岩塊相と基質相
が識別できる。ここでの構成岩石はほとんどが七高山溶岩に由来する

VI. 4 段丘堆積物 (t)

段丘堆積物は鳥海山地域東端の笹子川沿い及びその上流の丁川沿いに河岸段丘群を形成してわずかに分布している。中位段丘堆積物及び低位段丘堆積物からなり、これらの段丘面は新鮮である。また、堆積面は開析されているが、鳥海町外山と百合茎の間の標高約300 mの尾根上に礫層が分布している。北隣矢島地域(大沢ほか, 1988)の高位I段丘面より分布高度が高く、また、堆積面が開析されていることから、矢島地域の高位I段丘堆積物(中期更新世とされる)よりも更に古い段丘堆積物と考えられる。安山岩・流紋岩・泥岩の中-大礫を主とする円-亜円礫層であり、基質の風化が著しい。安山岩礫はくさり礫となっている。確認できる層厚は1 mであり、上位を厚さ1.5 m以上、ところにより3 mの風化土壌が覆う。地質図では省略した。

中位段丘堆積物は矢島地域内の中位段丘面から連続する段丘面をなし、鳥海山地域内の笹子川左岸楢ノ木平より北方の国道108号線の西側に分布するにすぎない。矢島地域内の百合茎北西の露頭では、女川層泥岩を覆う層厚3mの礫層である。安山岩・泥岩・流紋岩・酸性凝灰岩の大礫-中礫を主とし、中-細粒砂を基質とし、ややしまっている。褐色の中粒砂層を挟むことがある。約1 mの黒褐色土壌が覆っている。低位段丘面との比高は約10 mである。

低位段丘堆積物は、矢島地域内(大沢ほか, 1988)の低位I及び低位II段丘堆積物に相当し、笹子川沿いと丁川上野宅付近に分布する。笹子川左岸、大坂の露頭では層厚4 m以上で、泥岩・流紋岩・凝灰岩礫を主とし、黄褐色の中-細粒砂を基質とする礫層である。中粒砂層を伴う。また、東隣湯沢地域内、小川の露頭では畑村層凝灰角礫岩を覆う層厚3 m以上の礫層で、安山岩・凝灰岩・泥岩を主とする大-小礫からなり、中-細粒砂を基質としている。層厚約0.5 mの中粒砂層を伴っている。

VI. 5 砂丘堆積物 (sd)

砂丘堆積物は古期砂丘堆積物と新期砂丘堆積物からなる。吹浦地域の海岸沿いのみに分布する。いずれもほとんどすべてが完新世の風成砂からなる。

古期砂丘堆積物は鳥海火山噴出物を覆い、主に大砂川から小砂川にかけてと女鹿から宿町にかけてに分布する。安間ほか(1982)の小砂川砂層及び吹浦砂層に相当する。古期砂丘堆積物は淘汰のよい中-粗粒砂(主に石英・長石結晶粒)からなり、ところによりややしまっている。明黄-黄褐色を呈する。標高40-80 m付近まで分布し、部分的に葉理が発達し、黒色泥炭層を挟むことがある。最上位0.5 mは黒色土壌化している。最大層厚は10 m以上である。北隣象潟地域内では、古期砂丘の下の泥炭の¹⁴C年代は7,700 ± 210y.B.P., また、上位に挟まる腐植混じり砂層は5,740y.B.P.であって(大沢ほか, 1982)、いずれも完新世の年代を示す。

新期砂丘堆積物は、洗釜付近及び庄内平野の海岸に沿って分布する。安間ほか(1982)の新期砂丘堆積物に相当し、庄内平野では庄内砂丘を形成する。洗釜付近及びその北方延長の象潟地域内では、淘汰のよい灰褐色の中粒砂からなり、全く固結していない。吹浦地域内での最大層厚は10 m以下であろう。庄内砂丘は、吹浦地域から南の酒田・鶴岡地域まで延長約32 kmにわたって海岸線に平行に1.5-2.5 kmの

幅をもつ砂丘である。淘汰のよい中-粗粒砂からなり、全く固結しておらずルースである。腐植質砂層を挟み、古砂丘と新砂丘の二つに分けられている(中馬・高橋, 1968; 菅原, 1971)。鶴岡地域北西部における腐植質砂層中の炭質物の¹⁴C年代は3,550 ± 100 y.B.P. であり(中馬・高橋, 1968), 完新世の年代を示している。最大層厚は50 m 以上である。

VI. 6 沖積層(a)

沖積層は沖積低地・沖積平野・沖積扇状地・河床及び海浜堆積物からなる。

沖積低地堆積物は笹子川・丁川水系, 子吉川水系(直根川, 百宅川, 下玉田川, 赤沢川及び上玉田川), 大沢川水系, 日向川水系, 月光川水系及び鳥越川・白雪川水系に分布する。いずれも礫, 砂及び泥からなり, 未固結である。

鳥越川・白雪川水系に広く発達する低地は, 3,000-2,600年前の象潟岩屑なだれ(大沢ほか, 1988)以後に形成されたものである。表面は河川の堆積物が覆うが, その下位には白雪川岩屑なだれ堆積物(大沢ほか, 1988)や泥流堆積物などから構成される火山麓扇状地堆積物が厚く分布していると考えられる。子吉川水系に発達する沖積低地は鳥海火山の溶岩流や岩屑なだれ堆積物のせき止めにより形成されたものが多い。法体溶岩のせき止めによる沖積低地では, 一時的に湖を形成したとみられ, 法体の滝の北から西にかけての下玉田川と, 南側の玉田溪谷上流の赤沢川及び上玉田川では, 後者の方が約50 m高くなっている。上玉田川流域では崖錐に覆われていることが多いが, 炭質物層を頻繁に挟むシルト-砂の細互層及び中-大礫の円礫層からなりしばしば木片を含む。鳥海山地域北部, 子吉川と直根川の間の丘陵上の小範囲ではせき止めによると考えられる堆積物が分布する。主に礫及び砂からなる。百宅火山岩を覆い, ほぼ水平の層理を示す。全層厚は3 m以上である。礫は酸性火山岩及び細粒砂岩の亜円-亜角礫よりなり, 多くは径10 cm以下である。基質は中粒ないし粗粒砂であって, 膠結度はよくない。礫層の上位に不明瞭な葉理を持つ層厚2 mのシルト層が発達することがある。狭い山間盆地に形成された湖または池の堆積物と考えられる。

沖積平野堆積物は庄内平野を構成している。庄内平野は吹浦地域内では洗沢川, 庄内高瀬川及び月光川により作られた平野であり, 極めて勾配が小さく平坦である。泥, 砂及び礫からなり, 庄内砂丘(砂丘堆積物)に覆われる。

沖積扇状地堆積物は, 吹浦地域南部, 栢川付近の洗沢川, 杉沢付近及び天狗森北西方の月光川沿いに発達する。いずれも河川が谷あいから平野に出る地点で, 傾斜1-3°の扇状地を構成する。月光川の両岸では最大比高3-5 mの自然堤防が形成されている。礫, 砂及び泥からなる。

河床堆積物は子吉川水系日向川・月光川中流などに分布し, 礫及び砂を主とし泥を伴う。

海浜堆積物は砂浜及び礫浜の堆積物で, 砂浜は主に淘汰のよい中-粗粒砂, 礫浜は鳥海火山に由来する安山岩礫からなる。庄内砂丘の西側は砂浜, 洗釜から湯ノ田にかけての海岸は礫浜と砂浜の繰り返してある。

Ⅶ. 地 質 構 造

(土谷信之)

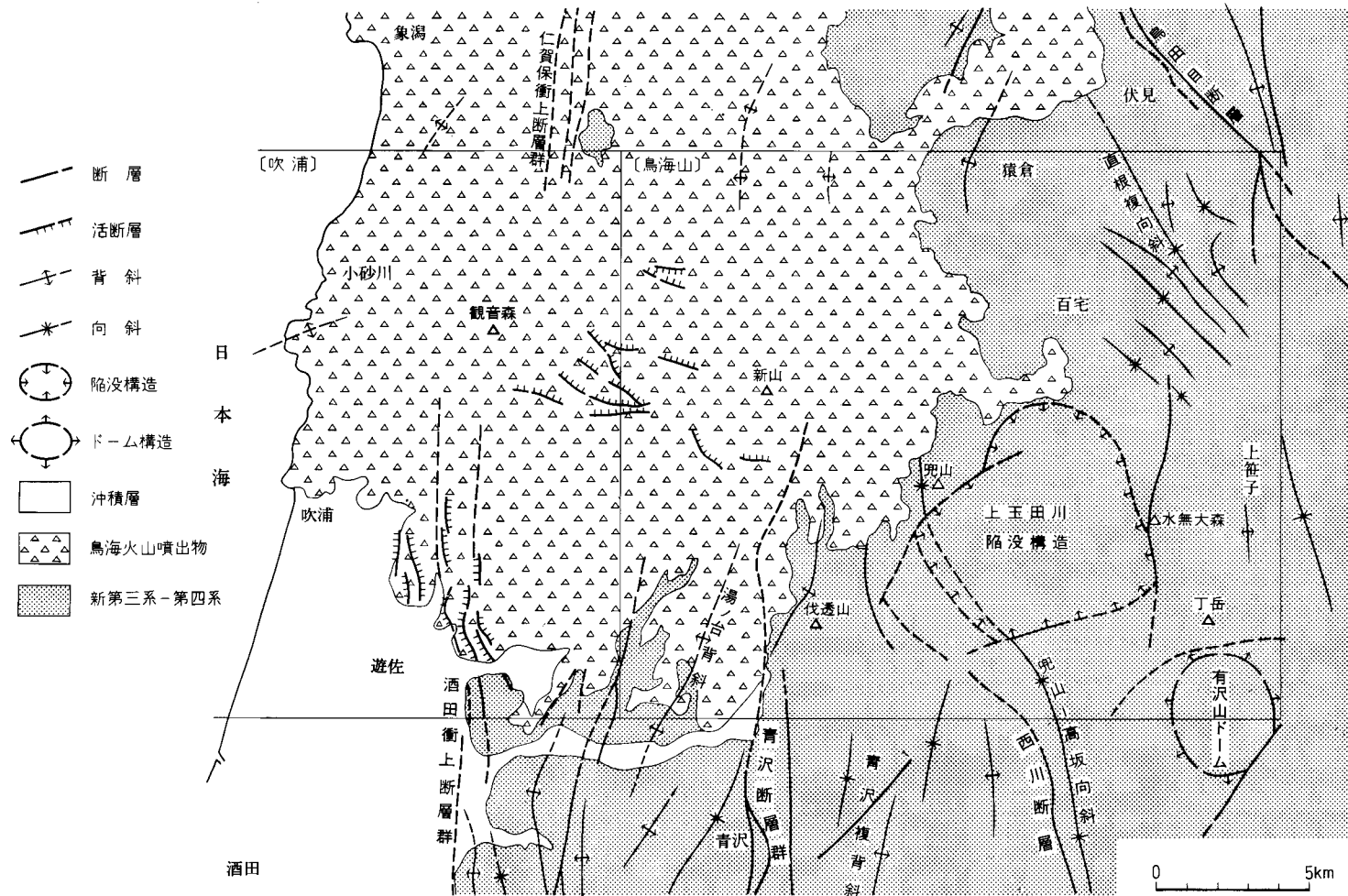
鳥海山及び吹浦地域における中新統-下部更新統の地質構造は大局的には秋田-山形油田地帯に発達する南北性の逆断層と褶曲によって支配されている(第58図). 大沢ほか(1988)及び佐藤(1986)によれば, 油田地帯の南北性断層の形成は鮮新世の天徳寺層堆積時に始まったとされている. しかし, 鳥海山地域中部及び東部では後期中新世-前期鮮新世の火成活動に伴った局地的な陥没構造及びドーム構造が発達し, 南北性の地質構造は支配的ではない. また, 鳥海山地域付近では, 天徳寺層が船川層を傾斜不整合に覆っているが, この不整合も局地的構造運動によって形成されたとみられ, 後期中新世-前期鮮新世の火成活動の影響による可能性がある.

Ⅶ. 1 断 層

本地域周辺にはほぼ南北性の断層が多く, 主な断層として仁賀保衝上断層群, 酒田衝上断層群, 青沢断層群, 及び鳥田目断層がある(第58図). また, 鳥海火山噴出物上には多数の活断層が認められるが, これについては第Ⅷ章で述べる.

仁賀保衝上断層群(大沢ほか, 1982)は吹浦地域北東部にあって, ほぼ南北に延びた平行な数本の逆断層からなる. この断層群は象潟地域内では $60-70^{\circ}$ 東に傾斜しているが, 本地域内ではほとんどが鳥海火山噴出物に覆われ詳細は不明である. 酒田衝上断層群(池辺ほか, 1979)は吹浦地域南東部をほぼ南北に走る数本の東傾斜の逆断層からなり, 本地域内から鶴岡地域南東部まで達し, 延長45 km, 幅4-5 kmの大断層群である. 本断層群は月光川沿いでは常禅寺層や天狗森火砕岩を切って, 地層を逆転させている. 酒田衝上断層群は大部分が鳥海火山噴出物, 扇状地堆積物及び沖積層に覆われているが, それらの一部を切っていて, 活断層であることを示している. 青沢断層群(大沢ほか, 1986)は鳥海山地域南西部の日向川沿いを南北に走り, 東傾斜の高角逆断層である. この断層群は本地域内から山形県月山北方にまで達する延長40 km以上の大断層群である. 本地域内では大部分が鳥海火山噴出物に覆われて, 詳細不明であるが, 大沢地域内では2-3本の断層からなり, 幅数-10数 mの破碎帯を伴っている. 青沢断層群は山崎ほか(1983)によれば推定活断層である. 鳥田目断層(Kutsuzawa and Kim, 1966)は鳥海山地域北東縁部を南北ないし北西-南東に走る逆断層である. この断層は本荘地域北東部から本地域付近まで達する延長30 kmの逆断層であり, 山崎ほか(1983)によれば推定活断層である. 本地域内では2-3本の断層に分岐し, 新第三系下部層を複雑に変形させ, 幅数 mの破碎帯を伴っている.

このほか上玉田川陥没構造を縁取るいくつかの断層があり, 高角度正断層と考えている. また陥没構造周辺の水無大森や日向川上流には南北ないし北西-南東方向の断層が走り, 1-数 mの破碎帯を伴って



第58図 鳥海山及び吹浦地域の地質構造図

いる。そのうち、日向川上流の断層は東側が衝き上げた高角逆断層である。

Ⅶ. 2 褶 曲

鳥海山及び吹浦地域内には北北東-南南西ないし北西-南東の褶曲が発達し、主な褶曲としては直根複向斜、兜山-高坂向斜及び湯ノ台背斜がある。

直根複向斜 (Taguchi, 1962) は鳥海山地域北東部の女川層及び船川層に発達し、いくつもの北西-南東方向の緩い小さな向斜・背斜からなり、全体として幅広い向斜をなし、北西へブランチしている。この向斜はさらに南南東へ延びて、湯沢地域東部へ達し、延長 15 km ほどの規模を持つ。兜山-高坂向斜 (Taguchi, 1962) は鳥海山地域中央部の兜山から大沢川沿いにかけて北北西-南南東に延びていて、大沢地域東部まで達する延長 20 km の向斜である。この向斜は女川-草薙層及び百宅火山岩を褶曲させている。また、上玉田川陥没構造によって分断されているが、陥没構造内の火山岩も緩く褶曲させている。湯ノ台背斜 (三土・金原, 1940) は鳥海山地域南東部を北北東-南南西に延びる長さ数 km の背斜である。この背斜は天狗森火砕岩以下の地層を著しく褶曲させ、その西翼部の地層は逆転し、その軸は南方へブランチしている。そのほか、鳥海山地域南部、伐透山付近の青沢層中には北北東-南南西の背斜があって、これは出羽丘陵山地中軸を南北に走る青沢複背斜 (大沢ほか, 1986) の北縁部に当たる背斜である。また酒田衝上断層群付近には、南北ないし北北東-南南西の背斜がいくつか発達し、佐遊町女鹿の吹浦油田には北東-南西方向の背斜が伏在するが、いずれも鳥海火山噴出物に覆われている。

Ⅶ. 3 陥没構造及びドーム構造

鳥海山地域では後期中新世-鮮新世の火成活動によって上玉田川陥没構造及び有沢山ドーム構造が形成されている。

上玉田川陥没構造 (新命名) は鳥海山地域中部の上玉田川上流から県境山地にかけて発達し、直径約 7 km の規模を持つ。この構造は大川層、女川層及び草薙層上部までの地層を切って形成され、周囲を断層に囲まれたいびつな多角形の外形を示す。この陥没構造の内部には周囲の地層より新しい上玉田川火山岩が 400-500 m 以上の厚さで堆積している。陥没構造の外側の地層は褶曲し、特に南西側の草薙層は強く褶曲しているが、陥没構造内の火山岩は緩く褶曲している。陥没構造の縁は断層で切られているとみられるが、周囲の地層との境界は露出不足のため十分観察することができなかった。この陥没構造はその内部がほとんど火山噴出物で占められ、陥没構造の縁に沿った岩脈が発達しているため、カルデラであった可能性がある。この陥没構造の形成時期はこの構造内の上玉田川火山岩の放射年代 (第 8 表) からみて後期中新世後期か前期鮮新世であろう。

有沢山ドーム構造 (Taguchi, 1962) は鳥海山地域南東縁部から大沢地域北東縁部にかけて発達し、直径 5km 程度の規模を持ち、新第三紀花崗岩類を中核とし、大川層及び草薙層によって構成されている。このドーム構造は周辺の岩相や地質構造からみて、船川層堆積時直前までに形成されたと考えられている (Taguchi, 1962 ; 折本, 1964) が、確実な証拠はない。

そのほか、鳥海山地域の中中部から東部では変質安山岩や流紋岩-デイサイトの貫入岩体が周囲の地層を乱して小規模なドーム構造を形成している。

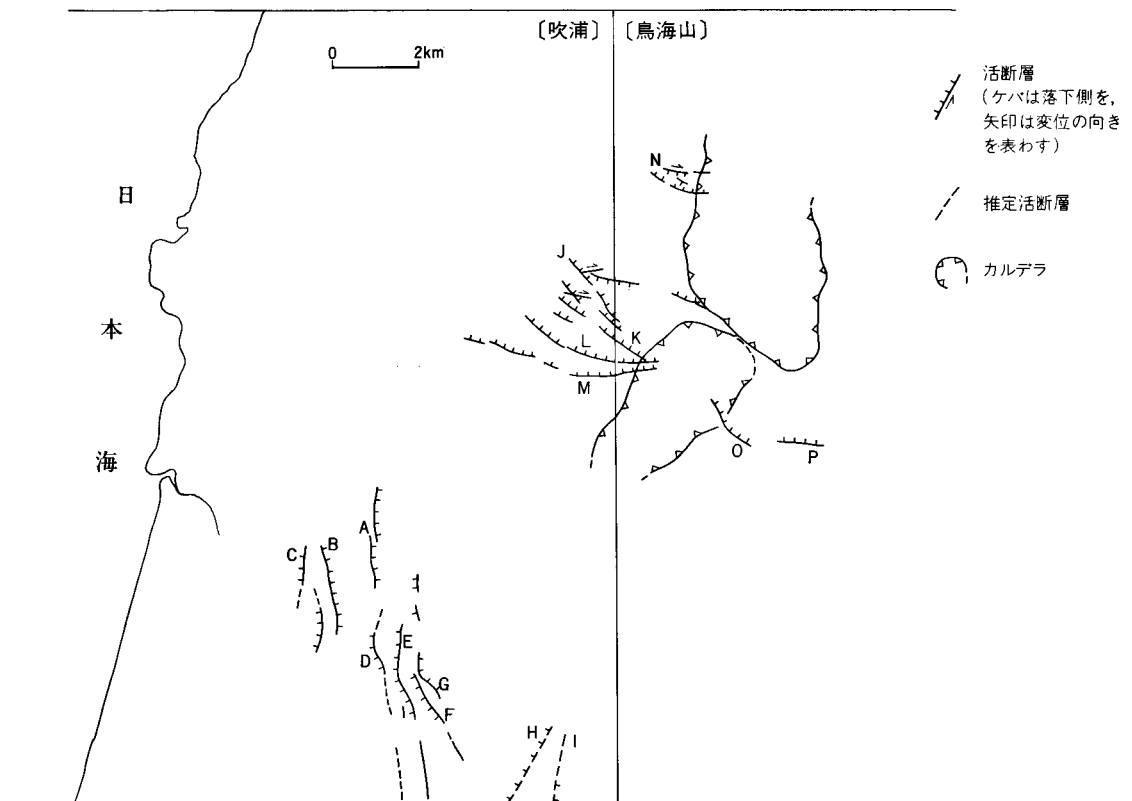
VIII. 活断層と地震

(中野 俊)

VIII. 1 活断層

鳥海山及び吹浦地域内の活断層としては、鳥海火山体南西麓(庄内平野東縁)に発達する南北性の逆断層群と、火山体の中腹に発達する東西性の正断層群がある(第59図及び第15表)。

庄内平野東縁の活断層：鳥海火山の南西麓(吹浦地域南部)には、鳥海火山噴出物からなる丘陵や扇状地を切断したり変形させている活断層(第60a,b図)が発達している(佐藤, 1950: 活断層研究会,



第59図 鳥海山及び吹浦地域の活断層の分布。A~Pは第15表と共通

第15表 鳥海山及び吹浦地域の活断層。主に活断層研究会(1991)による。A~Pは第59図と共通

番号	断層名	確実度	活動度	走向	断層形態	断層変位
A	広野新田断層	I	B	NNW	逆向き低断層崖	東落ち 2-10m
B	当山断層	I	B	NNW	逆向き低断層崖	東落ち >5m 扇頂部の変位によって 截頭扇状地を形成
C	下当断層	I	B	NS	撓曲崖 直線状急崖	西落ち 西落ち 60-80m
D	野沢断層	I	B	NNW	撓曲・褶曲	西落ち >7m
E	月光川断層群 (西)	I	B	NNW	断層崖 低断層崖	西落ち >50m 西落ち 10m± 扇頂部の勾配変化
F		I	B	NNW	低断層崖	西落ち 3m±
G		I	B	NNW	逆向き低断層崖	東落ち >5m 断層崖でないとする見 解もある(鈴木, 1990)
H	(杉沢付近)	II	B	NNE	直線状急崖	西落ち >80m
I	(丸森東)	II	B	NNE	直線状急崖	東落ち >50m
J	鳥海火山中腹断層群 洗沢断層	I	A	NW	低断層崖	北落ち >5m
K		I	A	EW	低断層崖	北落ち >5m
L		I	A	WNW	低断層崖	北落ち 30m
M		I	A	WNW	低断層崖	北落ち >1m
N	鳥海山北断層	I	A	EW	低断層崖 谷のくいちがい	地溝状に東西方向に2本、落差30m 北側の断層は右ずれ20mの変位を伴う
O	月山森断層	-	-	NW	低断層崖	北落ち 50m
P	(八丁坂北東)	-	-	EW	低断層崖	北落ち 5m±

確実度

- I : 活断層であることが確実なもの
II : 活断層であると推定されるもの (確実な証拠がない)

活動度

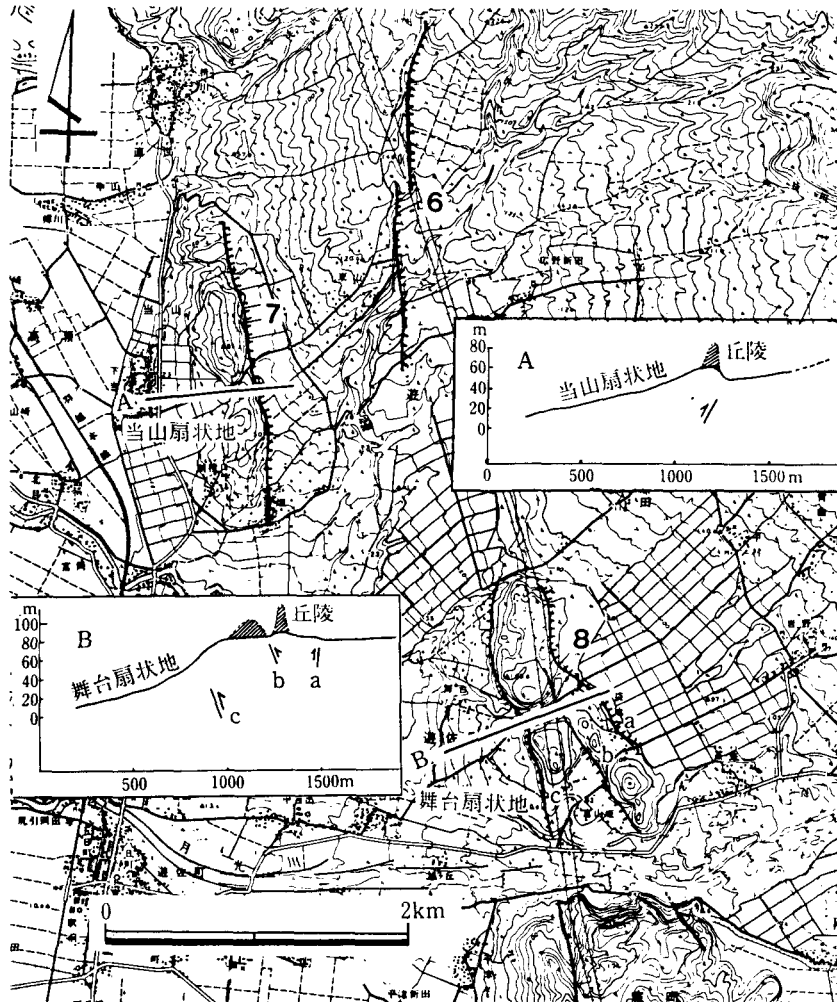
- A : m/1000年のオーダー
B : 0.1 m/1000年のオーダー

1980, 1991 ; 鈴木, 1990) . これらは, 庄内平野東縁 (南隣酒田地域) に発達する活褶曲に伴う観音寺断層 (活断層研究会, 1980) または酒田衝上断層群 (池辺ほか, 1979) の, 北方延長上に位置する逆断層である. 断層の走向は南北ないし北北西-南南東で, 長さ1.5-5 km, 垂直変位量は最大で50 m程度とされている.

吹浦地域南部, 杉沢の東方, 丸森丘陵では, 北北東-南南西方向に伸びた丘陵の両側に南の酒田地域から続いている直線状急崖がある. これらは活断層研究会 (1980) によると推定活断層である (第59図のH及びI). 酒田地域 (池辺ほか, 1979) では, この丘陵の南方延長部は背斜の軸部にあたっているが, 吹浦地域内の丸森付近は天狗森火砕岩から構成されており, 褶曲などの変形は確認されていない.

火山体に発達する活断層: 鳥海火山中腹に発達する活断層は, 西鳥海馬蹄形カルデラから西の中腹にかけて, 稲倉岳北方及び月山森付近に分布が認められる. いずれの断層も変位量のわりには比較的短く, 火山に認められる特有の正断層と考えられている (活断層研究会, 1980).

西鳥海に発達する断層群は, 東西ないし北西-南東の走向を持ち, ほとんどが北落ちの正断層で, 放射

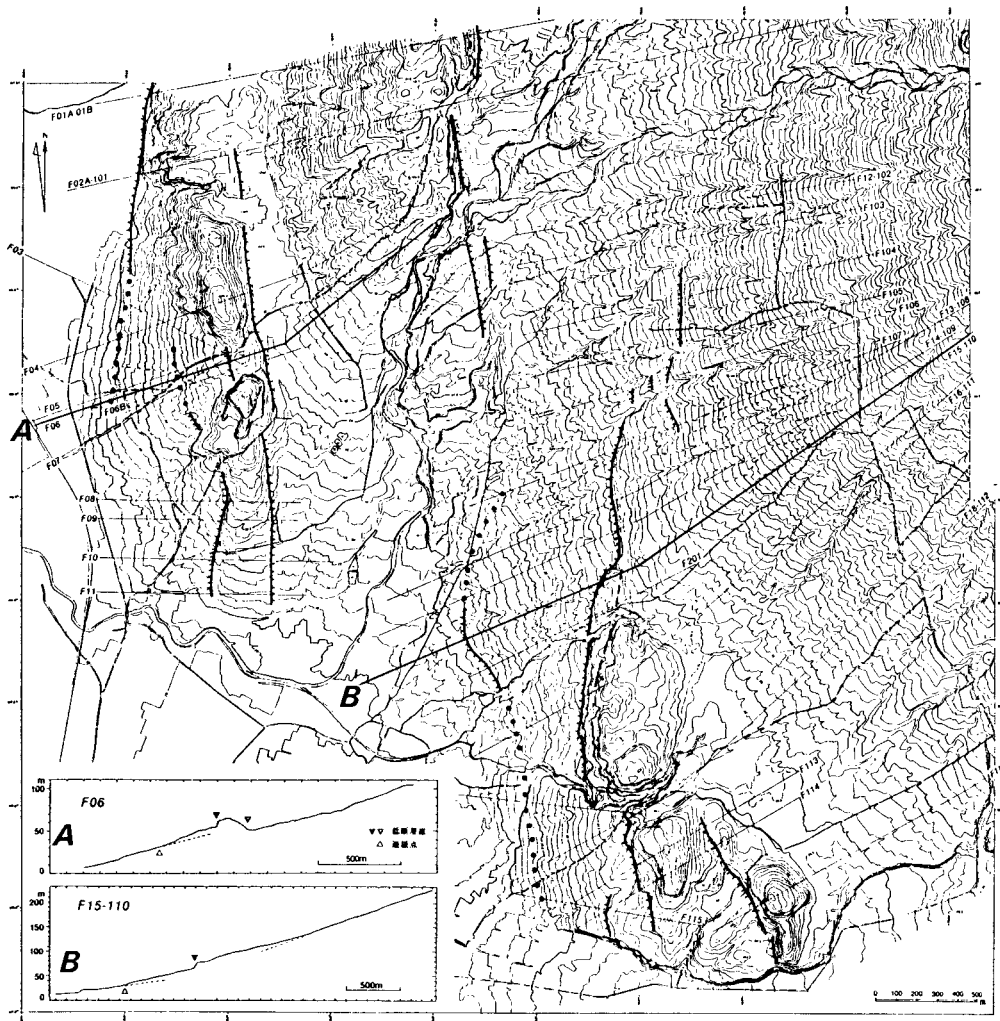


第60図 a 鳥海火山南西麓(庄内平野東縁)に分布する活断層(活断層研究会, 1980)

状に発達している(第59図のJ~M)。このうち最も変位量大きいものは洗沢断層と呼ばれ(林, 1984 a), 変位量は最大約30mで北落ちの低断層崖が地形図でも明瞭に読み取れる。洗沢断層では, 溶岩流ごとに変位量の差異が認められ, 変位は繰り返して起こったことを示している(宇井, 1972, 1984; 林, 1984 a)。この断層群では, 断層の長さは最大でも3km程度である。長さ1km以下の変位量の小さい断層には右横ずれのセンスを示すものも認められる。

稲倉岳北方では, 主に東西性の2本の断層からなり, その間が地溝状に落ち込んでいる(第59図のN)。北側のものは明らかな右横ずれを示す(佐藤, 1950)。断層の長さは長いもので2km, 垂直変位は約30m, 右横ずれは約20mの変位が認められる。

月山森付近の断層は林(1984 a)により月山森断層と呼ばれ(第59図のO), 西鳥海馬蹄形カルデラの南東側を切り, 最大落差約50m, 長さ1.5kmの北落ち正断層である。カルデラ縁上のピーク, 月山森は

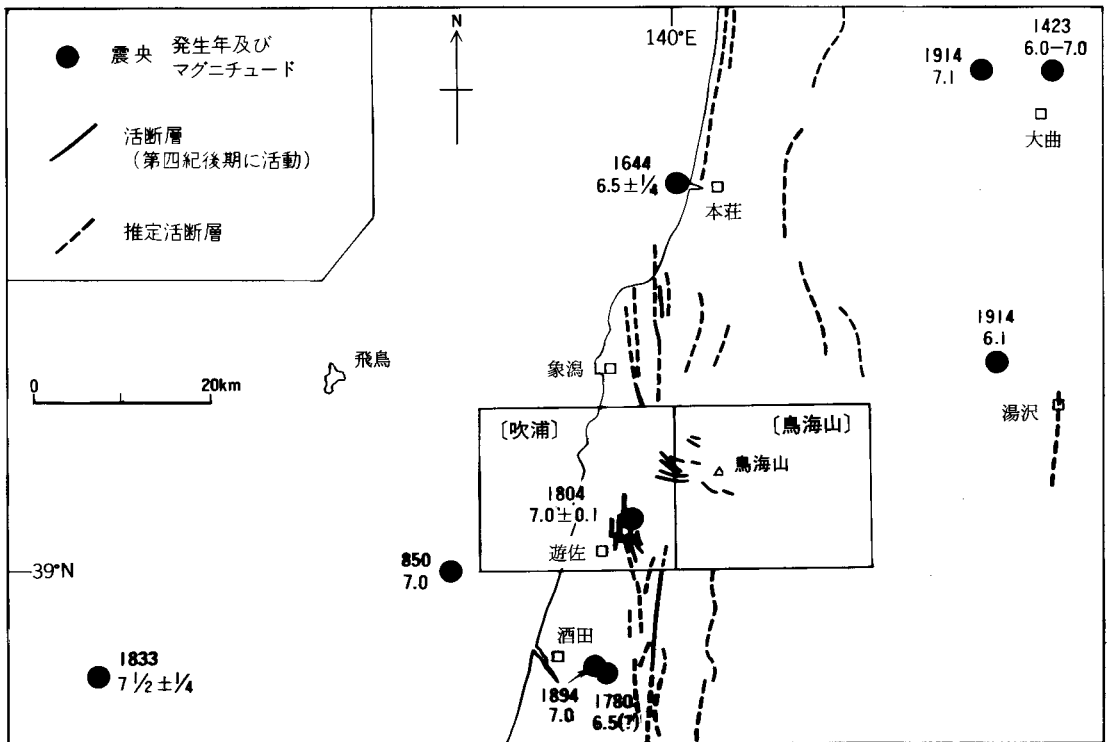


第60図b 鳥海火山南西麓(庄内平野東縁)に分布する活断層. 活断層研究会(1991)に加筆
太実線は低断層崖または撓曲崖, 点線は傾斜変換点

かつては火口の一つと考えられていたが, 断層崖で切られたカルデラ縁上の単なる高まりにすぎない(林, 1984 a). また, 月山森の東方に東西に延びた長さ1kmの正断層があるが(第59図のP), 変位量は小さい.

VIII. 2 地震

東北日本の日本海側は歴史時代を通してマグニチュード7級の大地震が数多く起こっている。鳥海山及び吹浦地域の周辺でも1804年の象潟地震などいくつかの被害地震が知られている(第61図)。1804年に発生した象潟地震では、吹浦地域内では最大震度7、1894年の庄内地震でも震度5以上が推定されている。象潟地震では秋田県本荘市と山形県酒田市の間の海岸で最大2m、吹浦地域の海岸でも最大1m以上の土地隆起が起こり、また、最大波高4-5mの津波が発生した(平野ほか, 1979; 羽鳥, 1986)。吹浦地域南部の遊佐町では、家屋の倒壊率が80%に達した。この地震については、宇佐美(1987)は吹浦地域内の鳥海火山南西麓の活断層分布域に震央を推定しているが(第61図)、平野ほか(1979)や羽鳥(1986)は震度分布、津波や隆起量から象潟近海に震央を推定している。なお、この地震を火山性地震とする説もあるが(村山, 1979)、特に根拠は記されていない。



第61図 鳥海山及び吹浦地域周辺の主な被害地震の分布
震央及びマグニチュードは宇佐美(1987)、活断層は山崎ほか(1983)を一部修正。
このうち、吹浦地域内に震央が推定されているのが1804年の象潟地震である

IX. 応用地質

(中野 俊・土谷信之)

IX. 1 温泉・鉱泉

鳥海火山の周辺には温泉が少ない。矢島地域内(鳥海火山の北東麓)に湯ノ沢温泉, 象潟地域内(北西麓)に象潟温泉があるが, いずれも湧出量が小さく泉温も低い(角, 1975)。鳥海山地域内では南西部の八幡町大台野(南麓)に湯ノ台温泉が, 吹浦地域内では遊佐町湯ノ田(西麓)に湯ノ田温泉があるが, やはり湧出量は小さい。最近, 遊佐町西浜ではボーリングにより豊富な湯量が得られ, 西浜温泉と呼ばれ利用されている。また, 鳥海山地域南西端の湯ノ台温泉西南西約 2.5 km の庄内熊野川沿いには, かつては鳥海温泉または嶽ノ腰鉱泉と呼ばれた鉱泉が湧出しており, 加熱し利用されていた(三土・金原, 1940)。

湯ノ台温泉は, 山形県温泉協会(1973, p. 489-493)によると7か所の源泉または異常湧水個所があり, そのうち自然湧水は1か所, 残りは石油掘さく井からの自噴である。自然湧水の源泉では, 泉温 24.0°C の含土類重曹泉である。湯ノ台温泉の南には温泉の沈澱物により形成された層厚約 5 m の石灰岩層が小規模ながら発達している。

湯ノ田温泉は, 海岸線近くに7か所の微温泉があり, 大部分が自然湧水で, 泉温 21.5-29.5°C である。このうち利用されている湧水の泉質は, 含炭酸食塩泉及び含土類弱食塩泉である(山形県温泉協会, 1973, p.484-488)。

IX. 2 採石

鳥海山地域, 鳥海町上笹子の丁川左岸では女川層に貫入した安山岩の採石が昭和 35 年以来行われている。昭和 59 年には道路用 10 万トン, 生コン用 8 万トン, その他 10 万トンが採掘, 出荷された(鳥海町史編纂委員会, 1985)。

吹浦地域の象潟町小砂川から遊佐町女鹿にかけては約 10 か所(昭和 62 年時点)で猿穴溶岩の採石が行われている。ここでは厚い上部クリンカー中の溶岩岩塊を採石しており, 庭石(鳥海石または女鹿石)として利用されている。また, 遊佐町湯ノ田でもかつては吹浦溶岩の採石が行われていた(第 41 図)。

IX. 3 金属鉱床

鳥海山及び吹浦地域内には稼行中の鉱山はない。かつて採掘されていた鉱山がいくつかあるが、いずれも小規模である。

鳥海山地域内では、従来より新第三紀火山岩層中の金属鉱床の探査が行われてきた。しかし、第三系からは特に有用な鉱床が見いだされていない。鳥海山地域南東部の新第三紀花崗岩岩体周辺の第三系は鉱化作用を受け、小規模な鉱脈がある。地質調査所(1956, p. 94-95)によると、この付近の輝石安山岩貫入岩体中に幅 5-50 cm の鉱脈が 2 条あり、閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱を鉱石とし、有沢鉱山と呼ばれていた。また、黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を含む、金倉鉱山と呼ばれる鉱脈鉱床があった。しかし、いずれも産出地点など詳細は不明である。

鳥海町朱ノ又川上流には褐鉄鉱鉱床があり、昭和 31 年から 39 年まで露天掘が行われていた(朱ノ又鉱山)。鳥海火山の溶岩及び火砕岩を基盤とし、沢沿いに鉄が沈澱した河床型褐鉄鉱鉱床である。鉱石は植物仮像構造を持ち、針鉄鉱を主としており、平均品位は Fe50% 以上である(椎川, 1958)。鉱山から北北東へ約 8 km の猿倉まで空中索道により鉱石運搬を行っていた。推定埋蔵量は約 120 万トンであった(早川ほか, 1962)。褐鉄鉱鉱石のうち燐含有量の高い部分では P_2O_5 が 17% にも達していた(椎川, 1963)。そのほか鳥海町板平から矢島町善神池付近にかけて褐鉄鉱鉱床の露頭が見つかったが、稼行対象とはならなかった(椎川ほか, 1963)。

遊佐町の鳳来山付近には鉱泉沈澱型褐鉄鉱鉱床があり、明治 38 年頃から昭和 20 年まで断続的に採鉱が行われ、昭和 34-35 年にも嶽ノ腰鉱山として約 1,000 トンの鉱石が出荷されたことがある(神保・清水, 1961; 阿部・伊部, 1962)。鉱化帯は金俣沢から鳳来山の東まで及んでいる。

吹浦地域の北端、象潟町本郷集落南西の標高 250 m 付近には、本郷鉱床と呼ばれた鉱泉沈澱型褐鉄鉱鉱床があった。昭和 29 年頃に Fe 40% 内外の鉱石を数百トン出鉱した実績がある(丸山, 1962)。

IX. 4 石油及び天然ガス

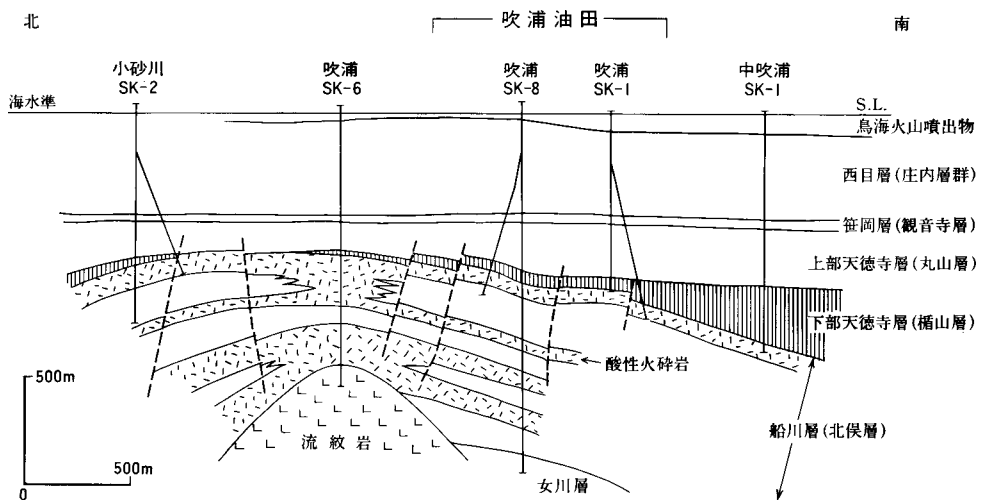
鳥海山地域内の石油及び天然ガスは鳥海町猿倉と八幡町湯ノ台付近でそれぞれ開発された。湯ノ台からは戦時中豊富な石油を産出し、鳥海山油田と呼ばれた。吹浦地域内からは遊佐町女鹿に吹浦油田がある。

鳥海町猿倉では古くからガス徴が知られ、直根油田と呼ばれて明治時代から試掘されていた。金原ほか(1958)によれば、昭和 27 年(1952)頃より日本鉱業(株)によってこの付近に井戸 23 坑が掘られ、昭和 30 年頃、直根 R1 及び R4 の井戸においてそれぞれ 10,000 m^3 /日以上の天然ガスを生産した。ガスは深度 200-350 m にある女川層上部の軽石凝灰岩及び凝灰質砂岩を頻繁に挟む泥岩層の層準から産出した。新第三系を覆う鳥海火山岩屑中からも最大 400-500 m^3 /日のガスと少量の石油が得られた。平成 3 年現在は稼行されておらず、温泉(湯ノ沢温泉; 矢島地域南端部)とともに少量のガスが噴出しているだけである。

八幡町湯ノ台付近では古来より石油の浸出が知られ、アスファルトの採取が行われていた。地質調査

所 (1957, p.166-169) によれば, 鳥海山油田の開発は昭和9年(1934)に日本石油(株)による最初の試掘から始まり, 昭和16年には初めて豊富な鉱床が発見された。その後次々と掘削され, 石油生産量が急増し, 昭和18年には27の井戸から約2万kl/年の原油が採取された。しかし, 戦時中の濫採のため急激に枯渇し, 昭和21年以降は2,000kl/年以下に減っている(地質調査所, 1957, p.175)。平成3年現在は稼行されていない。本油田の油層は主として深度350-500mに伏在する北俣層上部に挟在する。また, 一部北俣層を不整合に覆う鳥海火山噴出物中からも産油している。北俣層は黒色泥岩を主とし, 秋田県側の船川層に対比される地層である。石油の産出層準付近では灰白色凝灰岩及び凝灰質砂岩を頻繁に挟有し, 石油は主としてこの中に胚胎している。

吹浦油田は遊佐町北部の女鹿付近にあって, 昭和33年より石油及び天然ガスを生産した。石油技術協会(1973)によれば, 本油田は昭和13年より本格的に探鉱され, 日本石油(株)によって4本の試掘井が掘削され, 油・ガス徴が認められた。昭和33年には吹浦SK-1が開坑され, 深度800mの北俣層最上部で油・ガス層を発見し, 日産石油41.2kl, ガス6,600m³を得た。これ以降昭和35年までに13本の試掘井が掘られたが, 吹浦SK-10Dが成功しただけで, これ以上の開発は行われていない。本油田は昭和34年が最盛期で, 総累計3万8千klの原油と800万m³のガスを生産したが, 平成3年現在はほとんど稼行されていない。本油田は吹浦沖から北東-南西に延びる背斜構造の南東翼部にあり(第62図), 主な油層は北俣層(船川層)最上部の凝灰質砂岩層である。この油層から原油とともに産するガスは約62%もの炭酸ガスを含んでいて, 日本の天然ガスとしては特異な特徴を持っている。



第62図 吹浦油田付近の南北地質断面図
天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1982, p.144)及び沖(1960)に基づく

文 献

- 阿部 宏・伊部幸美(1962) 鳥海山南麓ソブ谷地地区. 未利用鉄資源, no. 9, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 134-137.
- 安間 恵・柴崎達雄・打木弘一・鳥海山調査団(1982) 鳥海山山麓および飛島海盆の第四系. 日本海の地質, 東海大学出版会, p. 267-284.
- 安齋 徹(1950) 鳥海火山の地形と地質. 朝日～月山～鳥海(出羽国立公園候補地学術調査報告), p. 21-23.
- 青木謙一郎・植木貞人(1981) 鳥海山の噴出物調査と災害評価. 自然災害特別研究班成果, no. A-56-1, p. 38-41.
- 伴 雅雄・林 信太郎・高岡宣雄(1989) 東北日本・鳥海火山噴出物のK-Ar年代. 火山, 第2集, vol. 34, p. 332.
- 地質調査所(編)(1956) 日本鉱産誌 I-b 主として金属原料となる鉱石-銅・鉛・亜鉛-. 地質調査所, 395p.
- (編)(1957) 日本鉱産誌 V-b 主として燃料となる鉱石-石油および可燃性天然ガス-. 地質調査所, 416p.
- 千谷好之助(1930) 秋田北部油田の地質に就きて. 地質雑, vol.37, p. 732-739.
- 鳥海町史編纂委員会(1985) 鳥海町史, 鳥海町, 1798p.
- 中馬教允・高橋 一(1968) 山形県庄内砂丘の古砂丘の絶対年代 - 日本の第四紀層の¹⁴C年代XL-. 地球科学, vol. 22, p.42.
- Fujitani, T. and Masuda, A. (1981) Light REE inclination and distance from volcanic front ; a case of volcanic rocks in Northeastern Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 15, p. 269-281.
- 後藤 求(1981) 鳥海山火山の地質と岩石-特に層序について-. 日本地質学会第88学術大会講演要旨, p. 293.
- 半沢正四郎・田ロー雄・青田俊寿・玉ノ井正俊・金子恒夫(1958) 新庄市周辺天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発利用調査報告, 石油技術協会, p. 292-311
- 畠山 昭(1954) 秋田県本荘盆地東部の新第三系. 地質雑, vol. 60, p. 171-184.
- 羽鳥徳太郎(1986) 文化元年(1804年)象潟地震の震度および津波調査. 震研彙報, vol. 61, p. 143-157.
- 早川典久・椎川 誠・石原 孜・藤沢 宏・丹内信夫(1962) 鳥海地区. 未利用鉄資源, no. 9, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 123-131.
- 林 信太郎(1984a) 鳥海火山の地質. 岩鉱, vol. 79, p. 249-265.
- (1984b) 鳥海火山の岩石学(その1)-岩石記載および主成分化学組成-. 岩鉱, vol. 79, p. 475-483.
- Hayashi, S. (1985) Petrology of Chokai volcano, northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ ., ser. 3*, vol. 16, p. 269-325.

- 林 信太郎 (1986) 鳥海火山の岩石学 (その3) - 微量元素組成および岩石成因論 -. 岩鉱, vol. 81, p.370-383.
- (1989) 鳥海山. 理科年表読本 空からみる日本の火山 (荒牧重雄・白尾元理・長岡正利編). 丸善, p. 71-74.
- (1990) 東北日本, 鳥海火山のマグマ供給システム. 日本火山学会 1990年度春季大会講演予稿集, p. 20.
- ・青木謙一郎 (1985) 鳥海火山の岩石学 (その2) - 造岩鉱物の化学組成 -. 岩鉱, vol. 80, p. 73-82.
- ・藤巻宏和 (1984) 鳥海火山ステージII噴出物中の軽石質包有物. 火山, 第2集, vol. 29, p. 339-340.
- ・大友一巳 (1987) 東鳥海火山のマグマ供給系について. 日本火山学会 1987年度春季大会講演予稿集, p. 20.
- 平野信一・中田 高・今泉俊文 (1979) 象潟地震 (1804年) に伴う地殻変形. 第四紀研究, vol. 18, p. 17-30.
- 藤岡一男・高安泰助・的場保望・佐々木詔雄 (1969) 秋田油田天徳寺層および笹岡層の標式地における層位関係. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 37, p. 17-40.
- 飯塚保五郎 (1930) 山形油田の地質に就きて. 地質雑, vol. 37, p. 770-774.
- 池辺 穰 (1962) 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 26, p. 1-59.
- ・大沢 穰・井上寛生 (1979) 酒田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 42p.
- 井口 隆 (1988) 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 - 磐梯山, 鳥海山, 岩手山 -. 国立防災科学技術センター研究報告, no. 41, p. 163-275.
- 猪俣虎彦 (1962) 山形県北西部中新統上部の Biofacies の研究. 石油技誌, vol. 27, p. 465-502.
- 井上寛生 (1962) 新第三紀における出羽丘陵周辺地域の古地理学的研究. 石油技誌, vol.27, p.443-464.
- Ishikawa, K., Kanisawa, S. and Aoki, K. (1980) Content and behavior of fluorine in Japanese Quaternary volcanic rocks and petrogenetic application. *Jour. Volcanol. Gethem. Res.*, vol. 8, p. 161-175.
- 石川俊夫 (1958) 鳥海及び乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 263-277.
- 神保 恵・清水貞雄 (1961) 鳥海山南麓地区. 未利用鉄資源. no. 8, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 115-118.
- 金原均二 (1943) 秋田県白雪川油田 (大日本帝国油田第45区其二) 地形及地質図, 同説明書. 地質調査所, p. 13-22.
- ・河井興三・山田 博・戸谷嗣津夫・牧 真一・竹田邦猪・狩野豊太郎・藤田逸人 (1958) 矢島町周辺天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発利用調査報告, 石油技術協会, p. 157-178.
- 鹿野和彦・根尾定文・島田昱郎 (1981) 秋田県矢島地域の女川層炭酸塩岩に関する堆積地化学的知見.

- 石油技誌, vol. 46, p. 175-182.
- 加納 博・丸山孝彦(1980) 鳥海山1974年の爆発 - とくに噴出物の起源について -. 秋田大学鉱山学部研究報告, no. 1, p. 24-35.
- 片平忠実・猪間明俊・保泉忠夫・甲田 弘(1977) 秋田県由利原台地の石油探鉱. 藤岡一男教授記念論文集, p. 63-81.
- 片山 勝(1941) 本荘・横手間の第三紀層. 石油技誌, vol. 9, p. 93-105.
- Kato, I. (1955) Petrogenetic considerations of the Green Tuffs found in the lower part of the Neogene developed in the Yokote basin in Akita Prefecture and Shinjo basin in Yamagata Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Uniu.*, ser. 3, vol. 5, p. 1-94.
- 加藤万太郎(1977) 鳥海山北西麓, 象潟泥流の分布と形成年代について. 秋田地学, no. 26, p. 10-14.
- (1978) 秋田県の第四紀層の¹⁴C年代と象潟泥流について. 秋田博研報, no. 3, p. 56-63.
- (1984) 鳥海山北麓, 由利原の形成年代と火砕流について. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 348.
- (1986) 鳥海山麓の火砕流・泥流堆積物の分布と形成過程. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 370.
- 活断層研究会(編)(1980) 日本の活断層 - 分布図と資料 -. 363p., 東大出版会.
- (編)(1991) 新編日本の活断層 - 分布図と資料 -. 437p., 東大出版会.
- 勝井義雄(1954) 鳥海火山帯熔岩の化学成分. 地質雑, vol. 60, p. 185-191.
- 今田 正(1974a) 鳥海山1974年3-4月の火山活動の概要. 火山, 第2集, vol. 19, p. 35-36.
- (1974b) 鳥海山の噴火. 地学雑, vol. 83, no. 4, 口絵.
- (1977) 油田地域の玄武岩序説. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 161-168.
- 鯨岡 明(1953) 最近の探鉱成果IV.A.2 山形地区. 石油技誌, vol. 18, p. 157-163.
- Kutsuzawa, A. and Kim, C. (1966) On structural analysis of the Toridame fault. *Jour. Mining Coll. Akita Uniu.*, ser. A, vol. 4, p. 35-51.
- 丸山修司(1962) 象潟地区. 未利用鉄資源, no. 9, 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会, p. 118-123.
- Masuda, Y. (1979) Lateral variation of trace element contents in Quaternary volcanic rocks across Northeast Japan. *Bull. Univ. Osaka Pref.*, ser. A, vol. 28, p. 105-125.
- 三土知芳(1938) 秋田県仁賀保油田(大日本帝国油田第33区)地形及地質図, 同説明書. 地質調査所, 73p.
- ・金原均二(1940) 山形県飽海油田(大日本帝国油田第38区)地形及地質図, 同説明書. 地質調査所, 49p.
- 水野 裕(1962) 鳥海山麓の火山噴出物とその地形について. 東北地理, vol. 14, p. 103-106.
- 守屋以智雄(1983) 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p.
- 村山 磐(1979) 鳥海山の火山噴出物と象潟の地形との関係. 東北学院大東北文化研究所紀要, vol. 10, p. 454-449.
- Nagao, T., Yamamoto, M. and Onuma, K. (1980) Crystallization trend of chromian spinel in some alkali basalts and calc-alkali andesites from Japanese island. *Jour. Japan. Assoc. Mineral.*

Petrol. Econ. Geol., vol.75, p.44-54.

- 中島欽三 (1906) 鳥海火山地質調査報文. 震予報, no. 52, p. 1-32.
- Notsu, K. (1983) Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 531-548.
- Ogasawara, K. and Naito, K. (1983) The Omma-Manganzian molluscan fauna from Akumi-gun, Yamagata Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist., Res. Bull.*, no. 51, p. 41-56.
- Ohguchi, T. (1983) Stratigraphical and Petrographical study of the Late Cretaceous to Early Miocene volcanic rocks in Northeast Inner Japan. *Jour. Mining Coll. Akita. Univ., ser. A*, vol. 6, p. 189-258.
- 沖 亨 (1960) 鳥海山南西麓の地質と集油可能性について. 石油技誌, vol. 25, p. 250-254.
- 大森房吉 (1918) 日本噴火志, 上編. 震予報, no. 86, 236p.
- 大村一蔵 (1928) 石油地質学概要 (18). 地球, vol. 9, p. 303-310.
- Onuma, K. (1963a) Geology and petrology of Chokai volcano, northeastern Japan. Part I, Geology and petrography. *Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 50, p. 1-20.
- (1963b) Geology and petrology of Chokai volcano, northeastern Japan. Part II, Petrochemistry and petrogenesis (1). *Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 50, p. 235-244.
- (1964) Geology and petrology of Chokai volcano, northeastern Japan. Part II, Petrochemistry and petrogenesis (2). *Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 51, p. 21-29.
- 折本左千夫 (1964) 山形県日正鉦山付近の地質, とくに第三紀花崗岩質岩類について. 鉦山地質, vol. 14, p. 248-260.
- 大塚弥之助 (1936) 秋田県由利郡の高瀬川凝灰岩層. 地質雑, vol. 43, p. 697-706.
- 大八木規夫・清水文健・井口 隆 (1982) 地すべり地形分布図「鳥海山」. 防災科学技術研究資料, no. 69, 国立防災科学技術センター.
- 大沢 穠・池辺 穰・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘 (1982) 象潟地域の地質 (酒田地域の一部, 飛島を含む). 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 73p.
- ・片平忠実・中野 俊・土谷信之・栗田泰夫 (1988) 矢島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 87p.
- ・ ——— ・土谷信之 (1986) 清川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 61p.
- ・大口健志・高安泰助 (1979a) 湯沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 64p.
- ・ ——— ・ ——— (1979b) 浅舞地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 53p.
- ・土谷信之・片平忠実・菊地芳朗・大口健志 (1989) 秋田県南部一山形県北部油田地帯の深部

- 地質構造. 地質学論集, no. 32, p. 133-142.
- 佐川栄次郎 (1898-99) 20 万分の 1「酒田」図幅地質図及び同説明書. 地質調査所, 58p.
- 佐藤比呂志 (1986) 東北地方中部地域(酒田-古川間)の新生代地質構造発達史(第 I 部). 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, no. 88, p. 1-32.
- 佐藤 久 (1950) 朝日, 月山, 鳥海の地形. 朝日~月山~鳥海(出羽国立公園候補地学術調査報告), p. 33-57.
- 石油技術協会 (1973) 吹浦油田. 日本の石油鉱業と技術, p. 31-32.
- 瀬能 修・斉藤文雄・高橋利宏・内藤孝範 (1989) 昭和 63 年度秋田県由利郡鳥海町, 山形県飽海郡八幡町「鳥海山東部」88」班地表地質調査報告書. 46p., 石油資源開発株式会社調査報告 (M.S.).
- 柴橋敬一 (1973) 鳥海火山の地質学的研究. 山形県の地質と資源(原口九萬教授退官記念), p. 7-16.
- ・今田 正 (1972) 鳥海火山の地質と岩石. 「鳥海山・飛鳥」, 山形県総合学術調査会, p. 14-34.
- 椎川 誠 (1958) 秋田県鳥海山朱ノ又鉄鉱床, とくにこれに伴う燐について. 鉱山地質, vol. 8, p. 335-345.
- (1963) 鳥海山朱ノ又地区. 国内鉄鋼原料調査, no. 1, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p. 48-57.
- ・加藤万太郎・三品裕正・丹内信夫 (1963) 鳥海山東方地区. 国内鉄鋼原料調査, no. 1, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p. 45-47.
- 菅原啓子 (1971) 山形県庄内砂丘について. 地学研究, vol. 22, p. 377-384.
- Sugimura, A., Matsuda, T., Chinzei, K. and Nakamura, K. (1963) Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 26, p. 125-140.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134p.
- 鈴木康弘 (1990) 庄内平野東縁における精密図化による長波長変形の抽出. 活断層研究, no. 8, p. 81-89.
- 田口一雄 (1959) 秋田・山形県境附近出羽丘陵の地質(出羽地向斜の研究 I). 地質雑, vol. 65, p. 12-20.
- Taguchi, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 7, p. 293-342.
- 田口一雄 (1973) 裏日本新第三系下部層にまつわる問題—とくに基盤構造地質と積成区の形成に言及して—(出羽地向斜の研究~V). 山形県の地質と資源(原口九萬教授退官記念), p. 17-28.
- ・阿部正宏 (1953) 鳥海山東麓の石油地質と構造. 岩鉱, vol. 37, p. 130-140.
- 高野 修・守屋成博・稲葉 充 (1991) 平成 2 年度秋田県由利郡矢島町, 鳥海町「矢島南方総合'90」班地表地質調査報告書. 42p., 石油資源開発株式会社調査報告 (M.S.).
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) 日本の石油・天然ガス資源. 455p.
- ・——— (1986) 由利原油, ガス田. 日本における最近の石油探鉱, p. 216-229.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no. 20, p. 57-71.
- 土谷信之 (1989) 大沢地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 85p.

- Tsuchiya, N. (1990) Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41, p. 473-505.
- 植木貞人 (1981) 鳥海山の活動史. 自然災害特別研究班成果, no. A-56-1, p. 33-37.
- 宇井忠英 (1972) 鳥海火山中腹の断層崖と山麓に分布する火砕岩の成因. 「鳥海山・飛島」, 山形県総合学術調査会, p. 8-13.
- (1984) 鳥海火山西山腹の溶岩流を切る活断層崖. 空中写真による日本の火山地形 (日本火山学会編), 東大出版会, p. 164-165.
- ・荒牧重雄 (1985) 火山活動に伴う崩壊-岩屑流. 月刊地球, vol. 7, p. 374-378.
- Ui, T., Nakamura, K. and Shibahashi, K. (1977) 1974 activity of Chokai volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 40, p. 231-238.
- 宇井忠英・柴橋敬一 (1975) 鳥海山 1974 年の火山活動. 火山, 第 2 集, vol. 20, p. 51-64.
- ・山本 浩・尾上秀司・只隈和博 (1986) 鳥海火山の岩屑流. 文部省科研費自然災害特研, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等) の特質と災害」 (代表者: 荒牧重雄) 報告書, p. 201-211.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東大出版会, 34p.
- 渡辺久吉 (1932) 新第三系 (新成統), 日本地質鉱産誌. 地質調査所, p. 92-152.
- 山形県温泉協会 (1973) 山形県温泉誌. 541p.
- 山形県消防防災課 (1976) 鳥海山-1974 年の火山活動-. 山形県, 74p.
- Yamagishi, H. (1987) Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido*, vol. 59, p. 55-117.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・下川浩一・衣笠善博 (1983) 50 万分の 1 活構造図「秋田」. 地質調査所.
- 八幡貴士 (1990) 秋田県鳥海町付近の新第三系の地質. 秋田大学鉱山学部卒業論文 (M.S.).
- 米地文夫 (1972) 鳥海山の地形. 「鳥海山・飛島」, 山形県総合学術調査会, p. 263-272.
- 吉田三郎・柴橋敬一・沼野達明・宇野俊治・富沢 尹・池田芳郎 (1981) 5 万分の 1 地質図幅「吹浦・鳥海山・湯沢」及び同説明書. 山形県, 26p.

付表A-1 鳥海火山噴出物の全岩化学組成

No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	total	文献 ¹⁾	岩石名 ²⁾	原著での地層名 ³⁾	対応する地層名(本報告)
1	60.62	0.84	16.28	2.79	4.32	0.11	2.95	5.78	3.49	2.16	0.25	0.30	0.13	100.02	K	ayA	新山ドーム溶岩	新山溶岩
2	50.75	1.12	19.23	3.62	5.71	0.15	5.32	9.93	2.62	1.01	0.15	0.53	0.54	100.68	O3	y, oaA	下玉田川溶岩	下玉田川溶岩
3	53.07	0.77	19.66	2.47	4.91	0.14	5.34	8.62	3.05	1.20	0.23	0.41	0.34	100.21	O3	yoaA	笹ガ岳溶岩	笹ガ岳溶岩
4	54.03	0.76	17.98	3.00	5.37	0.12	4.53	8.99	2.90	1.55	n.d.	0.54	0.13	99.90	O3	oyaA	獅子ヶ口溶岩	千蛇谷/七高山溶岩
5	54.73	0.73	18.31	3.86	4.32	0.15	3.25	7.26	3.55	1.85	0.25	0.62	0.70	99.58	O3	o, yaA	水ノ股溶岩	?
6	55.20	0.79	17.38	4.08	4.37	0.16	5.52	7.56	3.11	1.63	n.d.	0.12	0.47	100.39	O3	yoaA	猿穴溶岩	猿穴溶岩
7	56.03	0.72	18.04	3.53	4.36	0.12	3.69	7.00	3.20	1.55	n.d.	0.39	0.55	99.18	O3	o, yaA	大台野溶岩	大台野上部溶岩
8	57.61	0.82	18.23	3.22	4.58	0.14	3.13	7.23	3.61	1.85	n.d.	0.31	0.15	100.88	O3	yaA	月山森溶岩	月山森溶岩
9	58.02	0.69	17.49	2.85	4.79	0.13	3.39	6.23	3.30	2.05	n.d.	0.47	0.28	99.69	O3	oyaA	七高山溶岩	七高山溶岩
10	59.87	0.65	16.63	2.97	4.33	0.12	3.00	6.16	3.63	2.10	0.25	0.34	0.10	100.15	O3	oyaA	新山溶岩	荒神ヶ岳溶岩
11	53.03	0.48	18.21	3.69	4.35	0.13	6.09	7.73	2.83	1.27	0.15	0.85	0.75	99.56	O3	h, oyaA	稲倉岳溶岩	稲倉岳溶岩
12	54.97	1.04	18.59	2.55	4.37	0.09	4.79	6.99	3.22	1.75	n.d.	0.56	0.64	99.56	O3	h, yoaA	扇子森円頂丘溶岩	扇子森溶岩
13	54.85	0.60	18.32	3.24	4.37	0.12	5.16	7.86	3.00	1.64	0.24	0.50	0.19	100.09	O3	h, yoaA	中の沢溶岩	南ノコマイ/万助道溶岩
14	54.93	0.73	19.27	2.05	4.68	0.10	5.02	7.63	3.23	1.51	0.26	0.43	0.51	100.35	O3	h, oyaA	鳥ノ海溶岩	鳥ノ海溶岩
15	54.96	0.97	17.14	3.08	4.24	0.16	5.28	7.01	3.00	1.52	n.d.	1.87	0.35	99.58	O3	h, yoaA	霊峰溶岩	鳥ノ海溶岩?
16	55.78	1.30	18.00	2.36	4.38	0.15	4.60	6.17	3.10	1.74	0.21	1.68	0.87	100.34	O3	h, yaoA	小滝溶岩	?
17	57.17	0.85	17.43	2.26	3.57	0.13	4.42	6.95	3.10	1.70	0.18	1.18	0.14	99.08	O3	hy, oaA	法体溶岩	法体溶岩
18	57.66	0.64	17.07	2.88	4.10	0.13	3.99	6.25	3.27	1.86	n.d.	1.66	0.43	99.94	O3	h, yaA	観音森円頂丘溶岩	観音森溶岩
19	61.20	0.63	16.00	3.54	3.53	0.13	2.82	5.78	3.75	2.10	0.28	0.31	0.10	100.17	O3	hyaA	鍋森円頂丘溶岩	鍋森溶岩
20	48.04	0.52	21.05	3.80	5.08	0.09	7.09	8.99	2.50	1.00	n.d.	1.05	0.43	99.64	O4	(o2pB)	捕獲岩(笹ガ岳溶岩)	
21	52.05	0.72	18.35	4.59	5.60	0.09	5.11	9.67	2.72	1.07	0.15	n.d.	0.19	100.31	O4	(o2pB)	捕獲岩(大台野溶岩)	
22	55.52	0.91	18.06	3.09	5.03	0.09	5.19	5.28	2.80	1.55	0.28	0.89	1.15	99.84	Y	o, 2pA	仲折沢溶岩	洗沢川溶岩
23	57.04	0.86	16.55	3.70	4.24	0.14	5.19	6.94	2.80	1.70	0.20	0.28	0.24	99.88	Y	o, h2pA	西鳥海溶岩	鳥ノ海溶岩
24	57.82	0.76	16.55	3.85	3.30	0.06	4.49	5.55	3.30	1.70	0.22	0.81	0.29	98.70	Y	h, o2pA	鍋森中央火口丘溶岩	鍋森溶岩
25	58.76	0.81	16.92	3.28	4.02	0.05	3.71	5.74	3.30	1.90	0.23	0.30	0.51	99.53	Y	h, o2pA	観音森円頂丘溶岩	観音森溶岩

No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	total	文献 ¹⁾	岩石名 ²⁾	原著での地層名 ³⁾	対応する地層名(本報告)
26	55.83	0.73	15.86	2.86	4.60	0.12	4.81	7.11	3.75	1.60	0.24	0.90	0.21	98.62	Y	o, 2pA	猿穴溶岩	猿穴溶岩
27	55.72	0.60	17.00	3.55	4.17	0.12	4.91	5.50	3.55	1.85	0.24	1.39	0.88	99.48	Y	2pA	吹浦溶岩	吹浦溶岩
28	57.38	0.91	17.56	3.09	3.74	0.05	2.99	7.63	3.35	1.60	0.24	0.04	0.44	99.02	Y	o, 2pA	あざみ坂溶岩	七高山/上ノ台溶岩?
29	59.76	0.94	17.43	3.91	3.95	0.04	2.69	5.55	3.50	1.70	0.21	0.27	0.41	100.36	Y	2pA	白糸滝溶岩	金保沢/千蛇谷溶岩?
30	56.76	0.96	16.92	3.42	4.77	0.10	3.59	6.60	3.35	1.50	0.15	0.25	0.26	98.63	Y	o, 2pA	東島海溶岩	七高山溶岩
31	56.80	0.97	16.67	3.61	4.47	0.06	4.39	6.25	3.30	1.40	0.12	0.07	0.20	98.31	Y	o, 2pA	荒神岳中央火口丘溶岩	荒神ヶ岳溶岩
32	60.90	0.55	15.86	3.70	3.45	0.10	2.91	5.19	3.50	2.20	0.21	0.49	0.04	99.10	Y	2pA	新山中央火口丘溶岩	新山溶岩
33	56.61	0.93	17.07	3.38	4.16	0.15	4.25	6.46	3.21	1.95	0.21	1.07	0.67	100.12	OZ	h, oyaA	(象潟町小滝, 白糸の滝)	元滝溶岩
34	49.80	1.17	19.73	3.10	6.15	0.18	5.43	9.67	3.10	1.25	0.23	0.45	0.18	100.44	H	y, oaB	下玉田川溶岩	下玉田川溶岩
35	54.80	1.01	18.48	4.14	4.40	0.19	3.30	7.03	3.87	1.47	0.33	0.63	0.43	100.08	H	2pA	洗沢下部溶岩	洗沢川下部溶岩
36	54.49	1.03	16.49	5.43	4.72	0.25	3.25	7.25	3.78	1.45	0.27	0.88	0.76	100.05	H	2pA	三の俣溶岩	?
37	54.92	1.13	18.67	3.80	4.31	0.18	3.05	6.95	4.10	1.68	0.27	0.67	0.53	100.26	H	2pA	御滝溶岩	御滝火山岩
38	55.71	1.01	18.29	3.82	4.25	0.17	2.92	6.45	4.18	1.67	0.32	0.81	0.29	99.89	H	2pA	御滝溶岩	御滝火山岩
39	55.99	1.01	18.50	3.62	4.28	0.17	2.79	6.27	3.89	1.76	0.29	0.80	0.49	99.86	H	2pA	鹿ノ俣川第一溶岩	鹿ノ俣川下部溶岩
40	55.97	1.02	17.62	5.46	3.01	0.16	2.84	6.56	3.99	1.75	0.28	0.50	0.44	99.60	H	2pA	三の俣溶岩	?
41	56.53	1.01	17.76	3.54	4.10	0.16	3.05	6.26	4.07	1.95	0.28	0.57	0.35	99.63	H	2pA	三の俣溶岩	?
42	56.73	0.95	18.18	3.55	3.46	0.18	2.92	6.34	4.17	1.95	0.26	1.05	0.16	99.90	H	2pA	三の俣溶岩	?
43	58.39	1.06	17.35	3.34	4.02	0.18	2.44	5.57	4.43	1.96	0.28	0.45	0.33	99.80	H	o, 2pA	奈曾谷溶岩	奈曾谷溶岩
44	58.47	0.89	18.73	3.38	2.62	0.12	1.56	5.32	4.34	2.48	0.32	0.93	0.61	99.77	H	2pA	朱ノ又川溶岩	朱ノ又川溶岩
45	52.69	1.01	19.65	2.34	6.58	0.20	3.43	7.81	3.69	1.74	0.26	0.76	0.49	100.65	H	o, 2pA	南米沢溶岩	金保沢/三の俣溶岩
46	53.35	1.03	18.81	3.28	5.52	0.19	3.52	7.26	3.47	1.70	0.27	0.85	0.57	99.82	H	o, 2pA	鹿ノ俣川第二溶岩	鹿ノ俣川上部溶岩
47	53.99	1.11	18.79	2.92	5.53	0.19	3.42	7.27	3.53	1.68	0.30	0.34	0.21	99.28	H	o, 2pA	鹿ノ俣川第二溶岩	鹿ノ俣川上部溶岩
48	55.23	1.01	18.77	3.03	4.80	0.18	3.03	6.63	3.62	1.74	0.31	0.86	0.44	99.65	H	o, 2pA	鹿ノ俣川第二溶岩	鹿ノ俣川上部溶岩
49	55.28	0.99	17.99	4.62	3.83	0.15	3.18	6.75	3.97	2.05	0.27	0.23	0.29	99.60	H	o, 2pA	南米沢溶岩	金保沢/三の俣溶岩
50	56.38	1.02	18.64	3.32	4.43	0.14	2.99	6.11	3.76	1.83	0.23	0.42	0.40	99.67	H	2pA	三の俣溶岩	?

No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	total	文献 ¹⁾	岩石名 ²⁾	原著での地層名 ³⁾	対応する地層名(本報告)
51	56.64	0.98	18.83	3.47	3.97	0.15	2.92	6.05	3.91	2.00	0.27	0.69	0.23	100.11	H	o, 2pA	南米沢溶岩	金俣沢/三の俣溶岩
52	56.99	1.06	17.89	3.38	3.86	0.16	2.76	6.58	3.69	1.79	0.21	0.94	0.24	99.55	H	2pA	白雪川火砕流堆積物	由利原岩屑堆積物
53	57.46	0.95	18.23	2.94	4.67	0.16	3.02	6.62	3.63	1.91	0.21	0.41	0.07	100.28	H	2pA	石秀川溶岩	石秀川溶岩
54	58.04	1.01	19.18	3.42	2.38	0.16	2.41	5.22	3.94	2.11	0.24	0.85	0.65	99.61	H	2pA	三の俣溶岩	?
55	59.37	0.85	17.48	2.83	3.86	0.17	2.26	5.46	4.02	2.11	0.28	0.75	0.37	99.81	H	2pA	鹿ノ俣川第一溶岩	鹿ノ俣川下部溶岩
56	58.73	0.95	18.23	3.17	3.10	0.15	2.51	4.81	3.82	2.25	0.20	1.40	0.69	100.01	H	2pA	大台野上部溶岩	大台野上部溶岩
57	51.95	0.91	16.44	2.62	6.09	0.18	7.46	8.48	2.89	1.42	0.19	0.89	0.16	99.68	H	o2pB	川袋小川溶岩	川袋小川溶岩??
58	52.25	1.07	18.02	2.27	6.04	0.17	6.26	8.95	3.30	1.46	0.23	0.20	0.19	100.41	H	yoaB	金俣沢溶岩	月山森溶岩
59	52.41	0.92	17.89	2.87	5.59	0.18	5.68	7.90	3.10	1.58	0.22	0.87	0.46	99.67	H	h, o2pB	笹ヶ岳溶岩	笹ヶ岳溶岩
60	52.50	1.12	18.09	3.01	5.38	0.13	5.29	9.26	3.22	1.46	0.22	0.40	0.16	100.24	H	h, o2pB	笹ヶ岳溶岩	笹ヶ岳溶岩
61	53.26	0.96	17.60	3.31	4.94	0.19	5.33	8.08	3.09	1.60	0.26	0.62	0.25	99.49	H	h, o2pB	笹ヶ岳溶岩	笹ヶ岳溶岩
62	54.98	1.06	18.68	2.60	4.90	0.16	3.96	7.97	3.61	1.76	0.22	0.25	0.22	100.37	H	o, 2pA	洗沢溶岩	洗沢川溶岩
63	55.00	1.06	17.34	3.40	4.93	0.15	3.97	7.47	3.40	1.67	0.21	0.45	0.45	99.50	H	o2pA	北折川溶岩	北折川溶岩
64	55.42	1.00	18.83	2.99	4.26	0.16	4.06	6.92	3.67	1.77	0.27	0.58	0.26	100.19	H	o2pA	川袋溶岩	小砂川溶岩
65	57.98	0.88	17.60	3.26	3.74	0.14	3.56	6.66	3.49	1.92	0.21	0.34	0.25	100.03	H	o, 2pA	大砂川溶岩	川袋溶岩
66	49.99	0.97	20.88	3.77	4.80	0.18	6.00	8.76	3.01	1.35	0.26	0.64	0.14	100.75	H	ohB	捕獲岩(霊峰溶岩)	
67	54.42	0.95	17.77	4.22	4.08	0.15	4.93	7.31	3.31	1.69	0.21	0.23	0.24	99.51	H	h, o2pA	鳥の海溶岩	鳥ノ海溶岩
68	55.12	1.09	17.20	3.19	4.32	0.15	5.30	7.51	3.32	1.70	0.19	0.28	0.23	99.60	H	h, o2pA	駒止溶岩	大平溶岩
69	55.17	0.85	19.02	4.03	3.08	0.15	4.40	6.97	3.20	1.59	0.24	0.48	0.33	99.51	H	h, o2pA	鳥の海溶岩	鳥ノ海溶岩
70	55.31	1.03	17.99	4.09	3.53	0.15	3.78	6.72	3.47	1.89	0.20	0.78	0.39	99.33	H	h, o2pA	吹浦溶岩	吹浦溶岩
71	56.36	0.86	17.69	3.20	4.40	0.14	4.40	6.90	3.51	1.83	0.23	0.16	0.19	99.87	H	h, o2pA	鳥の海溶岩	鳥ノ海溶岩
72	57.65	0.90	17.53	2.38	4.19	0.15	3.82	5.90	3.49	2.14	0.19	0.72	0.43	99.49	H	h, o2pA	赤沢川下部溶岩	法体溶岩
73	58.57	0.91	17.25	3.28	4.19	0.14	3.29	6.07	3.66	2.06	0.22	0.51	0.22	100.37	H	ho2pA	霊峰溶岩	鳥ノ海溶岩?
74	50.29	0.98	19.62	5.06	3.41	0.15	6.59	9.23	2.66	1.36	0.19	0.41	0.36	100.31	H	ohB	捕獲岩(前鍋森山門頂丘溶岩)	
75	50.99	1.01	18.35	2.83	5.61	0.16	6.36	7.67	3.10	1.55	0.26	1.73	0.35	99.97	H	(h, o2pB)	八丁坂スコリア	千疊ガ原スコリア
76	52.79	0.95	17.52	3.21	5.97	0.15	5.90	8.24	3.14	1.58	0.24	0.40	0.30	100.39	H	h, o2pA	千丈ヶ原スコリア流堆積物	千疊ガ原スコリア

No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	total	文献 ¹⁾	岩石名 ²⁾	原著での地層名 ³⁾	対応する地層名(本報告)
77	54.01	0.93	18.34	2.64	4.84	0.15	5.04	7.68	3.25	1.65	0.24	0.81	0.16	99.74	H	ho2pA	鳥の海スコリア	千畳ガ原スコリア
78	54.09	0.99	18.80	3.44	4.50	0.14	4.73	6.85	3.37	1.81	0.21	0.32	0.62	99.87	H	h, o2pA	扇子森山頂丘溶岩	扇子森溶岩
79	57.92	0.90	17.62	2.60	3.99	0.14	3.76	6.40	3.57	1.88	0.19	0.42	0.19	99.58	H	h, o2pA	中の沢溶岩	南ノコマイ/万助道溶岩
80	58.20	0.92	17.88	3.31	3.87	0.15	2.76	5.74	3.74	2.02	0.20	0.60	0.10	99.49	H	h, o2pA/h, 2pA	千蛇谷溶岩	千蛇谷溶岩
81	58.38	0.89	16.99	3.40	3.67	0.15	2.88	5.93	3.77	2.23	0.16	0.71	0.24	99.40	H	o, h2pA	前鍋森山頂丘溶岩	万助道溶岩
82	59.58	0.87	17.28	3.82	3.01	0.13	2.71	6.01	3.65	2.13	0.18	0.34	0.18	99.89	H	o, h2pA	鍋森山頂丘溶岩	鍋森溶岩
83	60.32	0.70	17.14	3.00	3.46	0.23	1.98	5.07	3.69	2.35	0.15	1.75	0.65	100.49	H	h, 2pA	千丈ヶ原スコリア流堆積物	千畳ガ原スコリア
84	52.62	0.97	17.38	2.61	5.89	0.17	5.67	8.55	3.16	1.56	0.19	0.32	0.24	99.33	H	o2pA/2pA	七高山溶岩	七高山溶岩
85	54.30	1.02	17.84	2.79	5.23	0.16	4.93	7.77	3.14	1.60	0.20	0.39	0.15	99.52	H	o2pA/2pA	七高山溶岩	七高山溶岩
86	54.54	0.93	18.70	2.26	4.99	0.15	4.52	7.45	3.35	1.64	0.20	0.90	0.35	99.98	H	o2pA	猿穴下部溶岩	猿穴下部溶岩
87	54.79	0.94	17.94	2.75	4.73	0.17	5.03	7.56	3.29	1.71	0.24	0.37	0.17	99.69	H	o2pA	猿穴溶岩	猿穴溶岩
88	59.56	0.84	17.47	2.92	3.88	0.14	2.40	5.50	3.79	2.27	0.19	0.66	0.15	99.77	H	o2pA/2pA	七高山溶岩	七高山溶岩
89	60.53	0.85	16.38	3.24	3.74	0.14	2.52	5.50	3.59	2.19	0.20	0.71	0.15	99.74	H	o2pA/2pA	七高山溶岩	七高山溶岩
90	54.71	1.16	18.19	2.89	5.49	0.16	3.85	7.19	3.39	1.64	0.16	0.35	0.23	99.41	H	o2pA/2pA	新山溶岩	荒神ヶ岳溶岩
91	57.30	0.97	18.15	3.11	4.30	0.14	3.32	6.64	3.47	1.87	0.19	0.42	0.08	99.96	H	o2pA/2pA	新山溶岩	荒神ヶ岳溶岩
92	59.63	0.87	17.24	2.97	3.75	0.14	2.61	5.89	3.67	2.26	0.18	0.20	0.38	99.79	H	h, o2pA	新山頂丘溶岩	新山溶岩

1) K: 勝井(1954), 勝井義雄分析

O3: Onuma(1963b), 大沼晃助分析

O4: Onuma(1964), 大沼晃助分析

Y: 吉田ほか(1981), 山形県鉱業研究所分析

OZ: 大沢ほか(1982), 大森貞子分析

H: 林(1984b), 林信太郎分析

2) o, かんらん石:y, 紫蘇輝石:a, 普通輝石:2p, 複輝石:h, 角閃石:A, 安山岩:B, 玄武岩, たとえば, o, yaAはかんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩を表す。括弧内は原記載をもとに決定。no. 34-92(林, 1984b)の岩石名は林(1984a)の地層構成岩石名を採用したため, 2つ並記している場合がある。

3) no. 2-19(Onuma, 1963b)の地層名はOnuma(1963a)の地質図の地層単位に従い訳した。

no. 83は軽石質包有物, no. 55はHayashi(1985)では鹿ノ俣川第二溶岩。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) Nos. 46 and 47



GEOLOGY

OF THE

CHŌKAISAN AND FUKURA DISTRICT

By

Shun NAKANO and Nobuyuki TSUCHIYA

(written in 1991)

(ABSTRACT)

The mapped district is located in the Japan Sea side of the Northeast Japan, stretching over both Akita and Yamagata Prefectures. Neogene formations are distributed in the east of the district, while the Chōkai volcano and Quaternary deposits are in the west. An outline of the stratigraphic succession is shown in Figure 1.

NEOGENE

The Neogene in the mapped district is subdivided generally into early Middle Miocene volcanic formations, late Middle Miocene to Early Pliocene sedimentary formations, Late Miocene to Early Pliocene volcanic rocks and Late Pliocene sedimentary formations. The early Middle Miocene formations (Hatamura, Sugota, Aosawa and Ōkawa Formations) were formed under intense mafic

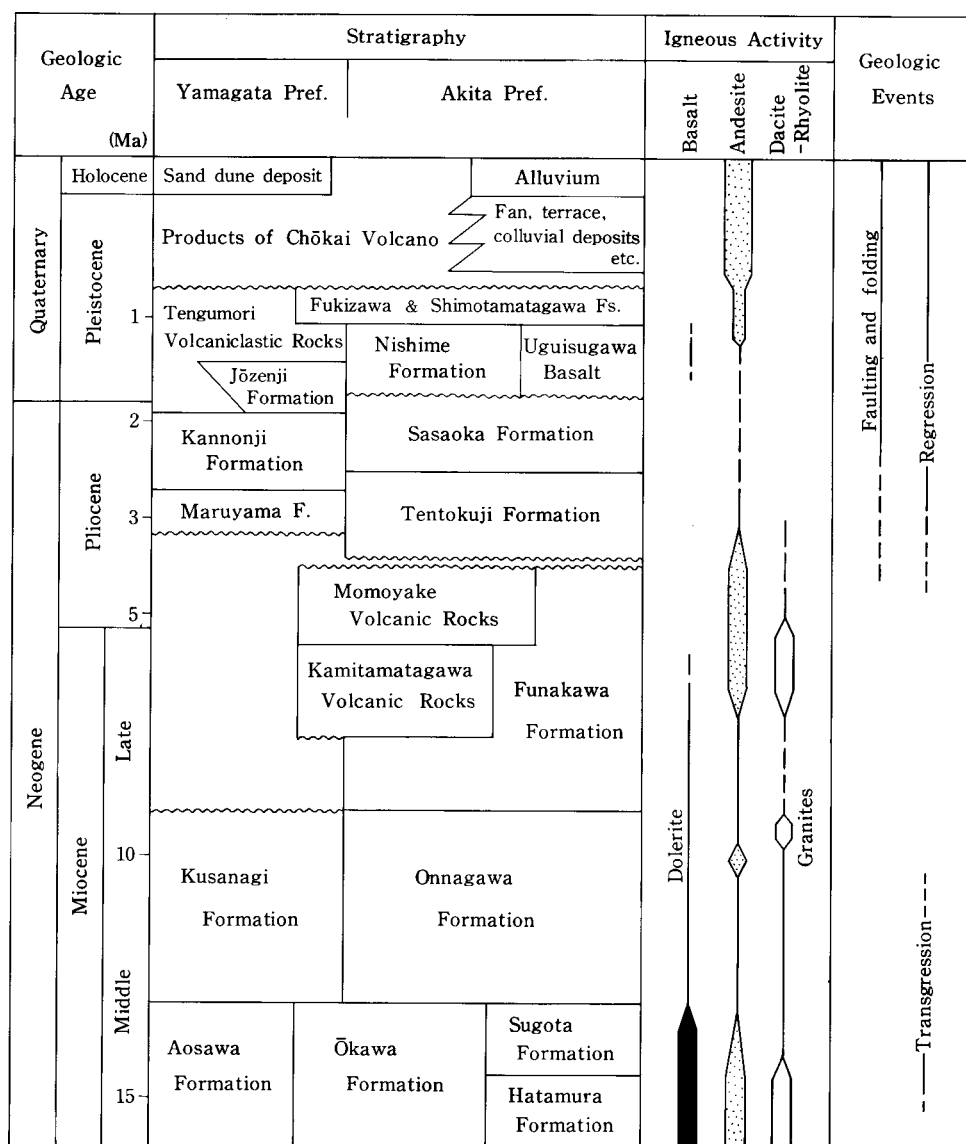


Fig. 1 Summary of geology in the Chōkaisen and Fukura district.

and felsic volcanism and transgression. The late Middle Miocene to Early Pliocene sedimentary formations (Onnagawa, Kusanagi and Funakawa Formations) consist of argillaceous sediments, and were deposited under deep marine (bathyal) environment. The Late Miocene to Early Pliocene volcanic rocks (Kamitamatagawa Volcanic Rocks, Momoyake Volcanic Rocks and associated intrusive rocks) were formed by intermediate and felsic magmatism under submarine condition. The Late Pliocene formations (Tentokuji, Maruyama, Sasaoka and Kannonji Formations) consist of siltstone and sandstone. They were deposited under the regressive condition in the mapped

district.

Hatamura Formation consists chiefly of acid volcanoclastic rocks with intercalations of tuffaceous sandstone and mudstone, and yields plant fossils of the Daijima-type Flora which indicate a warm climate condition.

Sugota Formation conformably overlies the Hatamura Formation and consists mainly of conglomerate, sandstone and siltstone. This formation yields fossils of shallow marine mollusca, foraminifera and radiolaria.

Aosawa Formation may have been deposited simultaneously with the Hatamura and Sugota Formations, and consists mostly of subaqueous basalt lava and volcanoclastic rocks intercalating mudstone.

Ōkawa Formation is correlative with the Aosawa Formation. The formation is composed mainly of andesite lava and volcanoclastic rocks, and intercalates dark gray mudstone of marine origin in the upper part.

Onnagawa Formation conformably overlies the Sugota and Ōkawa Formations, and consists mainly of stratified hard (siliceous) mudstone and dark gray mudstone, accompanied with andesite volcanoclastic rocks and acid volcanoclastic rocks. This formation yields late Middle Miocene to early Late Miocene radiolarian fossils and foraminiferal fossils indicating deep marine environment.

Kusanagi Formation is equivalent to the Onnagawa Formation and conformably overlies the Aosawa and Ōkawa Formations. This formation is similar in lithofacies to the Onnagawa Formation, and yields radiolarian fossils of late Middle Miocene age.

Funakawa Formation conformably overlies the Onnagawa Formation, and consists mainly of dark gray mudstone and gray siltstone. The formation is abundant in diatom fossils of Late Miocene to Early Pliocene age and foraminiferal fossils which contain deep marine species. The formation interfingers with the Momoyake Volcanic Rocks in the upper part.

Kamitamagawa Volcanic Rocks are composed of acid volcanoclastic rocks and andesite volcanoclastic rocks and lava. They intercalate mudstone layers correlative with the Funakawa Formation. They were deposited during Late Miocene to Early Pliocene time.

Momoyake Volcanic Rocks intercalate mudstone layers of the Funakawa Formation. The volcanic rocks consist chiefly of andesite volcanoclastic rocks and lava, and are dated as of Late Miocene to Early Pliocene age by the K-Ar method.

Intrusive rocks consist of granitic rocks, dolerite, andesite, rhyolite and dacite. Most of them may have been emplaced during late Middle Miocene to Early Pliocene time.

Tentokuji Formation consists mainly of gray siltstone, resting unconformably on the Funakawa Formation, and occurs only in the northern part of the district.

Maruyama Formation is equivalent to the Tentokuji Formation, and is confined to the southern

part of the district. The formation consists mostly of gray siltstone.

Sasaoka Formation conformably overlies the Tentokuji Formation. It is composed chiefly of weakly-consolidated, medium-to fine-grained sand, and is exposed in limited areas owing to the wide covering of the Chōkai volcanic products. Abundant molluscan fossils suggest the depositional condition of shallow marine and the regression.

Kannonji Formation is equivalent to the Sasaoka Formation and conformably overlies the Maruyama Formation. It is composed mainly of weakly-consolidated, medium-to fine-grained sand. Molluscan fossils in the formation are of shallow marine environment.

EARLY TO MIDDLE PLEISTOCENE

Early to Middle Pleistocene comprises the Nishime and Jōzenji Formations consisting of sedimentary rocks, the Uguisugawa Basalt and the Tengumori Volcaniclastic Rocks. The Shimotamatagawa and Fukizawa Formations have occasional intercalations of volcanogenic deposits.

Nishime Formation is distributed in a restricted area and inferred to overlie the Sasaoka Formation with an unconformity. It is composed of unconsolidated and well-sorted medium- to coarse-grained sand.

Jōzenji Formation conformably overlies the Kannonji Formation and interfingers with the Tengumori Volcaniclastic Rocks. It is composed of unconsolidated and well-sorted coarse-to fine-grained sand.

Uguisugawa Basalt is composed of olivine-augite basalt lava of unknown age. It is widely covered with the Chōkai volcanic products.

Tengumori Volcaniclastic Rocks interfinger with the Jōzenji Formation and conformably overlie the Kannonji Formation. They are composed mainly of tuff breccia and volcanic breccia, and intercalate a minor amount of medium-grained sand. Debris avalanche and pumice flow deposits are included in the volcaniclastic rocks.

Shimotamatagawa Formation is overlain by the Chōkai volcanic products. It is composed of well-stratified lapilli tuff, silt and sand with intercalations of tuff breccia and basalt lava. The formation was deposited nearly in the initial stage of the Chōkai volcanism.

Fukizawa Formation is narrowly distributed under the Chōkai volcanic products and consists mainly of gravel layer and a subordinate amount of silt and sand except for the basal part composed of volcaniclastics. The gravels are well-rounded and are considered to have been derived from pre-Chōkai volcanic rocks and mudstone.

CHŌKAI VOLCANO

Chōkai Volcano is one of the largest volcanoes in Japan. It consists chiefly of andesite lava flows. The volcanic edifice is 26 km long in the E-W direction and 14 km long in the N-S direction. The summit (Shinzan) attains 2,236m above sea level. The western foot of the volcano reaches to the coast of the Japan Sea. Topographically, it is divided into “West Chōkai” and “East Chōkai”, both of which have horseshoe-shaped calderas at their summit regions. The activity of the volcano began at approximately 0.5 Ma. Eruptions of more than ten times were recorded in historic times and the latest one occurred in 1974 A.D. The total volume of the volcano is estimated to be more than 70 km³.

The volcanic activity is roughly divided into Stages I, II and III.

Stage I : A large composite volcano of 47 km³ in volume was built up (“Old Chōkai”). It is mostly concealed by younger volcanic products. It is made up mainly of lavas and volcaniclastic rocks of hypersthene-augite andesite with or without minor olivine phenocrysts. A small amount of high-alumina basalt lava erupted in this stage. Debris deposits are extensively distributed at the north and south of the volcano. Most of them are considered to have resulted from the collapse of the “Old Chōkai” volcanic edifice.

Stage II : Stage II is characterized by the predominance of the activity of “West Chōkai”. The stage is subdivided into Stages IIa, IIb, IIc and IId. Stage II a products are composed of olivine-hypersthene-augite andesite lava flows issued from the missing center of the West Chōkai. Stage II b products consist mainly of hornblende-olivine-hypersthene-augite andesite lavas. Some of them were erupted from the flank vents on the western slope. The West Chōkai horseshoe-shaped caldera was formed between Stages IIb and IIc. At Stage IIc, “East Chōkai” initiated its activity. Several lavas flowed down to the eastern foot of the volcano and into the West Chōkai caldera. Stage IId is the activity of central cones inside the West Chōkai caldera. The rocks of Stages IIc and IId are olivine-hornblende-hypersthene-augite andesite.

Stage III : Stage III is subdivided into stages IIIa and IIIb. Stage IIIa is the period of center eruption of “East Chōkai”. A flank vent on the western slope (Saruna) erupted and issued lava flows reaching to the Japan Sea coast. In about 3,000–2,600 y.B.P., the Kisakata Debris Avalanche occurred and resulted in the formation of East Chōkai horseshoe-shaped caldera. The activity at Stage IIIb corresponds to the post-caldera volcanism inside the caldera. Olivine-hypersthene-augite andesite lavas were issued from the central vent. Recent eruptions in historic times occurred there. In 1801 A.D., the Shinzan Lava Dome was formed.

MIDDLE PLEISTOCENE TO HOLOCENE

Middle Pleistocene to Holocene deposits consist of fan deposit, talus, debris deposit, colluvial deposit, terrace deposit, sand dune deposit and alluvium. The fan deposit of Middle Pleistocene to Holocene age is distributed around the Chōkai volcano and includes mudflow, pyroclastic flow and debris avalanche deposits. The sand dune deposit extends along the coast of the Japan Sea. The colluvial deposit is related to sector collapse or landslide.

GEOLOGIC STRUCTURE

The mapped district is structurally characterized by the prevalence of N-S to NW-SE trending faults and folds. This trend of faults and folds prevails along the Japan Sea coast of northeast Honshū. A collapse structure and a dome structure occur in the eastern part of the mapped district.

The important fold in the district is the **Hitane Synclinorium**, plunging northwest in the northeastern part of the district. **Kabutoyama-Takasaka Syncline** trends generally NNW-SSE in the southern part of the district. **Yunodai Anticline**, plunging south, deformed the Pliocene to Pleistocene formations on the west of the Kabutoyama-Takasaka Syncline.

There are found some significant longitudinal faults in and around the mapped district. **Nikaho Thrust Faults**, **Sakata Thrust Faults** and **Aosawa Faults** are major faults and extend in the western part of the mapped district. They consist of several reverse faults with a N-S trend, dipping east, though mostly concealed by the Chōkai volcano and Quaternary deposits. **Toritame Faults** have a NW-SE to N-S trend and cut the northeastern wing of the Hitane Synclinorium.

Kamitamatagawa Collapse Structure is recognized in the southeastern part of the district, and has been probably formed during Late Miocene to Early Pliocene time. **Arisawayama Dome Structure** was formed by granitic intrusion into the Middle Miocene formations.

ACTIVE FAULTS AND EARTHQUAKES

Active faults are recognized in two areas of the district. On the western slope of the Chōkai volcano, normal faults trending W-E to NW-SE are radially distributed and cut lava flow surfaces. The maximum displacement is 30-50 m vertically. At the southwestern foot of the volcano, N-S trending reverse faults are recognized. The maximum displacement is over 50 m vertically. The Kisakata Earthquake in 1804 is inferred to be centered at the southwestern foot of the Chōkai volcano, that is, at the active reverse fault zone.

ECONOMIC GEOLOGY

A few thermal springs are distributed around the Chōkai volcano.

The andesite intruding the Onnagawa Formation is quarried for crushed stones at a site along the Hinoto River. Chōkai-Ishi (or Mega-Ishi), a kind of andesite lava of the Chōkai volcano (Saruana Lava) is quarried for garden stones at several sites near the coast of the Japan Sea.

Small-scale limonite deposits embedded in the Quaternary thin deposits overlying the Chōkai volcanic products were mined until the midst of 1960's (Shunomata Mine and others).

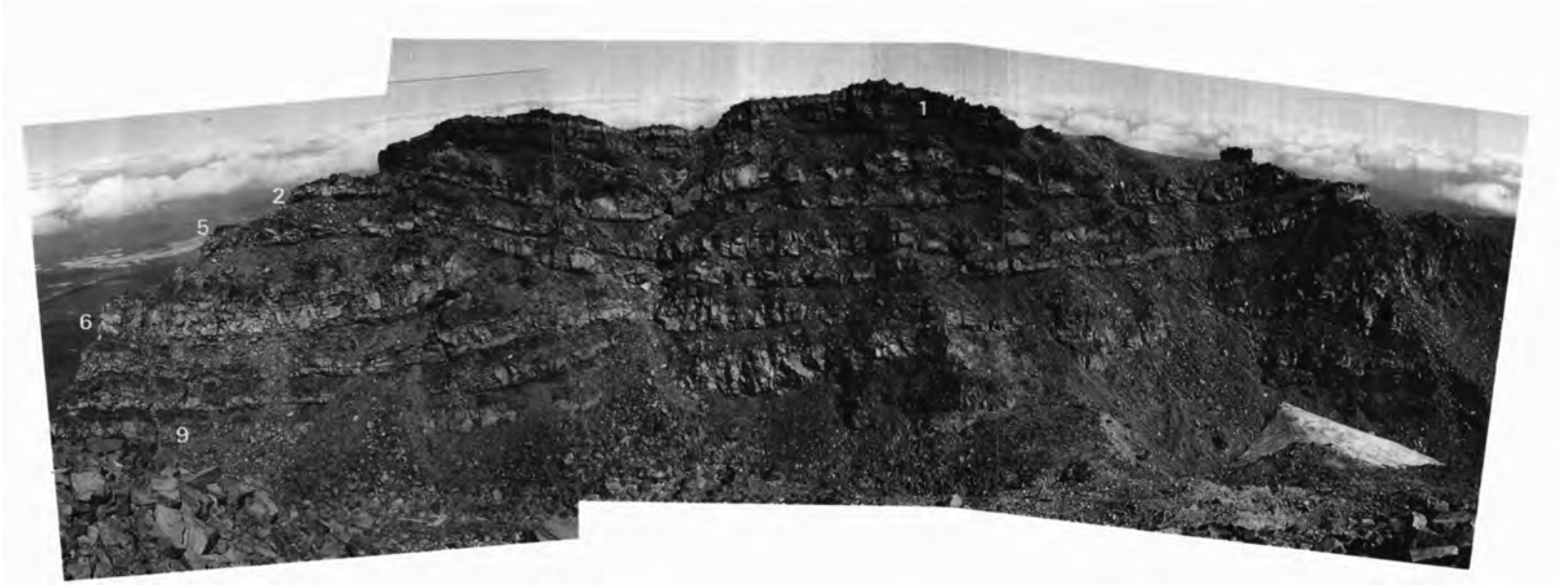
Three oil fields (Fukura, Chokaisan and Hitane Oil Fields) were found and developed in the district until 1960. Production is now not expected from these oil fields.



1. 東鳥海馬蹄形カルデラと後カルデラ期の溶岩流（象潟町中島台より）
左のピークがカルデラ縁上の七高山，右が新山溶岩円頂上。カルデラ床は溶岩
流で埋められている。七高山より左へ続くカルデラの壁の成層構造が顕著



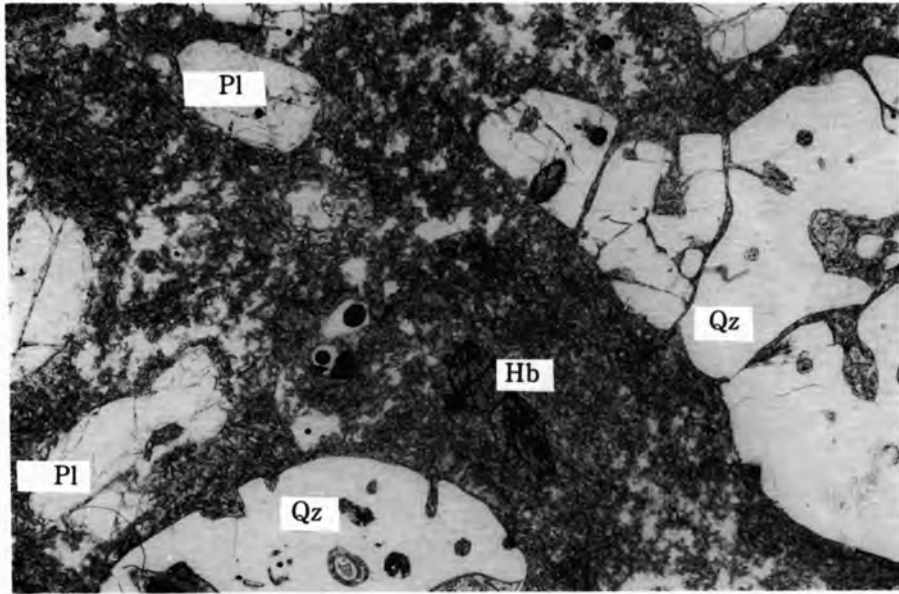
2. 新山溶岩円頂丘と舌状溶岩流
左端は荒神ヶ岳，新山の右は七高山（カルデラ壁）。新山の下に荒神ヶ岳溶岩の
溶岩堤防が二列続いている



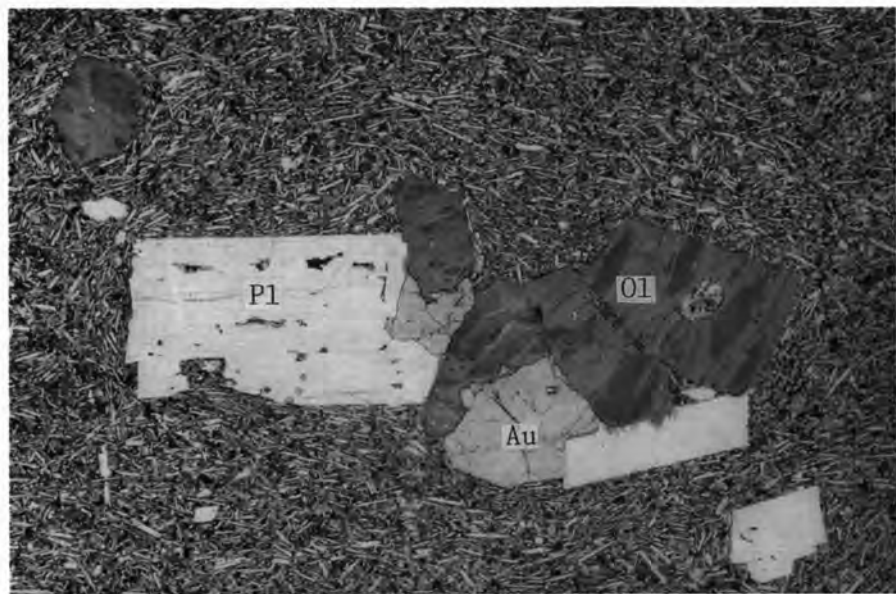
東鳥海馬蹄形カルデラ壁の成層した溶岩・火砕岩

新山山頂より七高山を望む。写真の範囲は七高山溶岩の上部に当たる。最上部はアグチネートからなるがそれ以外のほとんどは露頭でみる限り溶岩である。少なくとも一部は根無し溶岩流の可能性ある。露頭の高さ約70m。白数字は第13表の層準

1



2



2 mm

1. 上玉田川火山岩のデイサイト軽石凝灰岩 (GSJ R57846)

2. 上玉田川火山岩の安山岩 (GSJ R57856)かんらん石普通輝石安山岩

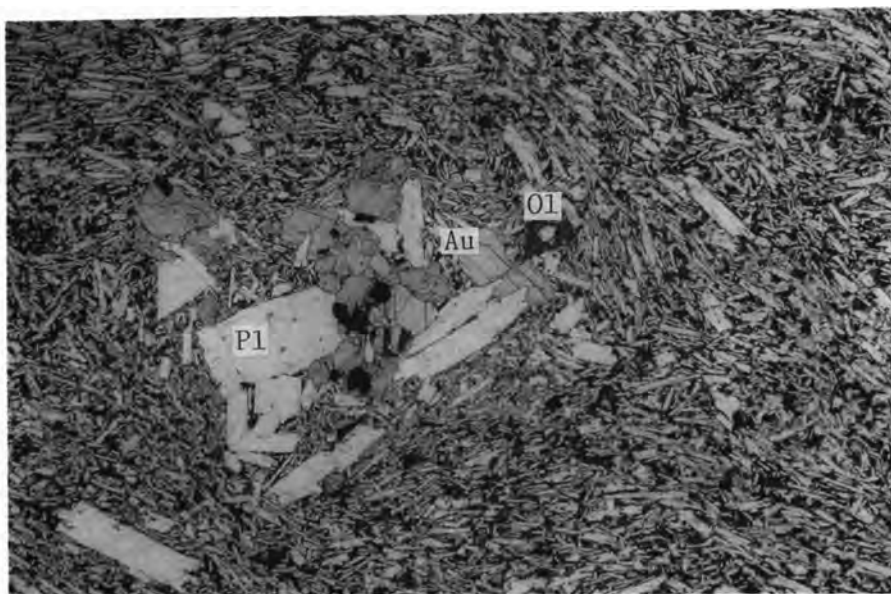
Pl:斜長石 Ol:かんらん石 Au:普通輝石

Hb:紫蘇輝石 Hb:角閃石 Qz:石英

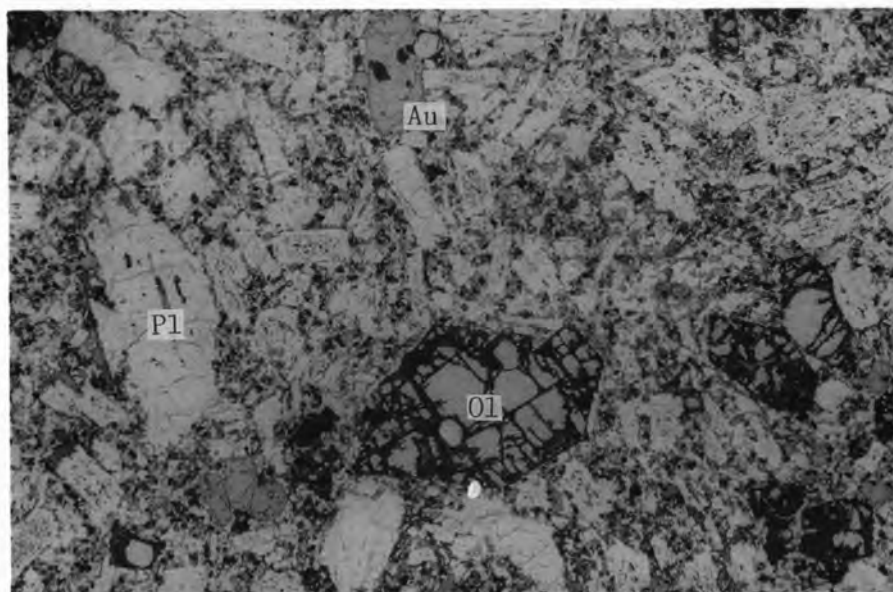
(記号は図版Ⅲ-VⅧに共通, すべて下方ボーラーのみ)

第IV図版

1



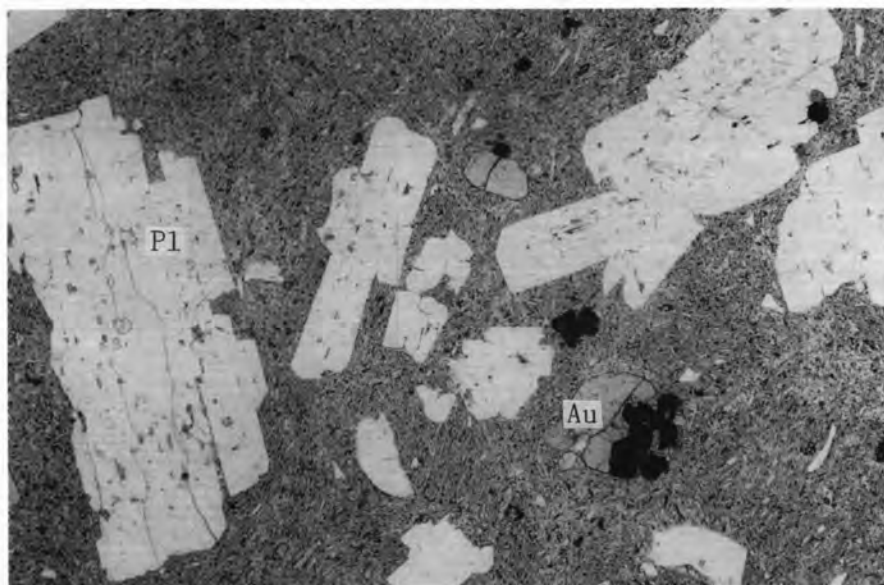
2



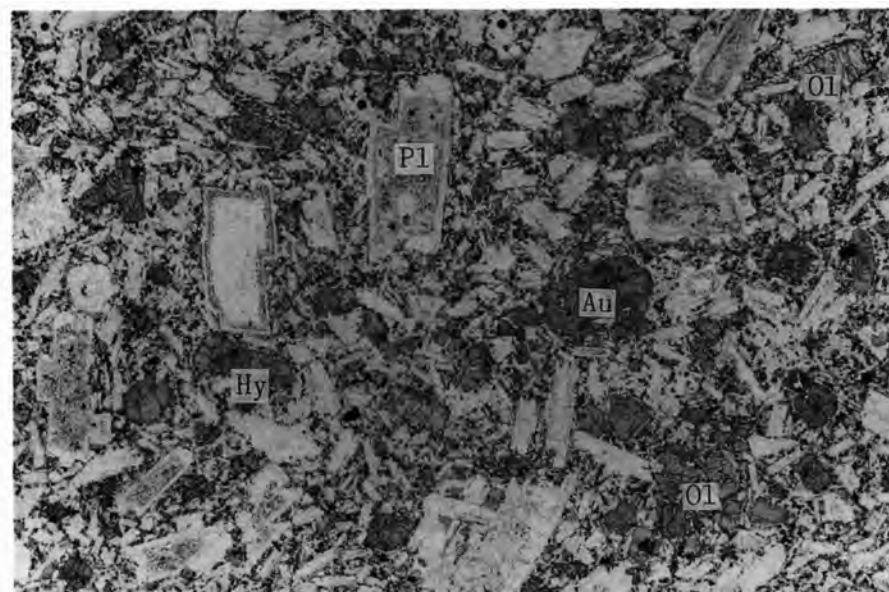
2 mm

1. 鶯川玄武岩 (GSJ R57037), かんらん石普通輝石玄武岩
2. 下玉田川層中に狭在する玄武岩溶岩 (GSJ R57040), 普通輝石かんらん石玄武岩

1



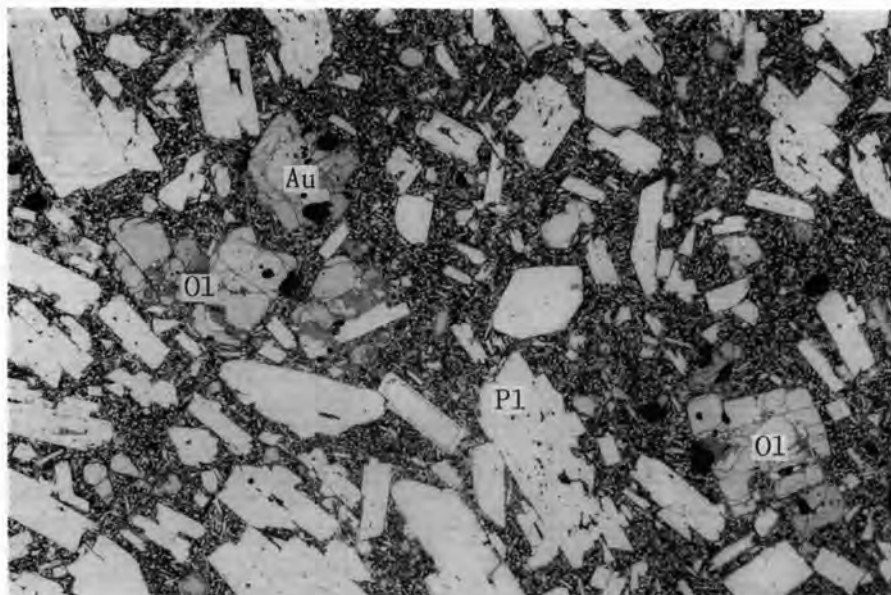
2



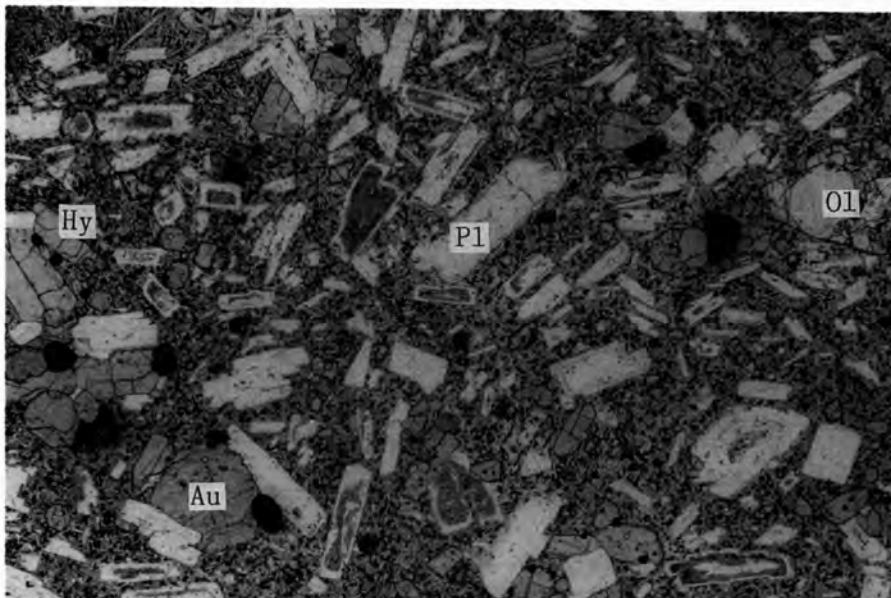
2 mm

1. 島海火山ステージIの朱ノ又川溶岩 (GSJ R57046), 紫蘇輝石普通輝石安山岩
2. 島海火山ステージIの下玉田川溶岩 (GSJ R587047), 紫蘇輝石かんらん石普通石玄武岩

1



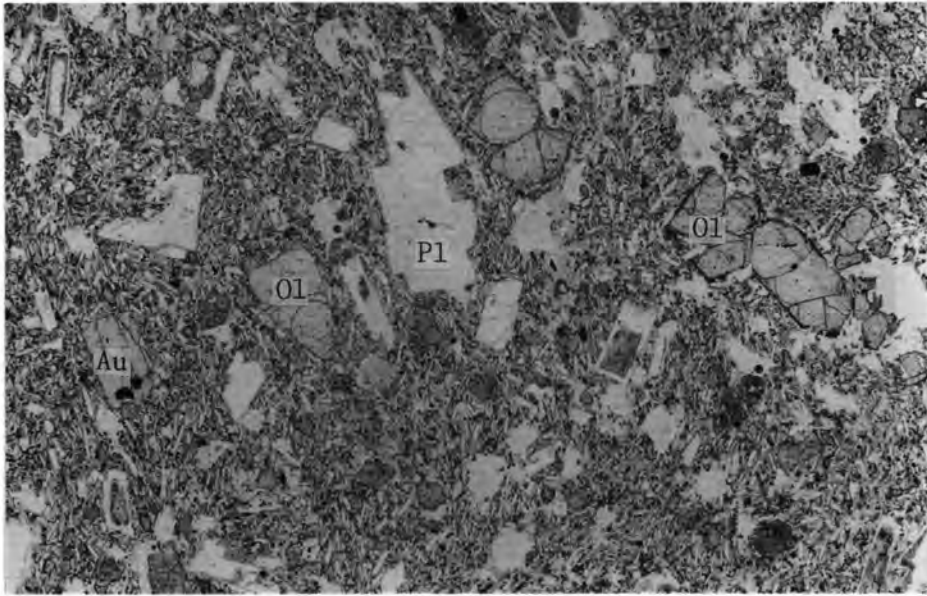
2



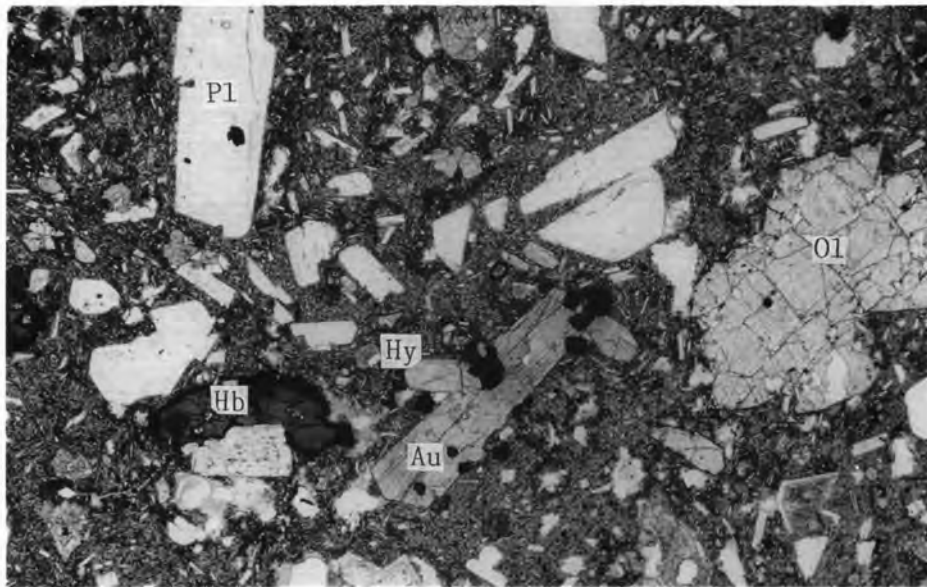
2 mm

1. 島海火山ステージIの鳳来山火山岩 (GSJ R57051), かんらん石普通輝石安山岩
2. 島海火山ステージIの藤倉川溶岩 (GSJ R57060), 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石安山岩

1



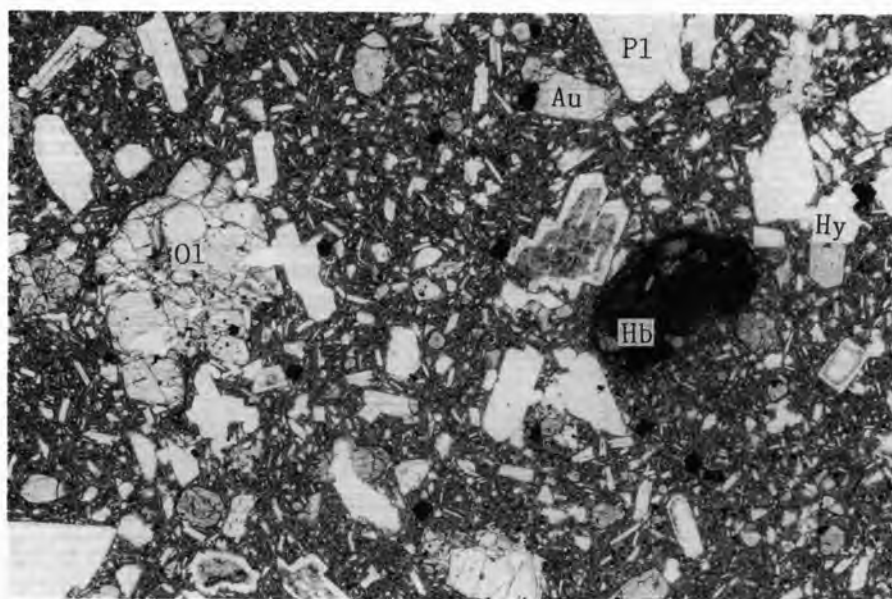
2



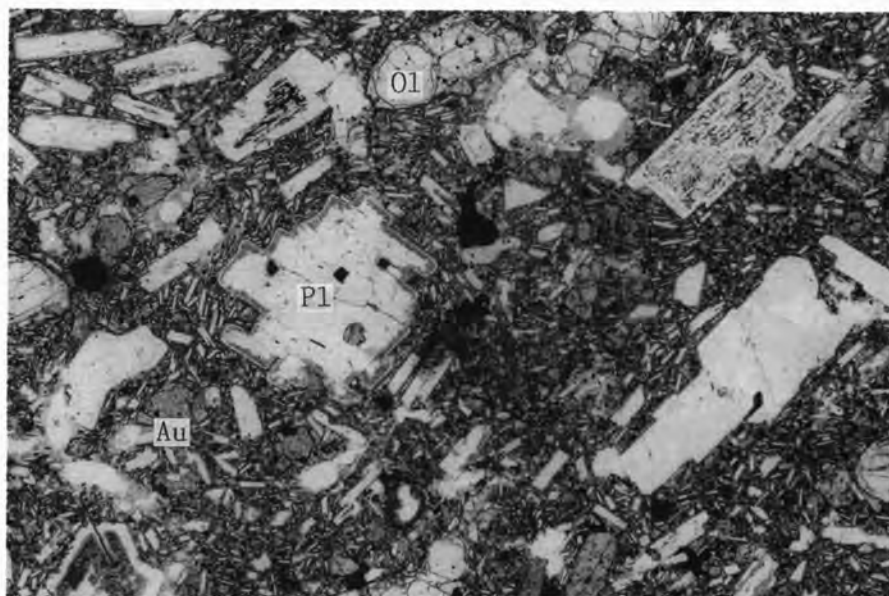
2 mm

1. 島海火山ステージII aの笠ガ岳溶岩 (GSJ R57087), 紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩
2. 島海火山ステージII bの島ノ海溶岩 (GSJ R57106), 角閃石紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩

1



2



2 mm

1. 島海火山ステージⅡbの万助道溶岩 (GSJ R57121), 角閃石含有紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩岩
2. 島海火山ステージⅢaの猿穴溶岩 (GSJ R57124), 紫蘇輝石かんらん石普通石安山岩

文献引用例

中野 俊・土谷信之(1992) 鳥海山及び吹浦地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1
地質図幅), 地質調査所, 138p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nakano, S. and Tsuchiya, N. (1992) *Geology of the Chōkaisan and Fukura district.*
With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 138p. (in Japanese
with English abstract 7p.).

平成4年1月6日 印刷

平成4年1月9日 発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷所 前田印刷株式会社筑波支店

〒 305 茨城県つくば市東新井14-5

©1992 Geological Survey of Japan