

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
青森(5)第30号
NK-54-24-1

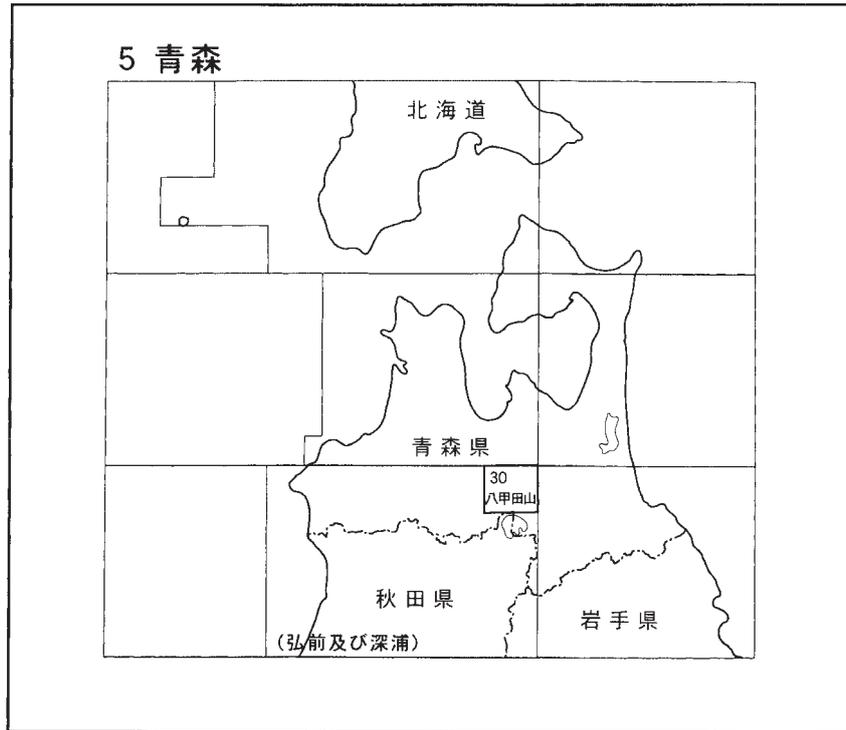
八 甲 田 山 地 域 の 地 質

宝田晋治・村岡洋文

平成 16 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1:200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

5-22 青森西部 Aomori-Seibu NK-54-23-8 (未刊行, unpublished)	5-23 青森東部 Aomori-Tōbu NK-54-23-4 (未刊行, unpublished)	5-24 七戸 Shichinohe NK-54-17-16 (未刊行, unpublished)
5-29 黒石 Kuroishi NK-54-24-5 (1990)	5-30 八甲田山 Hakkōda San NK-54-24-1 (2004)	5-31 十和田 Towada NK-54-18-13 (未刊行, unpublished)
5-37 碓ヶ関 Ikarigaseki NK-54-24-6 (未刊行, unpublished)	5-38 十和田湖 Towada Ko NK-54-24-2 (未刊行, unpublished)	5-39 田子 Takko NK-54-18-14 (未刊行, unpublished)

小坂 Kosaka
1:75,000 (1931)

八甲田山地域の地質

宝田晋治*・村岡洋文**

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創業以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、さまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。それらのうち、5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

「八甲田山」地域の調査研究は、平成4～10年度に実施された。本図幅地域の地質調査及び地質図幅作成と研究報告の取りまとめに際しては、中新統板留層・温湯層・中新世貫入岩類、鮮新統尾開山凝灰岩・虹貝凝灰岩、更新統沖浦火山、地質構造、鉱床、地熱及び温泉を村岡が担当し、地形、鮮新統藤沢森溶岩・黒森溶岩・鮮新世貫入岩類、更新統奥入瀬川火砕岩・子ノ口湖成層・小国湖成層・南八甲田火山群・八甲田火砕流・北八甲田火山群、更新統-完新統十和田火山、地すべり堆積物、段丘堆積物、沖積層、鉱床、自然災害を宝田が担当した。

本研究にあたり多くの方々のご協力を得た。同和工営(株)の藤原茂久、金龍之緒、今野宏秀の各氏には全国地熱資源総合調査(第2次)の過程で、いくつもの新しいフィールド情報を教えて下さり、その成果を本研究に反映させていただいたので、お礼申し上げます。群馬大学の早川由紀夫氏には、十和田カルデラ周辺のいくつかの重要な露頭を紹介していただいた。弘前大学の佐々木 実氏には、現地や学会等で八甲田火山全般について広く議論していただいた。北海道大学理学研究科(現国際航業)の佐々木 寿氏には、八甲田火砕流堆積物に関して、さまざまな面で議論していただいた。弘前大学・神戸大学(現高輝度光科学センター)の野澤暁史氏には、野外調査にしばしば同行していただくとともに、沖浦カルデラ噴出物について活発に議論していただいた。弘前大学(現日本基礎技術株式会社)の藤原大佑氏には、しばしば野外調査に同行していただくとともに、南八甲田火山噴出物について、議論していただいた。日本大学の荒牧重雄氏、安井真也氏には、1998年8月に八甲田・十和田火山の地質学生巡検を企画していただき、本地域の噴出物について、現地ですさまざまな議論をしていただいた。

産総研博士研究員(元北海道大学理学研究科)の工藤 崇氏には、本地質図幅の作成にあって数多くの建設的な助言をいただくとともに、特に南北八甲田火山及び十和田火山噴出物について大変貴重なご意見をいただき、調査データの一部を提供していただいた。本研究に当たり、沖浦環状地形の研究を最初にお勧め下さり、黒石図幅地域の研究を御指導下さった長谷紘和氏に御礼申し上げます。短期間の中で、重力異常図を作成して下さった駒澤正夫氏に御礼申し上げます。本地域の鉱床に関する文献をご教授下さった須藤定久氏に御礼申し上げます。水垣桂子氏には、八甲田火砕流堆積物のESR年代測定に際して、大変お世話になった。

本研究に使用した薄片は、産総研北海道地質調査連携研究体(元地質調査所北海道支所)の佐藤卓見氏及び渡辺真治氏の作成による。

(平成15年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

** 地圏資源環境研究部門

Key words : aerial geology, geological map, 1:50,000, Hakkōda San, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Itadome Formation, Nuryu Formation, Obirakiyama Tuff, Nijigai Tuff, Aoni Tuff, Okiura, Minami-Hakkōda, Kita-Hakkōda, pyroclastic flow, pyroclastic fall, lava flow, lava dome, pyroclastic rocks, Towada, caldera, volcanic gas, hot spring

目 次

第1章 地 形	1
1. 1 カルデラ地形	1
1. 2 火砕流台地	2
1. 3 河川浸食	4
1. 4 火山体地形	4
1. 5 火口地形	6
1. 6 地すべり・崩壊・浸食地形	6
第2章 地質概説	7
第3章 新第三系中新統	11
3. 1 研究史及び概要	11
3. 2 板留層	11
3. 2. 1 板留層下部層	11
3. 2. 2 梨木沢凝灰岩部層	12
3. 3 温湯層	13
3. 4 新世貫入岩類	14
3. 4. 1 荒川ドレライト	14
3. 4. 2 城ヶ倉デイサイト	14
第4章 新第三系鮮新統	17
4. 1 研究史及び概要	17
4. 2 尾開山凝灰岩	17
4. 3 虹貝凝灰岩	18
4. 4 藤沢森溶岩	19
4. 5 黒森溶岩	19
4. 6 鮮新世貫入岩類	20
4. 6. 1 櫛ヶ瀬沢安山岩	20
第5章 第四系	21
5. 1 研究史及び概要	21
5. 1. 1 研究史	21
5. 1. 2 概 要	24
5. 2 沖浦火山	24
5. 2. 1 青荷凝灰岩	24
5. 2. 2 沖浦デイサイト	34
5. 3 奥入瀬川火砕岩	35
5. 4 子ノ口湖成層	36
5. 5 小国湖成層	36
5. 6 南八甲田火山群及び八甲田火砕流	37
5. 6. 1 南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩	37
5. 6. 2 黄瀬川火砕流堆積物	39
5. 6. 3 大小川沢土石流堆積物	40
5. 6. 4 南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩	41
5. 6. 5 八甲田第1期火砕流堆積物	41
5. 6. 6 蔦川火砕堆積物	46
5. 6. 7 南八甲田第3ステージ溶岩・火砕岩	47
5. 6. 8 八甲田第2期火砕流堆積物	48
5. 6. 9 黄金平溶岩	49
5. 6. 10 駒ヶ峯溶岩, 駒ヶ峯火砕岩	49

5. 6. 11 蔦岩屑なだれ堆積物	50
5. 7 北八甲田火山群	51
5. 7. 1 田代平湖成層	51
5. 7. 2 雛岳溶岩・火砕岩	51
5. 7. 3 高田大岳溶岩・火砕岩	51
5. 7. 4 田茂菴岳溶岩	52
5. 7. 5 仙人岳溶岩・火砕岩	52
5. 7. 6 硫黄岳溶岩	52
5. 7. 7 小岳溶岩	53
5. 7. 8 井戸岳溶岩, 井戸岳火砕岩	54
5. 7. 9 赤倉岳溶岩, 赤倉岳火砕岩	55
5. 7. 10 大岳溶岩, 大岳火砕岩	57
5. 7. 11 北八甲田火山群起源の最新期テフラ	58
5. 8 十和田火山	60
5. 8. 1 御鼻部山溶岩	60
5. 8. 2 青撫山火砕物・溶岩	61
5. 8. 3 十和田奥瀬火砕流堆積物	61
5. 8. 4 十和田大不動火砕流堆積物	62
5. 8. 5 十和田八戸火砕流堆積物	63
5. 8. 6 十和田中振降下軽石	65
5. 8. 7 十和田毛馬内火砕流堆積物	66
5. 9 地すべり堆積物	67
5. 10 段丘堆積物	67
5. 11 沖積層	67
第6章 地質構造	68
6. 1 褶曲	68
6. 1. 1 中新統の褶曲	68
6. 1. 2 第四系の褶曲	68
6. 2 断層	69
6. 3 重力異常	71
第7章 応用地質	73
7. 1 鉱床	73
7. 2 自然災害	73
7. 3 地熱及び温泉	73
7. 3. 1 主要な温泉・地熱徴候	73
7. 3. 2 主要な地熱調査井	76
7. 3. 3 地熱構造と地熱資源量	76
文 献	78
Abstract	83

図・表目次

第1.1図 「八甲田山」地域とその周辺の地形	1
第1.2図 八甲田山図幅及び周辺の地質図幅の範囲と5つのカルデラの位置	2
第1.3図 「八甲田山」図幅地域及び周辺地域の鳥瞰図	3
第1.4図 十和田カルデラと十和田八戸火砕流堆積物の火砕流台地	4
第1.5図 南八甲田火山群の火山体	5
第1.6図 北八甲田火山群の火山体(その1)	5
第1.7図 北八甲田火山群の火山体(その2)	6

第 2.1 図	八甲田図幅地域の地質総括図	8
第 2.2 図	南北八甲田火山群と十和田火山のブロックダイヤグラム	9
第 3.1 図	板留層下部層の普通輝石安山岩ハイアロクラスタイトの産状	12
第 3.2 図	梨木沢凝灰岩部層デイサイト溶岩の産状	13
第 3.3 図	滝ノ股川中流域における城ヶ倉デイサイトの放射状節理	14
第 3.4 図	黄瀬川の松見ノ滝付近の城ヶ倉デイサイトの柱状節理	15
第 3.5 図	城ヶ倉渓谷における城ヶ倉デイサイトの垂直な柱状節理	15
第 4.1 図	田堰沢最上流の尾開山凝灰岩の産状	18
第 4.2 図	蔦温泉付近の蔦川の虹貝凝灰岩の産状	19
第 4.3 図	櫓ヶ瀬沢安山岩岩脈	20
第 5.1 図	尾開山凝灰岩と青荷凝灰岩との間の不整合関係のスケッチ	25
第 5.2 図	既存坑井データによる青荷凝灰岩の基底標高深度分布図	26
第 5.3 図	青荷凝灰岩や沖浦デイサイトの露出する毛無山東方の崖のスケッチ	27
第 5.4 図	青荷凝灰岩の軽石凝灰岩層の基底のコンボリュート構造	28
第 5.5 図	砂子沢中流域の偽層起源の青荷凝灰岩の軽石凝灰岩団塊	28
第 5.6 図	二庄内ダムサイトにおける軽石凝灰岩団塊の産状	29
第 5.7 図	砂子沢中流域の軽石凝灰岩団塊の産状	29
第 5.8 図	青荷川南岸の二庄内ダム原石採取場の穴水沢玄武岩溶岩の産状	30
第 5.9 図	青荷川南岸の二庄内ダム原石採取場の石質スコリア凝灰岩の産状	30
第 5.10 図	青荷凝灰岩中の珪藻土質シルト岩と石質凝灰岩との接触部	31
第 5.11 図	第 5.10 図の露頭周辺のスケッチ	31
第 5.12 図	第 5.10 図の石質凝灰岩の拡大写真	32
第 5.13 図	第 5.10 図の露頭の接触部の拡大写真	32
第 5.14 図	斑れい岩の顕微鏡写真	33
第 5.15 図	沖浦カルデラ東部の青荷凝灰岩の 2 つの構造モデル	33
第 5.16 図	広域ドーミングによる沖浦環状正断層系の形成モデル	34
第 5.17 図	奥入瀬川火砕岩	35
第 5.18 図	前期更新世の湖成堆積物	36
第 5.19 図	南八甲田第 1 ステージ溶岩の露頭	37
第 5.20 図	黄瀬川火砕流堆積物	38
第 5.21 図	黄瀬川火砕流堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物間の地層	38
第 5.22 図	黄瀬川火砕流堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物間の地層の柱状図	39
第 5.23 図	大小川沢土石流堆積物	40
第 5.24 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物の強溶結岩相	42
第 5.25 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物の拡大写真	42
第 5.26 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物下位の地層 (その 1)	43
第 5.27 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物下位の地層 (その 2)	43
第 5.28 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物下位の地層の柱状図	44
第 5.29 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物遠方相	45
第 5.30 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物と下位の蔦川火砕堆積物	47
第 5.31 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物, 八甲田第 1 期火砕流堆積物, 蔦川火砕堆積物の柱状図	48
第 5.32 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物の基底に見られるラグブレッチャ相	49
第 5.33 図	蔦岩屑なだれ堆積物と馬蹄形崩壊地形	50
第 5.34 図	仙人岳溶岩及び仙人岳火砕岩	53
第 5.35 図	井戸岳	54
第 5.36 図	井戸岳溶岩ドーム	55
第 5.37 図	井戸岳火砕岩	55
第 5.38 図	赤倉岳馬蹄形崩壊壁	56
第 5.39 図	赤倉岳噴出物	56

第 5. 40 図	赤倉岳山頂西部のアグルチネートと田代平の岩屑なだれ堆積物	57
第 5. 41 図	大岳	58
第 5. 42 図	大岳山頂部を構成するアグルチネート層	58
第 5. 43 図	大岳第 1 ステージ溶岩	58
第 5. 44 図	北八甲田火山群最近 6000 年間の噴出物	59
第 5. 45 図	北八甲田火山群で見られる最新期降下テフラ	60
第 5. 46 図	地獄沼火口起源の水蒸気爆発堆積物とその下位のテフラ	60
第 5. 47 図	柱状節理やエンタブラチャが発達した青撫山溶岩	61
第 5. 48 図	十和田奥瀬火砕流堆積物	62
第 5. 49 図	十和田大不動火砕流堆積物と十和田八戸火砕流堆積物	62
第 5. 50 図	十和田大不動火砕流堆積物	63
第 5. 51 図	十和田八戸火砕流堆積物	64
第 5. 52 図	十和田八戸火砕流堆積物のラグプレッチャ	64
第 5. 53 図	十和田中振降下軽石	65
第 5. 54 図	十和田毛馬内火砕流堆積物	66
第 6. 1 図	滝ノ股川中流域における滝ノ股川断層の露頭	69
第 6. 2 図	大小川沢中流域における大小川沢断層の露頭	69
第 6. 3 図	大小川沢林道における上滝ノ沢断層の露頭	70
第 6. 4 図	城ヶ倉溪谷における新湯断層の露頭	70
第 6. 5 図	沖浦中央ドームの二庄内ダム原石採取場における小正断層	71
第 6. 6 図	沖浦中央ドームにおける小正断層系のステレオ投影	71
第 6. 7 図	八甲田山図幅地域における重力図と構造要素との比較	72
第 7. 1 図	八甲田山図幅全域における温泉と地熱調査井の分布	74
第 7. 2 図	八甲田広域地熱地域における熱水系の Cl-SO ₄ 濃度	75
第 7. 3 図	八甲田広域地熱地域における温度構造	77
第 5. 1 表	穴水沢石質凝灰岩中の深成岩岩片と穴水沢玄武岩の化学組成	33
第 5. 2 表	八甲田第 1 期火砕流堆積物の電子スピン共鳴年代測定結果	46
第 7. 1 表	八甲田山地域の主要な温泉の諸元	74
第 7. 2 表	八甲田山地域の主要な地熱調査井の諸元	76
Fig. 1	Summary of the geology of the Hakkōda San District	84

第1章 地 形

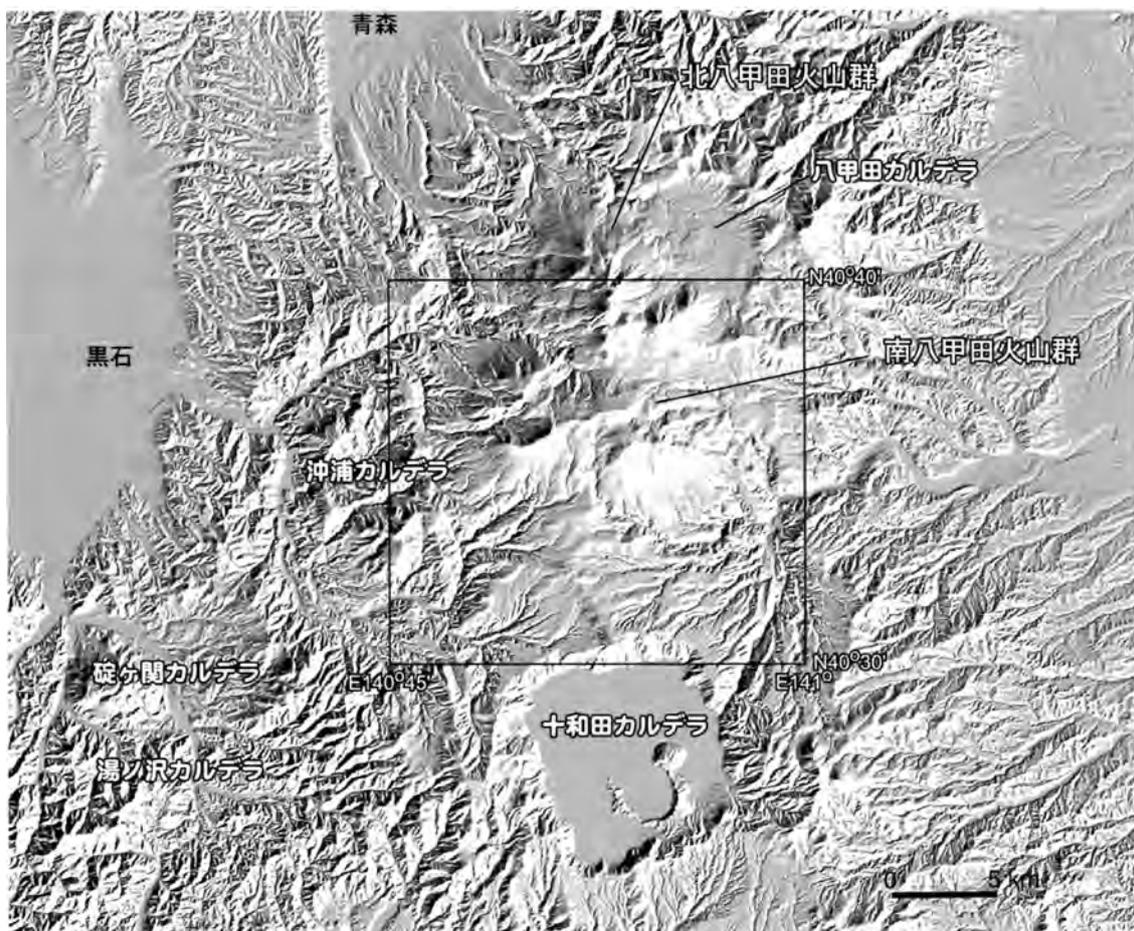
(宝田晋治)

「八甲田山」地域は、日本測地系では北緯 40 度 30 分～40 度 40 分，東経 140 度 45 分～141 度 0 分の地域に位置する（第 1.1 図）。この範囲は、平成 14 年 4 月から施行された改正測量法による世界測地系では、北緯 40 度 30 分 9.8 秒～40 度 40 分 10.8 秒，東経 140 度 44 分 47.4 秒～140 度 59 分 44.4 秒にある。この範囲は東西約 21 km，南北約 19 km にわたる地域で、行政上は、大半が青森県（南津軽郡，青森市，十和田市，黒石市，上北郡）に属する。しかし、図幅南端にあたる十和田湖北岸の一部は秋田県（鹿角郡）に属する。

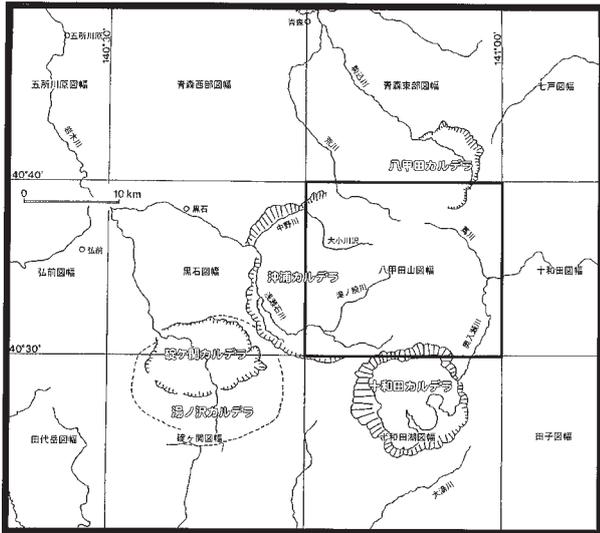
1.1 カルデラ地形

八甲田山図幅の範囲は、奥羽脊梁山脈の中軸部にあっており、水系を東西両側に大きく分けている（第 1.1 図）。この周辺には、湯ノ沢カルデラ，碓ヶ関カルデラ，沖浦カルデラ，八甲田カルデラ，十和田カルデラの 5 つのカルデラから構成されるカルデラ群が存在する（第 1.2 図；村岡・高倉，1988；村岡・長谷，1990）。

沖浦カルデラは南北直径約 17 km で、八甲田山図幅の西部と西隣の黒石図幅内にまたがって位置する。沖浦カルデラの環状地形は、長谷（1978），石井・長谷（1978）が、Landsat 画像を用いて初めて注目し、地質の面から



第 1.1 図 「八甲田山」地域とその周辺の地形
国土地理院数値地質図 50 m メッシュ（標高）を使用し、GIS ソフトウェア（TNTmips）で作成。中央の枠が「八甲田山」地域の範囲。この周辺には、十和田・八甲田・沖浦・碓ヶ関・湯ノ沢の 5 つのカルデラが存在する。図中の経緯は日本測地系のもの。



第 1.2 図 八甲田山図幅及び周辺の地質図幅の範囲と 5 つのカルデラの位置
図中の経緯は日本測地系.

もカルデラを示す可能性を指摘した. 村岡・長谷 (1980) は, その地形及び地質の特徴がバイアス型カルデラ (Smith and Bailey, 1968; 荒牧, 1969) に類似することを指摘した. そして, Muraoka and Hase (1981) は, その後の調査結果に基づき沖浦カルデラと命名した. 本図幅内では, 北西部の中野川と南西部の浅瀬石川に沿って, 沖浦カルデラの環状谷が発達している (村岡・長谷, 1990).

八甲田カルデラは直径約 10 km で, 本図幅の北部と北隣の青森東部図幅内にまたがって位置する. 南部・谷田 (1961) は, 本図幅北東部にある田代平がカルデラであることを示した. 村岡ほか (1983), 村岡・高倉 (1988) は, 南八甲田火山群の大部分が八甲田火砕流よりも古く, 先カルデラ噴出物であるとして, 八甲田カルデラの地形的カルデラ縁の南縁の位置を, 南八甲田火山群の逆岳と荒川の間を通り, 猿倉温泉にいたる位置としていた. これに対して, 工藤ほか (2004) は, (1) カルデラの内部に第三系の石倉岳や高田大岳南東麓の基盤岩の高まりが存在すること, (2) 南東縁の黒森から続くカルデラリムの地形の延長が村岡・高倉 (1988) のカルデラ縁に続かないこと, (3) 初期に活動した北八甲田火山群の溶岩流がカルデラ外の北方-西方まで流下していることなどから, 地形的カルデラ縁の位置を, より北側の北八甲田火山群大岳の直下付近であるとした. 本報告では, 基盤岩の分布, 重力異常, 溶岩流の分布, 温泉の位置などから, 八甲田カルデラの地形的カルデラ縁は, 硫黄岳と石倉岳の間付近にあると考えている. そして, カルデラ縁は, 南西山麓付近では酸ヶ湯温泉上を通る位置に存在し, 南東山麓では, 高田大岳の南麓, 南東麓, 東麓に環状に分布する第三系の地形的高まりを通り, 田代平を囲

む位置に存在すると考えられる.

十和田カルデラは直径約 12 km であり, 本図幅南端部と南隣の十和田湖図幅内に位置する. 本図幅南端部には, 十和田カルデラの北壁があり, 円弧状の地すべり崩壊地形が多数観察できる. この円弧状地すべり崩壊地形は, カルデラ形成時にできたカルデラ縁で不安定な部分が, カルデラ内に滑り落ちてできた多数の地すべりによるカルデラ縁の後退によってできたと考えられる. こうしたカルデラ縁の円弧状地すべり地形は十和田湖全周で観察できる.

碓ヶ関カルデラは東西直径約 12 km であり, 西隣の黒石図幅と南西隣の碓ヶ関図幅内に位置する. 湯ノ沢カルデラは東西直径約 15 km であり, 碓ヶ関カルデラの北壁の一部を共有し, それを大きく取り囲むような位置にある. 八甲田山図幅内の地形は, 主にこれら 5 つのカルデラと, そこから噴出した大規模火砕流堆積物とその先カルデラ・後カルデラ火山からの火山噴出物によって形作られている.

本図幅の中央部には, 八甲田カルデラの先カルデラ火山である南八甲田火山群が存在する (第 1.1 図; 第 1.3 図). 図幅の北部には, 八甲田カルデラの後カルデラ火山である北八甲田火山群が存在する (第 1.1 図; 第 1.3 図).

1.2 火砕流台地

南八甲田火山群と北八甲田火山群の周囲には, 八甲田カルデラから噴出した八甲田第 1 期火砕流堆積物と八甲田第 2 期火砕流堆積物が広く分布しており, 特に図幅東部, 北東部, 北西部, 南部では, 明瞭な火砕流台地を形成している (第 1.1 図; 第 1.3 図). 八甲田第 2 期火砕流堆積物の火砕流台地の表面高度は, 図幅北東部では約 700 ~ 650 m, 図幅東部で約 600 ~ 500 m, 図幅南東部で約 500 m と八甲田カルデラから離れるにつれて徐々に下がっている. これに対して, 図幅北西部では表面高度は約 750 ~ 650 m, 図幅西部の大小川沢や青荷川上流部, 范ノ沢・田堰沢付近では約 900 ~ 750 m と給源から離れるにつれて逆に火砕流台地の表面高度が上がっている. これは, 八甲田カルデラから噴出した大規模火砕流の流動層厚がまだ十分に厚く (厚さ数 100 m 以上), 南八甲田火山群の横岳や南沢岳の西側を回り込んで, 下岳西山麓付近にある比高数 100 m の地形的な高まりを乗り越えることが可能であったことを示唆している. 南八甲田火山群の櫛ヶ峯, 乗鞍岳, 駒ヶ峯, 横岳周辺の地形的高所から八甲田火砕流堆積物は見つかっていないので, 図幅西部に分布する堆積物は, 八甲田火砕流が南八甲田火山群の西側を回り込むように流走して堆積した可能性が高い.

また, これらの八甲田火砕流堆積物がつくる火砕流台



第 1.3 図 「八甲田山」 図幅地域及び周辺地域の鳥瞰図
 十和田カルデラ南方上空から見た状況。国土地理院数値地質図 50 m メッシュ（標高）を使用し、
 カシミール 3D で作成。

地の上を、十和田カルデラ起源の十和田大不動火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、十和田毛馬内火砕流堆積物が覆っている。これらのうち十和田八戸火砕流堆積物が本図幅内全域に渡って広く分布している。図幅南西部付近では、十和田八戸火砕流堆積物は、善光寺平付近で上面高度標高 750 m の火砕流台地を形成している。図幅南西部の大木平でも、上面高度標高 550 ~ 500 m の火砕流台地を形成している。御鼻部山北の大幌内牧場付近では標高 800 ~ 700 m の、猿子沢付近では標高 650 ~ 550 m の火砕流台地を形成している。

1.3 河川浸食

火砕流台地をいくつかの河川が割り込んでいる。黄瀬川は、南八甲田火山群の南斜面から流れ下り、次第に東進して、図幅東部の焼山付近で奥入瀬川と合流している(第 1.3 図)。図幅南東部では、十和田湖岸の子ノ口から流れ出した奥入瀬川が北上し、焼山付近で進路を変え東進している(第 1.3 図)。この付近は奥入瀬渓谷としてよく知られている。北八甲田と南八甲田の境界付近から流れ出した猿倉沢は東進し、途中で鳶川となり南南東方向に流れ下り、焼山で奥入瀬川と合流している。南八甲田の南斜面から流れ出した田堰沢や菟ノ沢は南西方向に流れ下り、滝ノ股川となって南進し、図幅南西部の切明付近で浅瀬石川と合流している。南八甲田火山群南西部や西部から流れ出した青荷川及び青荷沢は西進して、浅瀬石川をせき止めてできた人工ダムの虹の湖に流れ込んでいる。図幅南西部にある十和田カルデラ北西斜面では、甚右エ門沢、寒川、温川沢が温川付近で合流して浅瀬石川となり沖浦カルデラの縁に沿って西方-北方に流れ下っている。大小川沢は、南八甲田火山群の西部から流れ出し、上揚湯沢山の東部を北上し、中野川と合流している。中野川は、南八甲田火山群北西斜面を流れ出し、沖浦カルデラの縁に沿って西進している。荒川は、南八甲田火山群の北斜面を流れ出し、城ヶ倉溪谷を通過して北西方向に流れ下り、途中下湯ダムに達した後は堤川となり北進し、青森湾に注ぎ込んでいる。

1.4 火山体地形

本図幅北東部にある黒森(標高 1,023 m)は、鮮新世の溶岩(黒森溶岩)でできており、八甲田カルデラ南東部のカルデラ縁に位置している。同様な鮮新世の火山体は、八甲田カルデラ東の七戸図幅内の八幡岳(標高 1,022 m)付近にも見られる。

本図幅南西部では、沖浦カルデラの後カルデラ丘の一つである毛無山デイサイト溶岩ドーム(標高 982 m)が見られる(第 1.3 図; 第 1.4 図 B)。西隣の黒石図幅内にも、雷山、田代山、ニツ森などのデイサイト溶岩ド



第 1.4 図 十和田カルデラと十和田八戸火砕流堆積物の火砕流台地

A. 十和田カルデラ北壁の御鼻部山(標高 1,011 m)から見た十和田湖。後カルデラ丘の御倉山と、十和田中振降下軽石の噴出でできた中湖が見える。B. 十和田八戸火砕流堆積物がつくる火砕流台地。御鼻部山の北西 750 m 地点の展望台から北西方向を撮影。遠方に沖浦カルデラの後カルデラ丘である毛無山(標高 985 m)が見える。毛無山の南東斜面の崖には、下部に白色の青荷凝灰岩が露出しており、上部には灰色の沖浦デイサイトが露出している。善光寺平の向こうの小丘は藤沢森(標高 815 m)である。

ムがある。これらのデイサイト溶岩ドームは沖浦カルデラの内側に沿って環状に分布する(村岡・長谷, 1990)。この環状のデイサイト溶岩ドームの配列は、沖浦カルデラがバイアス型カルデラである可能性が高いことを示す(村岡・長谷, 1990; 村岡, 1993)。

本図幅南西部の善光寺平には、藤沢森と呼ばれる安山岩溶岩でできた地形的な高まりがある(藤沢森溶岩)。

南八甲田火山群では、東西約 20 km、南北約 10 km の範囲に、多くの成層火山体が分布している。西から、南沢岳(標高 1,199 m)、下岳(標高 1,342 m)、横岳(標高 1,340 m)、櫛ヶ峯(標高 1,517 m)、駒ヶ峯(標高 1,416 m)、猿倉岳(標高 1,353 m)、乗鞍岳(標高 1,450 m)、赤倉岳(標高 1,226 m)のピークが存在している(第 1.3 図; 第 1.5 図)。南八甲田火山群の最高峰は櫛



第 1.5 図 南八甲田火山群の火山体

A. 北から見た櫛ヶ峯（標高 1,516 m）と横岳（標高 1,339 m）。櫛ヶ峯は南八甲田火山群の最高峰である。手前は大岳溶岩がつくる斜面。北八甲田火山群に比べ、南八甲田火山群の火山体の方がなだらかな地形を示す。北八甲田赤倉岳付近から撮影。B. 西から見た櫛ヶ峯と乗鞍岳（標高 1,450 m）。手前に八甲田第 2 期火砕流堆積物の火砕流台地が見える。手前の谷は、大小川沢の浸食作用でできた谷である。南沢岳の西 4 km 地点の上揚沢山南部付近から撮影。

ヶ峯である。北八甲田火山群と比較すると、溶岩流の表面には明瞭な溶岩末端崖や溶岩じわなどの地形はほとんど保存されていない。また、北八甲田火山群に比べて比較的なだらかな地形を示す。櫛ヶ峯、下岳、南沢岳、横岳に囲まれた地域は、大小川沢の上流部にあたり、河川浸食が進んでいる。駒ヶ峯北麓、横岳北東麓付近でも荒川による河川浸食が進んでいる。南八甲田火山群では、駒ヶ峯の北及び北西部、駒ヶ峯の南部、横岳東部、乗鞍岳北部、猿倉岳北麓などに平坦な地形が見られ、これらの地形上では、湿原が発達している。

北八甲田火山群では、東西約 14 km、南北約 12 km の範囲に、11 の成層火山体が分布している。北から、前嶽（標高 1,252 m）、田茂泡岳（標高 1,324 m）、鳴沢台地（標高 1,290 m）、赤倉岳（標高 1,548 m）、井戸岳（標高 1,550 m）、大岳（標高 1,585 m）、仙人岱（標高 1,388 m）、小岳（標高 1,478 m）、硫黄岳（標高 1,360

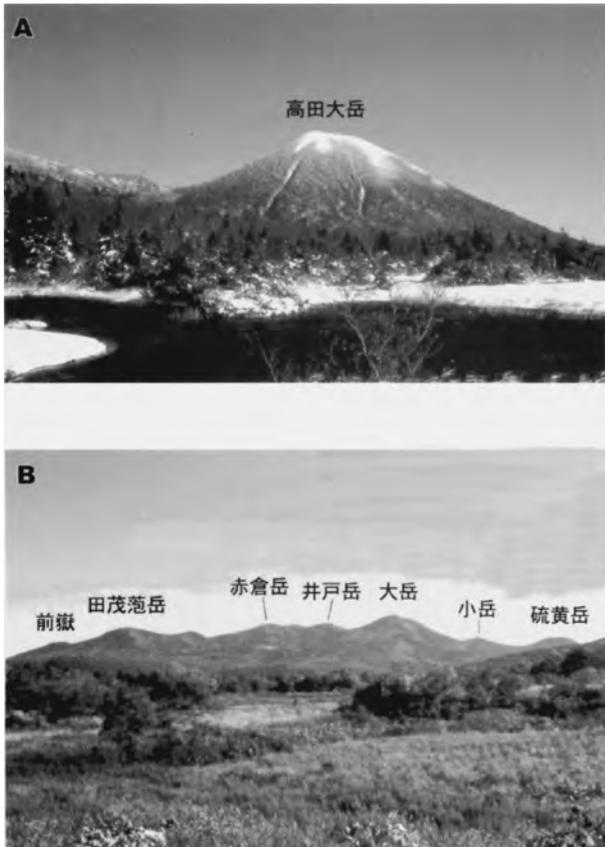


第 1.6 図 北八甲田火山群の火山体（その 1）

A. 大岳（標高 1,584 m）。北八甲田火山群の最高峰。西山麓の酸ヶ湯温泉付近から撮影。B. 左から硫黄岳（標高 1,360 m）、大岳、小岳（標高 1,478 m）。写真では見えないが、大岳と硫黄岳の間の鞍部付近に仙人岱がある。南山麓の睡蓮沼から撮影。

m）、高田大岳（標高 1,552 m）、雛岳（標高 1,240 m）の火山体が存在する。鳴沢台地、赤倉岳、井戸岳、大岳、仙人岱、硫黄岳が南北列を形成し、仙人岱、小岳、高田大岳、雛岳がほぼ東西列を形成している（工藤ほか、2004；第 1.3 図；第 1.6 図；第 1.7 図）。硫黄岳の南にある石倉岳（標高 1,202 m）は、中新統板留層のデイサイト溶岩で構成される。同様なデイサイト溶岩は、高田大岳の南-南東山麓及び雛岳東方にある地形的な高まりの部分にも存在する。南八甲田火山群と比較すると、北八甲田火山群ではほとんど浸食が進んでおらず、溶岩地形が良く保存されている。本図幅内の赤倉岳、井戸岳、大岳、小岳、硫黄岳では、比較的明瞭な溶岩流地形が見られる。特に大岳第 3 ステージ溶岩流では、明瞭な舌状の溶岩流が見られ、溶岩流末端崖・溶岩堤防・溶岩じわなどの溶岩流特有の微地形がよく観察できる。大岳北西の毛無岱周辺では、大岳第 3 ステージ溶岩流と第 2 期溶岩流の平坦面上に、湿原が発達している。また、硫黄岳南東麓の睡蓮沼付近にも湿原が発達している。

十和田カルデラの北壁では、御鼻部山（標高 1,010 m）



第 1.7 図 北八甲田火山群の火山体（その 2）
 A. 高田大岳（標高 1,552 m）．富士山型の円錐形成層火山である．西の仙人岱，小岳とともに，北八甲田火山群の東西火山列をつくる．南西山麓の睡蓮沼から撮影． B. 西方の沖揚平からみた北八甲田火山群．北八甲田火山群は，南北 5 km に渡って火山体のピークが連なっている．

をピークとする地形的な高まりが存在する．十和田カルデラ北東部には，先カルデラ火山の一つである青撫山^{あおの}火山の断面が露出している（Hayakawa, 1985）．青撫山火山が作る比較的なだらかな斜面が十和田カルデラ北東部に見られるが，この斜面はカルデラ壁にある円弧状地すべりによる急崖で断ち切られている（第 1.1 図，第 1.3 図）．

1.5 火口地形

北八甲田火山群の井戸岳の山頂には，直径 250 m，深

さ 50 m の円形火口が開いている．また，井戸岳の南斜面では，直径 150 m の火口が見られる．北八甲田火山群赤倉岳山頂の東 200 m 地点には直径 50 m の火口湖（赤倉沼）が存在する．大岳山頂には，直径 180 m，深さ 30～40 m の円形火口が存在する．大岳の北東斜面では，直径 40～50 m の小火口がいくつか見られる．山頂の南 150 m の地点でも，直径 20 m の小火口（鏡沼）が見られる．硫黄岳の山頂部では，直径 20～30 m の小火口が見られる．大岳の西山麓にある酸ヶ湯温泉の南 450 m 地点では，直径約 100 m の地獄沼が存在する．

1.6 地すべり・崩壊・浸食地形

南八甲田火山群では，多数の地すべり，崩壊・浸食地形が見られる．大小川沢上流部の櫛ヶ峯と下岳の北斜面は，大きく浸食されている．下岳と南沢岳の間は，熱水変質が進んでおり，岩石がより浸食作用を受けやすくなっていると考えられる．横岳や南沢岳の北西斜面でも小規模な浸食・崩壊地形が見られる．横岳東部，駒ヶ峯北部，乗鞍岳西部でもいくつかの地すべり崩壊地形が見られ，その地形的下方に地すべり堆積物が存在する．地すべり堆積物の表面には，地すべり堆積物に特徴的なコンプレッションリッジ（大八木，1992）などの地形が見られることがある．横岳の地すべり堆積物の凹みには，直径 300 m の横沼ができており，乗鞍岳の地すべり堆積物の凹みには，直径 300 m の黄瀬沼ができています．

南八甲田火山群赤倉岳の東部では，比較的規模の大きい東方向に開いた山体崩壊地形が見られ，蔦岩屑なだれ堆積物が分布している．蔦岩屑なだれ堆積物の表面には，比高数 m～50 m 程度の流れ山地形が発達している．流れ山の間には，直径約 500 m の赤沼や蔦沼が存在し，堆積物の南端には直径約 200～300 m の長沼や菅沼が存在する．

本図幅北隣の青森東部図幅内では，北八甲田火山群の赤倉岳北東部に北東方向に開いた馬蹄形崩壊地形が見られる．馬蹄形崩壊地形は横幅約 1.6 km と横幅約 500 m の 2 重の崩壊地形になっており，2 回の山体崩壊が発生したと考えられる（工藤ほか，2004）．岩屑なだれ堆積物が八甲田カルデラ内の田代平に分布しており，青森東部図幅内では流れ山地形が見られる．

第2章 地質概説

(村岡洋文・宝田晋治)

本図幅地域は、新第三紀地質区の東北日本弧内帯グリーンタフ地域に属し、第四紀の火山帯の奥羽脊梁火山帯にあって、その中軸部に位置する。第2.1図に、本図幅地域の地質を総括的に示す。本図幅地域の地質は古い方から、1) ほぼ全てが海域環境下で堆積した中新統、2) 陸域出現過程で堆積した鮮新統、3) 湖成環境はあるが、ほぼ陸域環境下で堆積した第四系から構成される。本図幅地域の第四紀火山についていえば、西側に前期更新世の沖浦カルデラの一部、北側に中期更新世の八甲田カルデラの一部、南側に後期更新世の十和田カルデラの一部が分布する。このため、おおむね若い火山の地質単元ほど、広い分布を持つ。

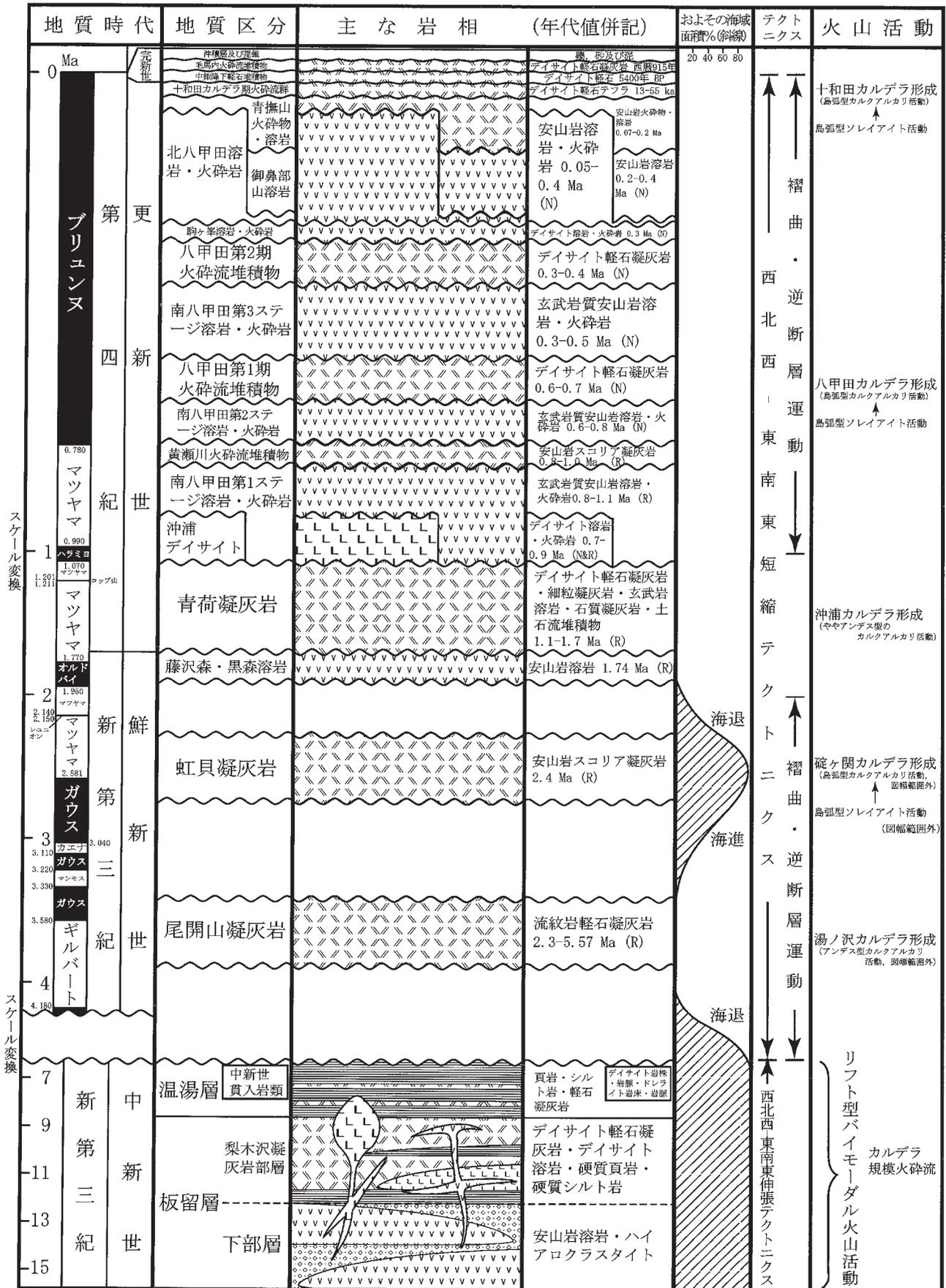
新第三系中新統は、ごく限られた地域にのみ露出しているが、本地域の地下に広く伏在している。新第三系中新統は、板留層、温湯層及び中新世貫入岩類から構成される。板留層下部層は塊状溶岩やハイアロクラスタイトなど、海底火山活動に由来する多量の安山岩からなり、坑井データによればその層厚は500 mに達する。板留層下部層は本図幅地域に露出する最も古い地質単元のため、新第三系の背斜軸付近に露出することが多い。板留層上部層の主体は典型的な“グリーンタフ”であり、連続性がよく、緑色変質した厚い軽石凝灰岩で構成される。このため、板留層の上部層は、とくに梨木沢凝灰岩部層と呼んで区分している(村岡・長谷, 1990)。梨木沢凝灰岩部層はこのほかに、硬質頁岩、硬質シルト岩、デイサイト溶岩を含む。デイサイト溶岩は局地的に分布するもので、本図幅地域北東の八甲田カルデラ周辺に分布している。梨木沢凝灰岩部層も、坑井データによれば、その層厚は400 mに達する。温湯層は本図幅地域では、北東部及び北西部のごく限られた地域に露出するのみである。温湯層は露出する限りでは、ほとんど頁岩及びシルト岩からなり、層厚10 mや7 mといった軽石凝灰岩の薄層を挟む。中新世貫入岩類は、荒川ドレイト及び城ヶ倉デイサイトからなり、本図幅地域では板留層までを貫いている。黒石図幅地域では、城ヶ倉デイサイトに相当する貫入岩類は温湯層までを貫いている(村岡・長谷, 1990)。貫入形態としては、荒川ドレイトが岩床や岩脈、城ヶ倉デイサイトが岩株や岩脈からなる。これら新第三系中新統の中で、板留層下部層の安山岩溶岩・ハイアロクラスタイトと、梨木沢凝灰岩部層の軽石凝灰岩とは、本図幅地域の地下の、ほぼ全域にわたって分布するものと推定される。

新第三系鮮新統は尾開山凝灰岩、虹貝凝灰岩及び黒

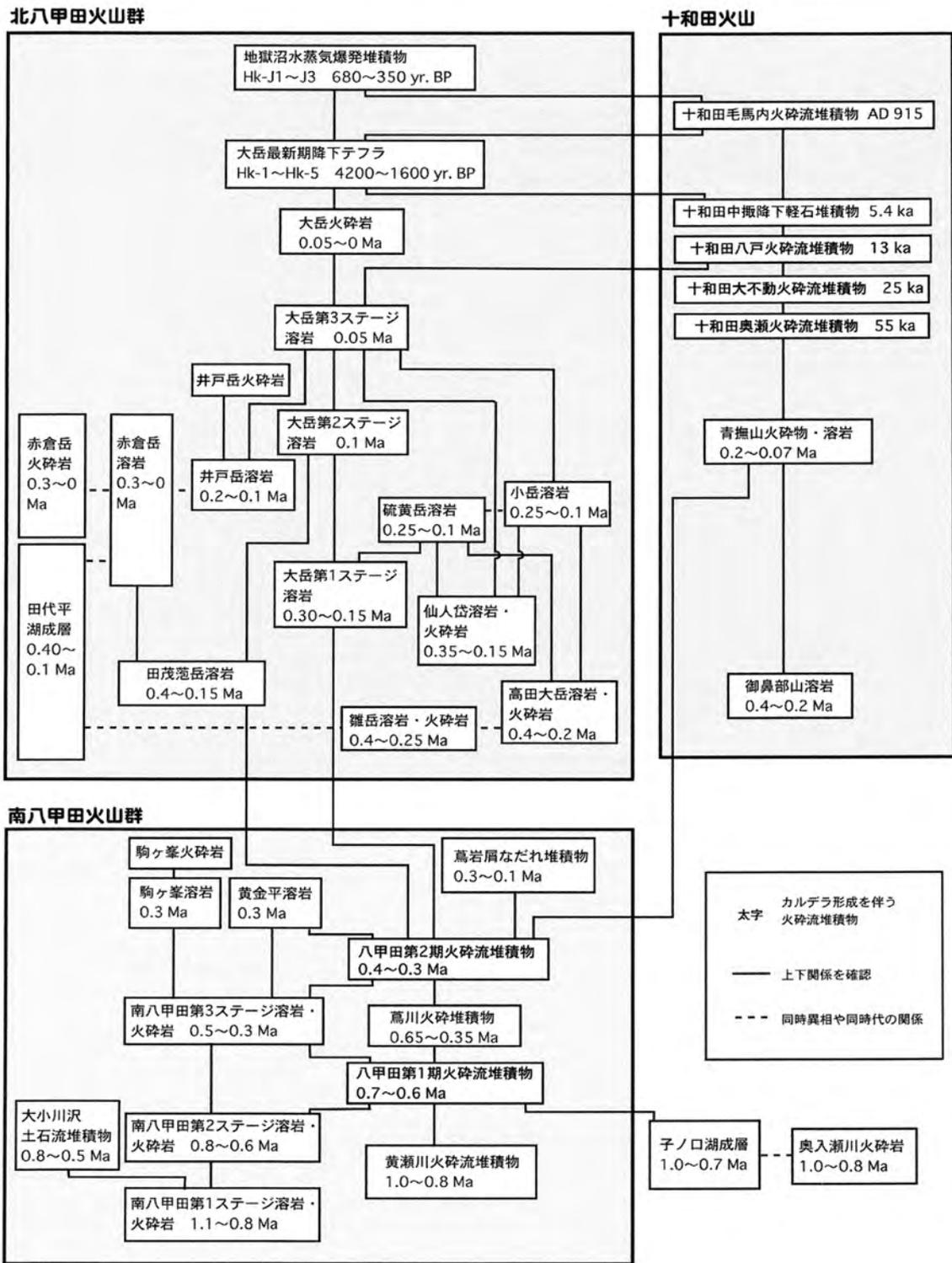
森溶岩からなる。尾開山凝灰岩は約3.5 Maの流紋岩軽石凝灰岩であり、西の黒石図幅地域及び南西の碓ヶ関図幅地域に分布する直径約15 kmの湯ノ沢カルデラの形成に伴って噴出した火砕流堆積物である。尾開山凝灰岩は東北日本弧の第四紀火山岩に比べて、比較的アルカリに富む流紋岩である。また、その噴出量が比較的大きく、坑井データによれば、本図幅地域の一部では、層厚500 mに達する。尾開山凝灰岩は、本図幅地域では、ほぼ全てが溶結凝灰岩として観察される。このことから、中新世と鮮新世の間の不整合に示される時間間隙の間に、一度、本図幅地域の大部分が陸化したことが明らかである。虹貝凝灰岩は約2.5 Maの安山岩スコリア凝灰岩であり、西の黒石図幅地域及び南西の碓ヶ関図幅地域に分布する8 km(南北)×12 km(東西)の碓ヶ関カルデラの形成に伴って噴出した火砕流堆積物である。虹貝凝灰岩は本図幅地域では、ほぼ全てが海成の凝灰岩として観察される。このため、尾開山凝灰岩の時期には、大部分が陸化した本図幅地域が、再び、海進によって海域となったものと推定される。

本図幅地域内の第四系は大きく分けて、前期更新世の沖浦カルデラ、中期更新世の八甲田カルデラ、後期更新世の十和田カルデラの3つのカルデラ起源の火砕流堆積物、及びこれらの先カルデラ・後カルデラ火山の噴出物からなる(村岡・高倉, 1988)。本図幅地域西側の沖浦カルデラは、直径約15 kmの半円状のカルデラであり、環状構造の明瞭な西側の大部分は、黒石図幅地域内にある。沖浦カルデラからは、1.7～1.1 Maに数度の青荷凝灰岩の噴出があり、その後、後カルデラ火山として、0.9～0.7 Maの沖浦デイサイトが噴出した。青荷凝灰岩は全て湖成の堆積物であり、デイサイト軽石凝灰岩、細粒凝灰岩、玄武岩溶岩、石質凝灰岩及び土石流堆積物からなる。青荷凝灰岩はその分布の東限付近で、東北脊梁を構成するカルデラ基盤岩類にアバットし、尖滅している。つまり、沖浦カルデラ形成当時、すでに東北脊梁が存在したことが明らかであり、沖浦カルデラ東側の環状構造は、もともと存在しなかったと考えられる。

その後、火山活動中心が東に移動し、八甲田カルデラ先カルデラ火山である南八甲田火山群が本図幅中央付近に形成された(第2.2図)。約1.1～0.8 Maに、南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩が噴出した。また、約1.0～0.8 Maに、南八甲田火山群の一部で中規模火砕流が発生し、南東部の黄瀬川付近に安山岩質の黄瀬川火砕流堆積物が堆積した。そして、約0.8～0.5 Maに、北



第 2.1 図 八甲田図幅地域の地質総括図
古地磁気編年スケールは Berggren et al. (1995) による。



第2.2図 南北八甲田火山群と十和田火山のブロックダイヤグラム

西の^{おこがわ}大小川沢沿いで、多量の大小川沢土石流堆積物が堆積した。同じ頃に南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩が噴出した。南八甲田火山群の成長途中で、0.7~0.6 Maと0.4~0.3 Maに、本図幅北東部で、2度の大規模火砕流（八甲田第1期火砕流、八甲田第2期火砕流）の発生があり、八甲田カルデラが形成された。2つの大規模火砕流の噴火前には、比較的規模の大きいプリニー式降

下軽石噴火があった。また、2つの大規模火砕流の間には、小規模火砕流や多数の降下軽石などの噴火があった（^{つたがわ}鳶川火砕堆積物）。約0.5~0.3 Maには、南八甲田第3ステージ溶岩・火砕岩の噴出があった。そして、南八甲田火山群最新期の黄金平溶岩、駒ヶ峯溶岩・火砕岩が約0.3 Maに噴出した。約0.3~0.1 Maには、^{つたがわ}鳶岩屑なだれ堆積物が南八甲田の赤倉岳東部で発生した。

本図幅北部では、0.4～0.1 Ma に、北八甲田火山群で、雛岳、高田大岳、田茂菴岳、前嶽、鳴沢台地、仙人岱、硫黄岳、小岳、井戸岳、赤倉岳、大岳の火山群が形成された。また、このころ本図幅南部で十和田先カルデラ期の火山活動があり、御鼻部山溶岩や青撫山火砕物・溶岩が噴出した。本図幅南隣の十和田湖図幅内で約 55～13 ka に十和田奥瀬火砕流、十和田大不動火砕流、十和田八戸火砕流の 3 回の大規模-中規模火砕流の噴出があり、十和田カルデラが形成された。5.4 ka には、十和

田カルデラ内で大規模なプリニー式噴火があり、中嶽^{ちゅうせり}降下軽石が噴出した（早川，1983b）。少なくとも最近 6000 年間には、北八甲田火山群の大岳山頂でも、ブルカノ式噴火や水蒸気爆発などの 5 回の噴火イベントが起こった（工藤ほか，2003a）。西暦 915 年には、十和田カルデラで毛馬内火砕流の噴出があった。北八甲田火山群南西山麓にある地獄沼火口では、西暦 1300～1650 年ごろに合計 3 回の水蒸気爆発が起こった（工藤ほか，2000）。

第3章 新第三系中新統

(村岡洋文)

3.1 研究史及び概要

八甲田山図幅地域の新第三系中新統の研究は、その露出の制約から比較的限定されており、これまでの研究のほとんどが、より広域的な研究の一部として行われたものである。北村ほか(1972)は青森県20万分の1地質図編纂の一環として、青森県下全域の新第三系の基本層序を確立した。金属鉱業事業団(1976)の広域調査報告書「八甲田地域」は北村ほか(1972)の層序をほぼ踏襲し、この地域を初めて5万分の1という大縮尺の精度で調査した。ただし、この調査範囲は本報告の八甲田山図幅地域南西側を含んでいない。新エネルギー総合開発機構(1987)は、全国地熱資源総合調査(第2次)の一環として、この地域を5万分の1という大縮尺の精度で調査した。ただし、この調査範囲は本報告の八甲田山地域南側を含んでいない。村岡・高倉(1988)は八甲田山図幅地域の全域を含む八甲田広域地熱地域の10万分の1地質図を作成した。その主題は鮮新世以降の5つのカルデラと地熱資源の分布とにあったが、これらに関連して、それまで見られた中新統と鮮新統の間の地質区分の混乱を整理し、両者間の不整合を明確にした。村岡・長谷(1990)は本地域の西隣の黒石図幅地域で、5万分の1地質図幅を作成した。黒石図幅地域における新第三系中新統の露出は、八甲田山図幅地域に比べてより連続的である。このため、本報告では本地域の断片的な露出部分を層序的に解釈する上で、主に村岡・長谷(1990)の基本層序を参照した。

新第三系中新統は、八甲田山図幅地域に露出する最も古い地質単位であるが、広範な鮮新統や第四系の被覆のため、その露出はごく限られている。最もまとまった分布は地域北西の城ヶ倉溪谷から荒川に沿って見られ、次いで、本図幅南端の十和田カルデラの北側カルデラ壁、南八甲田火山群南斜面の黄瀬川上流域、地域南西の滝ノ股川沿い、南八甲田山西部の大小川沢上流域、本図幅西端の焼山の周辺、中里川周辺などに見られる。それぞれの露出が断片的なため、この地域のみで層序を確立することは困難であり、地域外のより広範な露出地域と対比することが不可欠である。本研究では、主に西隣の黒石図幅地域で村岡・長谷(1990)が確立した層序・岩相と比較した。その結果、断片的な露出の大半は、板留層、温湯層及び中新世貫入岩類に対比することができた。このことから、板留層下部層のハイアロクラスタイト等を伴う安山岩溶岩や板留層上部層の梨木沢凝灰岩部層など

は、露出こそ断片的であるものの、八甲田山地域の地下に、広範に伏在することが明らかとなった。

3.2 板留層

命名 本層は今泉(1949)によって命名されたもので、村岡・長谷(1990)における再定義内容は岩井(1965)の板留層と大和沢層おあわさわとを合わせたもの、小高ほか(1970)の板留層と早瀬森層中部はやせもりとを合わせたもの、金属鉱業事業団(1976)及び新エネルギー総合開発機構(1987)の四沢層よつざわに相当する。本地域のみからの全容の把握は困難であるが、村岡・長谷(1990)の黒石地域の研究によれば、本層下部層は硬質頁岩、安山岩溶岩及び安山岩スコリア凝灰岩からなる。下部層は地域によっては正規堆積物のみが卓越し、層相変化が見られるため、村岡・長谷(1990)は単にこれを板留層下部層と命名した。上部層は主にデイサイト質の軽石凝灰岩からなり、頁岩・シルト岩やデイサイト溶岩を挟む。上部層の軽石凝灰岩は広い範囲に厚層として分布し、村岡・長谷(1990)はこれを梨木沢凝灰岩部層と命名した。本報告でも、村岡・長谷(1990)の定義内容に準じる。

3.2.1 板留層下部層 (Fa)

模式地 黒石市板留南縁から沖浦に至る黒石図幅地域内の浅瀬石川沿い(ただし、現在では浅瀬石川ダム建設に伴って人工的に被覆されている部分が多い)。

層序関係 板留層下部層の下限は本図幅地域の地表では知られていない。黒石図幅地域では、折紙沢層おりがみざわというデイサイト溶岩やデイサイト凝灰岩に卓越する中新統を整合に覆うことが判明している(村岡・長谷, 1990)。

分布・層厚 最も広い露出は、城ヶ倉溪谷上流、大小川沢上流や十和田カルデラの北側カルデラ壁に見られる。黄瀬川沿いにも、断片的に露出している。これらの露出はいずれも脊梁山脈中軸部に当たっており、この付近の標高が高い理由は、単に火山体の存在によるだけでなく、火山基盤岩層が構造的に隆起していることを示している。その例外は、荒川沿いの露出である。しかし、この露出位置も、褶曲波長はより小さいものの、別の背斜軸(下湯背斜)に一致している。本図幅地域内では板留層下部層の下限が見られないが、最も厚い露出の見られる城ヶ倉溪谷上流で、最大層厚250m程度である。ただし、坑井データ等から見ると、層厚は500m程度に及ぶものと推定される(地質断面図参照)。

岩相 本図幅地域の板留層下部層は、ほとんどの部分が塊状の普通輝石安山岩溶岩及び同質のハイアロクラスタイトからなる。板留層下部層は、黒石図幅地域南西では正規堆積物に卓越し、黒石図幅地域東部に向かって次第に普通輝石安山岩溶岩や同質のハイアロクラスタイトの割合が増大する。更に東部の本図幅地域に入ると、正規堆積物はほとんど見られず、これらの割合が更に増大しているように見える。

城ヶ倉溪谷上流や大小川沢上流や十和田カルデラの北側カルデラ壁など露出のよいところで観察すると、板留層下部層の岩相は①塊状溶岩、②その上下の『蜂の巣』状で1～8 cm大に角礫化し、その間隙をメノウ（玉髓）等が埋めている部分、③ハイアロクラスタイトに分けられる。第3.1図に南八甲田山火山群の南沢岳と下岳の間の大小川沢上流におけるハイアロクラスタイトの産状を示す。①が最も多量であり、次いで③が多い。②は最も少量であり、①と③の間で欠如していることもある。この場合には、①の岩相が直接③の岩相に移り変わる。②の岩相中の間隙を埋めるメノウ（玉髓）は海底溶岩流の岩相変化に付随して生じているため、現在の熱水活動とは関係づけられない。おそらく、海底における塊状溶岩流の周辺で、冷たい海水に接触する部分が自破碎し、この自破碎が十分進行した部分はばらばらとなって、ハイアロクラスタイトになったのであろう。他方、自破碎が十分でなかった部分では、この割れ目に浸入した海水が高温の溶岩中に一時的にトラップされて水-岩石相互作用を起こし、多量のシリカを一時的に溶存した後に、溶岩の冷却過程で過飽和となったシリカが、間隙を充填したものと推定される。いわば、孔隙型のミニ地熱貯留層といえる。

緑色変質は③が最も強く、①が最も弱い。しかし、これら緑色変質の程度は全体として、黒石図幅地域の浅瀬石川治いなどに比べて、格段に弱く、かなり新鮮な部分



第3.1図 板留層下部層の普通輝石安山岩ハイアロクラスタイトの産状
その位置は南八甲田山火山群の南沢岳と下岳の間の大小川沢上流。

が多い。たとえば、黒石図幅地域の本層の溶岩中に普通に産し、浅海底の証拠とみなされた大型の杏仁状の孔隙はめったに見られない。このことから見ると、本図幅地域においては、溶岩流流動時の海底深度が黒石図幅地域よりやや大きかった可能性も考えられる。十和田カルデラの北側カルデラ壁では、本層が新鮮なため、集斑状組織が露頭で観察されるほどである。また、この点と、正規堆積物をほとんど欠くために、大小川沢上流などでは、同じ溶岩を主体とする下位の板留層下部層と上位の南八甲田第1期溶岩とを区別することが容易でない。ここでの唯一の野外的な判別基準は、陸成の溶岩流か海成の溶岩流かであって、南八甲田第1期溶岩がごくルースなクリンカーを持つのに対して、板留層下部層が比較的密に固結したハイアロクラスタイトを持つといった違いのみである。

3.2.2 梨木沢凝灰岩部層 (Fs, Fd, Fp)

模式地 黒石市虹ノ湖西方の梨木沢沿い（黒石図幅地域内）。

層序関係 下位の板留層下部層を整合に覆う。

分布・層厚 本部層の主な分布は八甲田山地域北東の黒森の北、城ヶ倉溪谷上流、荒川沿い、黄瀬川上流、十和田カルデラの北側カルデラ壁、石倉岳を始めとする八甲田カルデラの縁辺部などである。本部層はその上限と下限とが見られる荒川付近では最大層厚150 m程度であるが、不整合のため、本来の上限が不明な十和田カルデラの北側カルデラ壁では、最大層厚250 m程度と見積もられる。このことから、本部層は少なくとも北に薄く、南に厚くなっているようである。しかし、坑井データから見ると、最大層厚は400 mに及ぶものと推定され（地質断面図参照）、ほぼ、黒石図幅地域の模式地における450 mという最大層厚に匹敵する。

岩相 本部層は硬質頁岩及び硬質シルト岩 (Fs)、デイサイト溶岩 (Fd)、デイサイト軽石凝灰岩 (Fp) よりなる。本部層の主体は、いわゆる典型的なグリーンタフであり、全ての露出地域で、普遍的に緑色変質した海成のデイサイト軽石凝灰岩である。多くの地域で下位の板留層下部層とこの凝灰岩との間には硬質の頁岩層やシルト岩が介在する。この層を下部層と本部層のどちらに入れるかは定義の問題であり、村岡・長谷 (1990) はこれを梨木沢凝灰岩部層に含めた。本報告でもこれに準拠することとする。この頁岩やシルト岩は、硬質かつ珪質で、厚板状の層理がしばしば発達している。デイサイト溶岩は本図幅地域の東側や黒石図幅地域では見られないが、本図幅地域の西側では、石倉岳を始めとする八甲田カルデラの縁辺部に広く出現する。膨大なデイサイト軽石凝灰岩を含む層準であるので、噴出源に近い地域では、デイサイトの溶岩相が分布するのかもしれない。しかし、デイサイト軽石凝灰岩はどちらかといえば、南側で厚い

傾向があるため、八甲田カルデラの縁辺部が噴出源を表すかどうかについては明らかでない。

第3.2図は石倉岳の山頂付近のデイサイト溶岩の産状である。全体が珪化し、白色変質している。一部では角礫化したところもあり、海底での自破碎を表すのであろう。しかし、変質のため、原岩についての詳細は不明である。このような広範な珪化・白色変質は、完新世の地熱変質とは思われず、本デイサイト溶岩は北八甲田山の溶岩類に被覆される前にはすでに珪化・白色変質を被っていたように見える。また、この露頭では、N61°E、60°SやN73°E、72°Sなどの割れ目が卓越し、せん断作用を受けているように見える。なお、鏡下では、斑晶として、斜長石、石英のほか、少量の普通輝石や角閃石等の斑晶が認められることがあるが、苦鉄質鉱物は一般に緑泥石化や方解石化を被っている。

主体をなす上位の軽石凝灰岩についていえば、細粒ガラス片の割合が比較的少なく、径数mm～10cm大の多量の軽石からなる。軽石は発泡がよく、しばしば粘土化している。また、発泡のよい軽石が圧密によりレンズ状化していることも多い。より層厚の薄い北方の荒川沿いでは、通常の軽石凝灰岩として産するが、より層厚の厚



第3.2図 梨木沢凝灰岩部層デイサイト溶岩の産状
その位置は石倉岳の山頂付近。全体が普遍的に珪化し、白色変質している。一部では角礫化したところもあり、海底での自破碎と思われる。

い十和田カルデラの北側カルデラ壁では、比較的下位の層準に、堆積面にほぼ平行な長径5～20cm程度の硬質頁岩レンズを礫として多数含んでいる。板留層下部層に由来すると思われるハイアロクラストイトの礫を含んでいることも多い。十和田カルデラの北側カルデラ壁では、これらが礫質凝灰岩といえるほど、多く含まれる部分も見られる。

同様のことは、新エネルギー総合開発機構（1983）が青荷川北岸で掘削したN57-OU-8井の深度1,000m付近で記載されており、その下に頁岩が記載されている。そのため、この報告書はこの付近を青荷層に区分し、同層を膨大な厚さとしているものの、実際には梨木沢凝灰岩部層の最下位付近を見ていることがわかる。金属鉱業事業団（通商産業省資源エネルギー庁）（1973）が砂子沢で掘削した47EAHK-2井の坑底付近でも梨木沢凝灰岩部層の基底付近の硬質頁岩レンズのことが記載されている。そのため、その坑井は梨木沢凝灰岩部層を掘り抜いていないものの、その坑底がすでに梨木沢凝灰岩部層の基底に近いことがわかる。デイサイト軽石凝灰岩も、一般に緑泥石化や方解石化が普遍的であり、斑晶として、斜長石、石英、少量の磁鉄鉱及びイルメナイトは認められるが、苦鉄質鉱物は不明である。基質も長孔状の軽石組織が残っているが、脱ガラス化が進んでいる上に、緑泥石、方解石、スメクタイトなどが生じている。

3.3 温湯層 (Nt, Np)

命名 本層は酒井（1961）が黒石図幅地域の温湯・白沢付近に分布する凝灰岩に対して命名したもので、岩井（1965）及び小高ほか（1970）もほぼこれを踏襲している。村岡・長谷（1990）は黒石図幅地域において、この温湯・白沢付近の温湯層の層序的位置を、より北東や南西の中新統に対しても整理した。すなわち、村岡・長谷（1990）の温湯層は、岩井（1965）の温湯層及び松木平層を合わせたもの、小高（1970）の温湯層、松木平シルト岩部層、王余魚層及び大川原層を合わせたものに相当する。本報告では、この定義に従う。

模式地 黒石市温湯付近から白沢沿い（黒石図幅地域内）。

層序関係 下位の板留層梨木沢凝灰岩部層を整合に覆う。

分布・層厚 八甲田山図幅地域における本層の露出は、比較的断片的な中新統中でも、ことに限られている。八甲田山図幅地域における本層の露出は、本図幅地域北西端の荒川の西斜面、中野川沿い、及び本地域東側の中里川周辺の小露出3箇所であり、合計5箇所のみである。

岩相 本層はデイサイト軽石凝灰岩（Np）と頁岩及

びシルト岩 (Ns) からなる。デイサイト軽石凝灰岩は本地域東側の湯尻川で、下位に厚さ 10 m のものと、上位に厚さ 7 m のものが 2 枚現れるのみである。多少緑色変質を受けており、黒雲母は判然としないが、角閃石は見られる。このほかの露出地域において、本層は暗灰色で、厚板状の層理が発達した頁岩及びシルト岩の単調な岩相からなる。ときに、数 10 cm の厚さの海底に堆積した降下軽石層を挟むが、これは地質図上では頁岩及びシルト岩に含めている。

地質時代 本図幅地域のすぐ北の荒川沿いの、下湯温泉の西斜面には本層中に両輝石安山岩が貫入しているが、これを新エネルギー総合開発機構 (1987) が K-Ar 年代測定した結果、 7.16 ± 0.50 Ma という値が得られた。村岡・高倉 (1988) はこのデータが 1 個のみのため、この時点では、この安山岩をその周辺に分布の多い三ッ森安山岩とみなして、鮮新統に含めていた。しかし、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) が再度、この安山岩を K-Ar 年代測定した結果、ほぼ再現性のある 6.9 ± 0.3 Ma という値が得られた。したがって、この安山岩に関するこれらの年代はもっともらしく、本層はこの年代よりは古いものといえよう。

3. 4 中新世貫入岩類

本図幅地域には主に 2 系統の中新世貫入岩類が分布する。荒川ドレライトと城ヶ倉デイサイトである。

3. 4. 1 荒川ドレライト (Mb)

地層名 新称。時代的にも、岩相的にも、村岡・長谷 (1990) の浅瀬石川玄武岩類と同系統のものと思われる。

模式地 青森市荒川沿い。

分布・形態 荒川沿いと十和田カルデラの北側カルデラ壁に見られる。これらはいずれも、貫入母岩の地層面に平行的な岩床として産する。しかし、荒川沿いでは、梨木沢凝灰岩部層の頁岩の一部を切るなど、詳細に見ると、地層面に明瞭に斜交している部分が認められる。

層序関係 本図幅範囲内では、本貫入岩体は中新統の板留層梨木沢凝灰岩部層までを貫き、鮮新統の虹貝凝灰岩に覆われる。しかし、中新統と鮮新統の間の不整合を考慮すれば、論理的には尾開山凝灰岩にも覆われるはずである。

岩相 本貫入岩は一般に緑色変質して、暗緑色を呈する。しかし、荒川沿いなどでは、貫入母岩の板留層下部層の安山岩と比べると、相対的に新鮮であることが多い。十和田カルデラの北側カルデラ壁などでは、板留層下部層の安山岩も比較的新鮮のため、大きな差異はみいだせない。また、本貫入岩体には、玉葱状風化が特徴的に見られる。これは柱状節理に直交する方向の、デイスキングのような弱い節理系があり、その結果出来た六角

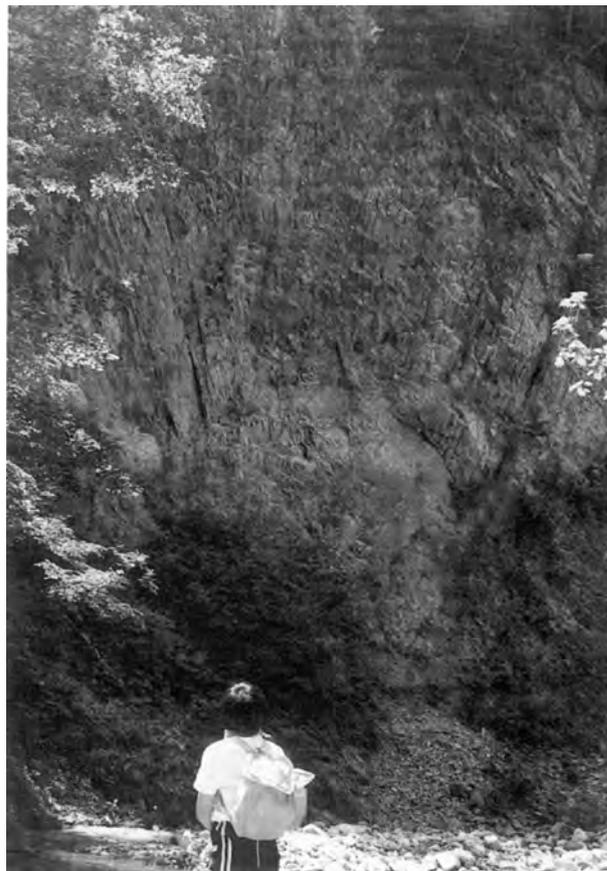
短柱状のコラムから玉葱状風化が派生しやすかったためと思われる。本貫入岩は、完晶質であり、インターサータル組織を示す。斑晶・石基ともに、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、鉄鉱よりなり、かんらん石らしいものは緑泥石化している。

3. 4. 2 城ヶ倉デイサイト (Md)

地層名 新称。時代的にも、岩相的にも、村岡・長谷 (1990) の貝吹山デイサイトと同系統のものと思われる。

模式地 青森市城ヶ倉溪谷沿い。

分布・形態 最も大きな岩体 (露出) は、城ヶ倉溪谷沿いに見られる。このほか、滝ノ股川、黄瀬川、二ノ沢、滝ノ沢、焼山、蔦川、十和田カルデラの北側カルデラ壁などに、より小規模な露出が見られる。城ヶ倉溪谷のデイサイト貫入岩体は地表調査から見る限り、比較的露出が広いため、ラコリス状と岩株状の 2 つの可能性があって、どちらであるか判然としない。しかし、幸いに、この近傍には新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) により、N2-HD-8 号井、N2-HD-6 号井、N1-HD-3 号井という 3 つの地熱調査井が掘削されている。先ず、本デイサイトの露出範囲に掘削された N2-HD-8



第 3.3 図 滝ノ股川中流域における城ヶ倉デイサイトの放射状節理
このパターンから岩株状の貫入岩体と推定される。



第3.4図 黄瀬川の松見ノ滝付近の城ヶ倉デイサイトの柱状節理
本岩体は岩脈とみなされ、写真上方に見られるように、貫入面に直交する柱状節理の柱の方向がかなり低角度である。

号井は、途中で数枚の頁岩層を挟むものの（この頁岩が外来ブロックであるのか、それとも本デイサイトの方が分岐しているのかは不明）、地表から深度230 mまで、デイサイト貫入岩体を捕捉している。これより八甲田カルデラ側に掘削されたN2-HD-6号井は、深度220 m付近より深部で中新統を捕捉しているものの、本貫入岩体に相当するものを捕捉していない。ただし、この理由はその位置が八甲田カルデラ縁に近く、カルデラ陥没に伴うカルデラ基盤の崩壊と内部への陥没という可能性も考えられる。ところが、N1-HD-3号井はN2-HD-8号井より、更に八甲田カルデラから離れた位置に掘削されているが、本貫入岩体に相当するものを捕捉していない。このことから、城ヶ倉溪谷のデイサイト貫入岩体は、岩株状の形態を持つ岩体であると結論される。これに次ぐ露出規模を持つ滝ノ股川のデイサイト貫入岩体は、第3.3図に示すように、見事な放射状の節理系をもち、このパターンから見て、岩株状の形態を持つ岩体であると推定される。本地域における、これら以外のデイサイト



第3.5図 城ヶ倉溪谷における城ヶ倉デイサイトの垂直な柱状節理

貫入岩体については、貫入方向がほとんど北東-南西ないし北北東-南南西を示し、岩脈状であると判断される。たとえば、黄瀬川、二ノ沢、滝ノ沢及び蔦川のものについては、それぞれの露出が断片的であるものの、ほぼ同一線上に配列している。第3.4図に黄瀬川の松見ノ滝付近における本デイサイトの産状を示す。これらは本来は連続していた比較的大規模なデイサイト岩脈が、中新世と鮮新世との間の陸化の時期に、その対浸食抵抗力のためモナドック状に残り、これがより若い地層の堆積面より高く残ったために、現在も同一線上に点々と露出しているであろう。

層序関係 本貫入岩類は中新統の温湯層までを貫き、鮮新統の尾開山凝灰岩に覆われる。黒石図幅地域で、荒川ドレライトと城ヶ倉デイサイトに相当する貫入岩類を比べると、前者は板留層梨木沢凝灰岩部層までしか貫いていないのに対して、後者は温湯層までを貫いている（村岡・長谷、1990）。よって、荒川ドレライトより、城ヶ倉デイサイトの方がやや若いということは、ほとんど間違いないであろう。このことから、城ヶ倉デイサイトは本地域の中新統の中で、最も若い地質単位といえよう。

岩相 第3.5図のように、岩株状の岩体と推定される

城ヶ倉溪谷では、見事な柱状節理がほぼ垂直方向に発達している。同じく岩株状の岩体と推定される滝ノ股川でも、垂直方向で、上方に放射状に開いた見事な柱状節理が発達している（第 3.3 図）。他方、岩脈と推定される松見ノ滝付近では、柱状節理が貫入面に直交する傾向があるため、柱状節理の方向がかなり低角度である（第

3.4 図）。城ヶ倉溪谷のデイサイトには、基本的に斑晶が少なく、斜長石、石英、鉄鉱の斑晶を除けば、基本的にガラス質である。この部分が多くの場合、脱ハリ作用を被って白濁し、しばしば、軽微な粘土化変質や珪化変質を被っている。苦鉄質鉱物起源の部分もあるが、緑泥石、緑レン石、方解石等に完全に交代されている。

第4章 新第三系鮮新統

(村岡洋文・宝田晋治)

4.1 研究史及び概要

八甲田山図幅地域の新第三系鮮新統の研究も、中新統と同様に、その露出の制約から比較的限定されており、これまでの研究のほとんどが、より広域的な研究の一部として行われたものである。中新統と同様に、北村ほか(1972)、金属鉱業事業団(1976)、新エネルギー総合開発機構(1987)などが代表的なものとして上げられよう。村岡・高倉(1988)は鮮新世以降の5つのカルデラと地熱資源の分布を主題として、八甲田山地域の全域を含む八甲田広域地熱地域の10万分の1地質図を作成した。この中で、それまで、ほぼ各地の中新統に含められていた尾開山凝灰岩及び虹貝凝灰岩を鮮新統として整理し、これらがそれぞれ本地域南西の、約3.5 Maでバイアス型の湯ノ沢カルデラと、約2.5 Maでクラカトア型の碓ヶ関カルデラに由来するものであることを明らかにした。また、中新統と鮮新統の間の不整合を明確にした。村岡・長谷(1990)は本地域の西隣の黒石図幅地域で、5万分の1地質図幅を作成した。黒石図幅地域における新第三系鮮新統の露出は、八甲田山図幅地域に比べてより連続的である。このため、本報では本地域の断片的な露出部分を層序的に解釈する上で、主に村岡・長谷(1990)の基本層序を参照した。

八甲田山図幅地域における新第三系鮮新統の主な露出地域は、滝ノ股川上流域からその支流である沓ノ沢や滝ノ股沢などに至る範囲、浅瀬石川の支流である甚右エ門沢や寒川や温川沢沿い、青荷川最上流、荒川沿い、城ヶ倉溪谷、黄瀬川沿い、鳶川沿いなどである。村岡・高倉(1988)では八甲田山図幅地域に露出する鮮新統を、ほとんど虹貝凝灰岩としてきた。しかし、その後の調査結果によれば、このうちのかなりのものは尾開山凝灰岩に改めるべきであることが判明した。

4.2 尾開山凝灰岩(Yw)

命名 本層は村岡・長谷(1990)が命名したものである。これ以前に村岡・高倉(1988)がこの地層名を暫定的に使用しているが、その詳細な定義内容は村岡・長谷(1990)のみが与えている。本報では、村岡・長谷(1990)の定義内容に準じる。井上ほか(1960)は遠部層を命名し、上田・井上(1961)、井上・三橋(1962)、井上(1964)などは遠部層の分布・岩相・層序の位置を総括的に論じた。この頃までの遠部層は、本報の尾開山

凝灰岩及び虹貝凝灰岩を含んでいた。その後、岩井(1965)や小高ほか(1969, 1970)が、これをより詳細に区別した。本報の尾開山凝灰岩は、おおむね岩井(1965)の竹館層と小高ほか(1969)の大落前川層とを合わせたものに相当する。しかし、竹館層と大落前川層とはそれぞれ異なった層準に位置づけられてきた。また、尾開山などに分布する強溶結の岩相は流紋岩溶岩として、更に別の地質単元に含まれてきた。更に、これらの地質単元は、ほとんどの場合、中新統とされてきた。村岡・長谷(1990)はこれらの問題を整理して、本凝灰岩を、「陸成の溶結凝灰岩としても、海成の軽石凝灰岩としても産するが、軽石は粗粒の斜長石、両錐形石英、黒雲母を多く含み、サニディンや角閃石を伴うことがある流紋岩質の軽石流堆積物であり、黒石図幅地域及び碓ヶ関図幅地域の湯ノ沢カルデラに由来する鮮新世の大規模な軽石流堆積物である」として定義した。

模式地 南津軽郡大鰐町尾開山周辺(黒石図幅地域内)。

層序関係 中新統を傾斜不整合に覆う。

分布・層厚 本凝灰岩は、滝ノ股川上流域からその支流である沓ノ沢や滝ノ股沢などに至る範囲、浅瀬石川の支流である黒沢沿い、青荷川最上流、城ヶ倉溪谷、などに露出する。村岡・高倉(1988)は、模式地付近の尾開山凝灰岩が一般にごく白色で黒雲母を多く含むことで特徴づけられるため、暗灰色を呈し、黒雲母が目立たないこれらの地域の凝灰岩の大部分を虹貝凝灰岩としていた。しかし、村岡・長谷(1990)は、新エネルギー総合開発機構(1983)の9坑の試錐調査のコアの再観察を含めた検討によって、カルデラ内青荷凝灰岩の下位に伏在する虹貝凝灰岩の層厚が100 m以下であるのに対して、尾開山凝灰岩の層厚が110 mから400 mであることを記述している。このことから論理的には、カルデラ内青荷凝灰岩の尖滅する東方で、虹貝凝灰岩が尖滅したとしても、尾開山凝灰岩が尖滅することは考えにくい。事実、その後の調査結果から、岩相の項に記述するように、これらの凝灰岩は尾開山凝灰岩とすべきであることが判明した。本報告ではこの点を修正した。

本図幅地域内での最大層厚は、滝ノ股川上流域で、約250 mである。ただし、坑井データによれば、最大層厚500 mに及ぶものと推定される。

岩相 滝ノ股川上流域の本凝灰岩は、硬質・コンパクトで強溶結し、暗灰緑色を呈する。ときに、緻密な本質ガラスレンズを多量に含むところがあるが、大部分は結



第 4.1 図 田堰沢最上流の尾開山凝灰岩の産状
溶結したガラス質結晶凝灰岩であるが、軽微ながら広範な変質のため、模式地のものに比べて、黒雲母がほとんど識別できない。

晶量の多いガラス質結晶凝灰岩である。径 2 mm 大の斜長石を多量に含み、次いで石英、角閃石などが多い。本来は黒雲母も含まれていたと思われるが、軽微ながら、広範な緑色変質に伴う緑泥石化等により、目立たなくなっている。第 4.1 図に、田堰沢最上流の尾開山凝灰岩の産状を示す。ここでも、黒雲母は識別できない。これに加えて、軽微で局所的な熱水変質もかなりの地点で見られ、空洞を石英が部分的に充填した晶洞やメノウ脈が普通に見られる。晶洞は厚さ 1～2 cm 程度、長さ数 10 cm 程度である。木賊森北方の滝ノ股川最上流に見られる晶洞の一つの面方向は、N50° E, 65° NW である。南東端の黒沢沿いの尾開山凝灰岩も、基本的には滝ノ股川上流域に類似した岩相である。城ヶ倉溪谷においても、本凝灰岩はほぼ地熱変質帯に位置しており、斜長石や石英の多いガラス質結晶凝灰岩であること以外に、黒雲母など、本凝灰岩本来の特徴的な岩相は見られない。しかし、より上流の梨木沢凝灰岩部層が明瞭な葉理の発達する海成堆積物であるのに対して、本凝灰岩は全く葉理を欠き、塊状・硬質で、陸成の溶結凝灰岩として産することから区別される。青荷川最上流の沢沿いでは、露出面積が非常に小さいものの、尾開山凝灰岩の強溶結のガラス質結晶凝灰岩の上位に、石質岩片を 30% 程度も含む典型的な虹貝凝灰岩が重なっている関係を観察できる。ここでは、尾開山凝灰岩が径 2～3 mm 大の多量の斜長石や石英に加え、黒雲母も多量に伴うことを確認できる。

地質時代 本凝灰岩の K-Ar 年代は、村岡・長谷 (1990)、村岡 (1991a) より、3.5 Ma 程度と見積もられる。

4.3 虹貝凝灰岩 (It)

命名 本層は岩井 (1965) の虹貝層にちなんで、村岡・長谷 (1990) が命名したものである。これ以前に村岡・

高倉 (1988) がこの地層名を暫定的に使用しているが、その詳細な定義内容は村岡・長谷 (1990) のみに与えられている。本報では、村岡・長谷 (1990) の定義内容に準じる。井上ほか (1960) は遠部層を命名し、上田・井上 (1961)、井上・三橋 (1962)、井上 (1964) などが遠部層の分布・岩相・層序的位置を総括的に論じた。この頃までの遠部層は、本報の尾開山凝灰岩及び虹貝凝灰岩を含んでいた。その後、岩井 (1965) や小高ほか (1969, 1970) がこれを区別し、より狭義の地層名を確立していった。しかし、遠部層はこれらの文献で、ほぼ中新統として扱われてきた。また、遠部層の使用は、その定義範囲が変更されてきたため、混乱を招きかねない。村岡・長谷 (1990) の虹貝凝灰岩は、おおむね岩井 (1965) の虹貝層と小高ほか (1969) の遠部層などに相当するが、村岡・長谷 (1990) はその噴出源を明確にした上で、この地質単元を再定義した。すなわち、村岡・長谷 (1990) は虹貝凝灰岩を、「ほぼ海成の軽石-スコリア凝灰岩として産するが、その本質物は軽石からスコリアにわたる不均質な構成を持ち、軽石は斜長石、石英、角閃石、黒雲母を含み、スコリアは斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石を含み、下位層に由来する異質岩片を多量に含む安山岩質の軽石流堆積物であり、黒石図幅地域及び碓ヶ関図幅地域の碓ヶ関カルデラに由来する鮮新世の大規模な軽石-スコリア流堆積物である」として定義した。

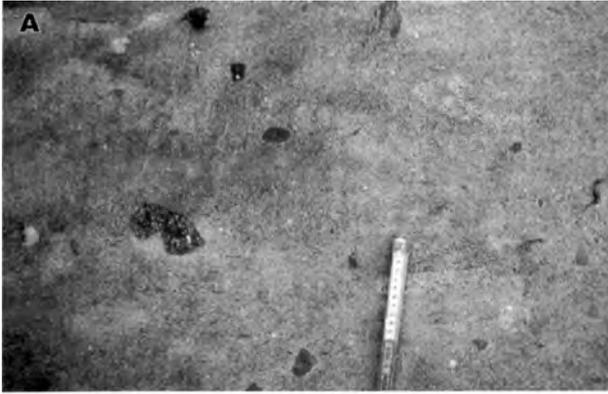
模式地 南津軽郡大鰐町虹貝新田付近 (黒石図幅地域内)。

層序関係 本凝灰岩は尾開山凝灰岩を不整合に覆う。この関係は、本図幅地域内においても、青荷川最上流の沢沿いで見られる。

分布・層厚 本凝灰岩の主な露出地域は、范ノ沢最上流、浅瀬石川の支流である甚右エ門沢・寒川・温川沢、青荷川最上流、荒川沿い、黄瀬川沿い、蔦川沿いなどである。尾開山凝灰岩の項で述べたように、村岡・高倉 (1988) が示した本地域の虹貝凝灰岩の多くが、尾開山凝灰岩に修正されたため、その露出範囲は狭まった。

本図幅地域内での最大層厚は、荒川沿いや黄瀬川沿いで、約 50 m である。

岩相 本報告では、村岡・高倉 (1988) が示した本地域の虹貝凝灰岩の多くを、尾開山凝灰岩に修正した。この結果、本地域に虹貝凝灰岩として残ったものは、異質岩片を多く含む典型的な虹貝凝灰岩本来の岩相を示すものばかりとなった。第 4.2 図に、蔦温泉付近の蔦川に見られる虹貝凝灰岩の産状を示す。この図のように、本凝灰岩は多量の異質岩片を含むが、発泡不良の本質岩片には放射状の冷却節理が入っており、水中急冷縁の可能性がある。このほかに、甚右エ門沢、寒川及び温川沢などでは葉理の明瞭な部分も見られ、黒石図幅地域内の海成堆積相からの連続性を考慮すれば、本図幅地域の本凝灰岩は、ほぼ全て海成環境で堆積したものである。青



第4.2図 葛温泉付近の葛川の虹貝凝灰岩の産状
発泡不良の本質岩片には放射状の冷却節理が入っており、水中急冷縁の可能性もある。このほかに、葉理が見られる部分もあることなどから、本図幅地域の本凝灰岩は、ほぼ全て海成環境で堆積したものと思われる。

荷川最上流では、最大径5 cm程度で、通常径2～3 cm程度の本質スコリアを15%程度、同サイズの異質岩片を30%程度含む本凝灰岩が露出している。この虹貝凝灰岩は風化して、赤褐色となっており、細粒基質はほとんどスコリア的ガラス片からなる。異質岩片は安山岩、尾開山凝灰岩、梨木沢凝灰岩などからなるものが多い。荒川沿い、黄瀬川沿い、葛川沿いなどでは、ときに最大径20 cm程度の本質岩片が見られるが、これは露出面積が大きいため、基本的な岩相は青荷川最上流と同じである。

地質時代 本凝灰岩のK-Ar年代は、村岡（1991）より、2.5 Ma程度と見積もられる。なお、村岡（1991）のまとめた虹貝凝灰岩のK-Ar年代には、3.0 Maと2.4 Ma（いずれも新エネルギー総合開発機構，1987）という2つの年代値が記述されていた。しかし、前者の採取地点は本報告において、尾開山凝灰岩に修正された。このため、現時点で、本地質単位について得られているK-Ar年代値は2.4 Maのみとなった。

4.4 藤沢森溶岩 (Fj)

命名 新称。村岡・高倉（1988）の御鼻部山溶岩の一部にあたる。

模式地 温川温泉の北東700 mにある標高625.6 m小ピークの北西斜面（N42° 31' 5.2"，E140° 47' 37.6"；緯度経度は日本測地系にもとづく。以下同様）。

層序関係 滝ノ股川下流部で、尾開山凝灰岩を覆い、温川土石流堆積物に覆われる。また、模式地では八戸火砕流堆積物に直接覆われる。

分布・層厚 温川温泉北東部の標高625.6 m小ピーク及びその北西斜面。滝ノ股川下流部の左岸斜面。藤沢森周辺、切明、温川沢付近に分布。層厚は100 m以上。

岩相 数枚以上のブロック-アア溶岩流である。模式地では、層厚6 mの溶岩流の断面が露出している。岩質は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩溶岩及び安山岩溶岩である。5 mm以下の斜長石、2 mm以下の普通輝石、紫蘇輝石、かんらん石を含む。

地質時代 尾開山凝灰岩（3.5 Ma）を覆い、温川土石流堆積物（1.7～1.1 Ma）に覆われることから、鮮新世の溶岩である可能性が高い。本図幅北東部の黒森溶岩と同時代の溶岩であると考えられる。また、黒石図幅内の鮮新世三ッ森安山岩と同時期の噴出物である可能性がある。三ッ森安山岩からは、 1.44 ± 0.15 Ma及び 1.5 ± 0.3 Ma（Muraoka, 1989 MS）、 1.91 ± 0.17 Ma及び 1.89 ± 0.16 Ma（八島，1990）のK-Ar年代値が報告されている。

4.5 黒森溶岩 (Kr)

命名 新称。村岡・高倉（1988）の南八甲田第1期溶岩の一部にあたる。彼らは、黒森及びその周辺の溶岩類を、八甲田カルデラの先カルデラ火山として一括していた。しかし、本報告では黒森溶岩のK-Ar年代値が 1.74 ± 0.23 Ma（新エネルギー総合開発機構，1987）であり、沖浦カルデラ形成（約1.6～0.9 Ma；村岡・長谷，1990）以前に噴出した可能性があること、及び分布域が南八甲田火山群噴出物とは異なることから、区別して扱った。

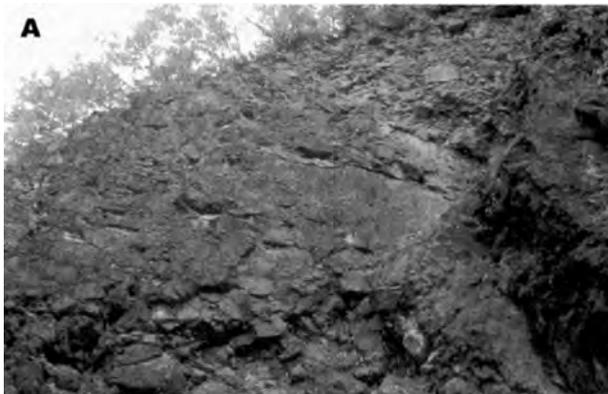
模式地 黒森北部、国道394号線沿い（N40° 39' 4.0"，E140° 57' 30.0"）。

層序関係 黒森南東部の林道沿い（N40° 38' 7.9"，E140° 58' 1.3"）では、層厚2 m以上の黒森溶岩の上に、厚さ50 cmのラハール堆積物をはさんで、厚さ17 cmの十和田中振降下軽石層が露出している。また、黒森南山腹の林道の露頭観察から、八甲田第2期火砕流堆積物が黒森溶岩を覆うことがわかる。

分布・層厚 黒森（標高1,022 m）の周辺に分布する。黒森の山頂から北方、西方、南方に約500 mの範囲と

東南東方向に約 1.4 km の範囲まで分布している。黒森は、北八甲田火山群の山体に比べれば、比較的浸食が進んでいる。また、黒森南部-南東部の中里川、冷水沢、湯尻沢付近にも層厚数 m 以上の溶岩が露出している。黒森の北東約 1.5 km にある大中台牧場の国道沿い (N 40° 39' 45.4", E140° 58' 52.5") でも、層厚 6 m 以上の溶岩が露出している。この溶岩も分布域が近接していることと岩質が類似することから、黒森溶岩と同時代のものと考えられるため、黒森溶岩に一括して示した。黒森溶岩と同時代と考えられる溶岩類は、東隣の十和田図幅内の土筆森や、北隣の青森東部図幅内と北東隣の七戸図幅内の八幡岳周辺にも分布する。黒森周辺の黒森溶岩の層厚は、その分布から 100 m 以上であると考えられる。

岩相 模式地では、層厚 5 m 以上の 1 枚のアア溶岩流が露出している。黒森南東の林道沿いでも、層厚 5 ~



第 4.3 図 櫛ヶ瀬沢安山岩岩脈
A. 黄瀬川沿いの模式地の露頭。
B. 角礫化した部分の拡大。

2 m のアア溶岩流が露出している。黒森溶岩は、主にこうした層厚数-5 m 程度の溶岩流の積み重なりでできている。溶岩の岩質は、かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩及び安山岩である。

地質時代 1.74 ± 0.23Ma の K-Ar 年代値が得られている (新エネルギー総合開発機構, 1987)。黒石図幅内の三ッ森安山岩と同時期の活動である可能性が高い。

4. 6 鮮新世貫入岩類

4. 6. 1 櫛ヶ瀬沢安山岩

命名 村岡・高倉 (1988) による。彼らは、本貫入岩を十和田火山の先カルデラ期の貫入岩であるとしていた。しかし、ここでは鮮新世の貫入岩と判断した。

模式地 黄瀬川沿いの林道 (櫛ヶ瀬沢出合付近)。

層序関係 模式地で、虹貝凝灰岩に貫入しており、八甲田第 1 期火砕流堆積物に覆われる。

分布・層厚 黄瀬川及び櫛ヶ瀬沢付近に分布する。櫛ヶ瀬沢安山岩は N60° W 方向に伸長している。黄瀬川沿いでは約 500 m にわたって露出が見られる (第 3.5 図)。この露頭では、虹貝凝灰岩に櫛ヶ瀬沢安山岩が貫入している。また、大幌内川取水口でも、N20° W 方向に伸長した安山岩質貫入岩体が露出している。この貫入岩体は、虹貝凝灰岩中に貫入しており、その上位には、降下スコリア堆積物や黒雲母を含む降下軽石層などを挟んで、八甲田第 1 期火砕流堆積物が露出しているが、それらには貫入していない。

岩相 模式地では、この貫入岩体は全体として N60° W 方向に伸長しているが、多くの部分が角礫化している (第 4.3 図)。母岩の虹貝凝灰岩は水底火砕流堆積物である (第 2.1 図, 4.3 節) ため、含水状態の未固結の虹貝凝灰岩に貫入した安山岩が堆積物中の水と反応して角礫化した可能性が高い。変質が進んでおり、孔隙には方解石ができています。大幌内川取水口の貫入岩体はマッシュであり、貫入岩体の上部付近では変質が進んでいる。岩質は、石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

地質時代 虹貝凝灰岩 (2.5 Ma) に貫入し、八甲田第 1 期火砕流堆積物 (0.7 ~ 0.6 Ma) とその下位の降下物に覆われることから、後期鮮新世-前期更新世の貫入岩である可能性が高い。ここでは、変質が進んでおり、八甲田火山群や十和田火山の溶岩と明らかに岩質が異なることから、鮮新世の貫入岩としておく。

第5章 第4系

(宝田晋治・村岡洋文)

5.1 研究史及び概要

5.1.1 研究史

第四系の研究史を、大きく沖浦カルデラ、八甲田火砕流堆積物、八甲田火山群、十和田火山の4つに区分してまとめる。

a. 沖浦カルデラ

沖浦カルデラ起源の青荷凝灰岩(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)は、今泉(1949)が青荷層と命名したことに由来する。今泉(1949)は、青荷層の主要層が泥岩であるとした。この地層名はその後多くの研究者に踏襲された。酒井(1961)は、青荷層が泥岩より、むしろ軽石凝灰岩に卓越することを指摘した。岩井(1965)及び酒井ほか(1966)は、青荷層上部層が、デイサイト質の軽石凝灰岩でできていることを記載した。一方、井上・原田(1965)や小高ほか(1970)は、西隣の黒石図幅内にある浅瀬石川付近を境に、東に青荷層、西側に板留層が分布することから、浅瀬石川断層の存在を示し、この断層がこの地域の構造発達史の上で重要であることを述べた。小高ほか(1970)は青荷層から淡水棲珪藻化石を検出して、青荷層が湖成層であることを明確にした。以上の研究では、青荷層は中新統と考えられてきた。その後、長谷(1978)、石井・長谷(1978)、村岡・長谷(1980)はLandsat画像中に見られる青荷層堆積盆の環状地形に注目し、この地形がカルデラに由来する可能性と、青荷層が鮮新統ないし更新統である可能性を示唆した。Muraoka and Hase(1981)はこの環状地形と環状に配列するデイサイト溶岩ドームの存在などからバイアス型カルデラ(Smith and Bailey, 1968; 荒牧, 1969)とみなし、沖浦カルデラと名づけた。彼らは、青荷層を構成する軽石凝灰岩の大部分が沖浦カルデラの形成を担った火砕流堆積物であることを指摘し、その年代を前期更新世とした。そして、これらに対応する火砕流堆積物をカルデラ外にも発見し、カルデラ内外のものを一括して青荷凝灰岩と再定義した。新エネルギー総合開発機構(1983)は沖浦カルデラ地域の地質調査、物理探査、ボーリング、年代測定などの詳しい調査結果を報告した。村岡(1985)は、詳細な地質調査と岩石学的な特徴から、沖浦カルデラの火山噴出物がバイモダルなマグマ活動による産物であり、そのマグマ系において、バソリス的デイサイトマグマ溜まりへ玄武岩質マグマの貫

入が起こっていたと論じた。村岡(1986)は、青荷凝灰岩のK-Ar年代として、1.7~0.9 Maを報告した。村岡・長谷(1990)は、本図幅西隣の「黒石」図幅の調査結果を公表し、沖浦カルデラ西部の詳細な地質を明らかにした。その後、野澤(2001)は、カルデラ内の青荷凝灰岩を精査し、青荷凝灰岩を比較的規模の大きい6つの火砕流堆積物と1つの土石流堆積物、比較的規模の小さい4つの火砕流堆積物に区分した。そして、それらの噴出に伴うカルデラの形成過程を議論し、沖浦カルデラが、カルデラ底がいくつかのブロックに分断されている内部分断型カルデラ(Piecemeal型カルデラ; Branney and Kokelaar, 1994; Lipman, 1997)である可能性が高いことを示した。

b. 八甲田火砕流堆積物

河野(1939)は、八甲田火砕流堆積物を「奥入瀬デイサイト」として始めて記載し、全岩化学分析値を示した。岩井ほか(1958)は、十和田湖町西方の八甲田火砕流堆積物を、更新世の石英安山岩質溶結凝灰岩と記載し、野左掛層と命名した。Tanida(1961)は、奥入瀬溪谷沿いの八甲田溶結凝灰岩の記載を行い、堆積物中の球顆の成因を議論した。また、今泉(1949)、古川・宮城(1964)は、弘前市大鰐町付近で従来鱗石と呼ばれている岩相を記載し、これが溶結凝灰岩であることを示した。小高ほか(1970)は黒石市付近の八甲田火砕流堆積物を長谷沢凝灰岩、内藤(1966)は秋田県鹿角郡小坂町付近のものを長土路凝灰岩と命名した。そして、これらの火砕流堆積物が八甲田カルデラを給源とすることが、南部・谷田(1961)、Yagi *et al.* (1963)、酒井ほか(1964)、中川ほか(1972)、村岡ほか(1983)により明らかになり、田代平溶結凝灰岩(中川ほか, 1972)と呼ばれるようになった。西村ほか(1977)は、八甲田溶結凝灰岩のフィッシュントラック(FT)年代を求め、2.0 Maと2.1 Maであると示した。

村岡・高倉(1988)は、八甲田火砕流堆積物が2つのユニットに分かれることを示し、それぞれ八甲田第1期火砕流堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物と命名した。また、彼らは、青森市鶴ヶ坂周辺に分布する従来給源不明であった鶴ヶ坂層(飯塚, 1930; 加藤ほか, 1958)、鶴ヶ坂凝灰岩(藤井, 1966, 1981; 三村, 1979)を八甲田第1期火砕流堆積物に対比した。村岡・高倉(1988)、村岡(1991a)は、八甲田第1期火砕流堆積物について0.72~0.55 Ma(7個平均0.65 Ma)、八甲田第2期火

砕流堆積物について1.26～0.13Ma（10個平均0.40 Ma）のK-Ar年代値を示した。一方、高島ほか（1990）は、熱ルミネッセンス（TL）年代測定を行い、八甲田第1期火砕流堆積物について0.55～0.51 Ma（6個平均0.53 Ma）、八甲田第2期火砕流堆積物について0.29～0.19 Ma（24個平均0.25 Ma）を報告した。新エネルギー総合開発機構（1993）は、八甲田第2期火砕流堆積物について、 0.41 ± 0.06 MaのFT年代を報告した。また、弘前市（2001）は、八甲田第1期火砕流堆積物について 0.65 ± 0.16 Ma、八甲田第2期火砕流堆積物について 0.37 ± 0.08 MaのFT年代を報告した。

白波瀬ほか（1989）は、八甲田火砕流堆積物のSr同位体組成を測定し、その結果から地殻物質の関与が見られないと解釈し、そのマグマ起源物質がマントルであったとした。

時沢・佐々木（1994）は、第1期八甲田火砕流堆積物中に稀に縞状軽石が含まれ、斜方輝石・斜長石が逆累帯構造を示すことから、八甲田第1期火砕流の噴出前にマグマ混合が起こっていた可能性を示した。

宝田・村岡（1996）は、陸上の八甲田火砕流堆積物と水底の青荷火砕流堆積物の堆積構造の違いを示し、それらの流動・堆積構造の違いを議論した。佐々木（1998 MS, 2001）、佐々木ほか（1998a）は、青森市鶴ヶ坂周辺に分布する八甲田第1期火砕流堆積物について、詳細な岩相記載と多数の熱残留磁化方位測定を行い、八甲田第1期火砕流が、浅海中に流入して堆積した相（LT相）と埋め立てによって陸化したのちに堆積した相（HT相）とに分かれることを示した。また、海の上を流走して対岸に堆積した相（OS相）を記載した。宝田ほか（1998）は、八甲田第1期火砕流堆積物の直下にある降下軽石層を記載した。また、その下にスコリア質火砕流堆積物（本報告の黄瀬川火砕流堆積物）が存在することを示した。一方、佐々木ほか（1998b）は、黄瀬川流域の八甲田第1期火砕流堆積物が更に2分できることを示し、下位のユニットを八甲田第0期火砕流堆積物（本報告の黄瀬川火砕流堆積物に対応する）と名付けた。

鈴木ほか（1998, 2001a, b）、鈴木・植木（2002a）は、八甲田第1期火砕流に伴う広域火山灰が、これまで男鹿半島や房総半島、大阪平野で見つかっていたブリュンヌ・松仙クロン境界直上にある広域テフラに対比できることを示した。そして、ゼータ校正（Fleischer and Hart, 1972; Hurford and Green, 1983）したFT年代測定の結果から、その噴出年代を 0.70 ± 0.25 Maとした（鈴木ほか, 1998）。植木・鈴木（2002a, b）、鈴木・植木（2002b）は、八甲田第0期火砕流堆積物（本報告の黄瀬川火砕流堆積物；逆帯磁）の下位に、更にもう1枚逆帯磁の火砕流堆積物があることを報告した。

水垣・宝田（2003）は、電子スピン共鳴（ESR）年代測定を行い、八甲田第1期火砕流堆積物について0.7～

0.6 Ma、八甲田第2期火砕流堆積物について0.4～0.3 Maの年代値を報告した。

c. 八甲田火山群

八甲田火山群の地質と岩石学的な調査は、南部・谷田（1961）が初めて行った。彼らは、南八甲田火山群と北八甲田火山群の各火山ごとの噴出物を区分し、記載岩石学的特徴を示した。彼らは、本図幅北東部にある田代平がカルデラ原であり、北八甲田火山群と南八甲田火山群が後カルデラ火山であるとした。また、彼らは八甲田火山周辺の鈹床・鈹山を詳しくまとめた。Kawano *et al.*（1961）は、北八甲田火山群溶岩の全岩化学分析値を報告している。酒井ほか（1964）は、温泉地質を目的として調査を行い、北八甲田火山群の地質を報告し、田代平湖成層、八甲田周辺の軽石層、火山泥流堆積物（地すべりや岩屑なだれ堆積物を含む）についても記載を行った。ただし、八甲田周辺に分布する軽石層（主に十和田カルデラ起源の十和田八戸火砕流堆積物に対応すると考えられる）は、北八甲田火山起源であるとしていた。酒井（1965, 1966, 1967, 1968, 1969）は、八甲田酸ヶ湯温泉の研究を精力的に行い、この地域の温泉地質（地層記載、変質、物理探査、温泉など）の調査を詳しく行った。

通商産業省資源エネルギー庁（1976, 1977, 1978）は、地質調査を実施し、本図幅地域を含む、青森市北東部の浅虫-秋田県鹿角市十和田南に至る広域の5万分の1地質図を作成した。また、物理探査により地下構造を推定した。佐藤ほか（1978）は、地熱地域の探査のため、八甲田の火山噴出物の記載を行った。特に、地獄沼周辺では、花粉分析、 ^{14}C 年代測定を行うとともに、この地域の変質帯について詳しい調査を行った。

村岡ほか（1983）は、合成開口レーダー画像の判読と、大小川沢周辺の地質調査結果に基づいて、八甲田溶結凝灰岩が南八甲田火山噴出物を覆うことを示し、南八甲田火山群が八甲田カルデラの先カルデラ火山であったことを示した。村岡・高倉（1988）は、青森県青森市-秋田県小坂に至る広域の10万分の1地質図を作成した。この地質図の中央部には、本図幅の範囲が含まれている。彼らは、この地域において、湯ノ沢カルデラ、碓ヶ関カルデラ、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラの5つのカルデラからなるカルデラクラスターの存在を示し、これらの存在がこの地域の火成活動史を考える上で重要であることを示した（村岡, 1993）。Muraoka（1989MS）は、これら5つのカルデラの詳細な火山発達史を総合的に示した。工藤ほか（2003b）は、このカルデラクラスターにおける大規模珪長質マグマの時間変遷に注目し、時代ごとにマグマ起源物質が異なっていた可能性を指摘した。Muraoka *et al.*（1985）、村岡ほか（1991）、村岡（1991a）、村岡（1991b）、村岡・上田（1991）は、主に、地熱資源の観点から八甲田地域の地

質発達史、マグマの熱源評価、年代測定値、熱水系対流系の構造などを示した。また、新エネルギー総合開発機構（1985, 1986a, b）、新エネルギー・産業技術総合開発機構（1993）でも八甲田地熱地域の詳しい調査結果が報告されている。宝田ほか（1998）は、北八甲田火山群の井戸岳の水蒸気爆発堆積物、赤倉岳のアグルチネート層、赤倉岳山頂付近に分布する毛馬内火砕流堆積物などを記載している。

工藤ほか（2004）は、北八甲田火山群噴出物の詳細な調査を行い、各噴出物を詳細に区分し記載するとともに、詳細な北八甲田火山群の地質図を示した。そして、噴出中心が時間とともに中央部に収束する傾向があること、総噴出量が 15 km^3 、長期的な噴出率が $0.04 \text{ km}^3/\text{ky}$ であること、火山活動のピークが $40 \sim 10$ 万年前にあり、その後噴出率が低下していることを示した。藤原・佐々木（2000）、藤原（2001MS）は、南八甲田火山群の形成史と噴出物について、詳細な調査を行い、詳細な地質図（青森県史編さん自然部会、2001）を作成するとともに、各噴出物の岩石記載と全岩化学組成を示した。そして、彼らは、南八甲田の噴出中心がオーバーラップしながらも、次第に西から東へ移動していくことを示した。

八甲田火山群の岩石学的・地球化学的研究には、主に佐々木ほか（1985, 1986, 1987）、白戸・佐々木（1997）、工藤（1999, 1999MS）などがある。佐々木ほか（1985）は、北八甲田火山群を構成する岩石が、ソレライト系列岩、低斜長石/輝石班晶型のカルクアルカリ岩、高斜長石/輝石班晶型のカルクアルカリ岩などからなり、この順序で活動していたことを明らかにした。佐々木ほか（1986, 1987）は、主に南八甲田火山群噴出物の地球化学的性質を明らかにし、それらがソレライトとカルクアルカリ両系列の岩石からなり、ソレライト系列岩の中でも、特に大小川沢溶岩が特異であり他とは異なる初生マグマであった可能性を示した。白戸・佐々木（1997）は、北八甲田火山群高田大岳火山の約 40 枚の連続したソレライト系列の玄武岩-玄武岩質溶岩流について、全岩化学組成の時間変化を調べた。その結果、3 回のサイクルの組成変化があり、間欠的に未分化マグマの供給を受けつつ結晶分化作用を行うマグマ溜まりが高田大岳の下部に存在していたことを示した。工藤（1999, 1999MS）は、北八甲田火山群噴出物について詳細な岩石学的解析を行い、ソレライト系列岩が単一の玄武岩質本源マグマの結晶分化作用により、カルクアルカリ系列岩がソレライト系列玄武岩マグマとそれとは別に生成されたデイサイトマグマの混合により生成されることを示した。

辻ほか（1983）は、北八甲田山周辺の降下テフラについて、Hk-a ~ Hk-j の 10 枚の火山灰層を記載した。そして、その鉱物組み合わせ及び火山ガラスの屈折率特性を根拠に、それらの火山灰層のいくつかは、白頭山-苦小牧火山灰、十和田 a 火山灰、十和田中振軽石、十和田

南部軽石、十和田八戸火砕流堆積物に対比できることを示した。そして、4 枚の火山灰層が十和田火山以外の火山を給源とする可能性が高いことを示した。一方、工藤ほか（2000, 2003a）は、北八甲田火山起源の最新期 6,000 年間の降下テフラとして、酸ヶ湯付近の地獄沼起源の 3 つの水蒸気爆発堆積物（Hk-J1, J2, J3）と、大岳起源の 5 つの水蒸気爆発堆積物及びブルカノ式噴火堆積物（Hk-1, 2, 3, 4, 5）が存在することを示し、最近 6,000 年間の詳細な噴火活動史を構築した。

d. 十和田火山

木下（1929, 1931）は、初めて十和田カルデラ一帯の地質調査を行い、地質図を公表した。河野（1939）は、十和田カルデラ起源噴出物の記載を行うとともに、いくつかの岩石の全岩化学分析結果を示した。Kuno（1953）は、十和田カルデラと他のカルデラとを比較し、クラカトア型カルデラの形成メカニズムを議論した。Yagi *et al.*（1963）は、十和田カルデラを含む東北日本の火山の岩石学的比較を行った。Chiba（1966）は、十和田火山噴出物の全岩化学分析を行い、クラカトア型カルデラにおけるマグマの成因の考察を行った。谷口（1972）は、十和田カルデラ噴出物の記載を行い、噴出物の岩石学的特徴を明らかにした。

八木ほか（1960）、Yagi（1962）は、十和田カルデラ起源の火砕流堆積物について、分布面積、層厚、体積などを示した。また、堆積物中の軽石の密度を測定し、火砕流の形成機構を議論した。Kuno *et al.*（1964）は、十和田カルデラ起源の火砕流堆積物中の軽石と岩片の粒径測定を行い、火砕流の流動・堆積メカニズムを議論した。Sato（1966）は、秋田県小坂周辺の十和田起源の火砕流堆積物の調査を行い、その分布、堆積構造、記載岩石学的特徴などを明らかにし、3 つの ^{14}C 年代値を示した。

中川（1963a, 1963b, 1972）、内藤（1966）は、十和田カルデラ起源噴出物を含む段丘堆積物の調査を広域に行い、十和田毛馬内火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物等の分布、年代値等を明らかにした。石田ほか（1967）は、十和田カルデラ東部-八戸の地域に分布する多数のテフラを詳細に調査し、第四紀の海水準変動を議論した。大池（1972）は、十和田後カルデラ期のテフラ群の特徴を詳細に取りまとめた。大池・中川（1979）は、十和田カルデラ起源の各テフラについて、各地域の段丘堆積物に含まれる堆積物の対比、記載など詳細な検討を行った。斎藤・大池（1984）は、十和田カルデラ近傍の噴出物と遠方のテフラ群との対比を行い、十和田カルデラの発達過程が 5 期に分かれることを示した。松山・大池（1986）は、これまでのテフラに関する調査結果を詳細に取りまとめた。

早川（1983a）は、十和田八戸降下テフラの分布・堆

積構造を示し、噴火様式や堆積運搬過程を明らかにした。早川（1983b）は、十和田中振降下テフラの分布・粒度組成・年代値等を明らかにし、噴出源の位置、噴火の規模をまとめた。Hayakawa（1985）は、十和田カルデラ起源噴出物を詳細に取りまとめ、各堆積物の分布・体積等を明らかにし、詳細な火山活動史を編むとともに、十和田火山の噴出量の時間変化を示す階段ダイアグラムを作成した。

Hunter and Blake（1995）は、十和田カルデラ噴出物の詳細な岩石学的検討を行い、マグマ溜まりの進化過程を議論した。

久利・栗田（1999）は、十和田後カルデラ期のテフラ噴出物について、本質物の密度測定、ガラス包有物の化学組成の分析を行い、マグマ組成が系統的に珪長質へと変化し、火砕物がスコリアからパミスに遷移したことを明らかにした。久利・栗田（2003）は、二ノ倉降下スコリア堆積物の層序をより詳細に検討した。そして、十和田八戸火砕流の噴出直後から二ノ倉降下スコリア群が噴出を始め、その後数千年の間に約数百年間隔で断続的に活動を繰り返したことを明らかにした。

5. 1. 2 概要

本図幅内の第四系は、大きく分けて沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラの3つのカルデラ起源の火砕流堆積物、及びこれらの先カルデラ・後カルデラ火山の噴出物からなる（村岡・高倉, 1988）。図幅西部の沖浦カルデラからは、1.7～1.1 Maに数度の青荷凝灰岩の噴出があり、その後、後カルデラ火山の沖浦デイサイトが噴出した。そして、火山活動中心が東に移動し、八甲田カルデラ先カルデラ火山である南八甲田火山群が本図幅中央付近に形成された（第2.2図）。また、1.0～0.8 Maごろには、南八甲田火山群の一部で中規模火砕流が発生し、南東部の黄瀬川^{おうせがわ}付近に黄瀬川火砕流堆積物が堆積した。南八甲田火山群がある程度成長した0.7～0.3 Maごろに、本図幅北東部で、2度の大規模火砕流（八甲田第1期火砕流、八甲田第2期火砕流）の発生があり、八甲田カルデラが形成された（第2.2図）。その後、本図幅北部で北八甲田火山群の活動が開始し、雛岳、高田大岳、田茂菴岳、前嶽、鳴沢台地、仙人岳、硫黄岳、小岳、井戸岳、赤倉岳、大岳などの成層火山群が形成された（第2.2図）。また、このころ本図幅南部で十和田先カルデラ期の火山活動があり、御鼻部^{おほなべやま}山溶岩や青撫山^{あおぶな}火砕岩・溶岩が噴出した（第2.2図）。本図幅南隣の十和田湖図幅内では、55～15 kaごろに十和田奥瀬火砕流、十和田大不動火砕流、十和田八戸火砕流の3回の大規模-中規模火砕流の噴出があり、十和田カルデラが形成された（第2.2図）。6 kaには、十和田カルデラ内で大規模なプリニー式噴火があり、中振降下^{ちゅうりょうせり}軽石が噴出した（早川, 1983b）。少なくとも最近6,000年間

には、北八甲田の大岳山頂でも、ブルカノ式噴火や水蒸気爆発などの5回の噴火イベントが起こった（工藤ほか, 2003a）。西暦915年には、十和田カルデラ^{けまな}で毛馬内^{けまな}砕流の噴出があった。北八甲田火山群南西山麓にある地獄沼火口では、西暦1300～1650年ごろに合計3回の水蒸気爆発が起こった（工藤ほか, 2000）。

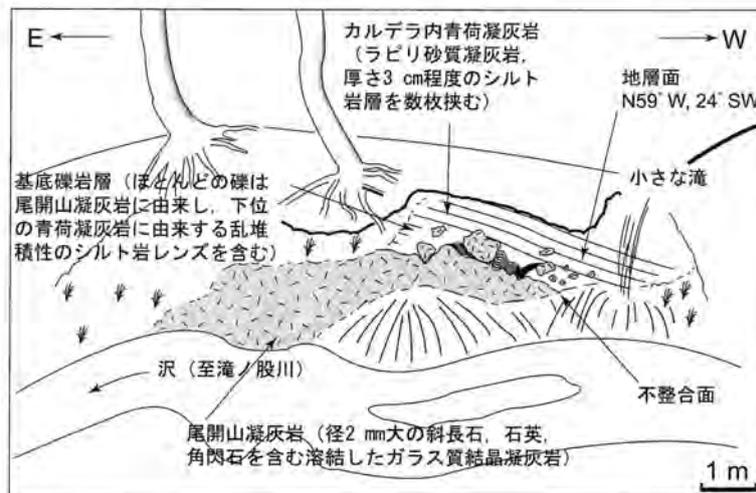
5. 2 沖浦火山

5. 2. 1 青荷凝灰岩 (Op1, Os1, Op2, Os2, Obd, Obl, Ovb, Ov, Os3, Op3, Os4, Op4, Oc)

命名 本層は今泉（1949）の青荷層にちなみ、村岡・長谷（1990）が命名したものである。これまでの青荷凝灰岩の研究については、研究史に述べたとおりである。なお、黒石地域と異なり、本地域南西の温川地域には、青荷凝灰岩の一部層として、淘汰不良で、大小の亜角礫が密に詰まった礫岩が広範に分布する。野澤（2001）はこれを一部火砕流堆積物を挟む土石流堆積物として、温川土石流堆積物と命名し、彼の「青荷層」の一部とした。野澤（2001）の温川土石流堆積物は、村岡・長谷（1990）の小国湖成層の一部を含んでいる。筆者らは、小国湖成層が明瞭に青荷凝灰岩を不整合に覆うのみならず、その最上部は八甲田第2期火砕流堆積物の流動によって乱堆積が発生するほど若いことから（村岡・長谷, 1990）、温川土石流堆積物の分布については多少見解を異にするが、温川土石流堆積物の基本的な見方については、異論がない。よって、本報告では、この土石流堆積物については青荷凝灰岩の一部層として、野澤（2001）の温川土石流堆積物の名称を踏襲する。このほかに、本報告では、青荷凝灰岩の部層として、地層名と同じ地名をつけていた青荷玄武岩（村岡・長谷, 1990）を穴水沢玄武岩に変更し、沖浦カルデラ中央付近に分布し、穴水沢玄武岩の形成と密接に関係する深成岩礫を含有する石質スコリア凝灰岩及び石質軽石凝灰岩を、穴水沢石質凝灰岩として、新たに定義する。

模式地 青荷川及び二庄内川沿い（黒石図幅地域内）。

層序関係 本凝灰岩は尾開山凝灰岩や虹貝凝灰岩を不整合に覆う。滝ノ股川最上流部では、本凝灰岩が尾開山凝灰岩を被覆する関係が観察され、大小川沢では、本凝灰岩が虹貝凝灰岩を被覆する関係が観察される。ただし、北側の境界に位置する後者については、すぐ近傍に大小川沢断層が存在するほか、大部分を大小川沢土石流堆積物に覆われており、その詳細は不明である。第5.1図に、南側の境界に位置する滝ノ股川最上流部付近に見られる尾開山凝灰岩と青荷凝灰岩との間の不整合関係のスケッチを示す。ここは、カルデラ内青荷凝灰岩の分布の東限であり、西の黒石図幅地域では層厚600 mを超える同凝灰岩が、その東側に至って尖滅する位置にあた



第 5.1 図 尾開山凝灰岩と青荷凝灰岩との間の不整合関係のスケッチ
その位置は、滝ノ股川最上流部付近。

る。しかし、その基底礫岩層は厚さわずか 1m 程度のごく薄いものであり、青荷凝灰岩の地層面の走向傾斜も、南北走向の不整合面に対して、かなり斜交している。これは、重力異常に見られるように、分布の東限付近では、青荷凝灰岩の基底面がかなり西に傾斜しており、基本的にアバット不整合に近い性格を持つためであろう。つまり、この基底礫岩層は東側斜面からの崩落物をわずかに留めたものと見ることができる。

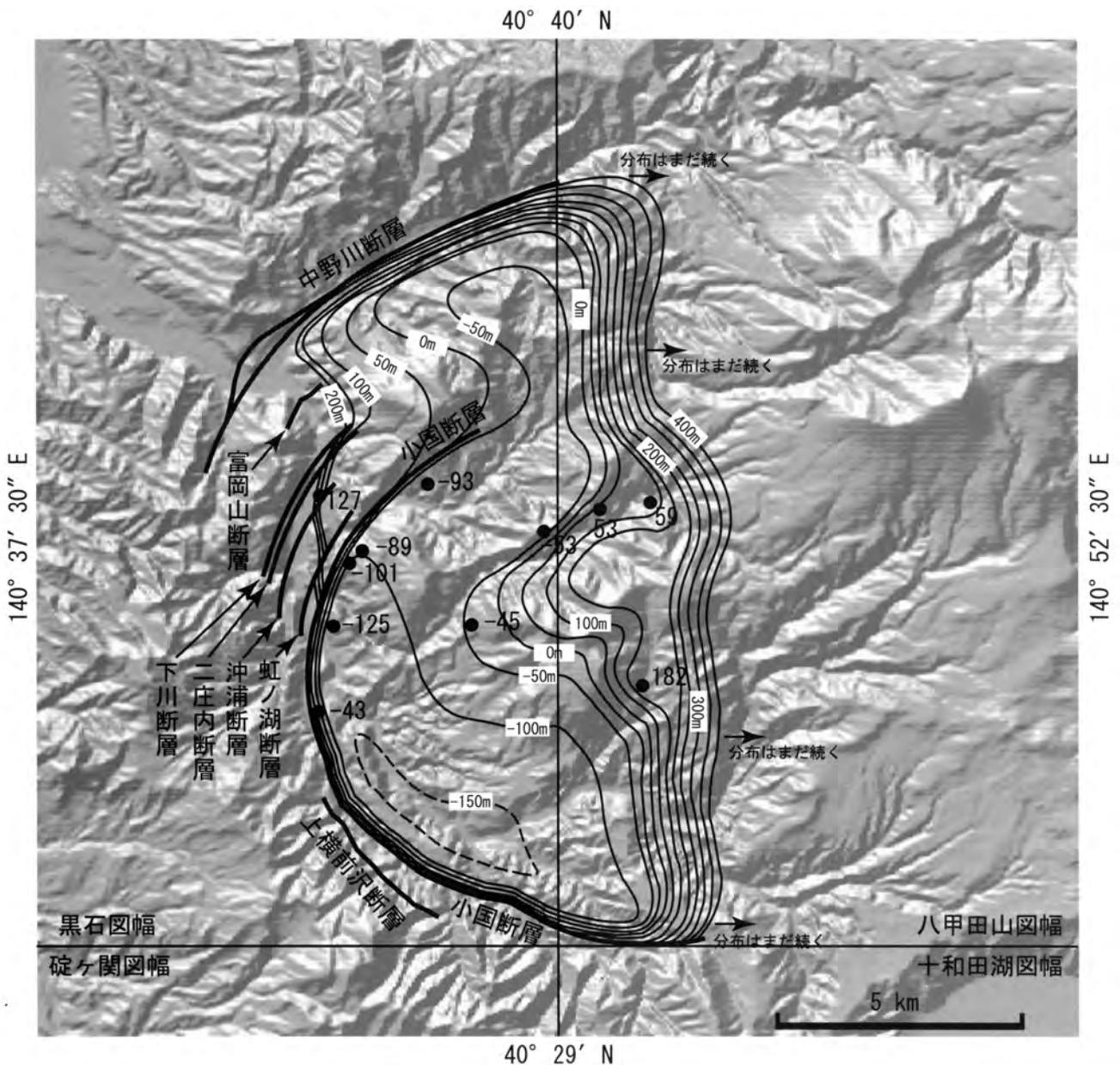
藤原・佐々木 (2000) は青荷凝灰岩中の青荷玄武岩 (村岡・長谷, 1990, 本報告の穴水沢玄武岩) と南八甲田山火山岩類との間に岩石学的な違いが認められないとし、野澤 (2001) はこの点を根拠に、青荷玄武岩を南八甲田山火山岩類に含めた。しかし、岩石学的な類似が層序学的な類似を保証しないことは自明である。本研究の過程で、二庄内ダムが建設され、その原石採取場が青荷川より南の穴水沢玄武岩の分布地域に造成された。この地点に造成された広大な露頭からは、穴水沢玄武岩の上位に、青荷凝灰岩の穴水沢石質凝灰岩が分布し、これを南八甲田山火山噴出物に属する大小川沢土石流堆積物が覆うことが明らかである。加えて、後述の沖浦中央ドームの認識からすれば、穴水沢玄武岩は、地表に露出する青荷凝灰岩の中では、むしろ、比較的下位の層準を表すことになる。更に、後述のように、穴水沢玄武岩の噴出中心は、沖浦カルデラ中央ドーム付近に推定され、この点からも、南八甲田山火山噴出物とは区別すべきである。よって、本報では、穴水沢玄武岩を南八甲田山火山噴出物から区別し、青荷凝灰岩に含める。

分布・層厚 本凝灰岩の分布は、本図幅地域の西側にあり、その北限を中野川沿い付近、その南限を浅瀬石川の支流摺毛沢沿い、東限を滝ノ股川付近として、この内側全域に分布している。その最大層厚は 550 m 程度と見積もられる。

これは、直径約 15 km の沖浦カルデラ陥没域を埋積

するものである。この分布の北限及び南限については、青荷凝灰岩が沖浦カルデラ陥没のもととなった沖浦環状正断層系にアバットしているため (村岡・長谷, 1990)、青荷凝灰岩の基底面は地表に露出していない。また、この分布の東限では、青荷凝灰岩が急激にその層厚を減じ、尖滅する。この分布の東限については、青荷凝灰岩が東北脊梁中軸部の隆起帯を構成するカルデラ基盤岩類に対して、南北直線的な不整合面を介して被覆する。この場合には、後述のように、青荷凝灰岩の基底面の層準が全て露出する場合と、基底面の層準が露出せずにアバットする場合の、2つの関係が考えられる。本調査の結果によれば、後者の関係にあることが明らかである。このため、分布の東限においても、青荷凝灰岩の基底面は地表に露出していない。したがって、地表の調査のみから、カルデラ内青荷凝灰岩の層厚を算定することは出来ない。

幸いにして、黒石図幅地域東部から本地域西部にかけては、新エネルギー総合開発機構 (1983) が 9 坑の地熱調査井を掘削しているほか、金属鉱業事業団 (1980) も 1 坑の鉱床調査井を掘削している。第 5.2 図に、これらのデータやコアの観察結果をもとに、坑井のないところは重力データから推測しつつ作成した青荷凝灰岩の基底面標高深度分布を示す。ほぼ同じ図はすでに村岡・長谷 (1990) が示しているが、本調査では青荷凝灰岩分布の東限について、いくつかの新たな野外的事実を得たため、この部分について修正を加えた。これによれば、本図幅地域の青荷凝灰岩の最大層厚は西端で最大 550 m 程度と見積もられ、これは黒石図幅地域内のそれより 50 m 程度薄いだけである。しかし、基底面が平坦な範囲は西端近くのわずかな部分に限定され、カルデラ中央では、後述の沖浦中央ドームに対応する高まりが見られる。そして、東方の東北脊梁中軸部に近い部分では、幅約 2.5 km 程度の西に向かって傾斜する地帯となり、こ



第 5.2 図 既存坑井データによる青荷凝灰岩の基底標高深度分布図
 村岡・長谷 (1990) を改変. 坑井データのないところは重力データより推定. 背景図
 は国土地理院の数値地図 50 m メッシュより作成した地形陰影図.

の地帯は南北に連続している。重力データから見ると、この傾斜帯は沖浦カルデラの外側に至っても、南北、とくに北側に向かってよく連続するが、南側を見る限り、かなりの部分がカルデラ内で終わっている。青荷凝灰岩は、この傾斜帯の東端で、ほぼ尖滅する。青荷凝灰岩の厚さをこの傾斜帯の西端で 500 m、東端で 0 m とし、傾斜帯の幅を 2.5 km と仮定すると、傾斜帯の傾斜角は 11° 程度と見積もられる。この角度はさほど大きくないが、このような地帯が幅 2.5 km に及べば、アバットのような関係が起り得るであろう。そして、これがカルデラ基盤の古地形を留めるものであるとすれば、東北脊梁中軸部の隆起（背斜）によるものであろう。

岩相 沖浦カルデラ内の青荷凝灰岩は、主に厚い塊状のデイサイト軽石凝灰岩 (Op1, Op2, Op3, Op4) からなり、葉理が卓越するシルト質凝灰岩、砂質凝灰岩、珪藻土質シルト岩などの細粒凝灰岩 (Os1, Os2, Os3, Op4)、温川土石流堆積物 (Oc)、穴水沢玄武岩の溶岩 (Ob1)、深成岩礫を含有する石質スコリア凝灰岩や石質軽石凝灰岩などの穴水沢石質凝灰岩 (Ov) を挟む。これらはいずれも湖成環境で堆積したものである。このほかに、本報告では、1 枚の穴水沢玄武岩の岩脈 (Obd) と 1 つの穴水沢石質凝灰岩の火道 (Ovb) とを地質図上に記載した。

塊状の軽石凝灰岩は一般に数 10m の厚さを持ち、多

量の軽石と砂岩程度の粒径のガラス片・結晶片を含む。軽石は一般に発泡不良である。軽石は一般に径数 cm 大であり、露頭が大きければ径 50 cm 大も珍しくない。毛無山北東では径 1 m を超えるものも認められる。本質物として、ときにパーライトを含むこともある。塊状の軽石凝灰岩中には異質岩片は比較的少ないが、基底部に細粒凝灰岩の不規則に湾曲した薄層を巻き込んでいることが多く、しばしば乱堆積相を呈する。塊状のデイサイト軽石凝灰岩は水底火砕流堆積物に由来する。第 5.3 図は、本地域で最も青荷凝灰岩の観察に適した毛無山東方の最も大きな崖のスケッチである。この崖の位置や形状は地形図にも明瞭に示されている。ここで、最も厚い軽石凝灰岩は、葉理のある上部 30 m と、塊状の下部 20 m とに分けられるが、基本的には一単位の水底火砕流堆積物であり、合計で厚さ 50 m に達する。また、この崖の軽石凝灰岩中には、径 50 cm に達する軽石やパー

ライトの本質物が珍しくない。この厚さ 50 m に達する軽石凝灰岩の基底部は第 5.4 図のように、下位の細粒凝灰岩を明らかに流動時に浸食したと思われるコンポリュート構造面を介して重なっており、水底火砕流であった一つの証拠とみなせる。軽石凝灰岩は二次的な流動を受けて、葉理を示すことがある。この場合には、軽石が円磨され、その径も小さい。軽石凝灰岩の軽石は、斑晶として、斜長石、角閃石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、石英などを含む。

細粒凝灰岩は、シルト質凝灰岩、砂質凝灰岩、珪藻土質シルト岩などを一括したものである。シルト質凝灰岩や砂質凝灰岩は軽石質であり、一般に葉理を示す。珪藻土質シルト岩は乱塊割れを特徴とし、塊状のことが少なくない。これら細粒凝灰岩は軽石凝灰岩とリズミカルに互層していることが多い。たとえば、前出の毛無山東方の崖の厚さ 50 m に達する軽石凝灰岩の下位は、ときに



第 5.3 図 青荷凝灰岩や沖浦デイサイトの露出する毛無山東方の崖のスケッチ

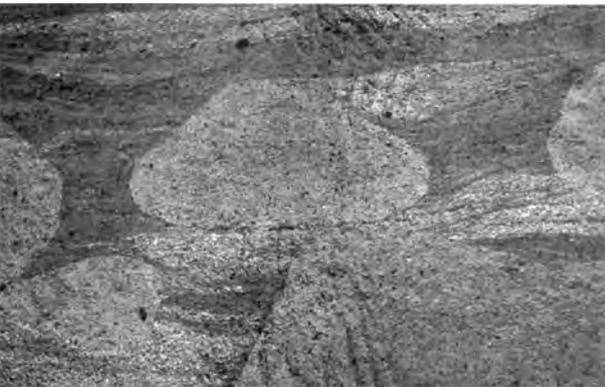


第 5.4 図 青荷凝灰岩の軽石凝灰岩層の基底のコンポリュート構造

毛無山東方の巨大な崖の中腹に見られる層厚約 60 m の細粒凝灰岩卓越層の上位を層厚約 50 m の軽石凝灰岩層がコンポリュート構造を介して、浸食的に覆う様子を示す。その位置は第 5.3 図参照。

薄い軽石凝灰岩層を挟むが、全体的には厚さ約 60 m にわたって細粒凝灰岩が卓越する (第 5.3 図)。したがって、地質図上では、これを一単位の細粒凝灰岩として表現した。これら細粒凝灰岩はしばしば乱堆積相を呈する。

複数層からなる一単位の細粒凝灰岩の比較的下部には、径 0.2 ~ 5 m 程度の軽石凝灰岩団塊がしばしば見られる (村岡・長谷, 1990)。たとえば、前出の毛無山東方の崖の厚さ約 60 m の細粒凝灰岩卓越層の基底には、軽石凝灰岩団塊が見られる (第 5.3 図)。これらの軽石凝灰岩団塊によく似たものとして、まれに、偽礫起源の軽石凝灰岩団塊が見られることもある。たとえば、第 5.5 図は砂子沢沿いの露頭写真である。この場合には、軽石凝灰岩団塊が明らかに露頭面の走向である N



第 5.5 図 砂子沢中流域の偽層起源の青荷凝灰岩の軽石凝灰岩団塊

軽石凝灰岩団塊が明らかに露頭面の走向である N 57° E (写真の右側) に近い方向から来た水流中の小礫をブロックし、その前面に沈積させていることが明瞭。スケールは中央の軽石凝灰岩団塊の横方向が約 1 m。

57° E (写真の右側) に近い方向から来た水流中の小礫をブロックし、その前面に沈積させていることが明瞭のため、偽礫起源であろう。しかし、ここにいう一単位の細粒凝灰岩の下部に見られる軽石凝灰岩団塊は、青荷凝灰岩中により普遍的に見られ、その産状も偽礫とは異なる特徴を示す。軽石凝灰岩団塊の周辺を厚さ数 cm から 10 数 cm の液状化したようなシルトが団塊に対して同心円的な葉理をもってコーティングしていること、塊状の軽石凝灰岩層 (Fiske and Matsuda, 1964 の massive part) が崩壊して、その上位の細粒凝灰岩 (Fiske and Matsuda, 1964 の bedded part) に向かって浮上しているように見えることなど、いくつかの特異な産状を示す。これは偽礫というよりもむしろ、水底火砕流流動直後に、より重い bedded part の沈積・脱水固結に伴って、その下位のより軽い軽石の多い massive part が Rayleigh-Taylor 型の重力不安定現象を起こし、ダイアピル化したように見える。第 5.6 図は本図幅地域の西の二庄内ダムのダムサイトに見られる軽石凝灰岩団塊の産状である。比高差 25 m の露頭全面に軽石凝灰岩団塊を含む細粒凝灰岩が露出し、団塊の壁岩は砂質凝灰岩やシルト質凝灰岩で構成される。全ての団塊は非常に軽石の量比の多い軽石凝灰岩を特徴とし、団塊の周辺を厚さ 1 ~ 25 cm のシルトがコーティングしている。径 0.5 ~ 1 m の団塊が圧倒的に多く、特に注目されるのは、これ以下のサイズのものが比較的多いことである (この場合、もちろん、団塊と露頭削剥面との位置関係で、見かけ上、小さいものは除く)。これは偽礫の場合には考えられない現象である。ダイアピルの上昇速度は、最も単純な場合には、Stokes の引きずり抵抗の式で表される (Turcotte and Schubert, 1982, p. 266-267)。この式から言えることは、ダイアピル上昇において、球体の上昇速度は球体の半径の 2 乗に比例するため、小さい球体は圧倒的に上昇が困難であり、一種のサイズソーティングが起こることである。したがって、この点からも、第 5.6 図の軽石凝灰岩団塊はダイアピル上昇を示唆しているといえよう。また、全ての団塊が整然と、ほぼ等間隔に配列する関係を見ても、Rayleigh-Taylor 型の重力不安定現象におけるダイアピル発生初期の卓越波長の存在を示しており (Biot and Odé, 1965; Biot, 1966)、ダイアピル上昇の可能性が強いように見える。本図幅地域内でも、砂子沢などに、同じような軽石凝灰岩団塊が見られる。第 5.7 図は砂子沢で見られる軽石凝灰岩団塊の産状である。ここでは、ただ軽石凝灰岩団塊が浮上しているように見えるだけでなく、1 個の軽石凝灰岩団塊が地層境界面より上位の地層に食い込んで見える。これもダイアピル上昇の一つの証拠といえるかもしれない。

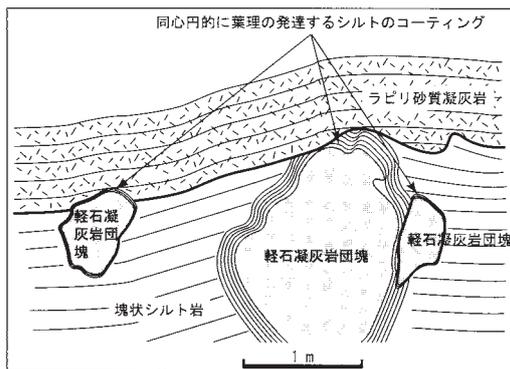
温川土石流堆積物は、最大 50 cm 程度の垂角礫が密に詰まった礫岩層である。礫岩層の全容積の 50 ~ 70%



第 5.6 図 二庄内ダムサイトにおける軽石凝灰岩団塊の産状
高さ 25 m の露頭面を埋め尽くす。スケールは左下の露頭面に立つ人物を参照。



a)



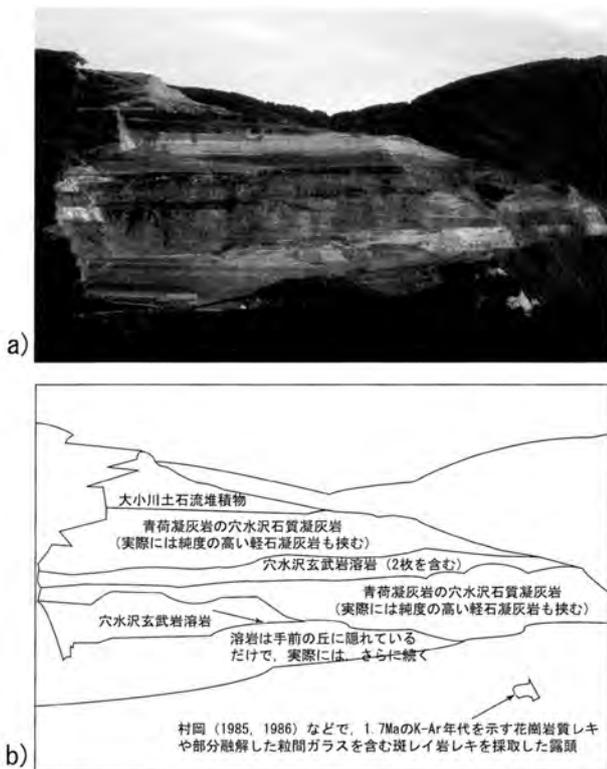
b)

第 5.7 図 砂子沢中流域の軽石凝灰岩団塊の産状
a) 露頭の写真。b) 露頭のスケッチ。左の軽石凝灰岩団塊は地層面より上に食い込んでいるように見える。

程度は径 mm ~ 50 cm 大の礫からなる。その礫種は、尾開山凝灰岩、三ッ森安山岩、梨木沢凝灰岩など、近傍の鮮新統や中新統に由来するものがほとんどであり、礫種のうち 5% 程度は青荷凝灰岩の軽石からなる。滝ノ股

川入口付近など、本堆積物は、ときに青荷凝灰岩の乱堆積性のシルト岩層レンズを含む。滝ノ股川などで見ると、この土石流堆積物は厚さ最大 10 m 以上の、少なくとも 5 ~ 6 層の堆積単位からなり、土石流が何度も起こったことが明らかである。これらは、軽石凝灰岩も挟んでいる。このような土石流堆積物が、地域的には、沖浦カルデラ内の南東端に集中することから、その生成は沖浦カルデラ形成当時の、南または南東の古地形に由来するものと見られる。しかも、その層序や構造から考えると、この温川土石流堆積物のほとんどの堆積単位は沖浦カルデラ内の北や北西に向かって、急激に尖滅するものと推定される。したがって、個々の堆積単位についてははたもかく、大きく見ると、本堆積物は青荷凝灰岩の軽石凝灰岩や細粒凝灰岩などと同時異相の関係にあると考えられる。

穴水沢玄武岩は、沖浦カルデラの中央付近に分布し、少なくとも 4 枚の溶岩流からなる。個々の溶岩流は柱状節理の発達する塊状の部分と、その上下のクリンカーの部分とからなる。村岡 (1985) は青荷川上流域のルート調査の柱状図を示し、本報告の穴水沢玄武岩に相当する青荷玄武岩の溶岩流を 3 枚記載し、このうち、上位の 2 枚はクリンカーを介して直接重なり合っているとした。本研究の過程で、二庄内ダムが建設され、その原石採取場が穴水沢玄武岩の分布地域に造成された。その位置は青荷川の南側であり、2 万 5 千分の 1 地形図「温川」において、標高 801 m のピークが記されている地点である。第 5.8 図はこの原石採取場の写真及びその説明図である。この図のように、ここでは青荷凝灰岩中に 3 枚の溶岩流が見られる。その層厚は、下位より、ほとんど塊状部分からなる 25 m の溶岩流、塊状部分が 7 m で上位



第5.8図 青荷川南岸の二庄内ダム原石採取場の穴水沢玄武岩溶岩の産状
a) 露頭写真. b) 露頭写真の説明図.

のクリンカー部分が4mの溶岩流、塊状部分が8mで上位のクリンカー部分が8mの溶岩流である。このうち、上位の2枚はクリンカーを介して直接重なり合っている。この関係は村岡(1985)が青荷川上流域の柱状図で示した層序と全く同じであり、これらは同一の層準を見ているものと見て差し支えない。地質図上では、溶岩流同士が重なり合う場合には、これを1枚として表現した。このほかに、より下位の位置に、横の広がりが小さいため、青荷川にも原石採取場にも現れない溶岩流がもう一枚存在する。このため、地質図上では、合計3枚として表現している。径数mm~1cmに及ぶ斜長石を含む玄武岩溶岩であり、斑晶として、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石を含み、ときにかんらん石を含む。石基は0.1~0.3mm大の長柱状斜長石の粒間を、普通輝石、磁鉄鉱、マイクロライトなどが充填するインターサータル組織を示す。

穴水沢石質凝灰岩は、沖浦カルデラ中央付近に分布し、穴水沢玄武岩の形成と密接に関係する石質スコリア凝灰岩と石質軽石凝灰岩とからなる。前出の二庄内ダムの原石採取場では、穴水沢玄武岩の上下に、玄武岩礫、花崗岩質岩や斑れい岩の深成岩礫などを含む、石質スコリア凝灰岩が分布する。その層厚は3枚の溶岩流の上位で3mであり、3枚の溶岩流の下位で12mである。上位のもの産状を、第5.9図に示す。このように、この



第5.9図 青荷川南岸の二庄内ダム原石採取場の石質スコリア凝灰岩の産状

凝灰岩は、本質物と思われるスコリアは比較的少なく、ほとんど細粒基質を構成している。凝灰岩の大部分は大小の垂角礫からなり、玄武岩礫が最も多く、花崗岩質岩礫や斑れい岩礫を含んでいる。この場合、玄武岩礫も、発泡不良の本質物である可能性が高い。これらは水底噴出物であるため、確かなことはいえないが、その岩相や噴出物の広がりから見て、単純な弾道放出のみによるストロンボリ式噴火とは考えられず、多少なりとも爆発的なブルカノ式噴火や細粒物のサージなどの要素を伴ったマグマ水蒸気噴火(phreatomagmatic eruption)の産物と思われる。村岡(1985)が青荷川上流域の柱状図で3枚の溶岩流の上位に、厚さ約40mのスコリア凝灰岩と礫岩の互層を記載しているが、これも同じ層準を見ているものと思われる。これらの凝灰岩は、陸上噴火であれば、より狭い範囲に明瞭な火砕丘やタフリングを形成したであろう。しかし、水中のために、それよりは広く薄く分布することになったと考えられる。それでも、その分布はせいぜい沖浦中央ドーム付近であり、あまり外側には広がっていないように思われる(地質断面図参照)。他方、石質軽石凝灰岩は、これと密接に互層し、より白色の軽石凝灰岩ではあるものの、同じ様に角礫に富み、玄武岩礫、花崗岩質岩礫、斑れい岩礫、尾開山凝灰岩礫、梨木沢凝灰岩礫などを含んでいる。これらの凝灰岩は、層準的にも、横の広がりに関しても、穴水沢玄武岩の分布に密接に伴っているため、地質図上では両者を穴水沢石質凝灰岩として一括した。石質スコリア凝灰岩のスコリアはしばしば黒色部と白色部が互層する縞状スコリアであり、斑晶は斜長石(しばしば巨晶)、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱等からなり、石基はガラス、マイクロライト等からなる。しかし、斑晶として、一つの薄片上で、かんらん石と石英とが見られることもある。

穴水沢玄武岩の岩脈(Obd)は、黄鉄鉱の散点する地熱変質を受けた玄武岩岩脈であり、青荷川沿いで、壁岩と不規則な境界で接している。村岡・高倉(1988)ではその方向をWNW-ESEとして記載したが、この不規則

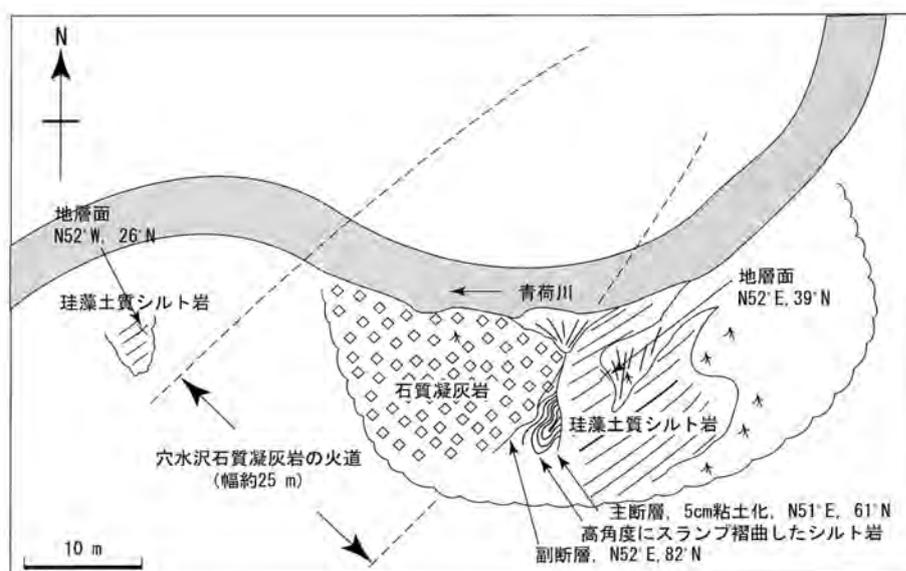
な境界を川と同じ方向の岩脈の側面が川沿いに一部露出したものと見た方がもっともらしいので、本報ではその方向をENE-WSWとした。

穴水沢石質凝灰岩の火道 (Obv) は、青荷川上流の第5.10図の露頭観察にもとづく。この露頭では、南東側の珪藻土質シルト岩と、北西側の穴水沢石質凝灰岩によく似た石質凝灰岩とが接している。両者の境界自体は、第5.11図に示すように、見かけ上、断層のように見える。野澤 (2001) もこの露頭を観察し、これを彼の主題である沖浦カルデラ内部を分断する主要断層の根拠とした。しかし、この露頭は単純な断層とするには、いくつかの疑問点がある。まず第一に、地質図に示すように、この地域のシルト岩層は比較的薄いものであるが、第5.11図のように、両岩石の接触部の反対側 (北西側)



第5.10図 青荷凝灰岩中の珪藻土質シルト岩と石質凝灰岩との接触部
その位置は青荷川中流域。詳細は第5.11図参照。

にも、シルト岩の露頭があることである。したがって、直接接する南東側のシルト岩がスランプ褶曲し、せん断化している割には、断層としての落差はあまり大きくない。更にいえば、もし、石質凝灰岩が間になければ、落差はほとんどないことになる。第二に、石質凝灰岩を見ると、第5.12図のように、ほとんど細粒の基質を欠き、ラピリサイズから径50 cm程度の垂角礫ばかりからなり、その内部が珪化し、表面が赤色に酸化しているものが少なくないことである。たとえば、第5.12図右下のように、ごくまれに青荷凝灰岩のシルト岩礫も含まれるが、このような異質礫でさえ、珪化し、表面が赤色に酸化している。第三に、この石質凝灰岩の礫種を本質物も含めてモード測定の要領で線上に108個数えたところ、そのパーセントは、斜長石巨晶玄武岩 (穴水沢玄武岩の特徴) が28.7%、スコリアが27.8%、軽石が20.4%、斑れい岩が12.0%、斑晶の目立たない玄武岩が7.4%、花崗岩質岩が3.7%であったことである。これは、青荷凝灰岩の中でも、深成岩礫を含有する割合が大きく、深部からの供給源の可能性を示唆している。第四に、第5.13図は珪藻土質シルト岩と石質凝灰岩との境界部の写真であるが、角礫の伸張方向やその配列が境界部に平行か、または垂直に伸びているように見えることである。第五に、この石質凝灰岩は穴水沢石質凝灰岩と類似しているものの、後述の沖浦中央ドームの中心に近いため、その層序的な位置は、全ての穴水沢石質凝灰岩より下位であることである。これらのことから、本報ではこれを穴水沢石質凝灰岩の一つの火道とみなし、その充填物を火道角礫岩とみなす。ただし、火道であるとしても、細粒部の抜けたフォールバックを見ているのであり、変質がごく軽微であることから、湖水の浸透し得る



第5.11図 第5.10図の露頭周辺のスケッチ
石質凝灰岩を火道角礫岩と推定する。根拠は本文参照。



第 5.12 図 第 5.10 図の石質凝灰岩の拡大写真



第 5.13 図 第 5.10 図の露頭の接触部の拡大写真

程度に、地表面に近い火道の部分が削剥されたものと推定する。

なお、これら穴水沢石質凝灰岩に特徴的に含まれる深成岩岩片には、しばしば、スコリア皮膜が付着しており、玄武岩質マグマにより運ばれた証拠を持つ。花崗岩質岩片は、いずれもトータル岩-花崗閃緑岩からなる。苦鉄質鉱物として粗粒角閃石を主とする岩相と、細粒黒雲母を主とする岩相の 2 種類が見られる。前者は、石英、斜長石、カリ長石、角閃石、磁鉄鉱を多く含み、少量の黒雲母、イルメナイト、微量の燐灰石、緑泥石、ジルコンを伴う。斜長石の周辺には、石英とカリ長石とのなす文象-微文象組織が普遍的に見られる。後者は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、及び少量の磁鉄鉱と燐灰石を含む。石英はもともと粗粒であったものが、多数の割れ目によって円形細粒状化している。斜長石はほとんど全て虫食い状の融食孔を持ち、累帯構造も不規則となっている。黒雲母は斜長石、磁鉄鉱、石英などとともに、細粒結晶集合体として産し、集合体の外形に角閃石の形状を留めるものが多い。以上のことから、後者は前者が玄武岩質マグマなどの影響によって、機械的変形や再平衡を受けたものと思われる(村岡, 1985)。斑れい

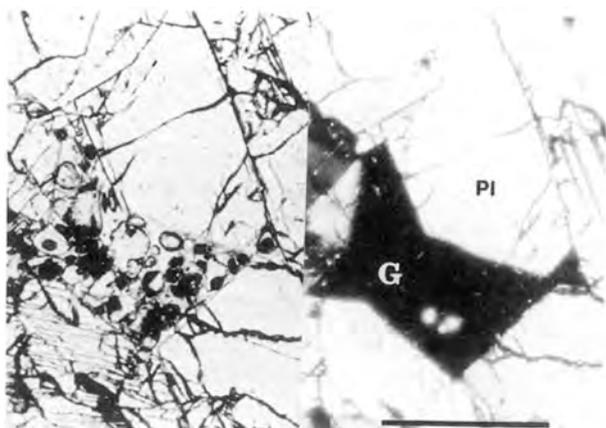
岩岩片は斜長石、透輝石-普通輝石、頑火輝石-紫蘇輝石、かんらん石、磁鉄鉱からなる。これらはいずれも沈積岩(cumulate)の組織を持っている。たとえば、一薄片中で層状分化が認められるものがあり、薄片の一端では上述の鉱物構成を持つが、次第に苦鉄質鉱物が減じて、他方では斜長石のみからなる。その組織はSkaergaard層状分化岩体の斜長石adcumulateに酷似している(Wager and Brown, 1967)。斑れい岩岩片の一部には、第 5.14 図のように、結晶間隙が部分融解してガラスとなり、それが発泡しているのが見出される(村岡, 1985)。これもマグマ溜り内で、早期沈積相の斑れい岩が、玄武岩マグマによって部分融解されたものであろう。

なお、青荷凝灰岩の軽石の化学組成については、村岡(1991a)にまとめられている。第 5.1 表には、穴水沢玄武岩及び穴水沢石質凝灰岩中の深成岩岩片の化学組成を、未公表資料であるMuraoka(1989MS)より転載する。

地質時代 青荷凝灰岩の K-Ar 年代は村岡(1986, 1991a)より、1.7~0.9 Ma とされてきたが、このうち 0.9 Ma は毛無山火砕岩によるものである。本報の

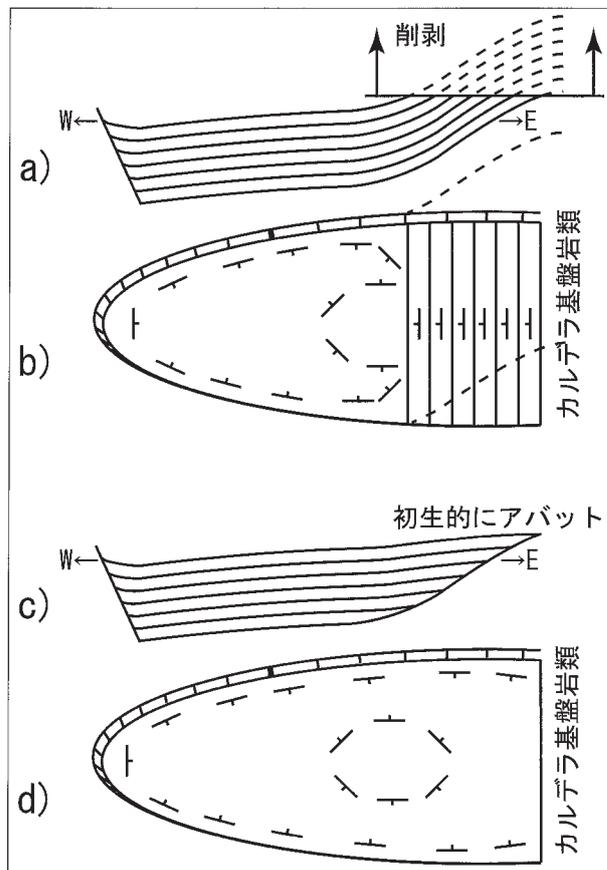
定義によれば、1.7～1.1 Ma となる。

沖浦カルデラの東限 沖浦カルデラの環状地形は西半円のみが明瞭であり、その東限の構造については、Muraoka and Hase (1981) 以来、持ち越されてきた課題であった。沖浦カルデラ東限の地域を対象とする本研究では、この問題に一応の見通しを得たのでそれについて述べる。第 5. 15 図は沖浦カルデラの東限に関する単純化した 2 つのモデルを示す。すなわち、第 5. 15 図 a は、沖浦カルデラの東半円が初生的には存在したが、その部分の青荷凝灰岩が東北脊梁中軸部の隆起に伴って削剥された場合の東西断面の模式図である。この場合には、青荷凝灰岩の上部を除くほぼ全層準が、カルデラ内の東限に必然的に現れるため、地表における青荷凝灰岩の各層は第 5. 15 図 b のように、東方に向かって収束せざるを得ず、閉じた分布をつくることになる。そして、青荷凝灰岩のほぼ全層準が現れる東縁の地帯は、広い幅にわたって、全て西傾斜の構造とならなければならない。他方、第 5. 15 図 c は、沖浦カルデラが初生的に半円形で



第 5. 14 図 斑れい岩の顕微鏡写真
左がオープンニコルで、右がクロスニコル。回りの結晶は全て斜長石で、その粒間に部分融解し、発泡したガラスが見られる。バーの長さが 0.5 mm.

あり、青荷凝灰岩が東側のカルデラ基盤にアバットして堆積した場合の東西断面の模式図である。この場合には、地表における青荷凝灰岩の各層が、堆積時の湖岸に多少平行になる傾向があったとしても、第 5. 15 図 d のように、閉じた分布となる必然性はない。少なくとも、



第 5. 15 図 沖浦カルデラ東部の青荷凝灰岩の 2 つの構造モデル

a) 初生的には東半分もあったが、脊梁の隆起削剥で失われた場合の断面、b) この場合には、東端に青荷凝灰岩下部の全層準が西傾斜となって現れる。c) 初生的に半円形であった場合の断面、d) この場合には地層が東で閉じる必然性はない。

第 5. 1 表 穴水沢石質凝灰岩中の深成岩岩片と穴水沢玄武岩の化学組成

Rock no.	810510-06B	800530-01	810510-06A	791002-02	800529-01	A-15	HK-177
Unit	Gabbro(Ov)	Tonalite(Ov)	Tonalite(Ov)	Obl	Obl	Obl	Obl
SiO ₂	42.31	70.86	71.08	49.83	51.43	52.73	52.87
TiO ₂	0.94	0.58	0.56	1.08	1.06	1.12	1.08
Al ₂ O ₃	20.87	14.11	13.40	17.07	19.19	16.69	18.42
Fe ₂ O ₃	6.27	2.59	2.31	4.58	3.18	4.45	3.08
FeO	6.83	1.44	1.72	7.65	7.51	7.45	7.03
MnO	0.15	0.06	0.10	0.24	0.16	0.21	0.18
MgO	5.70	0.94	0.99	4.84	3.52	4.96	3.46
CaO	15.64	2.94	3.08	9.44	9.75	9.38	10.01
Na ₂ O	0.84	3.49	4.27	2.14	2.50	2.45	2.66
K ₂ O	0.07	1.88	2.00	0.27	0.27	0.36	0.37
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.11	0.12	0.13	0.09	0.10
H ₂ O ⁺	0.08	0.44	0.01	1.18	0.72	0.01	0.30
H ₂ O ⁻	0.06	0.36	0.12	1.06	0.32	0.12	0.16
Total	99.78	99.8	99.75	99.50	99.74	100.02	99.72
Ref.	Muraoka (1989)	NEDO (1986a)	NEDO (1986a)				

その東縁に、幅広い西傾斜の地帯や青荷凝灰岩のほぼ全層準が現れることはない。実際の青荷凝灰岩の層序や構造を、この2つのモデルと比べると、明らかに、後者のモデルに近い。したがって、沖浦カルデラは初生的に、半円形の陥没構造であったと結論される。

上記の2つのモデルは、沖浦カルデラ形成時に、東北脊梁中軸部がまだ存在しなかったか、すでに存在していたか、という問題に置き換えることができる。現在、地形的にも、地質的にも、隆起した東北脊梁中軸部が存在することは明らかである。重力データに見られるように、カルデラ内青荷凝灰岩の分布の東限付近は、西側を低異常とする南北帯状の重力急傾斜帯で特徴づけられ、東北脊梁中軸部の側が構造的に隆起（褶曲）していることを示す。この点から、実際の青荷凝灰岩の層序や構造が第5.15図cやdに近いということは、青荷凝灰岩堆積時に、東北脊梁中軸部がすでに相当、隆起していたものと理解される。

村岡・長谷（1990）は沖浦カルデラ陥没域周辺の隆起地形から、ここに直径50 kmに及ぶ広域ドームが存在したことを示し、沖浦カルデラを特徴づける沖浦環状正断層系の成因を、第5.16図aのように、沖浦カルデラ陥没前のマグマ溜り天盤に発生したドーム状隆起に伴う表層伸張による放射状の伸張応力に求めた（Christiansen

et al., 1965；小野, 1971）。この考えによれば、第5.16図bのように、東北脊梁中軸部が沖浦カルデラ形成前にすでに隆起していた場合、東側では応力的な干渉もあり得るが、少なくとも、地形的な東北脊梁中軸部の存在によって、広域ドームが存在し得ないことになる。その結果、東側ではドーム状隆起に伴う放射状の伸張応力が発生し得ないことになる。このことが沖浦環状正断層系の発生を西半円の部分に限定し、沖浦カルデラを不完全な半円形のカルデラにしたのであろう。つまり、カルデラ内青荷凝灰岩の東側における尖滅構造の観察は、結果的に沖浦環状正断層系の成因に関するドーム状隆起・表層伸張応力仮説を検証したことになる。

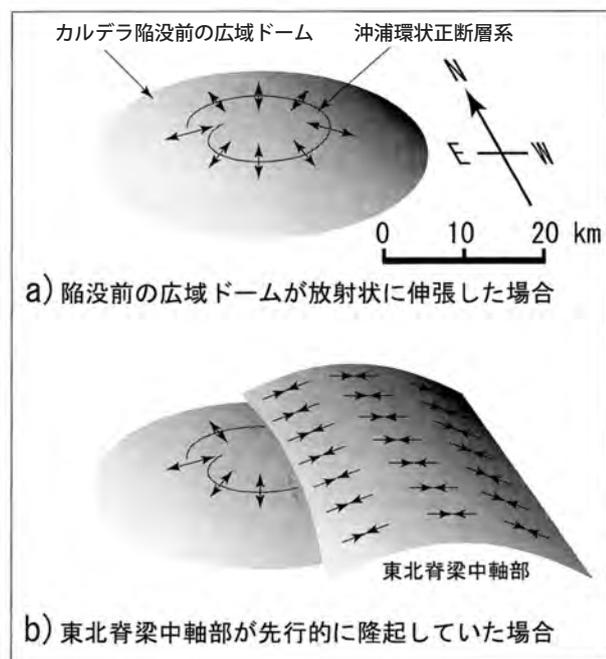
沖浦中央ドーム 村岡・高倉（1988）は主に青荷玄武岩（本報告の穴水沢玄武岩）の分布から、沖浦カルデラの中央付近にドーム状構造を推定し、地質図上に表現していた。しかし、走向傾斜の記載もなく、十分、実証的な記述ではなかった。本研究の過程で、二庄内ダムが建設され、その原石採取場が穴水沢玄武岩の分布地域に造成された。ここに、穴水沢玄武岩や穴水沢石質凝灰岩の広大な露頭が造成された。ここでの観察から、ドーム状構造の存在はほぼ確実となった。穴水沢玄武岩の分布や穴水沢石質凝灰岩の走向傾斜は、ENE-WSW方向に長軸を持つドーム状構造の存在を示している。小高ほか（1970）や村岡・長谷（1990）はカルデラ内縁に同心円的な一つの向斜を見出し、村岡・長谷（1990）はこれを青荷向斜と呼んだ。したがって、青荷向斜の内側は、村岡・長谷（1990）が青荷ドームと呼んだように、論理的に見てドーム状の構造となる。しかし、その中心の位置は明確でなかったし、中心部に至るまで外側への傾斜が存在するかどうかは必ずしも明らかでなかった。この点から、本報告では、中心部のドーム状構造を、特に、沖浦中央ドームと呼ぶことにする。この構造はバイアス型カルデラの再生ドームに相当するものといえよう（Smith and Bailey, 1968）。

5. 2. 2 沖浦デイサイト (Ok, Od)

命名 本層は村岡・長谷（1990）の命名による。岩井（1965）や酒井ほか（1966）は本地質単元を、青荷層上部層としていた。村岡・長谷（1990）はこれらが沖浦カルデラの後カルデラ丘であることから、これを区別して沖浦デイサイトと命名した。なお、村岡・長谷（1990）では毛無山火砕岩を青荷凝灰岩に含めていたが、本報では、これが毛無山の沖浦デイサイトの先駆的な活動であることや、陸成であることを考慮して、沖浦デイサイトに含める。

模式地 黒石市二庄内川沿い（毛無山火砕岩については黒石市毛無山の北）。

層序関係 本地質単元は青荷凝灰岩の上位を覆う。黒石図幅地域内では、青荷凝灰岩と本地質単元との間に、



第5.16図 広域ドームによる沖浦環状正断層系の形成モデル

沖浦カルデラ陥没前の広域ドームと沖浦環状正断層系の形成との関係を表す。a) もし、地形的障害がなければ、環状正断層系は全方位に形成、b) しかし、すでに脊梁が先在すると、東では広域ドームが出現できないため、環状正断層系も形成されない。

一部指交関係も見られる(村岡・長谷, 1990)。しかし, 本図幅地域内では, 指交関係なしに青荷凝灰岩を覆い, しかも, 毛無山火砕岩が溶結していることから見ると, 本地質単元噴出時の古地理環境は陸成のものに変化していた可能性が強い。

分布・層厚 本地質単元は黒石図幅地域内では, ニッ森, 田代山, 雷山, 毛無山などのビュート地形を構成し, それらが沖浦カルデラ内に環状に配列している。本地域内には標高 982 m の毛無山の山頂があり, その周辺が主な分布地域である。このほか, Muraoka and Hase (1981) は, 大小沢川の下流側に, 本デイサイト溶岩の小さな露出を記載していた。しかし, 村岡・高倉 (1988) では定かでないため, これを削除していた。本報告では後述するように, これも本デイサイト溶岩であることが明確となった。そのため, 本地質単元の沖浦カルデラ内の環状配列は, 更に広がることとなった。

第 5.3 図のように, 毛無山東方の崖では明瞭に青荷凝灰岩との間の境界が見られ, この崖の頂部はビュートの平坦面に近い。このことから見ると, 本地質単元の本図幅地域内での層厚は, 毛無山山頂付近で最大であり, 約 250 m と推定される。

岩相 本地質単元は, 毛無山火砕岩 (Ok) とデイサイト溶岩 (Od) とからなる。毛無山火砕岩は毛無山北側の本図幅地域東端で, 厚さ 20 m であり, 毛無山東方の崖で (第 5.3 図) で, 厚さ 5 m である。毛無山火砕岩は本質物を多量に含み, 径 1 ~ 2 cm 大の大型球顆を多量に含む溶結凝灰岩である。結晶片として, 石英, 斜長石, 角閃石, 普通輝石, 磁鉄鈹を含む。この組み合わせは本質レンズの斑晶も同様である。本質レンズはパーライト割れ目を有する。それ以外の基質はガラス片が扁平化しているが, かなりの空隙を保存している。基質中にはスコリア岩片も見られる。毛無山火砕岩は, その分布が毛無山周辺に限定されることから, 毛無山における沖浦デイサイトの溶岩の噴出に先行する火砕流を表すものとみなされる。デイサイト溶岩は斑晶を多く含むものの, 石基はガラス質であり, 多孔質である。たとえば, 毛無山においてはパーライト質溶岩が多く, 普遍的に中空状の球顆を含んでいる。球顆の多い溶岩では, 径 1 cm 大のものが互いに接触し合って, 密集している。大小沢川の小さなデイサイト溶岩の露出も, この球顆の多い特徴によって, 沖浦デイサイトと識別される。斑晶は, 斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 角閃石, 磁鉄鈹からなり, 石基はガラス質であるが脱ガラス化が進んでいる。

地質時代 本地質単元の K-Ar 年代は, 毛無山火砕岩に関して, 村岡 (1986, 1991a) より, 0.9 Ma 程度と見積もられる。デイサイト溶岩の年代に関しては, 黒石図幅地域内の雷山西方の一ノ渡付近のものが, 村岡・長谷 (1990) より, 0.7 Ma 程度と見積もられる。

5. 3 奥入瀬川火砕岩 (Hsp)

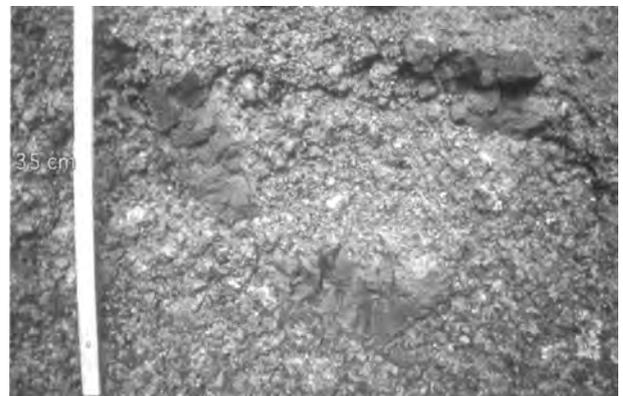
命名 Hayakawa (1985) を改称。Hayakawa (1985) は, 本火砕岩を Oirase scoria cone として記述している。また, 早川 (1993) は, 奥入瀬水底スコリア丘として記述している。

模式地 奥入瀬川玉簾の滝周辺 (N40° 30' 1.2", E 140° 57' 49.9")。

層序関係 奥入瀬川火砕岩の上下に子ノ口湖成層が見られる。また, スコリア層の間にも数枚の層厚数 10 cm の湖成層が部分的にレンズ状に挟まっている。奥入瀬川火砕岩の上位には層厚約 10 m の子ノ口湖成層を挟んで, 層厚 15 m 以上の八甲田第 1 期火砕流堆積物が見られる。

分布・層厚 模式地周辺 300 m の範囲に分布する。層厚は最大で 20 m 程度。

岩相 模式地では, 主に直径 50 cm 以下のスコリア火山岩塊 (火山弾)・火山礫で構成される (第 5.17 図)。確認できたスコリアの最大直径は約 90 cm であった。スコリア火山岩塊・火山礫は, 中心から放射方向に伸びる冷却節理がよく発達している。スコリアの表面には, 厚さ 1 ~ 2 cm 程度のガラス質の急冷縁ができてことが多い。スコリアは, 黒色 (Black, N1; ロックカラーチャート, The Rock-Color Chart Committee, 1995), やや茶色がかった黒色 (Brownish black, 5YR 2/1) を示す。数 cm 以下の気泡を含むが, 発泡度は非常に低い。大きいスコリアでは, 中心部分の方が発泡度が高い傾向がある。岩質は, かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石玄武岩質安山岩である。堆積物は礫支持の部分が多い (第 5.17 図)。基質部は, 砂サイズのスコリアでできている。軽石や, 縞状のスコリアも含まれている。基質部は, 変質していることが多い。基質部の量は比較的少なく, スコリア火山岩塊の隙間を埋める程度である。基質



第 5.17 図 奥入瀬川火砕岩
図幅南東部の奥入瀬川沿いの露頭。急冷節理の発達したスコリア岩塊・火山礫を含む。

は、黄色 (Pale yellowish orange, 10YR 8/6) やうすい茶色 (Light brown, 5YR 5/6) の色を示す。直径 30 cm 大の変質した安山岩片や直径 15 cm 大の凝灰岩片を取り込んでいるのが確認できた。上部付近では、層厚 10 数 cm ～数 10 cm 程度の逆級化した層理が見られる。スコリア火山岩塊の表面に発達したガラス質急冷縁が見られること、上下を湖成層に挟まれることから、湖底に噴出した水底スコリア丘の一部である可能性が高い。

地質時代 子ノ口湖成層に挟まれることから、子ノ口湖成層と同時異相の関係であるといえる (第 2.2 図)。また、上位の八甲田第 1 期火砕流堆積物の発生年代が約 0.7 ～ 0.6 Ma である (村岡・高倉, 1988; 鈴木ほか, 2001a; 水垣・宝田, 2003) ことから、100 ～ 80 万年ごろに噴出した可能性が高い (第 2.2 図)。

5. 4 子ノ口湖成層 (Ln)

命名 中川ほか (1972)。村岡・高倉 (1998) は、奥入瀬川沿いに分布する湖成堆積物を子ノ口層と記載した。

模式地 奥入瀬川五両の滝周辺 (N40° 28' 58.3", E140° 57' 3.9")。

層序関係 模式地周辺では、八甲田第 1 期火砕流堆積物が子ノ口湖成層を直接覆う。また、間に奥入瀬川火砕岩が挟まれている地点がある (N40° 30' 1.2", E140° 57' 49.9")。

分布・層厚 奥入瀬川沿いや黄瀬川に局所的に分布する。層厚は、最大 40 ～ 50 m 程度。

岩相 砂層、シルト層からなる (第 5.18 図 A)。砂層は、主に極粗粒砂-粗粒シルトサイズの粒子でできている。比較的淘汰がよい。砂層の層厚は、数 cm ～ 20 cm 程度である。砂層には斜交ラミナが発達している場合がある。砂層は、うすい黄色 (Yellowish gray, 5Y 8/1) やベージュ色 (Very pale orange, 10YR 8/2) を示す。砂層は、直径数 cm 以下の軽石を含む。軽石の色は、白色 (White, N9) や灰色 (Very light gray, N9 ～ Medium gray, N5) である。シルト層の厚さは数 cm ～ 数 10 cm 程度である。シルト層は、砂層と互層する。シルト層は、主に細粒砂-シルトサイズの粒子でできている。シルト層の色は、ベージュ色 (Very pale orange, 10YR 8/2) やうすい黄色 (Pale yellowish orange, 10YR 8/4) を示す。

地質時代 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (0.7 ～ 0.6 Ma; 村岡・高倉, 1988; 鈴木ほか, 2001a; 水垣・宝田, 2003) より以前である。黄瀬川火砕流堆積物 (5.6.2 節参照; 約 100 ～ 80 万年前) との層位関係は不明である。しかし、同時代の堆積物である可能性が高い。本報告では、約 100 ～ 70 万年前ごろの堆積物であるとしておく (第 2.2 図)。



第 5.18 図 前期更新世の湖成堆積物
A. 子ノ口湖成層。図幅南東部奥入瀬川沿いの模式地。B. 小国湖成層。図幅南西部滝ノ股川下流部の模式地。

5. 5 小国湖成層 (Lo)

命名 村岡・高倉 (1988)。彼らは、温川周辺に分布する湖成堆積物を、小国湖成層と命名した。

模式地 善光寺平に至る道路沿い標高 400 m 付近 (N40° 31' 17.9", E140° 46' 40.8")。

層序関係 模式地付近で、小国湖成層が八甲田第 1 期火砕流堆積物を直接覆う露頭が確認できる。一方、横足山北西の二庄内ダム北東の露頭 (N40° 35' 50.0", E140° 45' 2.0") では、青荷凝灰岩の上位に小国湖成層が見られる。

分布・層厚 湯川周辺及び横足山西部付近。堆積物の層厚は、全体で 20 m 以上である。堆積物の分布から、沖浦カルデラ内にできた湖の底に堆積した湖成層であると考えられる。

岩相 砂及びシルト。少量の礫を含む。主に中粒砂-シルトサイズの粒子が多い。青荷凝灰岩起源の軽石の破片が多量に含まれている(第5.18図B)。ラミナが発達している。レンズ状の斜交葉理も見られる。厚さ数cmの級化構造が顕著である。小断層による二次的なブロック状の変形構造が見られる。

地質時代 小国湖成層の堆積年代は、約1.1～0.5 Maであると考えられる。八甲田第1期火砕流堆積物を直接覆う露頭が存在することから、少なくとも小国湖成層の一部は、八甲田第1期火砕流堆積物の噴出年代(0.7～0.6 Ma; 村岡・高倉, 1988; 鈴木ほか, 2001a; 弘前市, 2001; 水垣・宝田, 2003)よりもあとの時代の堆積物であるといえる。このころにも、沖浦カルデラ内に湖が存在していた可能性がある。一方、横足山北西の二庄内ダム北東の露頭では、青荷凝灰岩の上に小国湖成層が載っていることから、このあたりの湖成層の堆積年代は、青荷凝灰岩噴出(1.7～1.1 Ma)以降、八甲田第1期火砕流噴出(0.7～0.6 Ma)以前であったと考えられる。

5.6 南八甲田火山群及び八甲田火砕流

5.6.1 南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩(Hs1)

命名 村岡・高倉(1988)を再定義。村岡・高倉(1988)の南八甲田第1期溶岩は、櫛ヶ峯、南沢岳、横岳、乗鞍岳、赤倉岳、黒森など広範囲にわたるが、本報告では、空中写真判読による山体の開析の度合いや、噴出物層序、岩質などから、区分を再検討した。本報告では、南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩と改称し、その分布範囲を大小川沢、青荷沢、木賊森、櫛ヶ峰北方及び南東部、南沢岳・横岳の周辺部に限定した。藤原(2001MS)は、南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩を更に細分し、古期溶岩類、中野川溶岩、七沢溶岩、青荷川溶岩、横足山溶岩類、大小川沢溶岩類に区分している。野澤(2000MS, 2001)、藤原(2001MS)は、村岡・高倉(1988)が青荷玄武岩として記載していた溶岩を、本溶岩に相当する岩石と同様の全岩化学組成を示すことから、これらを南八甲田火山群の噴出物と考えた。しかし、青荷玄武岩(本報告の穴水沢玄武岩)が、青荷凝灰岩の中では比較的下位の層準を示す(5.2.1 青荷凝灰岩参照)ことから、本報告では村岡・高倉(1988)と同様に区別して扱う。

模式地 大小川沢林道標高530 m地点(N40°37'48.0", E140°46'13.9")。

層序関係 大小川沢沿いで青荷凝灰岩を直接覆う。また、大小川沢土石流堆積物によって直接覆われている。

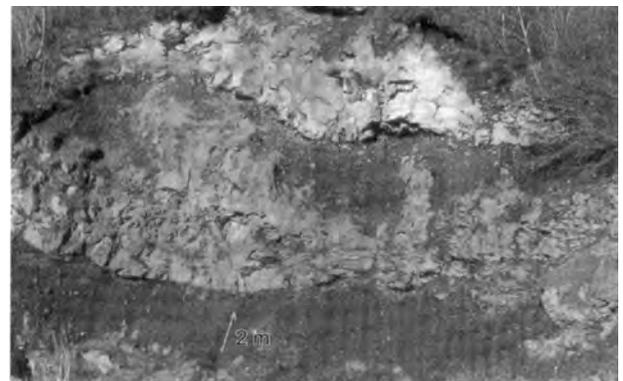
分布・層厚 大小川沢沿い、青荷川上流、木賊森周辺、櫛ヶ峯北西部の大小川沢最上流部、南沢岳北部の中野川最上部、横岳北部七沢上流部、櫛ヶ峯北部、乗鞍岳

と櫛ヶ峯の間の鞍部周辺などに分布する。層厚は、200～300 m程度である。1枚の溶岩流の層厚は、数m～10 m程度である。

岩相 南八甲田第1ステージ溶岩は、主に玄武岩-玄武岩質安山岩のアア溶岩流からなる。模式地では、8枚以上のアア溶岩流の断面が見られる(第5.19図)。1枚の溶岩流の層厚は数mであり、最大約5 mである。各溶岩の上下にはクリンカーが発達している。最上位の溶岩流の上部には層厚約2 mの土壌層があり、その中に層厚20 cmの白色降下火山灰が見られる。今のところ、この火山灰層の対比はついていない。大小川沢上流では、標高650 mの高さよりも下位のレベルに南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩が露出している。ここでは、上位に層厚約70 mの大小川沢土石流堆積物が直接覆っている。ここでは、各層厚約10 mの2枚のアア溶岩流の断面が見られる。間には層厚約5 mのクリンカー一部が発達している。岩質は、かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石玄武岩、無斑晶質玄武岩、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

成層火山体を構成していたと推定されることから、火砕岩も存在すると考えられる。そのため、本ユニットの名称を「溶岩・火砕岩」とした。しかし、火砕岩については良好な露頭が観察できなかったため、その詳細は不明である。大幌内川取水口付近の露頭では、八甲田第1期火砕流堆積物と新第三系櫛ヶ瀬沢安山岩との間に多数の降下軽石堆積物や降下スコリア堆積物が露出している。これらのうち下部付近の堆積物は南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩の成長にともなう降下堆積物である可能性がある(5.6.5 八甲田第1期火砕流堆積物参照)。

地質時代 青荷川沿いの溶岩で、 0.75 ± 0.16 MaのK-Ar年代が報告されている(新エネルギー総合開発機構, 1987)。また、大小川沢沿いの溶岩で、 0.61 ± 0.06 Ma, 1.12 ± 0.24 Ma, 0.53 ± 0.22 MaのK-Ar年代値が報告



第5.19図 南八甲田第1ステージ溶岩の露頭
大小川沢沿い林道標高530 m地点の模式地。写真ではクリンカーを伴う2枚のアア溶岩が観察できる。

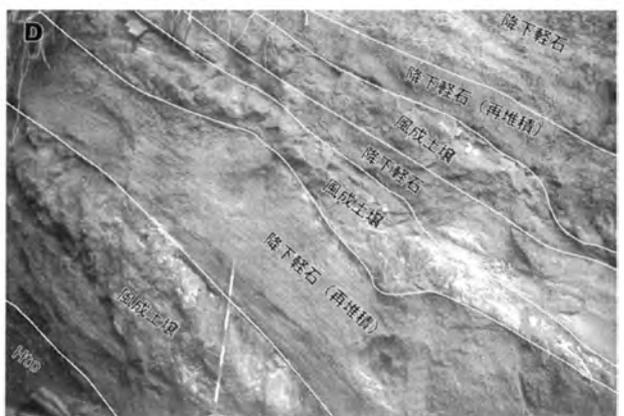
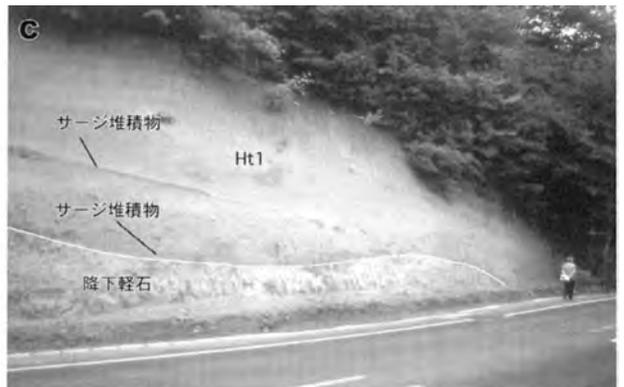
されている（新エネルギー総合開発機構，1987）．大小川沢上流の櫛ヶ峯北西部では， 0.70 ± 0.22 Ma の K-Ar 年代値が報告されている（新エネルギー総合開発機構，1987）．模式地で，5 枚の溶岩流から磁化方位計（フラックスゲート，FGM-3D1L，Walker Scientific Inc.）

で岩石残留磁化方位を測定した結果，すべて逆帯磁であった．そのためこの溶岩流の噴出年代は，松山逆磁極期にあたり，0.78 Ma 以前であるといえる．また，下位の青荷凝灰岩噴出年代は 1.7～1.1 Ma である．したがって，本報告では，南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕



第 5.20 図 黄瀬川火砕流堆積物

A. 黄瀬川沿い林道標高 310 m 付近の模式地の露頭．柱状節理が発達している． B. A の拡大写真．



第 5.21 図 黄瀬川火砕流堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物間の地層

黄瀬川と奥入瀬川の合流地点付近の露頭． A. 黄瀬川火砕流堆積物 (Hto) と八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1) 間に見られる堆積物． B. 非溶結の黄瀬火砕流堆積物 (Hto) の上部． C. 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1) 直下の降下軽石． D. 黄瀬川火砕流堆積物 (Hto) との間に見られる地層．

岩の噴出年代を、約 110～80 万年前としておく（第 2.2 図）。

5. 6. 2 黄瀬川火砕流堆積物 (Hto)

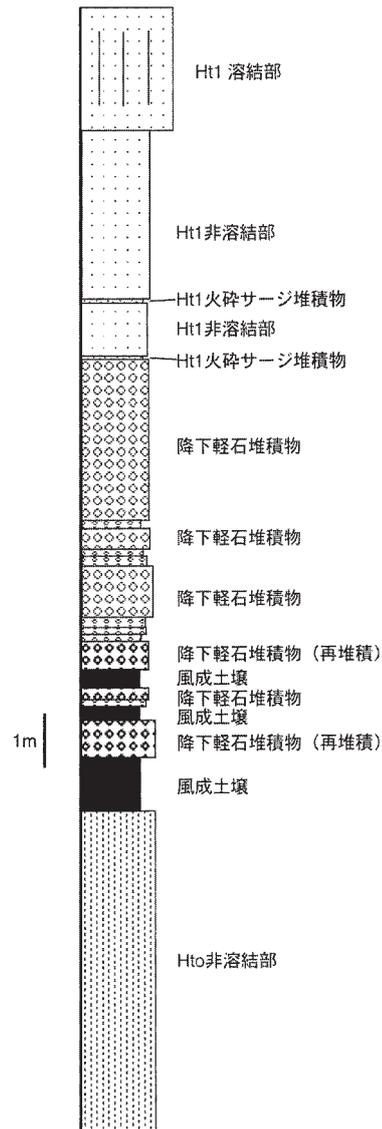
命名 新称. 佐々木ほか（1998b）が八甲田第 0 期火砕流堆積物と呼んだ堆積物を再定義. 村岡・高倉（1988）が八甲田第 1 期火砕流堆積物と呼んだ堆積物の一部に相当する. ここでは、本堆積物の岩相が上位の八甲田第 1 期火砕流堆積物と異なり、境界部には土壌や降下軽石等の明瞭な時間間隙が存在することから区分した。

模式地 黄瀬川標高 310 m 付近の林道沿い（第 5.20 図；N40° 33′ 49.5″，E140° 57′ 30.5″）。

層序関係 黄瀬川と奥入瀬川の合流付近（N140° 33′ 37.8″，E140° 58′ 42.4″）では、非溶結の黄瀬川火砕流堆積物の上位に、数枚の、層厚数 10 cm～数 m の降下軽石層、風成土壌等を挟んで、層厚 10 m 以上の八甲田第 1 期火砕流堆積物が見られる（第 5.21 図）。また、黄瀬川標高 280 m 付近の林道沿い（N140° 33′ 46.5″，E140° 57′ 44.8″）では、八甲田第 1 期火砕流堆積物と黄瀬川火砕流堆積物の間に、1 枚の層厚 2～3 m の降下軽石堆積物が見られる。この降下軽石堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物の間には、層厚 50 cm 程度の風成土壌が見られる。植木・鈴木（2002a, b），鈴木・植木（2002 b）は、黄瀬川火砕流堆積物の下位に更にもう 1 枚の逆帯磁の火砕流堆積物を報告しているが、本調査では確認できなかった。

分布・層厚 黄瀬川周辺に分布する。層厚は少なくとも 15 m 以上。

岩相 黄瀬川火砕流堆積物はスコリア質火砕流堆積物である。模式地では、強溶結し、垂直方向の冷却節理が発達する溶結凝灰岩相を示す（第 5.20 図）。溶結部には、厚さ数 cm の水平方向の平行節理が発達している部分も存在する（第 5.20 図 B）。上部付近数 m は非溶結である（第 5.21 図 B；第 5.22 図）。基底部は本調査では見出せなかった。本質物質はスコリアであり、比較的多量に含まれる。スコリアの岩質は、かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩である。スコリアの最大径は 5 cm 程度であり、扁平化しているスコリアも見られる。特に上部付近の非溶結部では、扁平率 1：20 のスコリアも見られる（第 5.21 図 B）。スコリアには 0.5 mm 程度の比較的丸い気泡がある。スコリアの色はこげ茶色（10YR 4/2，5YR 3/4，5YR 5/6）を示す。黄瀬川火砕流堆積物は、数 cm 以下の岩片を含む。岩片は新鮮な安山岩や玄武岩のほか、新第三系の変質したデイサイト、安山岩、玄武岩、凝灰岩を含む。黄瀬川火砕流堆積物の基質部分は、溶結部では、濃いこげ茶色（10YR 2/2）を示す。非溶結部でも濃いこげ茶色（10R 2/2）を示す。基質部分は、主によく発泡した褐色ガラスの破片からなる。基質部分の粒度は、極粗粒砂からシルトサイズまで含まれ

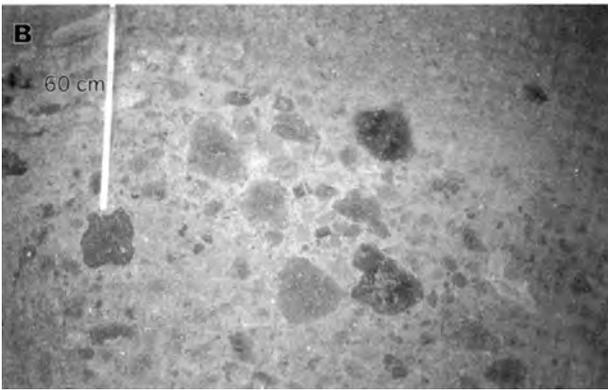
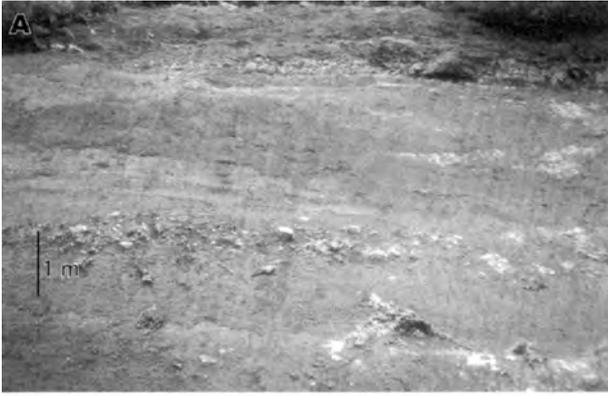


第 5.22 図 黄瀬川火砕流堆積物と八甲田第 1 期火砕流堆積物間の地層の柱状図
第 5.21 図の柱状図。

ており、淘汰が悪い。

黄瀬川火砕流堆積物は、分布域が黄瀬川流域に限られるものの、層厚が 15 m 以上と厚く溶結度も比較的高い。したがって、八甲田第 1 期・第 2 期火砕流堆積物よりはかなり規模が小さいが、この地域では比較的規模の大きい 0.01～1 km³ クラスの火砕流堆積物の 1 つであると考えられる。

地質図上では省略したが、より小規模で非溶結ではあるが黄瀬川火砕流と類似したスコリア質の火砕流堆積物は、南八甲田火山群の西部でも何箇所か確認できている（例えば、大小川沢上流標高 720 m 付近、第 5.23 図 B；青荷沢上流標高 700 m 付近；袖川沢標高 675 m 付近）。なお、これらの小規模なスコリア質の火砕流堆積物は、それぞれ岩相が異なり対比できない。これらのスコリア質の火砕流堆積物の存在は、南八甲田火山群の成



第 5.23 図 大小川沢土石流堆積物

A. 大小川沢林道標高 690 m 付近の露頭。層厚数 m の逆級化した土石流堆積物が露出している。B. 青荷沢中流部標高 700 m 付近の露頭。大小川沢土石流堆積物中には含まれるスコリア流堆積物。

長の過程の途中で、スコリア質火砕流がたびたび発生していたことを示唆する。黄瀬川火砕流堆積物の給源は、堆積物の分布からすると、南八甲田火山群の成長中のある時期に、南八甲田火山東部の火山体（乗鞍岳もしくは赤倉岳付近）から噴出した可能性が高い。

地質時代 黄瀬川火砕流堆積物を、3 地点の溶結部分 2 箇所ずつから定方位試料として採取した。測定場所は、地点 1 (N40° 33' 45.1", E140° 57' 50.1"), 地点 2 (N40° 33' 49.5", E140° 57' 30.5"), 地点 3 (N40° 33' 49.3", E140° 57' 2.8") の 3 地点である。磁化方位計（フラックスゲート FGM-3D1L, Walker Scientific Inc.）で、古地磁気の磁化方位を測定したところ、6 試料すべて逆帯磁であった。この結果は、植木・鈴木（2002a, b）や鈴木・植木（2002b）が示した磁化方位と一致している。したがって、黄瀬川火砕流堆積物の発生年代は、松山逆磁極期（2.58～0.78 Ma）にあたる。下位の沖浦カルデラ起源の青荷凝灰岩の K-Ar 年代値が 1.6～1.1 Ma（5.2.1 青荷凝灰岩）であることから、黄瀬川火砕流の発生年代は、ハラミヨイベント（1.07～0.99 Ma）

以降の逆磁極イベント（0.99～0.78 Ma）に対比できる可能性が高い。したがって、黄瀬川火砕流堆積物の発生年代は、約 100～80 万年前であると考えられる（第 2.2 図）。

5.6.3 大小川沢土石流堆積物 (Hso)

命名 宝田ほか（1998）を改称。宝田ほか（1998）は、主に大小川沢に沿って分布する多量の土石流堆積物を、大小川沢層と呼んだ。ここでは、堆積物の起源を明確にするため、大小川沢土石流堆積物と命名する。村岡・高倉（1988）は、大小川沢沿いの本堆積物を岩屑流堆積物と表現した。佐々木ほか（1998c）や藤原（2001MS）は、本堆積物の一部が岩屑なだれ堆積物であるとし、大小川沢岩屑なだれ堆積物と呼んだ。しかし、これに該当する堆積物の基質部分は、粘土サイズの粒子をほとんど含んでいない。これは、ラハールなどの水に飽和した流れの中で、粘土サイズ粒子が水によってより下流まで運ばれた可能性が高く、巨礫から粘土サイズ粒子まで含んでいる一般的な岩屑なだれ堆積物とは粒度組成が異なる。したがって、本堆積物は水が関与していた可能性が高いため、ここでは大小川沢土石流堆積物に含めた。

模式地 大小川沢林道標高 690 m 地点 (N40° 36' 5.8", E140° 46' 55.4")。

層序関係 南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕岩を直接覆う。大小川沢上流部では、八甲田山第 2 期火砕流堆積物に直接覆われる。

分布・層厚 大小川沢流域、青荷川上流流域、中野川中流域に広く分布。層厚は、最大で約 100 m 程度。

岩相 直径数 10 cm 以下の礫を含み、非常に淘汰が悪い（第 5.23 図 A）。大小川沢土石流堆積物は、数 10 枚以上のフローユニットからなる。1つのフローユニットの層厚は、数 10 cm～数 m 程度である。礫種は、南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕岩起源の溶岩片が比較的多い。一部、熱水変質した新第三紀の安山岩片や玄武岩片を含む。スコリア、軽石、シルト片なども含んでいる。礫の円磨度は、垂円が多い。同程度のサイズの礫が地層に平行-レンズ状に並んでいることが多い。基質はシルトサイズ以下の粒子が少なく、粘土サイズ以下の粒子をほとんど含まないことが多い。大小川沢上流や、青荷川上流付近では、土石流堆積物の間に、層厚数 m 以下のスコリア流堆積物（第 5.23 図 B）や、降下スコリア堆積物を挟む。スコリア流堆積物は、直径 40 cm 以下の比較的発泡度の低い黒色スコリアを含む。円磨度は、垂円-垂角である。直径 10 cm 以下の岩片を含む。基質部の淘汰は悪い。1 フローユニットの層厚は約 50～70 cm である。フローユニット内には逆級化構造が見られることが多い。降下スコリアは、垂角の直径 10 cm 以下のスコリアからなり、礫支持で比較的淘汰がよい。これらのスコリア流堆積物や降下スコリア堆積物の存在

は、大小川沢土石流が発生していた時期に、南八甲田火山からスコリア流や降下スコリアを噴出するイベントが何度かあったことを示す。青荷沢上流付近 (N40° 35' 32.6", E140° 47' 12.7") では、堆積物中に、斜長石巨晶 (直径 4cm 以下) を含む溶岩片が多数含まれている。また、直径 10 cm 程度の花こう岩の岩片も見つかっている。大小川沢土石流堆積物の給源は、堆積物の分布から見て、現在の下岳、櫛ヶ峯、南沢岳、横岳-帯付近であると考えられる。特に、下岳、櫛ヶ峯と南沢岳、横岳に囲まれた地形的凹地の部分では、熱水変質作用が進んでいる。この変質による脆弱化によりこの地域がより浸食されやすくなり、不安定な部分が大雨の度にラハールとなって、西側の流域に流れ込んで堆積した可能性がある。櫛ヶ峯や下岳の北斜面は円弧状に大きくえぐられているため、給源での地すべりが引きがねとなって発生したラハールも存在した可能性が高い。

地質時代 佐々木ほか (1998b) は、本堆積物中の岩塊から、 0.54 ± 0.11 Ma と 0.43 ± 0.15 Ma の K-Ar 年代値を得ている。下位の南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕岩の噴出年代は、約 110 ~ 80 万年前である。したがって、大小川沢土石流の堆積年代は、80 ~ 50 万年前ごろであると推定できる (第 2.2 図)。

5. 6. 4 南八甲田第 2 ステージ溶岩・火砕岩 (Hs2)

命名 新称。村岡・高倉 (1988) の南八甲田第 1 期溶岩の一部に相当する。藤原 (2001MS) は、本報告の南八甲田第 2 ステージ溶岩・火砕岩を更に細分し、下岳溶岩類、南沢岳溶岩類、横岳溶岩類、沖上平溶岩類、櫛ヶ峯溶岩類、猿倉沢溶岩類、櫛ヶ瀬沢溶岩類、矢櫃岳溶岩類、黄瀬沼溶岩類、矢櫃沢溶岩類に区分した。

模式地 青荷川上流林道沿い。標高 913.9 m 小ピークの南 (N40° 34' 25.1", E140° 48' 18.8")

層序関係 南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕岩を覆う。また、乗鞍岳、猿倉岳では南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩に覆われる。青荷川上流では、大小川沢土石流堆積物を覆う。

分布・層厚 櫛ヶ峯、下岳、南沢岳、横岳、逆川岳、乗鞍岳、猿倉岳、赤倉岳山腹山麓部に分布する。

岩相 南八甲田第 2 ステージ溶岩は、玄武岩-玄武岩質安山岩のアア溶岩流からなる。柱状節理が発達した部分も見られる。中野川上流では、層厚 5 m の上下にクリンカーを伴う横岳起源のアア溶岩流が露出している。城ヶ倉溪谷西の国道 394 号線沿いでも横岳起源の層厚 15 m のアア溶岩流が露出している。猿倉温泉付近では、熱水変質の進んだアア溶岩が露出している。また、葛川の標高 500 m 付近では、赤倉岳起源の層厚 5 m のアア溶岩が露出しており、一部では板状節理が発達している。溶岩の岩質は、かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石玄武岩-玄武岩質安山岩である。

成層火山体を構成していたと推定されることから、火砕岩も存在すると考えられる。そのため、本ユニットの名称を「溶岩・火砕岩」とした。しかし、火砕岩については良好な露頭が観察できなかったため、その詳細は不明である。大幌内川取水口付近の露頭では、八甲田第 1 期火砕流堆積物と新第三系櫛ヶ瀬沢安山岩との間に多数の降下軽石堆積物や降下スコリア堆積物が露出している。これらの一部は南八甲田第 2 ステージ溶岩・火砕岩の成長にともなう降下堆積物である可能性がある (5. 6. 5 八甲田第 1 期火砕流堆積物参照)。

地質時代 佐々木ほか (1998b) は、櫛ヶ峯山頂付近の溶岩から、 0.51 ± 0.18 Ma の K-Ar 年代値を得ている。また、彼らは、赤倉岳の溶岩から、 0.35 ± 0.04 Ma, 0.19 ± 0.19 Ma, の K-Ar 年代値を得ている。新エネルギー総合開発機構 (1987) は、下岳の溶岩から、 0.48 ± 0.15 Ma, 0.77 ± 0.43 Ma, 0.95 ± 0.41 Ma, 0.40 ± 0.33 Ma, 0.38 ± 0.23 Ma, 0.41 ± 0.14 Ma, 0.75 ± 0.16 Ma の K-Ar 年代値を得ている。また、南沢岳の溶岩から、 1.51 ± 0.68 Ma, 7.00 ± 1.07 Ma, 5.52 ± 0.43 Ma, 1.85 ± 0.14 Ma の K-Ar 年代値を得ている。横岳の溶岩からは、 0.48 ± 0.09 Ma, 1.15 ± 0.41 Ma, 3.17 ± 1.63 Ma, 1.67 ± 0.32 Ma, 0.35 ± 0.30 Ma, 3.55 ± 0.33 Ma の K-Ar 年代値を得ている。乗鞍岳の溶岩からは、 0.96 ± 0.26 Ma, 0.47 ± 0.08 Ma, 5.57 ± 0.31 Ma, 1.01 ± 0.41 Ma の K-Ar 年代値を得ている。赤倉岳の溶岩からは、 3.56 ± 1.79 Ma, 0.37 ± 0.12 Ma, 0.96 ± 0.26 Ma の K-Ar 年代値を得ている。

下位の大小川沢土石流堆積物の堆積年代は、約 80 ~ 50 万年前、上位の八甲田第 1 期火砕流堆積物の噴出年代は、約 70 ~ 60 万年前であることから、南八甲田第 2 ステージ溶岩・火砕岩の噴出年代は、約 80 ~ 60 万年前であると推定できる (第 2.2 図)。

5. 6. 5 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1)

命名 村岡・高倉 (1988)。村岡・高倉 (1988) は、八甲田火砕流堆積物が 2 つのユニットに分かれることを示し、それぞれ八甲田第 1 期火砕流堆積物、八甲田第 2 期火砕流堆積物に区分した。ここでは、その名称を用いる。

模式地 奥入瀬川石ヶ戸南 (馬門岩) (第 5.24 図; N40° 31' 43.3", E140° 58' 58.4")。

層序関係 上位に八甲田第 2 期火砕流堆積物、下位に黄瀬川火砕流堆積物がある。八甲田第 1 期火砕流堆積物の下位には、黄瀬川沿い、黄瀬川と奥入瀬川の合流地点付近 (第 5.21 図; 第 5.22 図)、大幌内川取水口付近 (第 5.26 図; 第 5.27 図; 第 5.28 図)、小幌内川 (第 5.28 図)、奥入瀬川沿いなどで、数枚の降下軽石堆積物が見られる。

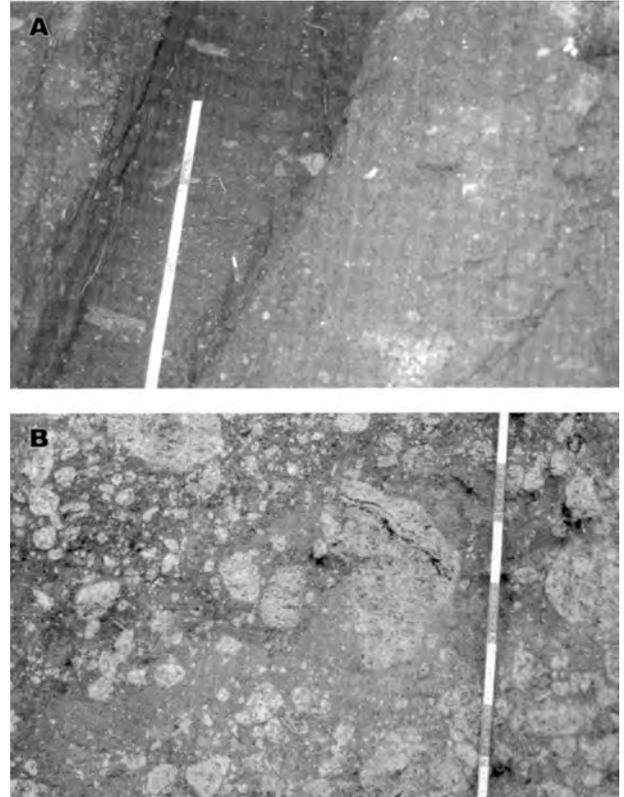
分布・層厚 八甲田カルデラ周辺に広く分布する。特



第 5.24 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物の強溶結岩相
奥入瀬川沿い，馬門岩付近の模式地の露頭。柱状節理及び板状節理が発達している。

に奥入瀬溪谷沿いでは，最大層厚 50 m 以下の数多くの溶結岩相が見られる。小幌内川の露頭 (N40° 32' 24.5"，E140° 57' 42.2") では，八甲田第 1 期火砕流堆積物の層厚は，30～40 m である。給源は，本図幅北東部の八甲田カルデラである。

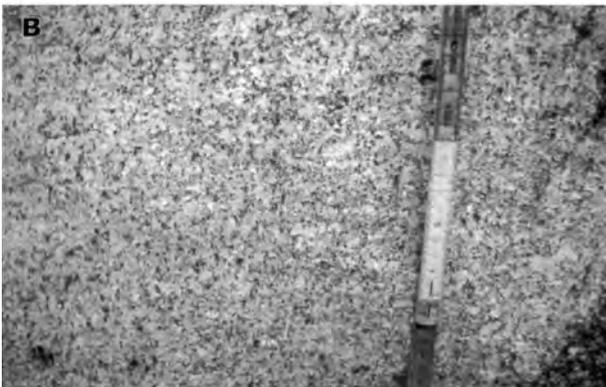
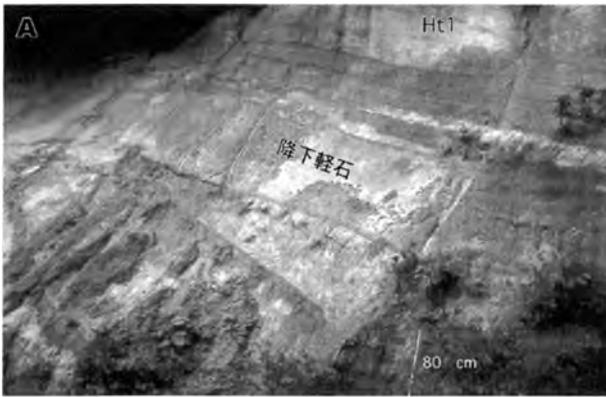
岩相 模式地では，強溶結しており，間隔 1～2 m 程度の垂直方向の冷却節理が発達している (第 5.24 図)。これらの冷却節理面をつなぐ 10～30 cm 間隔の水平方向の冷却節理もよく発達している。溶結度は八甲田第 1 期火砕流堆積物の方が，八甲田第 2 期火砕流堆積物よりも高い傾向がある。上部と下部に数 m の非溶結部がある (第 5.21 図；第 5.22 図；第 5.28 図)。長径 30 cm 以下の軽石を含む (第 5.25 図)。溶結部の軽石は扁平化しており，溶結レンズ化しているものもある。非溶結部では，比較的多数の軽石を含んでおり，ときおり縞状軽石も含んでいる (第 5.25 図 B)。軽石の岩質は，角閃石含有石英紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。数 cm 以下の岩片を含む。岩片の種類は，安山岩，玄武岩，凝灰岩などである。また，スコリア片を含む。変質した岩片や下位の虹貝凝灰岩の破片も含んでいる。岩片は，主に黒



第 5.25 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物の拡大写真
A. 葛川沿いの溶結部の露頭。扁平化した軽石を含む。B. 図幅南西部木賊森の北 1 km 地点の林道沿いの露頭。直径 30 cm 以下の軽石を多数含む。スケールの左に縞状軽石が存在する。

森溶岩，新第三紀の地層，流路にあった南八甲田火山噴出物起源であると考えられる。基質部には，斜長石，石英，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石，磁鉄鉱の結晶片などが見られる。直径 3 mm 以下の石英が目立つ。ときおり両錐形の石英を含んでいる。斑晶量は上位の八甲田第 2 期火砕流堆積物に比べて少ない傾向がある (サンプルにメッシュを当てて測定したポイントカウントで約 25% 以下)。基質の色は，溶結部ではチョコレート色 (Brownish gray, 5YR 4/1) - ねずみ色 (Medium dark gray, N4) を示す (第 5.25 図 A)。

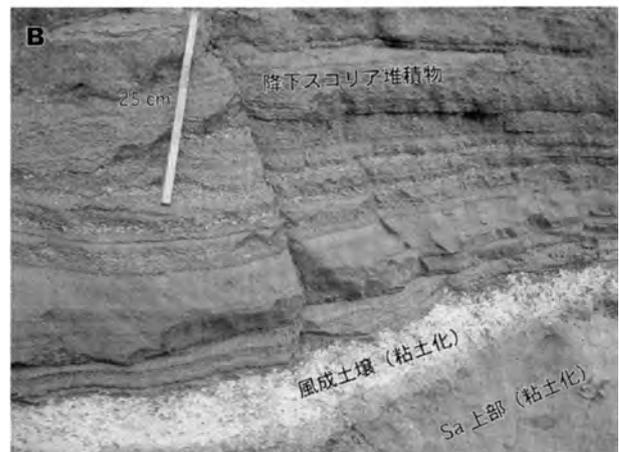
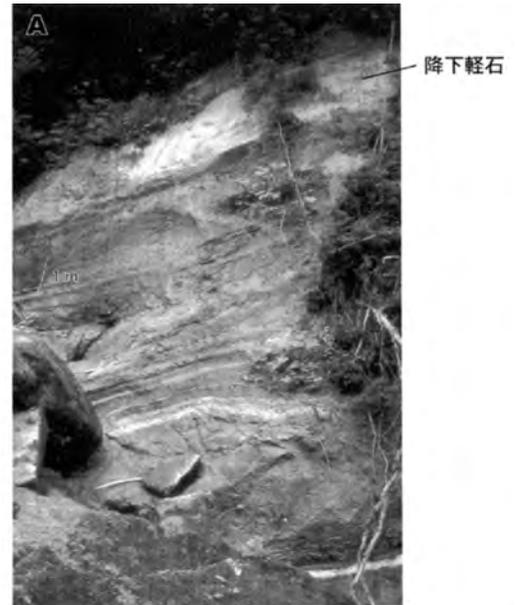
大幌内川取水口付近の露頭 (N40° 32' 37.0"，E140° 56' 38.0"；第 5.26 図；第 5.27 図；第 5.28 図) では，層厚 15 m の八甲田第 1 期火砕流堆積物が露出している。その上位には，層厚 8 m の降下軽石堆積物やラハール堆積物を挟んで，層厚 5 m の八甲田第 2 期火砕流堆積物，層厚 5 m のラハール堆積物，層厚 15 m の十和田八戸火砕流堆積物が観察できる。八甲田第 1 期火砕流堆積物の直下には，層厚 10 cm の白色の降下軽石堆積物がある (第 5.28 図)。その下位には，層厚 50 cm の風成土壌を挟んで，層厚 250 cm の降下軽石堆積物が露出している (第 5.26 図；第 5.27 図；第 5.28 図)。この降下軽石堆積物は，直径 4 cm 以下の軽石を含む。軽



第 5.26 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物下位の地層 (その 1) 大幌内川標高 400 m の取水口付近の露頭. A. 層厚 2 m の黒雲母を含む降下軽石堆積物. 上部に八甲田第 1 期火砕流堆積物の下部 (Ht1) が露出している. B. 黒雲母を含む降下軽石堆積物の拡大写真.

石は、粘土化が進んでおり、白色 (white, N9) - 淡黄色 (yellowish grey, 5Y 8/1) の色を示す。また、灰色軽石 (N6, N7) も含まれる。比較的新鮮な部分では、礫支持であることが確認できる。基質部分には、極粗粒砂-中粒砂サイズの軽石片が多い。また、1 cm 以下の安山岩の岩片を含む。軽石は、直径 2 mm 以下の黒雲母を特徴的に含む。他に 3 mm 以下の石英、斜長石、2 mm 以下の紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱を含む。八甲田火山群や十和田火山起源の噴出物には、黒雲母を含む堆積物は存在しないことから、この層厚数 m 以上の八甲田第 1 期火砕流堆積物の下位の降下軽石堆積物は、鍵層として有効である。この降下軽石堆積物は、他の八甲田第 1 期火砕流堆積物が露出している多くの地点で観察できる (第 5.21 図; 第 5.22 図; 第 5.28 図)。この降下軽石堆積物は、八甲田カルデラ形成前の先駆的火山活動によるプリニー式噴火堆積物である可能性がある。

この露頭では、黒雲母を含む降下軽石堆積物と新第三系の櫛ヶ瀬沢安山岩との間に、層厚 5 ~ 70 cm の 9 枚の降下軽石層と、層厚 8 ~ 45 cm の 10 枚以上の降下スコリア堆積物、層厚 1 ~ 15 cm の数枚の降下火山灰堆積物



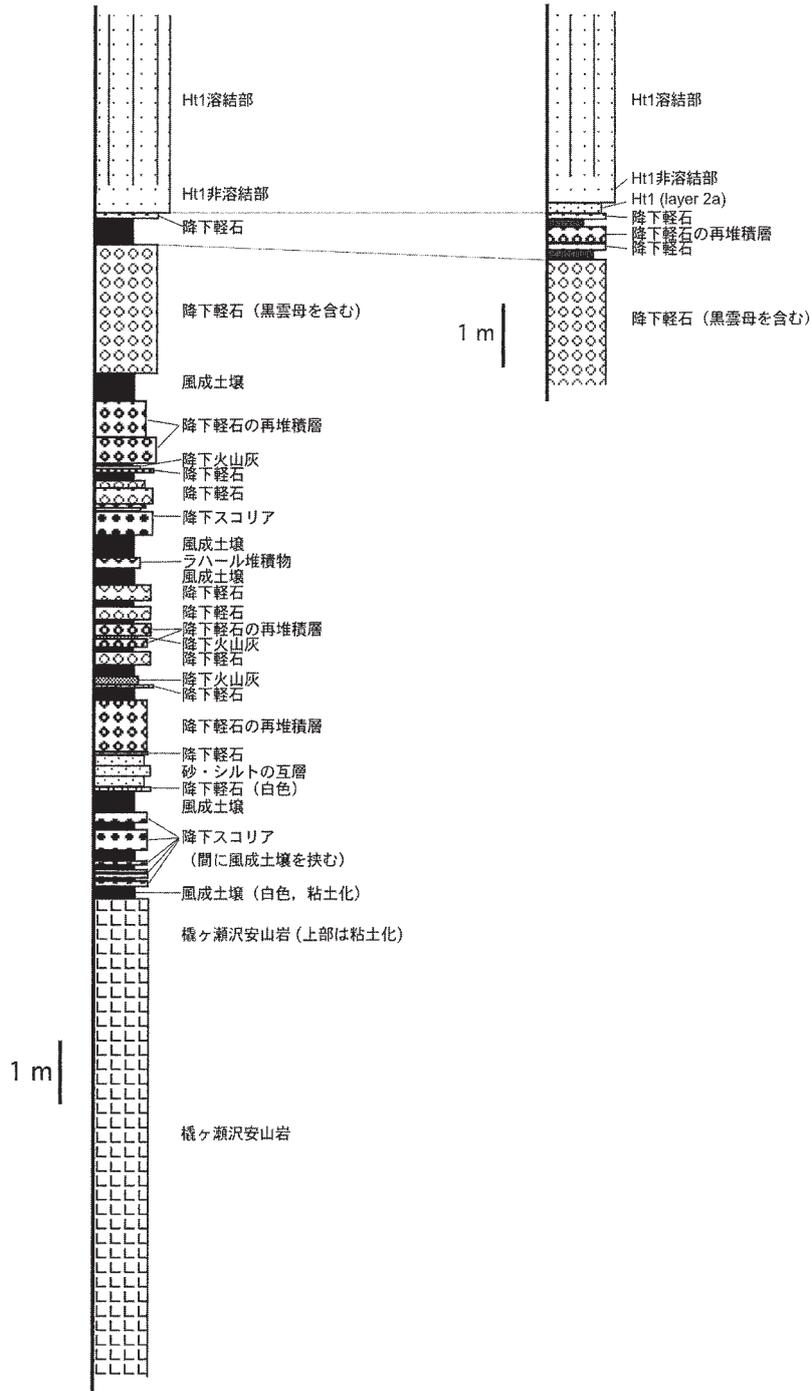
第 5.27 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物下位の地層 (その 2) 大幌内川標高 400 m の取水口付近の露頭. A. 黒雲母降下軽石の下位の地層. B. 南八甲田起源の降下スコリア堆積物.

が露出している (第 5.27 図; 第 5.28 図)。これらの多数の降下火砕物は、主に南八甲田火山群の成長に伴って噴出した堆積物であると考えられる。

小幌内川の露頭 (N40° 32' 24.5", E140° 57' 42.2"; 第 5.28 図) では、八甲田第 1 期火砕流堆積物の大部分が溶結している。溶結部では、軽石の直径は 25 cm 以下であり、大部分が 10 cm 以下である。軽石は灰色 (N7) で、発泡度は低い。気泡のサイズは直径 2 mm 以下であり、大部分が 0.3 mm 以下である。気泡は一方向に伸びている。岩片の最大径は 2 cm 以下である。基底部付近は非溶結である。基底部付近の軽石の最大径は 4 cm で、岩片の最大径は 1 cm である。軽石は灰色 (N8) が多く、発泡度は低い。気泡の直径は 2 mm 以下である。ここでも、八甲田第 1 期火砕流堆積物の直下に層厚 8 cm の降下軽石層が見られる。軽石の最大径は 5 cm、

大幌内川取水口

小幌内川標高340m付近



第 5.28 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1) 下位の地層の柱状図
大幌内川取水口付近 (第 5.26 図と第 5.27 図) 及び小幌内川
標高 340 m 付近の露頭の柱状図

岩片の最大径は 1 cm, 礫支持である。軽石の発泡度は比較的低く, 気泡の直径は 0.5 mm 以下である。軽石はほとんどが灰色軽石 (N7, 一部 N8) で, 円磨度は亜円-亜角程度である。軽石は斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 磁鉄鉱を含む。その下には, 層厚 13 cm の風成土壌を挟んで, 層厚 30 cm の多くの円礫を含む降下軽石層の再堆積層が見られる。その下には層厚 13 cm の降下軽

石層が露出している。この降下軽石層は, 大部分が白色軽石 (N9) でできている。軽石の最大径は 6 cm, 岩片の最大径は 7 cm である。軽石中には, 斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 磁鉄鉱が含まれている。岩片は, 安山岩や変質した新第三紀の火山岩が多い。その下には 15 cm の風成土壌を挟んで, 鍵層となる黒雲母を含む層厚 3.5 m の厚い降下軽石層が露出している。この降下軽石層

は、軽石の最大径が5cmで、岩片の最大径が1cmである。軽石は白色(N9)が多く、粘土化が進んだものはやや黄色がかかった色(5Y 8/4)を示す。粘土化した軽石には、圧密によって扁平化しているものもある。軽石と軽石の間は、細粒の基質(10YR 5/4, 10YR 6/6)が埋めている。気泡はやや伸びている。気泡のサイズは2mm以下がほとんどである。軽石には普通輝石、紫蘇輝石、黒雲母、斜長石、磁鉄鉱が含まれている。

八甲田第1期火砕流堆積物は、本図幅内では主に溶結岩相を示す。しかし、本図幅北西隣の「青森西部」図幅内の鶴ヶ坂付近(八甲田カルデラの西北西27km地点)では、八甲田図幅内とは異なる岩相を示す非溶結堆積物が分布する(第5.29図)ので、ここでその岩相を紹介しておく。ここでは、浅海堆積物である大積廻層(Nomura and Hatai, 1935; 根本・千田, 1994)の上位に、層厚約数10cm~1mの比較的薄い多数のフローユニットが存在する岩相(Ht1(L))と直径1m以下の比較的大きい軽石を含むマッシュな岩相(Ht1(H))が露出している。多数のフローユニットが見られる岩相は、浅海に堆積した岩相であり、火砕流からの多数のフローユニットが明瞭に残っていると考えられる。一方、マッ

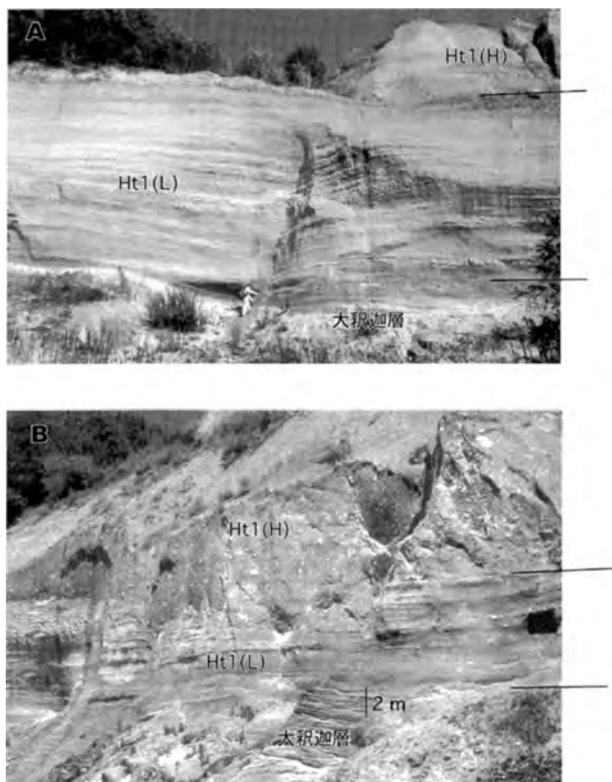
シブな岩相は、火砕流堆積物による埋め立てで陸化した後に堆積した岩相であると考えられる。このことは、熱残留磁化方位の測定結果からも支持される(佐々木, 1998MS, 2001)。

地質時代 村岡・高倉(1988), Muraoka(1989MS), 村岡・長谷(1990), 村岡(1991a)は八甲田第1期火砕流堆積物の発生年代を、K-Ar年代の測定結果の平均値から0.65Maとした。また、高島ほか(1990)は、0.53MaのTL年代値を示した。弘前市(2001)は、八甲田第1期火砕流堆積物について0.65±0.16MaのFT年代を報告した。

八甲田第1期火砕流堆積物の溶結部分について、3地点で2箇所ずつから定方位試料を採取した。測定場所は、焼山十和田湖温泉郷(N40°34'23.7", E141°00'2.1"), 小幌内川林道入り口付近(N40°32'57.8", E140°58'26.8"), 小幌内川標高305m付近(N42°32'33.2", E140°58'4.5")の3地点である。磁化方位計(フラックスゲートFGM-3D1L, Walker Scientific Inc.)で、古地磁気の磁化方位を測定したところ、6試料すべて正帯磁であった。また、八甲田カルデラから西北西27kmにある鶴ヶ坂付近の非溶結岩相でも八甲田第1期火砕流堆積物はすべて正帯磁を示す(佐々木, 1998MS, 2001)。この結果は、Muraoka(1989MS), 村岡・長谷(1990), 植木・鈴木(2002a, b), 鈴木・植木(2002b)が示した磁化方位と一致している。したがって、八甲田第1期火砕流堆積物の発生年代は、ブリュンヌ正磁極期(0.78Ma以降)にあたる。八甲田第1期火砕流堆積物の方が、八甲田第2期火砕流堆積物に比べて、古地磁気の強度が強い傾向がある。

最近、鈴木ほか(1998, 2001a, b), 鈴木・植木(2002a)は、八甲田第1期火砕流に伴う広域火山灰が、これまで秋田県男鹿半島、千葉県房総半島、大阪平野で見つかったブリュンヌ・松山クロン境界直上にあるテフラ(OT21テフラ, 国本1テフラ, 今熊Iテフラ)と対比できることを示した。彼らはゼータ較正により比較的信頼性の高いFT年代値を求め、国本1テフラの年代値が0.70±0.25Maであることを示した。

水垣・宝田(2003)は、電子スピン共鳴(ESR)年代測定を行った。八甲田第1期火砕流堆積物から3試料、八甲田第1期火砕流堆積物から3試料のサンプルを採取し、石英粒子を抽出したのち、1試料につき4~6本の試料管を作成しガンマ線を照射して測定を行った。いずれの試料でもAl中心信号とTi中心信号が検出され、その結果から計算した年代値を第5.2表に示した。Al中心年代とTi中心年代は、Al及びTiがSiを置換する結晶格子欠陥にトラップされた電子数から算出した放射年代値である(池谷, 1987; Ikeya, 1993; Rink, 1997)。水垣(2002)によれば、石英斑晶のESR年代をK-Ar年代, FT年代と比較すると、Al中心年代は系統的に若



第5.29図 八甲田第1期火砕流堆積物遠方相給源から西北西27km地点の青森市鶴ヶ坂の大露頭。浅海堆積物の大積廻層の上に、八甲田第1期火砕流堆積物の層理が発達した岩相Ht1(L)とマッシュな岩相Ht2(H)が露出している。

第 5.2 表 八甲田火砕流堆積物の電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定結果 (水垣・宝田, 2003)

地質区分	試料番号	管番	Al中心年代 (Ma)	Al中心年代 平均(Ma)	Ti中心年代 (Ma)	Ti中心年代 平均(Ma)
Ht2	HKD1	1	0.21±0.02	0.23±0.02	0.38±0.03	0.42±0.07
		5	0.23±0.02		0.42±0.06	
		6	0.23±0.02		0.46±0.09	
	HKD2	1	0.24±0.02	0.26±0.05	0.39±0.06	0.45±0.09
		4	0.29±0.04		0.51±0.10	
		5	0.25±0.02		0.45±0.05	
	HKD3	2	0.19±0.01	0.18±0.01	0.76±0.13	0.75±0.03
		3	0.19±0.01		0.72±0.15	
		5	0.18±0.01		0.77±0.11	
Ht1	HKD4	1	0.33±0.03	0.35±0.04	0.56±0.09	0.63±0.09
		3	0.34±0.02		0.66±0.13	
		4	0.38±0.03		0.67±0.10	
	HKD5	1	0.52±0.04	0.42±0.13	0.81±0.12	0.71±0.16
		3	0.37±0.04		0.73±0.14	
		4	0.37±0.02		0.59±0.04	
	HKD6	1	0.38±0.03	0.41±0.04	0.75±0.10	0.78±0.04
		3	0.43±0.03		0.80±0.12	
		4	0.42±0.04		0.78±0.13	

Al 中心年代と Ti 中心年代は、Al 及び Ti が Si を置換する結晶格子欠陥にトラップされた電子数から算出した放射年代値。

く、Ti 中心年代は同程度-古めに出る傾向が認められた。このことから、真の年代は Al 中心年代と Ti 中心年代の間で Ti 中心年代に近いと考えることができる。したがって、八甲田第 1 期火砕流堆積物について 0.7 ~ 0.6 Ma、八甲田第 2 期火砕流堆積物について 0.4 ~ 0.3 Ma の年代値となった。この年代値は、村岡 (1991a) の K-Ar 年代値とほぼ一致する。

以上の年代値から、TL 年代値がやや若い年代値を示す傾向があることを考慮して、本報告では、八甲田第 1 期火砕流堆積物の噴出年代を 0.7 ~ 0.6 Ma (平均 0.65 Ma) としておく (第 2.2 図)。

5. 6. 6 蔦川火砕堆積物 (Htp)

命名 新称。八甲田第 1 期火砕流堆積物と八甲田第 2 期火砕流堆積物の間に見られる湖成堆積物、降下軽石、小規模火砕流堆積物、ラハール堆積物などの総称である。

模式地 蔦川発電所の北西 500 m 地点。

層序関係 模式地では、八甲田第 1 期火砕流堆積物と八甲田第 2 期火砕流堆積物の間に、下位から順に、湖成堆積物、降下軽石、小規模火砕流堆積物、降下テフラ層が露出している (第 5.30 図)。

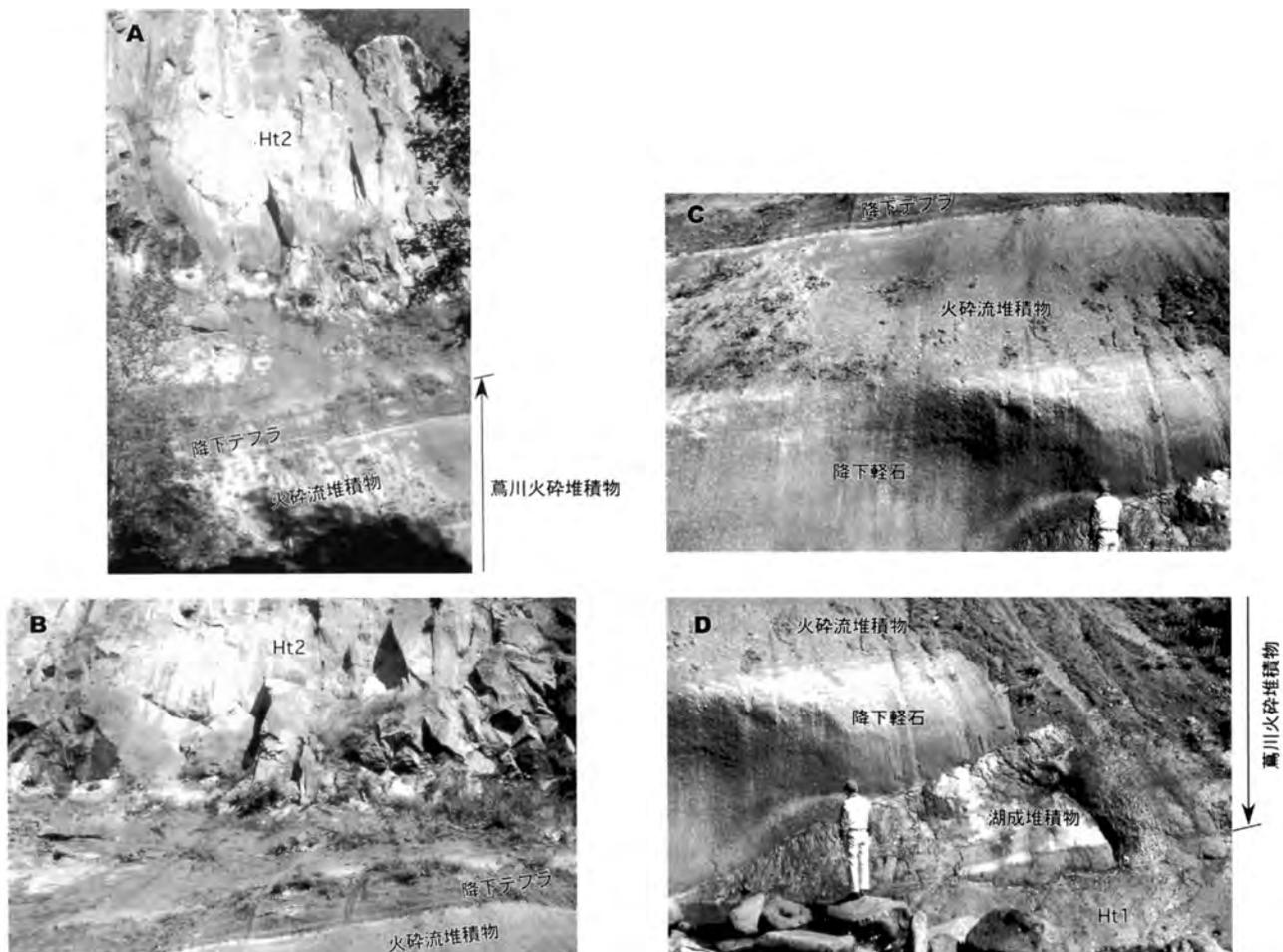
分布層厚 場所によって変化するが、層厚は約 10 ~ 15 m 以下である。図幅南東部の方が、比較的厚い傾向がある。模式地での湖成堆積物の層厚は 3 m、降下軽石の層厚は約 4 m、小規模火砕流堆積物の層厚は 3 m、降下テフラ層の層厚は約 2 m である。

岩相 湖成堆積物は、シルト-細粒砂を主体とする。

降下軽石は、直径数 cm 以下の軽石が主体であり、淘汰がよい。小規模火砕流堆積物は、直径 15 cm 以下の軽石を含む軽石凝灰岩であり、淘汰が悪い。この火砕流堆積物は局所的に分布することから、小規模なものであると考えられ、その分布から考えると南八甲田火山群起源である可能性が高い。降下テフラ層は、比較的細粒の降下スコリア層を主体とし、降下軽石層を伴う。

小幌内川付近の林道沿いの標高 340 m 地点 (N40° 32' 25.7", E140° 57' 53.5") では、下位から順にラハール堆積物、腐植、降下軽石、火砕流堆積物、再堆積層などが見られる (第 5.31 図)。Ht1 と Ht2 の間に、層厚 330 cm の降下軽石層が存在する。この厚い降下軽石層は、蔦川に露出する層厚 4 m の降下軽石層 (第 5.30 図) に対比できる。この降下軽石層と Ht2 の間には、上位から層厚 160 cm のラハール堆積物、層厚 60 cm の小規模火砕流堆積物、層厚 50 cm の降下軽石堆積物が挟まっている。層厚 330 cm の降下軽石層中の軽石の最大径は 10 cm で、岩片の最大径は 2.5 cm である。礫支持である。大部分が灰色 (N8) の軽石である。一部白色軽石 (N9) が見られる。岩片は、安山岩、玄武岩であり、一部変質した岩片を含む。円磨度は角-亜角礫である。軽石の発泡度は低く、直径 1 ~ 3 mm 以下の気泡が見られる。直径 1 mm 以下の斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱を含む。軽石の粒間には、酸化鉄 (5YR 3/4, 5YR 4/4, 5YR 5/6) や酸化マンガン (N1, 5YR 2/1) の沈積が見られる。下位下部には厚さ 5 cm 以下の黒色土壌を挟む。

地質時代 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (0.7 ~ 0.6 Ma)



第 5.30 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物と下位の葛川火砕堆積物
 葛川沿い標高 490 m 付近の露頭. A. 柱状節理の発達した八甲田第 2 期火砕流堆積物 (Ht2) と、葛川火砕堆積物中の小規模火砕流堆積物. C. 葛川火砕堆積物中の小規模火砕流堆積物, 降下軽石. D. 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1) の上位に見られる葛川火砕堆積物中の湖成堆積物, 降下軽石, 及び小規模火砕流堆積物.

から八甲田第 2 期火砕流堆積物 (0.4 ~ 0.3 Ma) の間の約 30 万年間に断続的に堆積した堆積物である.

5. 6. 7 南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩 (Hs3)

命名 新称. 大部分が村岡・高倉 (1988) の南八甲田第 2 期溶岩に相当するが, 乗鞍岳山頂付近や猿倉岳山頂付近などの分布が彼らの定義とは異なる. 彼らは, 赤倉岳山頂部の北や, 赤倉岳馬蹄形崩壊地形の内部にも本溶岩の分布を示していたが, 空中写真判読及び現地調査から, その付近の溶岩はより古い溶岩であると判断した. また, 本報告では, 乗鞍岳の山頂付近の溶岩を, 地形開析の程度の違いから南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩に含めた. 藤原 (2001MS) は, 南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩を, 地域ごとに更に細分し, 猿倉岳溶岩, 乗鞍岳溶岩, 南赤倉岳溶岩, 葛川溶岩に区分している.

模式地 猿倉岳山頂付近 (N40° 36' 40.8", E140° 53' 26.9").

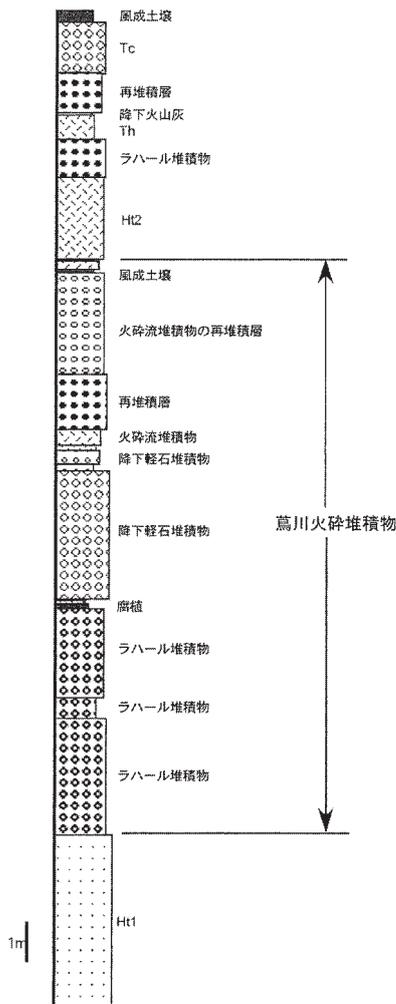
層序関係 空中写真判読から, 南八甲田第 2 ステージ

溶岩・火砕岩を覆う. また, 駒ヶ峯溶岩に覆われる. 猿倉温泉東部の葛川上流部では, 八甲田第 1 期火砕流堆積物を直接覆う.

分布・層厚 乗鞍岳上部, 南八甲田赤倉岳山頂部及び南斜面, 猿倉岳山頂部及び北斜面, 猿倉岳西部及びその北斜面, 猿倉温泉南東部の尾根上, 大川原北東部などに分布する. 層厚は, 約 150 m 以下である.

岩相 乗鞍岳山頂部南西付近では層厚 5 m 以上のアア溶岩流が露出している. 乗鞍岳, 猿倉岳, 赤倉岳山頂付近や, 猿倉岳北斜面, 荒川沿いの露頭でも溶岩の露出が見られる. また, 乗鞍岳山頂付近では, アグルチネートも露出している. 岩質は, かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石玄武岩及び玄武岩質安山岩である.

地質時代 0.45 ± 0.48 Ma, 0.28 ± 0.33 Ma, 0.30 ± 0.12 Ma, 0.39 ± 0.15 Ma, 0.33 ± 0.07 Ma, 0.42 ± 0.09 Ma の K-Ar 年代が報告されている (新エネルギー総合開発機構, 1987). したがって, 南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩は, 約 50 ~ 30 万年前に噴出したと推定で



第 5.31 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (Ht2), 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht1), 葛川火砕堆積物の柱状図
小幌内川付近の林道標高 340 m 付近の露頭。Ht 2 の上部には、八戸火砕流堆積物 (Th) 及び中振降下軽石 (Tc) が露出している。

きる (第 2.2 図)。このことは、南八甲田第 3 ステージ溶岩・火砕岩の大部分が、八甲田第 1 期火砕流堆積物 (0.7~0.6 Ma) よりも新しく、八甲田第 2 期火砕流堆積物 (0.4~0.3 Ma) よりも古いことを示す。

5. 6. 8 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (Ht2)

命名 村岡・高倉 (1988)。詳細は、八甲田第 1 期火砕流堆積物の項を参照。

模式地 北股川林道 (N40° 39' 35.9", E140° 59' 59.2")。

層序関係 本図幅南東部、北西部では、八甲田第 1 期火砕流堆積物との間には、層厚約 15 m 以下の湖成堆積物、降下軽石、小規模火砕流堆積物、降下テフラ層などからなる葛川火砕堆積物が挟まれている。また、上位には、ラハール堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、十和田

中振降下軽石などが見られる。

分布・層厚 八甲田カルデラ周辺に広く分布する。

「青森東部」図幅内の八甲田カルデラ北西地域では、標高 650 m から標高 100 m のなだらかな火砕流台地地形を形成する。本図幅北東部で約 500~600 m, 図幅南東部で約 500 m, 図幅北西部では 650~750 m, 図幅西部付近では 750~900 m の火砕流台地を形成する。層厚は厚いところで 100 m に達する。分布面積は 512 km² であり、平均層厚を約 70 m とすると、総体積は約 36 km³ となる (村岡・長谷, 1990)。

岩相 弱溶結している。軽石の含有量が第 1 期火砕流堆積物に比べて少ない傾向がある。基底付近では、非溶結部が見られる。比較的脆弱であり、わずかに柱状節理が発達する (第 5.30 図 A, B)。一方、八甲田第 1 期火砕流堆積物の場合は溶結部分の溶結度が高く、柱状節理がよく発達しているため、識別に使える。基質の色は、灰色 (Medium light gray, N6-Medium gray, N5) を示す。また、比較的上部付近では、基質はやや赤みがかった色 (Pinkish gray, 5YR 8/1; Grayish orange pink, 10R 8/2; Pale red, 5R 6/2) を示す。基質には、火砕流堆積物全岩で 30~50% 程度の多量の斑晶鉱物が含まれている。斑晶鉱物は斜長石、石英、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱、角閃石である。軽石の岩質は、角閃石含有石英紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。斜長石と石英の直径は最大約 4 mm であり、よく目立つ。石英は融食形を示すことが多い。また両錘形石英も見られる。八甲田第 1 期火砕流堆積物中の斑晶鉱物含有量は火砕流堆積物全岩での約 25% 以下であり、斑晶量の差で区別することが可能である (村岡・長谷, 1990)。軽石はよく扁平化している。軽石の色は、灰色 (Very light gray, N8-Light gray, N7) から、やや紫がかった灰色 (Grayish blue, 5PB 4/2) を示す。

小幌内川沿いの林道の露頭 (第 5.31 図) では、直下に、直径 20 cm の木がいくつか見られる。最下部に、厚さ 2.5 cm の中粒砂-シルトサイズの灰色降下火山灰層が存在する。この火山灰層の色は、N4-N5 を示す。先駆的なマグマ水蒸気爆発の活動があった可能性がある。

大小川沢上流部標高 700 m 付近の露頭 (第 5.32 図) では、層厚 20 m 以上の大小川沢土石流堆積物の上に、八甲田第 2 期火砕流堆積物の基底部が露出している。八甲田第 2 期火砕流堆積物の基底部から 5~8 m 付近から上部は溶結しており、その下部付近は弱溶結である。またこの露頭では、基底部に層厚 4 m 以下のラグブレッチャ相 (Walker, 1983) がレンズ状に露出している。ラグブレッチャ相では、直径 50~数 10 cm の岩塊が多量に含まれている。岩塊は、大小川沢土石流堆積物から取り込んだ玄武岩-玄武岩質安山岩の礫が多い。

地質時代 西村ほか (1977) は、八甲田火砕流堆積物

について 2.0 Ma, 2.1 Ma の FT 年代を示した。しかし、この時代は下位の青荷凝灰岩の年代値 (1.7 ~ 1.1 Ma ; 5. 2. 1 青荷凝灰岩) よりも古く矛盾している。その後、村岡・高倉 (1988), Muraoka (1989MS), 村岡・長谷 (1990), 村岡 (1991a) は、K-Ar 年代測定値の平均から 0.40 Ma を示した。高島ほか (1990) は、0.25 Ma の TL 年代値を示した。新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) は、 0.41 ± 0.06 Ma の FT 年代値を報告した。弘前市 (2001) は、 0.37 ± 0.08 Ma の FT 年代値を報告した。

八甲田第 2 期火砕流堆積物の溶結部分について、2 地点で 2 箇所ずつから定方位試料を採取した。測定場所は、北股沢林道入り口 (N40° 39' 35.9", E140° 59' 59.2"), 十和田図幅内の焼山十和田湖温泉郷かんば北側の道路ぞい (N40° 34' 48.0", E141° 00' 17.3") の 2 地点である。磁化方位計 (フラックスゲート FGM-3D1L, Walker Scientific Inc.) で、古地磁気の磁化方位を測定したところ、4 試料すべて正帯磁であった。この結果は、Muraoka (1989MS), 村岡・長谷 (1990) が示した磁化方位と一致している。したがって、八甲田第 2 期火砕流堆積物の発生年代は、ブリュンヌ正磁極期 (0.78 ~ 0 Ma) にあたる。八甲田第 2 期火砕流堆積物の方が、八甲田第 1 期火砕流堆積物に比べて、古地磁気の強度は弱い傾向がある。

水垣・宝田 (2003) は、電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定を行い、八甲田第 2 期火砕流堆積物について 0.4 ~ 0.3 Ma の年代値を報告している (第 5.2 表)。

以上の年代値から、TL 年代値はやや若い年代値を示す傾向があることも考慮して、本報告では、八甲田第 2 期火砕流堆積物の発生年代を 0.4 ~ 0.3 Ma (平均 0.35 Ma) としておく (第 2.2 図)。

5. 6. 9 ^{こがねたい}黄金平溶岩

命名 村岡・高倉 (1988)。

模式地 黄瀬川上流の林道沿い (標高 720 ~ 740 m 付近)。

層序関係 八甲田第 2 期火砕流堆積物を覆う。十和田八戸火砕流堆積物及び十和田中振軽石に覆われる。空中写真判読から、本溶岩は乗鞍岳南斜面の南八甲田第 2 ステージ溶岩・火砕岩を覆う。

分布・層厚 模式地周辺と櫛ヶ瀬沢沿いに分布する。層厚は、全体で 10 ~ 20 m 程度である。

岩相 クリンカーを伴う数枚以上のアア溶岩流である。1 枚のアア溶岩流の厚さは、約数 m ~ 10 m である。岩質は、かんらん石紫蘇輝石普通輝石玄武岩質安山岩である。

地質時代 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (0.4 ~ 0.3 Ma) を覆うことから、南八甲田火山群でも最新期の溶岩にあたる。新エネルギー総合開発機構 (1987) は、 0.29 ± 0.26 Ma の K-Ar 年代値を報告している。本報告では、黄金平溶岩の噴出年代を約 30 万年前としておく (第 2.2 図)。

5. 6. 10 駒ヶ峯溶岩 (Hsl), 駒ヶ峯火砕岩 (Hsb)

命名 駒ヶ峯溶岩は南部・谷田 (1961) が命名。駒ヶ峯火砕岩は新称である。南部・谷田 (1961) は、山頂付近のデイサイト溶岩 (KM-3) と、集塊岩を伴うかんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (KM-1) の溶岩でできているとしたが、本報告の駒ヶ峯溶岩・駒ヶ峯火砕岩とは、分布域が大きく異なる。村岡・高倉 (1988) でも、本溶岩を駒ヶ峯溶岩と呼称している。藤原 (2001MS) は、駒ヶ峯周辺に分布する溶岩や火砕岩を駒ヶ峯溶岩類としている。村岡・高倉 (1988) は、櫛ヶ峯北方にも本溶岩類の分布を示したが、本図幅調査では確認できな



第 5.32 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (t2) の基底部分に見られるラグプレッチャ相
大小川沢上流部林道沿い標高 700 m 付近。写真左上には、柱状節理の発達した溶結部が露出している。下部には、大小川沢土石流堆積物 (Hso) が露出している。

かったため示していない。

模式地 駒ヶ峰溶岩の模式地は、駒ヶ峰山頂付近（N40° 36′ 25.8″, E140° 52′ 12.2″）である。駒ヶ峰火砕岩の模式地は、駒ヶ峰南東登山道沿い（N40° 36′ 17.1″, E140° 52′ 28.4″）である。

層序関係 空中写真判読から、本溶岩・火砕岩は、南八甲田第1ステージ溶岩・火砕岩及び南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩を覆う。また、空中写真では、他の溶岩・火砕岩に比べて、浸食の度合いが低くもっとも新しい地形を示す。このことから、南八甲田火山噴出物では最新の噴出物であると考えられる。

分布・層厚 駒ヶ峰溶岩は、駒ヶ峰のピークを含む、周辺の平坦面から突出した地形を構成している。全体の層厚は、約50～100 mである。駒ヶ峰火砕岩は、駒ヶ峰南東の登山道沿いに分布する。層厚は、約5～10 mである。

岩相 駒ヶ峰溶岩は、溶岩流、溶岩ドームからなる。駒ヶ峰山頂付近や駒ヶ峰南斜面の登山道沿いなどにマッシュ溶岩や溶岩岩塊として露出する。空中写真判読では、駒ヶ峰南部に3つの溶岩流のロープ地形が観察できる。駒ヶ峰火砕岩は、主に単一岩種の灰色-白色の発泡度の低い垂角の岩塊、火山礫、砂からなる。一部発泡度の低い直径5 cm以上のスコリア片を含む。これは、岩塊火山灰流堆積物である可能性がある。岩質は、石英普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。他の南八甲田火山群の岩石とは化学組成が大きく異なる（藤原, 2001MS）。

地質時代 0.32 ± 0.09 MaのK-Ar年代が報告されている（新エネルギー総合開発機構, 1987）。したがって、八甲田第2期火砕流堆積物と同時期もしくはより新しい噴出物である可能性が高い。本報告では、K-Ar年代値から、駒ヶ峰溶岩・火砕岩の噴出年代を、約30万年前としておく（第2.2図）。

5. 6. 11 蔦岩屑なだれ堆積物 (Hsd)

命名 新称。村岡・高倉（1988）の岩屑流堆積物、藤原（2001MS）の南赤倉岳岩屑なだれ堆積物に相当する。

模式地 蔦川水力発電所西250 m地点（N40° 36′ 2.6″, E140° 57′ 33.7″）。

層序関係 模式地で、層厚6 m以上の八甲田第1期火砕流堆積物を覆う。また、蔦温泉付近では、部分的に十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。

分布・層厚 赤倉岳の東部には、南北0.8 km以下、東西約1.3 kmの馬蹄形崩壊地形が見られる（第5.33図A）。蔦岩屑なだれ堆積物は、この馬蹄形崩壊地形の内部から蔦川までの範囲の赤倉岳東山麓に広く分布する。分布面積は $7 \times 10^6 \text{ m}^2$ である。平均層厚を約10～50 mとしたとき、総体積は、約 $10^7 \sim 10^8 \text{ m}^3$ のオーダーとなる。分布域では流れ山地形が多数見られる。

岩相 蔦岩屑なだれ堆積物は、岩屑なだれ岩塊と岩屑



第5.33図 蔦岩屑なだれ堆積物と馬蹄形崩壊地形
A. 南八甲田赤倉岳東部の馬蹄形崩壊地形。湯ノ台より撮影。B. 岩屑なだれ岩塊中に見られるジグソー割れ目（赤沼付近）。C. 岩屑なだれ基質（蔦川沿い標高470 m付近）。

なだれ基質（Takarada *et al.*, 1999）からなる。岩屑なだれ岩塊は、南八甲田第2ステージ溶岩・火砕岩、第3期溶岩・火砕岩、及び八甲田第2期火砕流堆積物を母材とする。比較的大きい溶岩の岩屑なだれ岩塊には、岩屑なだれ堆積物に特有なジグソー割れ目構造（Ui, 1983）が発達していることが多い（第5.33図B）。岩屑なだれ基質は、直径数10 cmの岩片から粘土サイズの粒子まで含んでおり、淘汰が悪い（第5.33図C）。

地質時代 八甲田第2期火砕流堆積物を母材に含むこ

とから、少なくとも発生年代は約40～30万年前以降であるといえる。発生年代は、約30～10万年前と考えられる(第2.2図)。しかし、流れ山地形が比較的良好に保存されていることなどから、数万年前の可能性も考えられる。

5.7 北八甲田火山群

5.7.1 田代平湖成層(Lt)

命名 村岡・高倉(1988)、南部・谷田(1961)により、湖水堆積物と記載されたもので、彼らは、本層がカルデラ陥没後に堆積した湖成層であるとした。

模式地 駒込川(N40°39'49.6", E140°57'34.2") (青森東部図幅地域内)。

層序関係 本層中に、北八甲田火山群赤倉岳火山起源の赤倉岳古期岩屑なだれ堆積物(北隣の「青森東部図幅」内に分布、工藤ほか、2004)が挟まれている。また、十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。本層の基底は露出していない。

分布・層厚 八甲田カルデラ内の田代平に広く分布する。層厚は基底が露出していないため不明であるが、100～200m以上ある可能性が高い。

岩相 シルト層を主体とする。シルト層中には、数cm大の新第三系の変質した溶岩や凝灰岩などの岩片を含む場合が多い。これらはカルデラ壁を構成する地層に由来する可能性が高い。また、層厚数mの土石流堆積物もしばしば見られる。シルト層の間に、層厚数10cm以下の降下スコリア堆積物を挟むことがある。これらの降下スコリア堆積物は、八甲田第2期火砕流噴出以降の堆積物であり、岩質からも北八甲田火山群起源の噴出物であると推定される。赤倉岳起源の岩屑なだれ堆積物を挟む。

地質時代 八甲田第2期火砕流の噴出(0.3～0.4Ma)以降、北八甲田火山群の活動時代に堆積した。赤倉岳古期岩屑なだれ堆積物(工藤ほか、2004)は、年代値と層序関係から考えて20～10万年前に発生したと考えられることから、本報告では、田代平湖成層の堆積年代を約40～10万年前としておく(第2.2図)。この時代に八甲田カルデラには湖が存在し、その湖底で本層が堆積したと考えられる。

5.7.2 雛岳溶岩・火砕岩(Hh)

命名 工藤ほか(2004)、南部・谷田(1961)は、雛岳周辺の溶岩を雛岳溶岩と呼んだ。しかし、工藤ほか(2004)が再定義した雛岳溶岩類の分布は、南部・谷田(1961)による定義と一部分布域が異なる。本報告では、工藤ほか(2004)の分布に従う。

模式地 雛岳北登山道沿い(N40°39'56.2", E140°55'46.1")。

層序関係 空中写真判読から、高田大岳溶岩・火砕岩に覆われると判断できる。

分布・層厚 標高1,240mの雛岳を構成する。雛岳は、直径3kmほどの成層火山。基盤からの比高は、約600～700mであると推定できる。

岩相 アア溶岩流や降下スコリア堆積物からなる。雛岳北麓の登山道沿いでは、層厚数mの溶岩流が露出している。岩質は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩である。SiO₂の含有量は52～53wt.% (Muraoka, 1989MS; 工藤, 1999MS)。

地質時代 0.28±0.21Ma(新エネルギー総合開発機構, 1987)のK-Ar年代値が報告されている。雛岳溶岩・火砕岩は、八甲田カルデラ内に成長しており、八甲田第2期火砕流堆積物(0.4～0.3Ma; 平均0.35Ma)よりも新しいと考えられる。したがって、本報告では、雛岳火山の噴出年代を、K-Ar年代値などから約40～25万年前であるとしておく(第2.2図)。北八甲田火山群のうち最も古い火山の1つである(工藤ほか, 2004)。

5.7.3 高田大岳溶岩・火砕岩(Htd)

命名 南部・谷田(1961)、南部・谷田(1961)は、高田大岳を構成する溶岩を3つに区分して記載した。村岡・高倉(1988)は、地形的区分にもとづいて、高田大岳火山噴出物を、高田大岳第1期溶岩、高田大岳第2期溶岩、高田大岳第3期溶岩の3つに区分したが、ここでは、一括して高田大岳溶岩・火砕岩とした。

模式地 黒森南林道沿い標高720m地点、冷水沢上流部(N40°38'14.1", E140°57'0.8")。

層序関係 空中写真の判読によれば雛岳溶岩・火砕岩を覆う。したがって、高田大岳・火砕岩の上部は、雛岳火山溶岩・火砕岩より新しいと判断できる。

分布・層厚 標高1,552mの高田大岳を構成する直径4km程度の富士山型の成層火山である(第1.7図A)。山体中心から最長で南東方向7.5kmの地点まで溶岩流が分布している。溶岩流は比較的薄く、最大でも数m程度である。全体の層厚は、300m以上に達する。

岩相 高田大岳溶岩は、主にアア-ブロック溶岩流からなる。模式地では、層厚3mのアア溶岩流が露出している。火砕岩は、山頂付近に露出するアグルチネートや、降下スコリア堆積物からなる。高田大岳の山頂付近(N40°39'0.4", E140°54'43.0")では、降下スコリアが強溶結したアグルチネート堆積物が分布している。駒込川沿い(N40°39'46.2", E140°57'23.0")では、層厚数10cm～2mの降下スコリア堆積物が多数露出している。最大粒径6cmのスコリアを含む。スコリアは放射状の冷却節理が発達している場合が多い。直径25cm以下のスコリア質火山弾を含んでいることがある。また、軽石凝灰岩の異質岩片が含まれていることがある。岩質は、普通輝石含有かんらん石紫蘇輝石玄武岩-玄武

岩質安山岩である。SiO₂の含有量は、50～54 wt. % (Muraoka, 1989MS; 工藤, 1999MS) である。

地質時代 0.17 ± 0.37 Ma, 0.60 ± 0.60 Ma, 0.43 ± 0.08 Ma, 0.68 ± 0.39 Ma (新エネルギー総合開発機構, 1987) のK-Ar年代値が報告されている。高田大岳溶岩・火砕岩は、八甲田第2期火砕流堆積物(0.4～0.3 Ma)よりも新しく、雛岳溶岩・火砕岩(0.4～0.25 Ma)を覆う。したがって、噴出年代は、K-Ar年代値などから、0.4～0.2 Ma前後である可能性が高い(第2.2図)。工藤ほか(2004)は、新エネルギー総合開発機構(1987)の年代値のうち、測定誤差の少ない0.43 ± 0.08 Maの値や周囲の火山体の噴出年代との関係から、高田大岳火山の主要活動期間は、40～30万年前ごろであり、少なくとも約20万年前までには活動を終了したと考えている。

5. 7. 4 田茂菴岳溶岩 (Hm)

命名 村岡・高倉(1988)。

模式地 「青森東部」図幅内、田茂菴岳山頂付近(N40°40′10.5″, E140°52′4.1″)。

層序関係 「青森東部」図幅内の八甲田ロープウェイ山麓駅南寒水沢沿い(N40°40′30.3″, E140°50′2.1″)では、田茂菴岳溶岩が寒水沢火砕流堆積物(工藤ほか, 2004)を覆う。空中写真判読によれば、田茂菴岳溶岩は北隣の前嶽溶岩類(工藤ほか, 2004)に覆われる。

分布・層厚 田茂菴岳(標高1,324 m)を構成する比高約600 mの成層火山。

岩相 溶岩流、溶岩ドームからなる。空中写真判読から、本図幅の北、「青森東部」図幅内にある田茂菴岳山頂付近の2つのピークは溶岩ドームである可能性が高い。八甲田山ロープウェイ山麓駅付近では、明瞭な溶岩流末端崖が確認できる。岩質は、石英かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。SiO₂の含有量は、59～63 wt. %である(工藤, 1999MS)。

地質年代 田茂菴溶岩では、0.21 ± 0.14 Ma, 0.14 ± 0.05 Ma, 0.23 ± 0.06 MaのK-Ar年代値が報告されている(新エネルギー総合開発機構, 1987)。村岡ほか(1987)は、田茂菴岳溶岩と前嶽溶岩類が、南東麓の黒森溶岩とともに、八甲田カルデラの外輪山溶岩である可能性を指摘していた。しかし、本報告では、(1)空中写真による地形解析の程度が北八甲田火山群の他の火山体とあまりかわらないこと、(2)田茂菴岳溶岩のK-Ar年代が八甲田第2期火砕流堆積物の噴出年代(0.4～0.3 Ma)よりも新しいことから、田茂菴岳溶岩を後カルデラ火山に含めた。工藤ほか(2004)は、田茂菴岳が約40～20万年前の間に先駆的な小規模活動を行い、大部分が30～15万年前に形成されたと考察している。本報告でも、K-Ar年代値などから、田茂菴岳溶岩の噴出年代を40～15万年前としておく(第2.2図)。

5. 7. 5 仙人岱溶岩・火砕岩 (Hs)

命名 工藤ほか(2004)。

模式地 酸ヶ湯から大岳への登山道沿い(1,180 m付近; N40°38′56.6″, E140°52′29.0″)。

層序関係 空中写真判読によれば、本溶岩・火砕岩は南側の硫黄岳溶岩、東側の小岳溶岩、北側の大岳第3ステージ溶岩に覆われる。

分布・層厚 大岳と硫黄岳に挟まれた鞍部周辺に分布し、標高1,338 mの名無山を構成する。層厚は、500 m以上ある可能性が高い。

岩相 仙人岱溶岩は、主に10数枚以上のアア溶岩流からなる。名無山の北西斜面の登山道近く(N40°38′58.3″, E140°52′41.3″)では、厚さ10～30 cm程度の板状節理が発達した溶岩流が露出している(第5.34図A)。模式地では、1枚の層厚2～5 mの噴気変質の進んだ溶岩が5枚以上露出している(第5.34図B)。

仙人岱火砕岩は、主に角礫化した溶岩岩塊からなる。登山道沿い標高1,200 m付近(N40°38′56.2″, E140°52′32.0″)では、熱水変質が進んだ地域がある(第5.34図C)。ここでは、層厚10 mの凝灰角礫岩が見られ、角礫化した溶岩岩塊からなる(第5.34図C)。比較的大きい岩塊には、多数の冷却節理が発達している(第5.34図D)。同種の岩片が多く、基質部分は、同種の岩石の細紛りでできている。この岩相は、溶岩流の噴出・流走時に、地下水もしくは小池などの水と溶岩が反応して、水冷破砕が起こった可能性を示唆している。岩質は、石英含有かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。SiO₂の含有量は約57 wt. %である(工藤, 1999MS)。

地質時代 仙人岱溶岩・火砕岩については、適切なK-Ar年代値が存在しない。約25～10万年前に活動した硫黄岳溶岩や小岳溶岩に覆われることから、本報告では、仙人岱溶岩・火砕岩の活動年代を約35～15万年前としておく(第2.2図)。

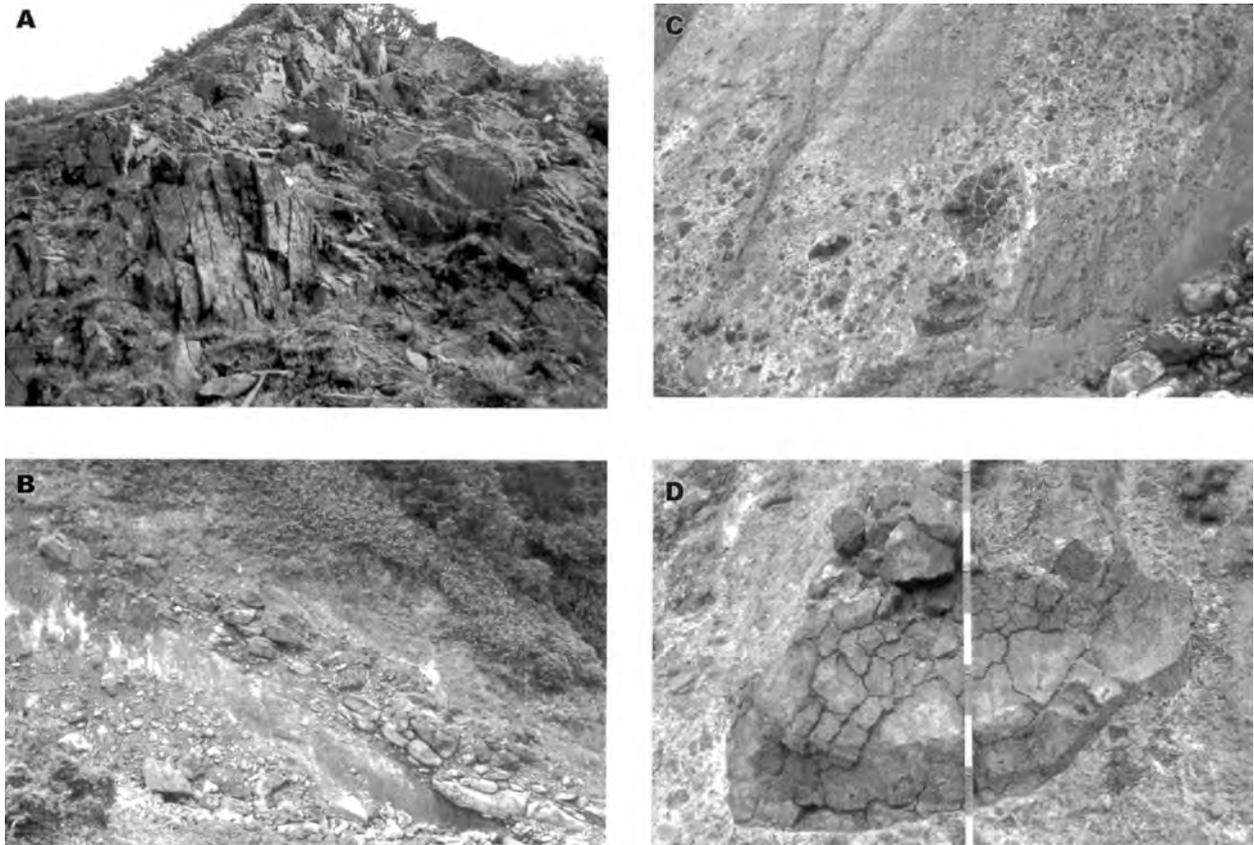
5. 7. 6 硫黄岳溶岩 (Hi)

命名 南部・谷田(1961)。南部・谷田(1961)は、硫黄岳及びその周辺に分布する溶岩類を、硫黄岳溶岩類と呼んだ。工藤ほか(2004)は、本溶岩を更に、硫黄岳の中心火山体を構成する硫黄岳溶岩類、南西部の逆岱溶岩と南東部の濁沢溶岩に区分している。ここでは、硫黄岳溶岩としてまとめて取り扱う。

模式地 硫黄岳南西斜面の国道394号線沿い標高973 m付近(N40°38′23.4″, E140°51′49.7″)。

層序関係 本溶岩は、仙人岱溶岩、高田大岳溶岩、板留層の軽石凝灰岩・デイサイト溶岩・安山岩溶岩を覆う。また、小岳溶岩及び十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。

分布・層厚 硫黄岳(標高1,360 m)付近の成層火山体を構成し、厚い溶岩流が、南西・南東方向に分布す



第 5.34 図 仙人岱溶岩及び仙人岱火砕岩

A. 標高 1,338 m の毛無山北西斜面に見られる板状節理の発達した溶岩。B. 酸ヶ湯から仙人岱ヒュッテに至る登山道沿い標高 1,050 m 付近から見た模式地のアア溶岩流。熱水変質が進んでいる。C. 酸ヶ湯から仙人岱ヒュッテに至る登山道沿い標高 1,180 m 付近の露頭で観察できる水冷破碎による角礫岩相。D. 冷却節理が発達した溶岩岩塊。

る。全層厚は少なくとも、100 m 以上ある可能性が高い。硫黄岳の南にある中新統板留層のデイサイト溶岩でできた石倉岳をよけるように溶岩流が分布している。

岩相 全体で数枚以上のアア～ブロック溶岩流からなる。1枚の溶岩流の厚さは10数m～数10m程度である。模式地では、クリンカーを伴う溶岩流が露出している。硫黄岳山頂付近は地形から火砕岩を伴う可能性が高い。岩質は、石英かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩である。SiO₂の含有量は、58～59 wt.%である (Muraoka, 1989MS; 工藤, 1999MS)。

地質時代 0.19 ± 0.07 Ma の K-Ar 年代が報告されている (新エネルギー総合開発機構, 1987)。工藤ほか (2004) は、K-Ar 年代値などから、硫黄岳の活動年代を 30～10 万年前と推定している。本報告では、K-Ar 年代値や溶岩の分布状況などから、硫黄岳の活動年代を約 25～10 万年前としておく (第 2.2 図)。

5.7.7 小岳溶岩 (HK)

命名 南部・谷田 (1961) は、小岳とその周辺に分布する溶岩を、小岳溶岩と呼んだ。その後、村岡・高倉

(1988) は、小岳から南方に伸びる溶岩ローブも小岳溶岩に含めている。工藤ほか (2004) は、小岳溶岩の分布を見直して再定義した。

模式地 小岳山頂付近 (N40° 39' 1.1", E140° 53' 31.0")。

層序関係 小岳溶岩は、空中写真判読によれば、仙人岱溶岩、硫黄岳溶岩、高田大岳溶岩を覆う。また、大岳第 3 ステージ溶岩に覆われる。

分布・層厚 小岳 (標高 1,478 m) を構成する溶岩。また、比較的厚い溶岩流が山頂から南方へ約 2 km 流れ出している。小岳山頂付近や小岳西斜面、小岳・高田大岳の鞍部付近で、小岳溶岩が露出している。

岩相 小岳溶岩は、山頂付近の溶岩ドームと、ブロック溶岩流からなる。小岳山頂付近は、地形から溶岩ドームである可能性が高い。各溶岩流の厚さは、数 m～数 10 m 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。岩石の SiO₂ 含有量は、約 58 wt.% である (Muraoka, 1989MS; 工藤, 1999MS)。

地質時代 0.21 ± 0.08 Ma の K-Ar 年代が報告されている (新エネルギー総合開発機構, 1987)。工藤ほか

(2004)は、小岳溶岩の噴出年代を、約30～10万年前と推定している。本報告では、K-Ar年代値や溶岩流の分布状況などから小岳の噴出年代を、約25～10万年前としておく(第2.2図)。

5.7.8 井戸岳溶岩(Hdl), 井戸岳火砕岩(Hdb)

命名 南部・谷田(1961)と村岡・高倉(1988)は、井戸岳とその周辺に分布する溶岩を、井戸岳溶岩と呼んだ。工藤ほか(2004)は、井戸岳噴出物を、井戸岳溶岩類、井戸岳山頂溶岩ドーム、井戸岳山頂爆発角礫岩、避難小屋降下スコリアに区分した。ここでは、井戸岳噴出物を、井戸岳溶岩、井戸岳火砕岩に区分した。工藤ほか(2004)の井戸岳山頂溶岩ドームは、井戸岳溶岩として一括した。また、避難小屋降下スコリアは、分布が限られることから地質図には示さなかった。

模式地 井戸岳山頂火口東側火口縁(N40°39′45.0″, E140°53′4.5″)。

層序関係 空中写真判読によれば、井戸岳溶岩は、南方の大岳溶岩と大岳火砕岩に覆われる。

分布・層厚 井戸岳溶岩は、井戸岳山頂付近の溶岩ドームと周辺部に分布する溶岩流からなる。井戸岳の山頂部には直径約250 m、深さ40～50 mの爆発火口が存在する(第5.35図A)。火口壁には、北西、南東、南方向に平面直径100～150 m程度、層厚20～50 mの溶岩ドームの断面が露出している(第5.36図A)。この溶岩ドームの分布は、爆発火口形成前に井戸岳山頂付近に数個の溶岩ドームが存在していた可能性が高いことを示している。また、溶岩流が山頂から少なくとも西方に1.2 km、東方に1 kmの地点まで分布していることが地形から確認できるが、良好な露頭は見つかっていない。

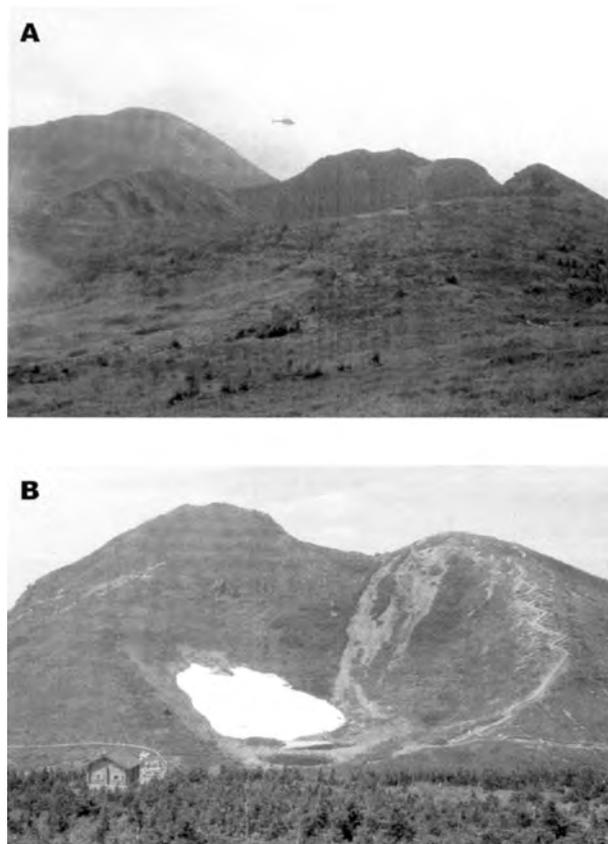
井戸岳火砕岩は、井戸岳火口縁付近に分布する。模式地では、層厚10 m以下の井戸岳火砕岩が分布している(第5.37図)。その下位には井戸岳溶岩が露出している。周囲の井戸岳溶岩の層厚は少なくとも50 m以上ある可能性が高い。また、井戸岳南斜面下部と、井戸岳と大岳の間の鞍部周辺には、層厚20～30 cm程度降下スコリア堆積物が分布している(工藤ほか, 2004の避難小屋降下スコリア; 地質図上には示していない)。この降下スコリア堆積物は、分布からすると、井戸岳南斜面にある直径150 mの火口(第5.35図B)から噴出した可能性が高い。

岩相 井戸岳溶岩の溶岩ドーム部分は、基底部分に、縞状の流理構造が発達している(第5.36図B)。縞状部分は、15 cm以下の緻密な層と、10 cm以下のやや発泡したガラス質な層が互層している。この縞状流理構造は、火口から溶岩が地表面に流れ出した際に、基底部分に剪断応力が働いて形成された可能性が高い。井戸岳溶岩ドームの岩質は、かんらん石含有石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。SiO₂含有量は、60～62 wt.%である

(Muraoka, 1989MS; 工藤, 1999MS)。

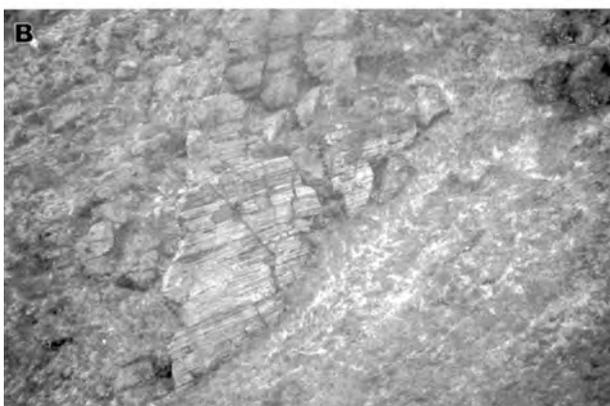
井戸岳火砕岩は、角礫岩-凝灰角礫岩でできた層厚20～50 cmの複数の層からなる(第5.37図B)。角礫の最大径は約4 mである。数10 cm大の角礫が多い。角礫の円磨度は、角(angular)-亜角(subangular)が大部分である(第5.37図A)。基質部分は、ラピリー砂サイズで、山頂火口壁に露出する井戸岳溶岩と同質の岩石からなる。全体が熱水変質によって、膠結している。しかし、角礫の内部は比較的新鮮である。産状から、井戸岳角礫岩は、井戸岳爆発火口で発生した複数回の水蒸気爆発によって形成された可能性が高い。爆発火口の東側の火口縁のみに分布することから、水蒸気爆発は東方に指向性をもって発生した可能性が高い。井戸岳火砕岩の岩質は、かんらん石含有石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。SiO₂の含有量は、61 wt.%である(工藤, 1999MS)。

井戸岳と大岳の間の鞍部に分布する降下スコリアの層厚は、最大数10 cm程度である。スコリアの最大径は、約50 cmである。スコリアの発泡度は比較的乏しい。緻密なパン皮状火山弾も見られる。スコリアは、直径数10 cm以下の白色の軽石質包有物を含む。縞状スコリアも多数含まれている。スコリアの岩質は、かんらん石紫

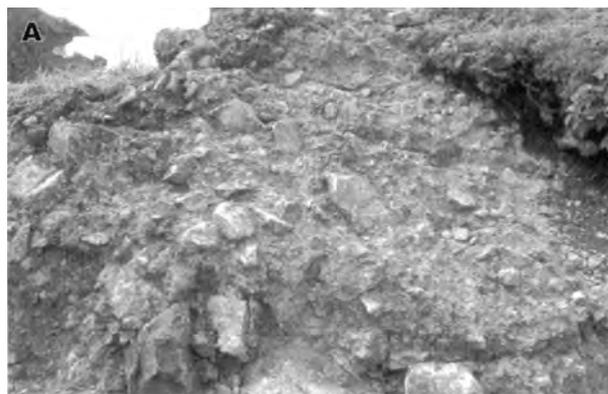


第5.35図 井戸岳

A. 赤倉岳から見た井戸岳山頂火口。後方は大岳の山頂部。B. 大岳北斜面の登山道から見た井戸岳山頂南部の火口。



第 5.36 図 井戸岳溶岩ドーム
A. 井戸岳火口北西にある溶岩ドームの 1 つ。
B. 溶岩ドームの基底部分に見られる流理構造。



第 5.37 図 井戸岳火砕岩
A. 井戸岳火口東縁に見られる井戸岳火砕岩。
B. 井戸岳火口縁東部に見られる層厚 20～50 cm の複数の層からなる井戸岳火砕岩。

蘇輝石普通輝石安山岩である。SiO₂ の含有量は、57 wt.% である（工藤，1999MS）。

地質時代 溶岩ドームから 0.07 ± 0.12 Ma の K-Ar 年代が報告されている（新エネルギー総合開発機構，1987）。工藤ほか（2004）は，周囲の火山体との層序と活動年代などから，井戸岳の活動年代を約 20 万年前以降に活動を開始し，約 10 万年前前後に主要な山体を形成する活動を行っていたと推定した。本報告でも，K-Ar 年代値などから，井戸岳の活動年代を，約 20～10 万年前としておく（第 2.2 図）。

5.7.9 赤倉岳溶岩（Ha），赤倉岳火砕岩（Haa）

命名 赤倉岳溶岩は，南部・谷田（1961）が命名。赤倉岳火砕岩は新称である。南部・谷田（1961）は，赤倉岳溶岩の記載を行っている。また，彼らは，赤倉岳で磐梯式の爆裂が起こり，泥流（岩屑なだれ）が発生したと推定している。村岡・高倉（1988）は，赤倉岳第 1 期溶岩，赤倉岳第 2 期溶岩，赤倉岳第 3 期溶岩の 3 つのステージに区分した。一方，工藤ほか（2004）は，山体崩壊が 2 回あったことを示し，1 度目と 2 度目の山体崩壊の間に，アグルチネートなどからなる赤倉岳第 3 期火砕岩類からなる山体が形成され，最後に赤倉沼を中心に赤

倉岳第 4 期溶岩類が噴出したと解釈している。ここでは，噴出物の大部分が北隣の「青森東部」図幅内に分布することから，本図幅内での分布は限られている。そこで，赤倉岳溶岩と赤倉岳火砕岩の 2 つに区分した。

模式地 標高 1,521 m ピークの北東 100 m 地点（N 40° 40' 7.5"，E 140° 52' 51.5"）。

層序関係 空中写真判読によれば，赤倉岳溶岩は田茂范岳溶岩を覆う。また，南側の井戸岳溶岩によって覆われるが，上部は指交関係にある。赤倉岳山頂付近では，赤倉岳噴出物の上位の土壌中に層厚 1.5 cm の毛馬内火砕流堆積物が見られる。

分布・層厚 赤倉岳周辺及び北東方向に 5 km，東方向に 1.4 km，西方向に 2.1 km の範囲まで分布する。赤倉岳溶岩と赤倉岳火砕岩の互層の比高は約 900 m である。本図幅北隣の青森東部図幅内の赤倉岳北東斜面では，幅 1.6 km の古期馬蹄形崩壊地形が存在する。それに重なる形で，幅 550 m の新期馬蹄形崩壊地形が開いている（工藤ほか，2004；第 5.38 図 A）。赤倉岳溶岩・火砕岩の山体崩壊による岩屑なだれ堆積物が，田代平に広く分布している。

岩相 赤倉岳火砕岩は，アグルチネート，ブルカノ

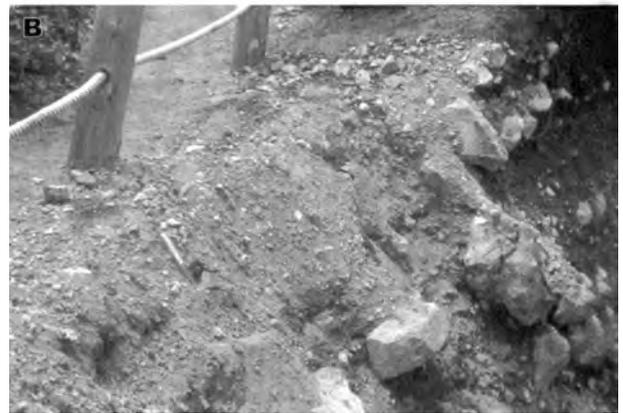
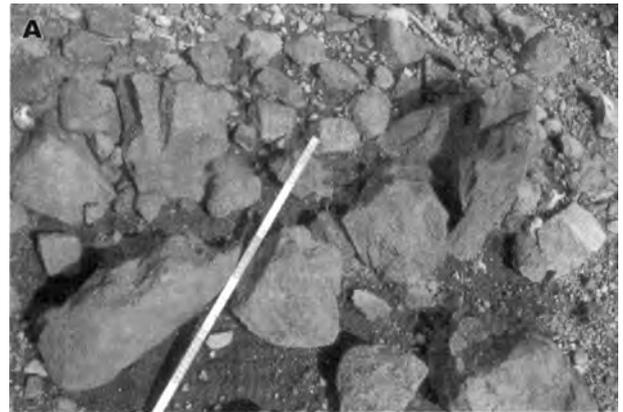


第 5.38 図 赤倉岳馬蹄形崩壊壁

A. 赤倉岳山頂部から見た新期馬蹄形崩壊壁（青森東部図幅内）。B. 上部のアグルチネート層と降下スコリア層。A の写真の右側中央部の拡大。

式噴火堆積物，水蒸気爆発堆積物，降下火砕物などからなる。馬蹄形崩壊地形の上部に厚さ 5～10 m の少なくとも 3 枚のアグルチネート層が露出している（第 5.38 図 A）。また，水蒸気爆発堆積物とブルカノ式堆積物の互層も露出している（第 5.39 図 B）。馬蹄形崩壊地形の上部付近では，降下火砕物（強溶結したアグルチネート，降下スコリア堆積物，ブルカノ式降下堆積物，マグマ水蒸気爆発堆積物など）が多数露出している（第 5.38 図；工藤ほか，2004）。赤倉岳山頂西部付近では，降下スコリア片を含むアグルチネートが見られる（第 5.40 図 A）。その内部では，降下スコリア自体の温度と過重で再溶融し圧密した緻密な降下スコリアのレンズが見られる。赤倉岳山頂東 200 m 地点にある赤倉沼火口付近では，冷却節理の発達した多面体で囲まれた火山弾が多数見られる（第 5.39 図 A）。これは，ブルカノ式降下堆積物である可能性が高い。

赤倉岳溶岩は，アア-ブロック溶岩流からなり，上下にクリンカーを伴う。山麓付近に分布する赤倉岳溶岩は，比較的なだらかな地形をつくる。



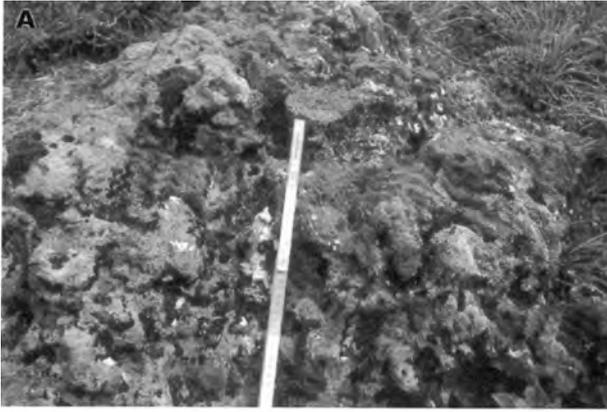
第 5.39 図 赤倉岳噴出物

A. ブルカノ式噴火噴出物。冷却節理が発達（赤倉岳山頂東 200 m 地点の赤倉沼付近）。B. 水蒸気爆発堆積物とブルカノ式堆積物の互層（新期馬蹄形崩壊壁上部の登山道沿い）。

溶岩及び火砕岩の岩質は，石英かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩，かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。SiO₂の含有量は，57～59 wt.%である（Muraoka, 1989MS；工藤，1999MS）。

本図幅北隣の「青森東部」内に分布する岩屑なだれ堆積物は，アグルチネートを母材とした岩屑なだれ岩塊を多量に含んでいる。岩屑なだれ堆積物の大部分は，田代平湖成層で覆われているが，流れ山の上部が顔を出している部分では，アグルチネートが観察できる（第 5.40 図 B）。馬蹄形崩壊地形下部付近の溶岩流，降下火砕物は，著しく熱水変質を受けている（第 5.38 図 A）。この熱水変質作用で脆弱化した領域の支持強度が著しく減少したため，山体崩壊を起こした可能性が高い。

地質時代 0.24 ± 0.12 Ma, 0.03 ± 0.05 Ma, 0.24 ± 0.06 Ma の K-Ar 年代が報告されている（新エネルギー総合開発機構，1987）。また，岩屑なだれ堆積物から，0.14 ± 0.05 Ma の K-Ar 年代が報告されている（新エネルギー総合開発機構，1987）。工藤ほか（2004）は，約 30 万年前-現在まで火山活動が継続していると考えている。本報告でも，K-Ar 年代値などから，赤倉岳溶岩・



第5.40図 赤倉岳山頂西部のアグルチネートと田代平の岩屑なだれ堆積物
A. 赤倉岳山頂西斜面に露出するアグルチネート。B. 田代平に見られる赤倉岳起源のアグルチネートを母材とした岩屑なだれ堆積物。

火砕岩の噴出年代を約30万年前-現在までとしておく(第2.2図)。

5.7.10 大岳溶岩 (Ho1, Ho2, Ho3), 大岳火砕岩 (Hoa)

命名 大岳溶岩は、南部・谷田(1961)が命名。大岳火砕岩は、新称。南部・谷田(1961)は、大岳火山噴出物を、大岳溶岩とし、OD-1, OD-2, OD-3, OD-4の4つに区分した。村岡・高倉(1988)は、大岳起源の噴出物を、大岳第1期溶岩、大岳第2期溶岩、大岳第3期溶岩の3つに区分した。工藤ほか(2004)は、大岳の噴出物を現地調査や空中写真判読から詳細に区分し、城ヶ倉溶岩、下湯溶岩、荒川溶岩、小滝沢溶岩、酸ヶ湯溶岩、地獄沼溶岩、下毛無岱溶岩、大岳溶岩、大岳火砕丘の9つの地質ユニットに区分した。ここでは、古い方から順に、大岳第1ステージ溶岩(Ho1)、大岳第2ステージ溶岩(Ho2)、大岳第3ステージ溶岩(Ho3)、大岳火砕岩(Hoa)の4つに区分した。これらのうち、大岳第1ステージ溶岩の噴出年代は、硫黄岳よりも古いが、ここでまとめて記述する。

模式地 城ヶ倉溪谷へ下る旧道沿い(N40°38′59.9″, E140°49′46.5″)、及び大岳山頂付近(N40°39′22.0″, E140°52′50.9″)。

層序関係 大岳第1ステージ溶岩は、八甲田第2期火砕流堆積物を覆う。大岳第3ステージ溶岩は小岳溶岩や仙人岱溶岩を覆う。空中写真の観察によれば、大岳第1ステージ溶岩は硫黄岳溶岩に覆われる。したがって、大岳第1ステージ溶岩の一部は、硫黄岳溶岩よりも古いといえる。大岳溶岩の上部を部分的に十和田カルデラ起源の十和田八戸火砕流堆積物と十和田毛馬内火砕流堆積物が覆っている。大岳火砕岩は山頂付近のアグルチネートからなる火砕丘(第5.41図A)を形成している。

分布・層厚 大岳第1ステージ溶岩は、大岳山頂から西方向に約5km、北東方向に約3km付近まで分布している。大岳第2ステージ溶岩は、西方向に4.2km、北東方向に3.8kmの範囲まで分布している。大岳第3ステージ溶岩は、西方向に2.1km、東方向に1.6kmの範囲まで分布している。大岳火砕丘は、大岳山頂から半径約500mの範囲に分布する。

岩相 大岳第1ステージ溶岩は、幅250~500m程度、末端崖の高さ数10mのブロック溶岩である。また、城ヶ倉溪谷の模式地では、柱状節理が発達した厚さ30mの溶岩流の断面が露出している(第5.43図)。大岳第1ステージ溶岩の岩質は、石英含有かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。大岳第2ステージ溶岩は、幅300~700m程度、末端崖の高さ50m以下のアア溶岩-ブロック溶岩である。大岳第2ステージ溶岩の岩質は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。大岳第3ステージ溶岩は、幅150~800m程度、末端崖の高さ40m以下のブロック溶岩である。大岳第3ステージ溶岩の岩質は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。大岳火砕丘は、主に層厚数m~10数m程度のアグルチネート層と降下スコリア堆積物の互層でできている(第5.41図B)。大岳山頂の北東200m地点にある小火口では、層厚6mの直径50cm以下の角礫からなる水蒸気爆発堆積物の上に、層厚7mのアグルチネート層が見られる(第5.42図)。大岳山頂火口壁でも、直径20~30cm以下の角礫を含むアグルチネート層が少なくとも数枚以上露出している(第5.41図B)。大岳火砕岩の岩質は、かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

地質時代 工藤ほか(2004)は、大岳火山は20万年前以降火山活動を行っているとして推定した。大岳第1ステージ溶岩では、 0.15 ± 0.04 Ma, 0.17 ± 0.04 Ma, 0.16 ± 0.04 Ma, 0.30 ± 0.06 Ma, 2.99 ± 0.17 MaのK-Ar年代値(新エネルギー総合開発機構, 1987)、及び 0.16 ± 0.03 Ma(佐々木ほか, 1998)のK-Ar年代値が報告されている。比較的信頼度の高いK-Ar年代値から、本報告では、大岳第1ステージ溶岩の噴出年代を、約30~15万年前としておく(第2.2図)。



第 5.41 図 大岳
A. 井戸岳山頂から見た大岳山頂部. B. 大岳山頂付近のアグルチネート層と山頂火口.

大岳第 2 ステージ溶岩では、 0.12 ± 0.06 Ma, 0.11 ± 0.11 Ma, 0.09 ± 0.07 Ma の K-Ar 年代値が報告されている（新エネルギー総合開発機構, 1987）. これらの K-Ar 年代値から、本報告では、大岳第 2 ステージ溶岩の噴出年代を、約 10 万年前としておく（第 2.2 図）.

大岳第 3 ステージ溶岩では、 0.04 ± 0.06 Ma の K-Ar 年代値が報告されている（新エネルギー総合開発機構, 1987）. 本報告では、この K-Ar 年代値から大岳第 3 ステージ溶岩の噴出年代を、約 5 万年前としておく（第 2.2 図）.

大岳山頂部では、最近 4200 ~ 1600 年前の間にも水蒸気爆発やブルカノ式噴火が起こっており（次節参照）、それ以前にも断続的に噴火活動が起こっていた可能性が高いと考えられる. 本報告では、大岳火砕岩の噴出年代を約 5 万年前-現在までとしておく（第 2.2 図）.

5. 7. 11 北八甲田火山群起源の最新期降下テフラ (地質図では省略)

命名 工藤ほか (2000, 2003a). 工藤ほか (2000, 2003 a) は、北八甲田火山群起源の最新期 6000 年間の降下テフラには、南西山麓地獄沼火口起源の 3 つの水蒸気爆発堆積物 (Hk-J1, J2, J3) と、大岳起源の 5 つの水蒸気



第 5.42 図 大岳山頂部を構成するアグルチネート層
大岳北東 200 m の小火口の地点. A. アグルチネート層. B. 拡大.



第 5.43 図 大岳第 1 ステージ溶岩
城ヶ倉温泉西南西 1 km 地点の城ヶ倉溪谷に下る道路沿い標高 650 m 付近. 層厚約 20 m. 柱状節理が発達している.

爆発及びブルカノ式噴火堆積物 (Hk-1, 2, 3, 4, 5) が存在することを示した (第 5.44 図).

模式地 地獄沼南 ($N40^{\circ} 38' 39.5''$, $E140^{\circ} 51' 27.9''$), 及び小岳西 ($N40^{\circ} 38' 59.1''$, $E140^{\circ} 53' 9.1''$).

層序関係 上位より、地獄沼水蒸気爆発堆積物 (Hk-J1, Hk-J2, Hk-J3), 白頭山-苦小牧火山灰 (B-Tm; 町田ほか, 1981), 十和田 a 火山灰 (To-a; 町田ほか, 1981), Hk-1, Hk-2, 十和田 b 火山灰 (To-b; 大池,

1972), Hk-3, Hk-4a, 4b, Hk-5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 十和田中嶺降下軽石 (To-Cu; 大池ほか, 1966) の順である (工藤ほか, 2003a; 第 5.44 図).

分布・層厚 Hk-1 は, 小岳西の模式地では, 層厚約 30 cm であり (第 5.45 図), 分布軸は, 大岳付近から東北東の方向である (工藤ほか, 2003a). Hk-2 は, 高田大岳と小岳の鞍部付近に局所的に分布する (工藤ほか, 2003a). Hk-3 は, 毛無岱湿原付近に分布し, 分布軸は大岳山頂から北西の方向である (工藤ほか, 2003a). Hk-4 は, 小岳西の模式地では層厚 25 cm (Hk-4a=17cm, Hk-4b=8 cm) であり, 同心円状の分布を示す (工藤ほか, 2003a). Hk-5 は, 模式地では, 層厚約 10 cm であり, 分布軸は大岳山頂から東北東の方向である (工藤ほか, 2003a).

Hk-J1, J2, J3 は, 地獄沼の近傍に分布する (第 5.46 図; 工藤ほか, 2000). 地獄沼の模式地の層厚は, Hk-J1 が 5 cm 以下, Hk-J2 が 30 cm, Hk-J3 が 0.5 ~ 1.5 cm である.

岩相 Hk-1 は, 比較的粘土質の細粒火山灰を主体とし, 5 cm 以下の垂角の岩片やスコリアを含む (第 5.45 図 B). 変質した岩片やスコリアが多い. 岩片はその表面が厚さ約 1 mm 以下の細粒火山灰で覆われていることが多い. これは, Hk-1 が水蒸気爆発起源であることを

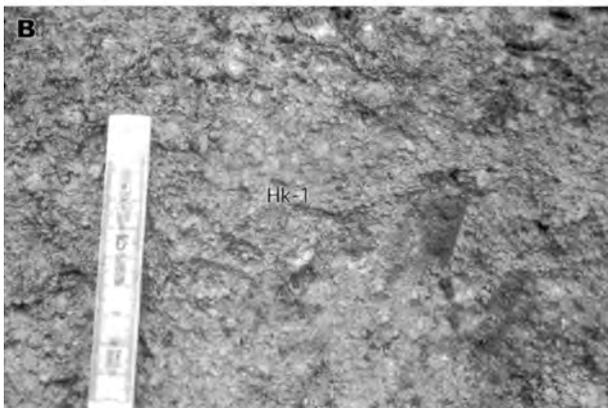
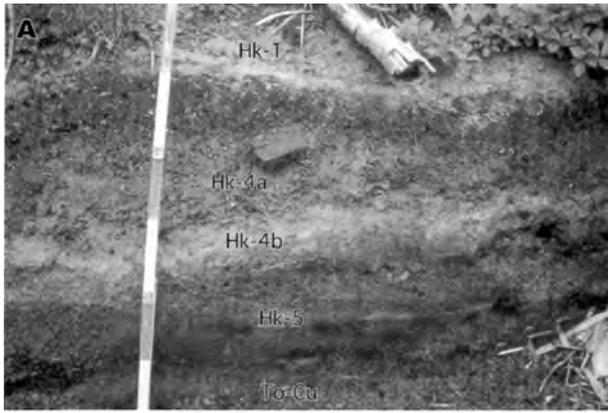
示している (工藤ほか, 2003a). Hk-2 は, 粘土質の細粒火山灰層であり, シルトサイズの粒子が多い. 変質した岩片を含む. Hk-3 は, 細粒-粗粒火山灰層であり, 新鮮な安山岩岩片を主体とし, 白色軽石や火山ガラスを含む. プルカノ式噴火による堆積物であると考えられる (工藤ほか, 2003a). Hk-4 は, 上部の Hk-4a と下部の Hk-4b に分かれる. Hk-4a は, 比較的角張った岩片を含む粗粒火山灰層である. 数 cm 以下の岩片が多いが, まれに 10 cm 大の岩片を含むことがある. 岩片は比較的新鮮で緻密な安山岩片である. プルカノ式噴火による堆積物であると考えられる (工藤ほか, 2003a). Hk-4b は, 粘土質細粒火山灰層であり, シルトサイズを主体とし, 1 mm 以下の変質した岩片を含む. 水蒸気爆発堆積物であると考えられる (工藤ほか, 2003a). Hk-5 は, 上から Hk-5a, 5b, 5c, 5d, 5e の 5 層に区別できる (工藤ほか, 2003a). Hk-5a, 5c, 5e は, 新鮮で緻密な岩片を主体とする. Hk-5b は細粒火山灰層であり, 新鮮な岩片や変質した岩片を含む. Hk-5d は, 細粒火山灰層を主体とし, 変質岩片を含む. Hk-5a, 5b, 5c, 5e はプルカノ式噴火堆積物, Hk-5d は水蒸気爆発堆積物であると考えられる (工藤ほか, 2003a).

Hk-J1, J2, J3 は, 粘土化した細粒火山灰層を主体とし, 10 cm 以下の熱水変質が進んだ岩片を多量に含む

テフラ名	噴火様式	噴出量	噴火年代	噴出源
Hk-J1	水蒸気爆発	10 ² m ³	cal AD 1449-1649 *	地獄沼
Hk-J2	水蒸気爆発	10 ⁴ m ³	cal AD 1457-1654 *	地獄沼
Hk-J3	水蒸気爆発	10 ² m ³	cal AD 1289-1403 *	地獄沼
B-Tm			AD 937-938 **	白頭山
To-a			AD 915 ***	十和田火山
Hk-1	水蒸気爆発	5×10 ⁶ m ³	1.5 cal ka BP	大岳山頂火口 (鏡沼?)
Hk-2	水蒸気爆発	4-5×10 ⁵ m ³	2.0 cal ka BP	大岳?
To-b			2.2 cal ka BP****	十和田火山
Hk-3	プルカノ式噴火	3×10 ⁶ m ³	3.1 cal ka BP	大岳山頂
Hk-4a	プルカノ式噴火	7×10 ⁶ m ³	4.2 cal ka BP	大岳山頂火口
Hk-4b	水蒸気爆発	4×10 ⁶ m ³		
Hk-5a	プルカノ式噴火			
Hk-5b	プルカノ式噴火			
Hk-5c	プルカノ式噴火	6×10 ⁶ m ³	4.8 cal ka BP	大岳山頂火口
Hk-5d	水蒸気爆発			
Hk-5e	プルカノ式噴火			
To-Cu			6.0 cal ka BP	十和田火山

©日本地質学会

第 5.44 図 北八甲田火山群最近 6,000 年間の噴出物 (工藤ほか, 2003a)
北八甲田火山群では, 最近 6,000 年間の間に 5 回の大岳起源の水蒸気爆発とプルカノ式噴火, 地獄沼起源の 3 回の水蒸気爆発が発生している. *: 工藤ほか (2000), **: 福沢ほか (1998), ***: 町田ほか (1981), ****: 大池・庄司 (1974)



第 5.45 図 北八甲田火山群で見られる最新期降下テフラ
A. 仙人岱から小岳にいたる登山道標高 1,330 m 付近で見られる降下テフラ。B. 大岳起源の 1,500 年前の水蒸気爆発堆積物 (Hk-1)。細粒火山灰でコーティングされた岩片を含む。

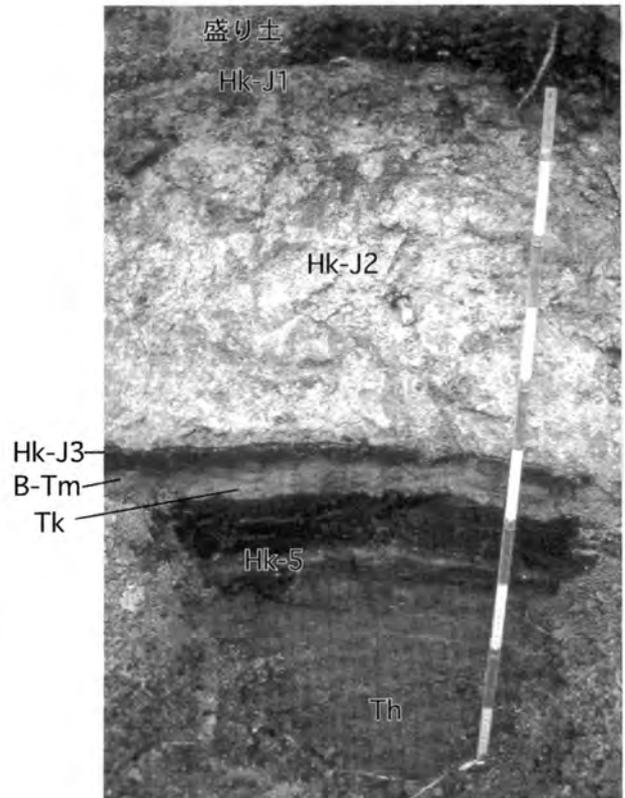
(第 5.46 図)。一部、To-a 起源の発泡した軽石や火山ガラスをわずかに含む (工藤ほか, 2000)。

地質時代 工藤ほか (2003a) は、Hk-5 直下の土壌から 4.8 cal ka BP, Hk-4 直下の土壌とテフラ中の炭化木片から 4.2 cal ka BP, Hk-3 直下の土壌から 3.1 cal ka BP, Hk-2 直下の土壌から平均 2.0 cal ka BP, Hk-1 直下の土壌から 1.5 cal kaBP の ^{14}C 年代を得ている (第 5.44 図)。また、工藤ほか (2000) は、Hk-J3 直下の土壌から 680 ± 100 BP (cal AD 1289-1403), Hk-J2 直下の土壌から 340 ± 110 BP (cal AD 1457-1654), Hk-J1 直下の土壌から 350 ± 110 BP (cal AD 1449-1649) の ^{14}C 年代を得ている (第 5.44 図)。したがって、北八甲田火山群の大岳及びその山麓周辺では、ごく最近まで火山活動が継続しており、今後も小規模な噴火の可能性が高いと考えられる (工藤ほか, 2000, 2003a)。

5.8 十和田火山

5.8.1 御鼻部山溶岩 (Ts)

命名 Hayakawa (1985)。Hayakawa (1985) は、十



第 5.46 図 地獄沼火口起源の水蒸気爆発堆積物とその下位のテフラ

地獄沼南西の露頭。地獄沼水蒸気爆発堆積物 (Hk-J1, J2, J3) の下位には、白頭山-苦小牧降下テフラ (B-Tm)、十和田毛馬内火砕流堆積物 (Tk, 第 5.46 図の To-a)、大岳起源のテフラ (Hk-5)、及び十和田八戸火砕流堆積物 (Th) が露出している。

和田湖北岸の新第三系の上位に露出する安山岩溶岩を御鼻部山溶岩と呼び、南八甲田火山群の溶岩であるとした。村岡・高倉 (1988) は、青撫山火砕物・溶岩も御鼻部山溶岩に含めていたが、火砕物を主体とする青撫山火砕物・溶岩と岩相が異なり、噴出年代も異なることから、ここでは区分している。

模式地 御鼻部山三角点の北西 600 m 地点国道沿い (N40° 30' 42.4", E140° 52' 44.5")。

層序関係 模式地では、層厚 1 m の中振降下軽石層の下に、層厚約 4 m の御鼻部山溶岩が露出している。また、十和田湖の北壁では、新第三系の梨木沢凝灰岩部層の上に、全層厚 200 m 以下で露出する。

分布・層厚 十和田湖北壁の上部に分布する。層厚は 200 m 以下。

岩相 北壁では、各層厚が数 m ~ 10 m の、少なくとも数枚のブロック溶岩-ア溶岩の断面が確認できる。溶岩の岩質は、かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩である。

地質時代 佐々木ほか (1998b) は、御鼻部山溶岩か

ら 0.19 ± 0.10 Ma の K-Ar 年代値を報告している。また、上位の青撫山火砕物・溶岩の年代値がテフラ層序や土壌層厚などから約 0.20 Ma 以降 (Hayakawa, 1985) であること、下位の八甲田第 2 期火砕流堆積物の年代値が、0.40 ~ 0.30 Ma であることから、御鼻部山溶岩の噴出年代は 0.40 ~ 0.20 Ma ごろであると考えられる。このことは、御鼻部山溶岩の噴出が、北八甲田火山群の活動とほぼ同時期であったことを示す (第 2.2 図)。

5. 8. 2 青撫山火砕物・溶岩 (Ta)

命名 Hayakawa (1985)。ただし、Hayakawa (1985) は青撫山火山ではなく、青撫火山と記載している。Hayakawa (1985) は、十和田カルデラ北東部に先カルデラ火山である青撫火山の存在を指摘した。そして、青撫火山の噴出物が火砕岩を主体とし、一部で溶岩流を挟むこと、そしてこれらの層厚が合計約 200 m に及ぶことを示した。

模式地 十和田湖北東部国道 102 号線沿いの本図幅と南隣の「十和田湖」図幅の境界付近 ($N40^{\circ} 30' 0.5''$, $E140^{\circ} 55' 47.7''$)、及び奥入瀬溪谷双竜ノ滝 ($N40^{\circ} 30' 57.6''$, $E140^{\circ} 58' 38.5''$)。

層序関係 十和田湖北東の模式地周辺では、青撫山火砕物・溶岩の断面が露出している。青撫山火砕物・溶岩は大部分が火砕物からなる。その中ほどには、洞爺カルデラ起源の洞爺火山灰 (0.11 Ma; 町田, 1983; 町田ほか, 1987) が挟まれている (Hayakawa, 1985)。青撫山火砕物・溶岩の下位には、湖面のレベル (十和田湖図幅内の大豊石付近) に八甲田第 1 期火砕流堆積物が露出している。また、いくつかの露頭観察を総合すると、青撫山火砕物・溶岩の上位には、下から順に、十和田奥瀬火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、十和田二ノ倉降下スコリア堆積物、十和田中堰降下軽石堆積物が累重している。一方奥入瀬溪谷沿いの双竜ノ滝付近では、層厚 20 m の青撫山溶岩が八甲田第 2 期火砕流堆積物を直接覆う。

分布・層厚 十和田湖北東部のカルデラ壁や奥入瀬溪谷沿いの双竜ノ滝など青撫山周辺に分布する。この周辺に十和田カルデラの先カルデラ火山である青撫山火山が存在していた (Hayakawa, 1985)。十和田湖北東部の模式地付近では、層厚は約 150 m である。また、双竜ノ滝では層厚約 20 m の青撫山溶岩が露出している (第 5.47 図)。

岩相 十和田湖北東部の模式地では、層厚数 10 cm ~ 数 m の降下軽石層やラハール堆積物を主体とした火砕物が 10 枚以上露出している。また、上部付近に層厚数 m のクリンカーを伴う溶岩流が露出している。この溶岩流の下数 m のレベルに、層厚 10 cm 程度の白色の洞爺火山灰層が挟まっている。双竜ノ滝の溶岩流は、柱状節理やエンタブラチャが発達している (第 5.47 図)。双



第 5.47 図 柱状節理やエンタブラチャが発達した青撫山溶岩
奥入瀬川双竜ノ滝の露頭。

竜ノ滝付近の溶岩流の岩質は、かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

地質時代 十和田湖北東部の模式地付近で、上部付近で、0.11 Ma の洞爺火山灰を含む。また、下位の御鼻部山溶岩の K-Ar 年代値は、 0.19 ± 0.10 Ma (佐々木ほか, 1998b) を示す。上位の十和田奥瀬火砕流堆積物の年代値は約 55 ka と推定されている (Hayakawa, 1985)。十和田湖北東部の模式地での十和田奥瀬火砕流堆積物と青撫山火砕物・溶岩との間の約 2 m の土壌層の層厚も考慮すると、青撫山火砕物・溶岩の噴出年代は、約 20 ~ 7 万年前であると考えられる (第 2.2 図)。

5. 8. 3 十和田奥瀬火砕流堆積物 (Tu)

命名 大池・中川 (1979) を改称。大池・中川 (1979) は、本堆積物を奥瀬火砕流と名付けた。本報告では、給源火山を明確にするため、十和田奥瀬火砕流堆積物と命名する。

模式地 十和田湖北東部国道 102 号線標高 530 m 付近の沢から 100 m ほど上流側に上った地点 ($N40^{\circ} 29' 55.0''$, $E140^{\circ} 55' 58.2''$)。

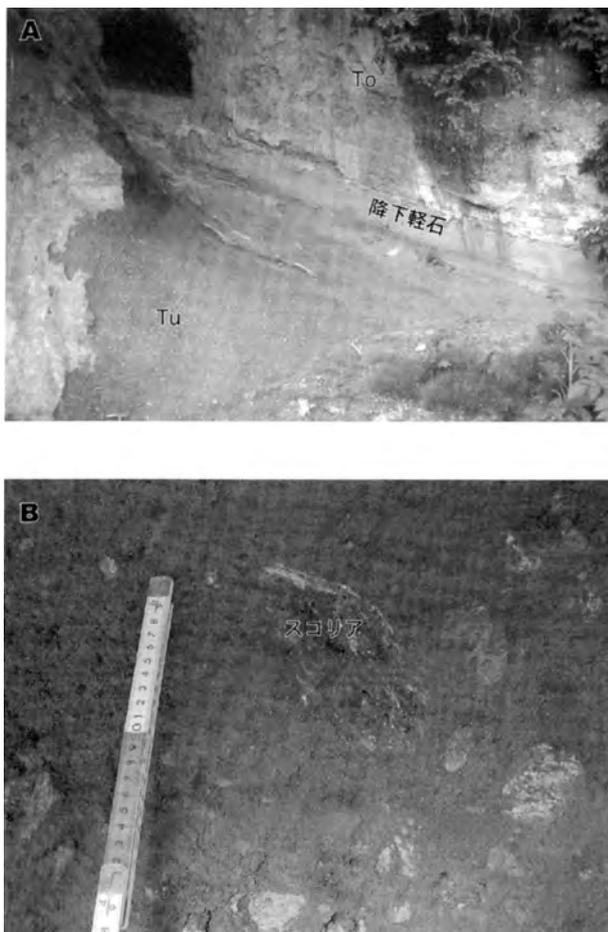
層序関係 模式地周辺では、層位的に、青撫山火砕物・溶岩を覆い、十和田八戸火砕流堆積物に覆われる。また、ソスペ川付近では、十和田不動火砕流堆積物に覆われる。

分布・層厚 十和田湖の北東壁や十和田湖北東の谷の中に局所的に分布する。模式地付近で、層厚は約 20 m ある。

岩相 スコリア質の火砕流堆積物である (第 5.48 図)。露頭の大きさが限られており、明瞭なフローユニットは識別できない。基質部分は、褐色ガラスを主体としている。基質部分の粒子のサイズは粗粒砂-粗粒シルトサイズで淘汰が悪く、中粒砂-極細粒砂が主体である。基質部分は、濃い褐色 (Dusky yellowish brown, 10YR 2/2)、褐色 (Dark yellowish brown, 10YR 4/2) の色を示す。

堆積物は、直径 20 cm 以下のスコリアを多数含む。スコリアは縞状を示す場合も多い(第 5. 48 図 B)。スコリアは比較的良好に発泡している。発泡度は、大きいスコリアのほうが高い傾向がある。気泡の直径は約 15 mm 以下である。スコリアの円磨度は、亜円から亜角である。比較的新鮮なスコリアは、黒色 (Grayish black, N2)、ややうすい黒色 (Dark gray, N3)、濃いねずみ色 (Olive gray, 5Y 4/1) などの色を示す。風化によって、赤みがかったオレンジ色 (Moderate reddish orange, 10R 6/6)、うすいピンク色 (Grayish orange pink, 10R 8/2)、うすい黄土色 (Very pale orange, 10YR 8/2)、うすい茶色 (Pale yellowish brown, 10YR 6/2) などの色を示すことも多い。スコリアの岩質は、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。模式地では、直径 30 cm 以下の岩片を多数含む。岩片は安山岩や玄武岩が主体であり、変質した溶岩や凝灰岩岩片も見られる。

地質時代 Hayakawa (1985) は、放射年代により年



第 5. 48 図 十和田奥瀬火砕流堆積物
A. 十和田奥瀬火砕流堆積物 (Tu) と十和田大不動火砕流堆積物 (To) (十和田図幅内焼山東方仙ノ沢)。B. 十和田湖北東国道 102 号線標高 530 m 付近 (模式地) での奥瀬火砕流堆積物。スコリアを多数含む。

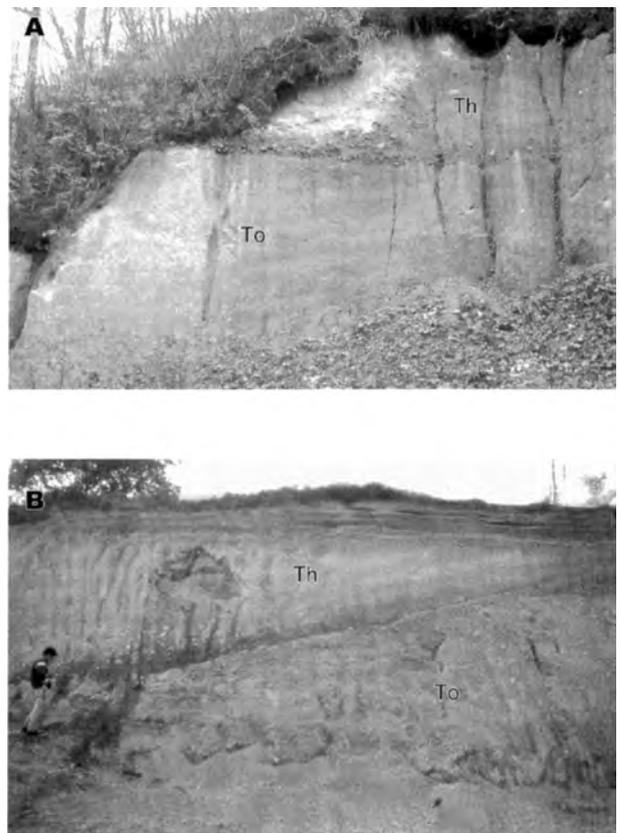
代が決まっているテフラと土壌の厚さから、本堆積物の噴出年代を、約 5 万 5 千年前と推定している (第 2. 2 図)。

5. 8. 4 十和田大^{おおふどう}不動火砕流堆積物 (To)

命名 東北地方第四紀研究グループ (1969) を改称。東北地方第四紀研究グループ (1969) は、本堆積物を大不動浮石流凝灰岩と呼んだ。本報告では、給源火山を明確にするため、十和田大不動火砕流堆積物と命名する。

模式地 温川から滝ノ沢峠に至る国道 102 号線沿い標高 580 m 付近 (N40° 30' 24.4", E140° 48' 53.3")。

層序関係 黄瀬川沿いの林道の露頭 (N40° 33' 8.1", E140° 56' 0.8") では、層厚 8 m の十和田大不動火砕流堆積物が露出しており、層厚 50 cm の円礫に富むラハール堆積物を挟んで、上位に層厚 5 m の十和田八戸火砕流堆積物が見られる (第 5. 49 図 A)。小幌内川上流の露頭 (N40° 31' 28.5", E140° 55' 58.4") では、上位に層厚 2 m の十和田中振降下軽石堆積物があり、下位には、層厚 8 m の湖成堆積物を挟んで、層厚 8 m の十和田奥瀬火砕流堆積物が露出している。西隣の黒石図幅内の井戸沢 (N40° 37' 2.1", E140° 41' 28.0") では、層厚 4 m の十和田大不動火砕流堆積物の上に、層厚 20 ~



第 5. 49 図 十和田大不動火砕流堆積物 (To) と十和田八戸火砕流堆積物 (Th)
A. 黄瀬川沿い林道標高 350 m 付近の露頭。B. 中野川沿い井戸沢の露頭 (黒石図幅内)。

70 cm のラハール堆積物を挟んで、層厚 5 m の十和田八戸火砕流堆積物が見られる (第 5. 49 図 B)。

分布・層厚 十和田湖東部や南西部に分布する。十和田湖北西部では谷沿いに露出している。

岩相 十和田大不動火砕流堆積物は、軽石質の大規模火砕流堆積物である。比較的大きい露頭では、数枚以上の層厚数 m のフローユニットが識別できる。各フローユニットでは、軽石の逆級化構造が見られる。またフローユニットの下部に岩片が多い部分が見られることがある (第 5. 49 図)。軽石の最大径は約 15 cm。軽石の色は、白色 (White, N9) が多い。また、透明で光沢状に見える部分もある。縞状軽石 (N9 に N8 ~ N5 が縞状に混ざっている) も存在する。軽石の発泡度は、上位の十和田八戸火砕流堆積物中の軽石に比べると低い傾向がある。比較的大きい軽石では直径 1 cm 大の気泡もある。しかし、0.5 ~ 1 mm サイズの比較的小さい気泡が多数見られる。気泡間の壁の厚さは十和田八戸火砕流中の軽石よりもやや厚い傾向がある。気泡は一方方向に伸びている傾向がある。軽石の岩質は、普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。十和田八戸火砕流堆積物の軽石には角閃石が含まれているので、両者を識別できる (Hayakawa, 1985)。軽石の円磨度は垂角-垂円である。堆積物中には、数 ~ 10 cm 以下の安山岩、玄武岩、凝灰岩が含まれていることが多い。一部変質した新第三紀の溶岩や凝灰岩の岩片なども含む。岩片の量は、十和田八戸火砕流堆積物に比べて多い傾向がある。基質は、極粗粒砂-粗粒シルトまでを含み、淘汰が悪い。基質の色は、ベージュ色 (Very pale orange, 10YR 8/2)、うすい黄土色 (Grayish orange, 10YR 7/4)、うすい茶色 (Pale yellowish brown, 10YR 6/2) などを示す。黒石図幅中の井戸沢の露頭 (第 5. 49 図 B) では、十和田大不動火砕流堆積物には、幅 15 cm 以下のパイプ構造が多数見られた (第 5. 50 図 A)。また、この露頭では、直径 50 cm 大の炭化木片を含んでいた (第 5. 50 図 B)。

地質時代 Satoh (1966) は、秋田県小坂付近の十和田大不動火砕流堆積物直下の泥炭から、> 33,000 年 BP の ^{14}C 年代を得ている。佐藤 (1969) は、三戸付近の堆積物中に含まれる炭化木片から、> 31,900 年 BP の ^{14}C 年代を得ている。大池 (1978) は、堆積物中の炭化樹幹について、 $25,560 \pm 1,340$ 年 BP の ^{14}C 年代を得ている。本報告では、 ^{14}C 年代値などから十和田大不動火砕流堆積物の噴出年代を約 2 万 5 千年前としておく (第 2. 2 図)。

5. 8. 5 十和田八戸火砕流堆積物 (Th)

命名 中川ほか (1972) を改称。中川ほか (1972) は、本火砕流堆積物を八戸浮石流凝灰岩と呼んだ。本報告では、給源火山を明確にするため、十和田八戸火砕流堆積物と命名する。

模式地 切明。善光寺平への林道標高 450 m 付近 (第 5. 51 図 A; N40° 31' 17.1", E140° 47' 6.4")。

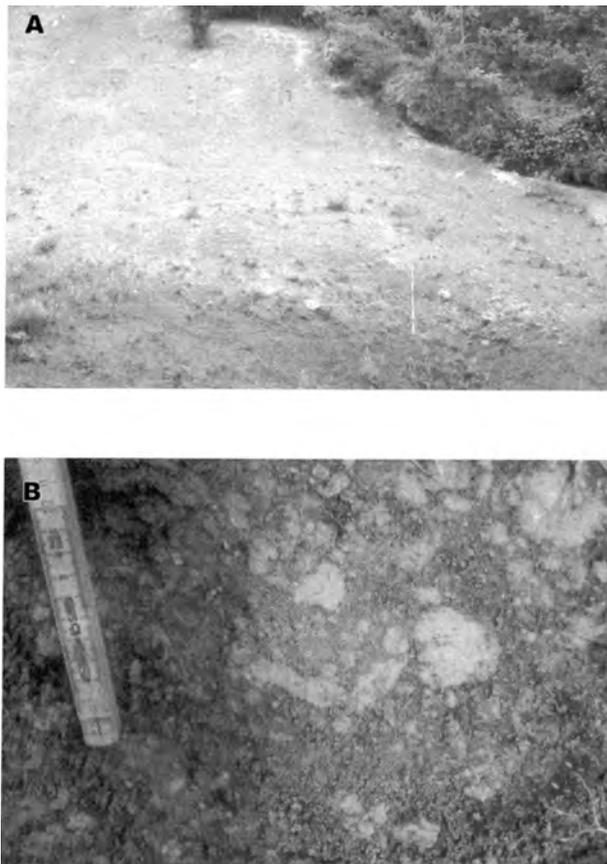
層序関係 分布域東部では、直下に十和田八戸火山灰を伴う (早川, 1983a)。上位に、5400 年 BP の十和田中^{ちゅう}掘降下軽石堆積物が見られる場合がある。

分布・層厚 十和田カルデラの周囲に広く分布する。従来は示されていないが、本調査で、十和田八戸火砕流堆積物は、南八甲田火山群の山頂付近や北八甲田火山群の山体斜面上にも広く分布することが明らかになった。カルデラ壁近傍の層厚は、10 ~ 20 m 以下である。北八甲田火山群の赤倉岳と田茂菟岳の鞍部付近 (「青森東部」図幅内; 給源から 23 km) では、層厚 10 cm 程度である (第 5. 51 図 B)。大幌内川取水口下り口の露頭では、層厚 10 m の十和田八戸火砕流堆積物の上に、厚さ 1.5 m のラハール堆積物、厚さ 1 m の土壌を挟んで、厚さ 1.2 m の十和田中掘降下軽石が露出している。



第 5. 50 図 十和田大不動火砕流堆積物西隣の「黒石」図幅内の井戸沢の露頭。A. 炭化木片からの脱ガスでできたパイプ構造。B. 炭化木片。スケールは 1 m。

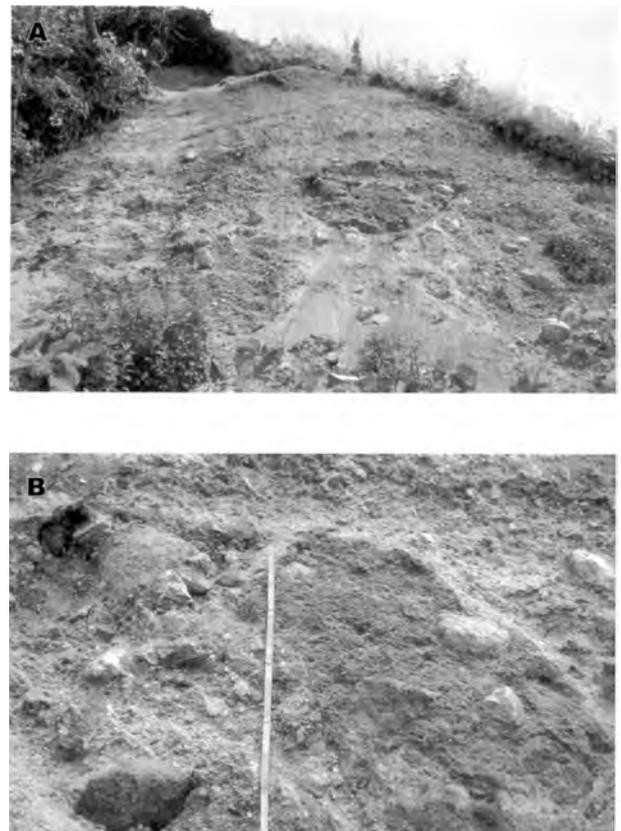
岩相 十和田八戸火砕流堆積物は、軽石質の大規模火砕流堆積物である。比較的大きい露頭では、数枚以上のフローユニットが確認できる。各フローユニットでは、軽石の逆級化構造が見られ、上部に層厚 50 cm 程度の軽石濃集層が見られることがある。また、フローユニットの下部には比較的大きな岩片が多い傾向がある。フローユニットの最下部に軽石や岩片の岩有量が上部よりも少ない layer 2a 層 (Sparks *et al.*, 1973) が見られることがある。十和田八戸火砕流堆積物は、模式地では直径 30 cm 以下の軽石を多量に含む (第 5.51 図 A)。堆積物の上部に比較的大きな軽石が集まっている。軽石の色は大部分が白色 (White, N9) であり、繊維質で光沢状に見える部分もある。また、一部二次的変質によってやや黄色がかった色 (Yellowish gray, 5Y 8/1) の軽石も存在する。更に灰色軽石 (Very light gray-Medium gray, N8, N7, N6, N5) も見られる。軽石の岩質は、角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。下位の十和田大不動火砕流堆積物の軽石は角閃石斑晶を含まないため、角閃石の有無で両者を区別できる (Hayakawa, 1985)。軽石の発



第 5.51 図 十和田八戸火砕流堆積物
A. 切明から善光寺平に至る林道沿い標高 450 m 付近の模式地での堆積物。B. 北八甲田火山群赤倉岳と田茂沼岳の鞍部に見られる層厚 20～30 cm の十和田八戸火砕流堆積物 (青森東部図幅内)。

泡度は良好である。比較的大きい軽石には、直径 1 cm 大の気泡も見られる。気泡は一方向に伸びている傾向がある。軽石の円磨度は、垂円が多い。直径数 cm 以下の岩片を含む。岩片の種類は、安山岩や玄武岩が多く、スコリア片や変質した凝灰岩も含まれる。基質部分は、極粗粒砂-粗粒シルトサイズの粒子からなり、淘汰が悪い。基質部分の色は、ページュ色 (Very pale orange, 10YR 8/2) を示すことが多い。脱ガスパイプが発達していることもある。直径数 10 cm 以下の炭化木片を含むことがある。北隣の青森東部図幅内にある赤倉岳と田茂沼岳の間の鞍部付近では、層厚約 20～30 cm の十和田八戸火砕流堆積物が見られる (第 5.51 図 B)。数 cm 以下の薄黄色の軽石を多数含んでおり、淘汰が悪い。

ソスペ川上流部 (N40° 30' 53.0", E140° 55' 57.2") では、層厚 5 m 以上の比較的大きい岩塊や巨礫を含むラグプレッチャ (Walker, 1983) 岩相が見られる (第 5.52 図; 早川, 1993)。直径 1 m の新第三紀の凝灰岩のブロックや、直径 25 cm のシルト岩のブロック、直径 20 cm 以下の新第三紀の変質した溶岩や凝灰岩の岩片などを多量に含んでいる (第 5.52 図 B)。部分的に礫支持の部分がある。直径数 cm の白色軽石を含む。この地点



第 5.52 図 十和田八戸火砕流堆積物のラグプレッチャ
A. 十和田湖北壁の北東 1 km 地点 (ソスペ川上流) の露頭。B. 直径 1 m 大の新第三系凝灰岩のとり込みブロックなど多数の異質岩塊や異質岩片を含む。

は、カルデラ中心から7 km、カルデラ壁から約900 mしか離れていないため、このようなラグブレッチャ岩相になったと考えられる。

地質時代 発生年代は、約13,000年BPである(第2.2図)。大池(1963, 1964)は、堆積物中の炭化樹幹から、 $12,700 \pm 260$ 年BPの ^{14}C 年代を得ている。Satoh(1966)は、秋田県小坂付近の堆積物中の炭化木片から、 $10,400 \pm 200$ 年BPと $12,000 \pm 250$ 年BPの ^{14}C 年代を得ている。竹内(1971)は、三戸付近の八戸火山灰層下2 mの泥炭層(三本木層)中の木片から、 $26,600 \pm 1750$ 年BPの ^{14}C 年代を得ている。大池・庄子(1977)は、十和田八戸火砕流堆積物直下の十和田八戸降下軽石層の埋没土から、 $13,960 \pm 510$ 年BPの ^{14}C 年代を得ている。大池ほか(1977)は、十和田八戸降下軽石層中の埋没化石林の一つから、 $13,770 \pm 510$ 年BPの ^{14}C 年代を得ている。

5. 8. 6 十和田中^{ちゅうせり}振降下軽石堆積物(Tc)

命名 大池ほか(1966)を改称。大池ほか(1966)は、本降下軽石堆積物を、中振浮石層と呼んだ。松野(1961)の十和田系(a)火山灰層に相当する。本報告では、給源火山を明確にするため、十和田中振降下軽石堆積物と命名する。

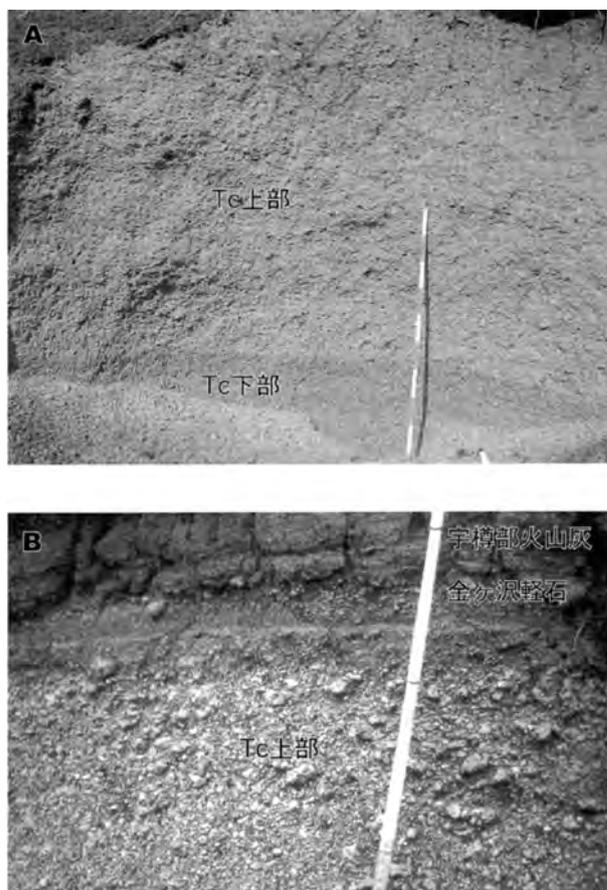
模式地 ソスベ川沿いの国道102号線標高380 m地点(N40° 31' 17.1", E140° 47' 6.4")。

層序関係 十和田中振降下軽石堆積物は、下位より、中振降下軽石、金ヶ沢降下軽石、宇樽部火山灰の3つのユニットで構成される(早川, 1983b)。

分布・層厚 十和田湖の中湖(なかのうみ)(第1.3図; 第1.4図A; N40° 26' 48.0", E140° 53' 52.0")から噴出した堆積物。地質図に示した等層厚線は、中振降下軽石、金ヶ沢降下軽石、宇樽部火山灰の一連の降下軽石堆積物を合わせた層厚を示している。分布は、ほぼ同心円状であるが東側に偏った分布をする。等層厚線の分布は比較的丸い。地質図では分布域を等層厚線で示した。模式地(噴火中心からN27°方向に10.2 km地点)では、層厚約4 mである。図幅東部の焼山付近では層厚130 cm以下となり、図幅北東部の湯ノ台では層厚約50 cm以下、黒森南部付近では層厚約20 cm以下、図幅北部の北八甲田火山群周辺では層厚10~1 cm以下となる。給源から離れるにつれて徐々に層厚が減衰しており、地域ごとに見ると比較的層厚が揃っている。図幅西部地域では、十和田中振降下軽石堆積物は分布していない。

岩相 十和田中振降下軽石堆積物の3つのユニットのうち、中振降下軽石の下部1 mの層は、上部層に比べると類質岩片や遊離結晶の含有量が多い傾向がある(第5.53図A)。岩片の多い層と上位層との境界は比較的シャープに分かれる。下部の層に岩片の含有量が多いの

は、中湖のクレータ形成のため、噴火初期に多量の地層を吹き飛ばしたためであると考えられる。この地点の軽石の最大径は約6 cmであり、岩片の最大径は約7 cmである。軽石同士は礫支持していて、淘汰がよい。軽石の円磨度は角(angular)~亜角(subangular)である。軽石の気泡は5 mm以下であり、比較的丸い直径0.5~1 mmの気泡が多数見られる。上部のやや風化が進んだ部分では、軽石は、黄土色(Dark yellowish orange, 10YR 6/6)、うすい黄土色(Grayish orange, 10YR 7/4)、黄色(Pale yellowish orange, 10YR 8/6)、茶色(Light brown, 5YR 5/6)などの色を示す。また、堆積物中央部や下部の新鮮な部分では、軽石は、うすい黄色(Yellowish gray, 5Y 8/1)、ごくうすい黄土色(Very pale orange, 10YR 8/2)の色を示す。また、灰色軽石(Light gray, N7; Very light gray, N8)も含んでいる。軽石の岩質は、普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。また、堆積物は特徴的に多数の遊離結晶を含む。堆積物中の岩片



第5.53図 十和田中振降下軽石
A. 軽石に富む上部と、岩片や遊離結晶に富む下部に分かれる(十和田湖温泉郷の北の道路沿い標高380 m付近)。B. 十和田中振降下軽石の上部付近(ソスベ川沿いの国道標高380 m地点の模式地)。上部に層厚13 cmの金ヶ沢降下軽石と層厚18 cmの宇樽部火山灰(Hayakawa, 1985)が露出する。

は、新鮮な玄武岩、安山岩が多い。スコリアも含んでいる。

中振降下軽石の上位には、中振軽石噴火に引き続き連続して噴出した金ヶ沢降下軽石、宇樽部火山灰が見られる(第5.53図B)。模式地では、金ヶ沢降下軽石堆積物は、下位の層厚4 cmと2 cmの細粒火山灰層と、上位の層厚7 cmの降下軽石層でできている。降下軽石層中の軽石の最大径は3 cmである。宇樽部火山灰堆積物は、層厚18 cmであり、火山灰を主体とする。中央部付近に層厚5 mmと1 cmのやや粗粒なスコリア層を挟む。また最上部にも層厚2 cmのスコリア層がある。発泡度は中程度である。スコリアは、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱を含む。

地質時代 十和田中振降下軽石堆積物の噴出年代は、約5,400年BPである(第2.2図)。松井ほか(1969)は、直下の埋没腐植層から6,550±170年BPの¹⁴C年代を得ている。八甲田湿原研究グループ(1969)は、南八甲田の黄瀬沼湿原泥炭中の中振軽石層直下の泥炭から、4,200±110年BPの¹⁴C年代を得ている。また、早川(1983b)は、5,390±140年BP(6.0 cal ka BP)の¹⁴C年代を報告している。工藤ほか(2003a)は、直下の土壌試料の加速器質量分析計による¹⁴C年代を求め、5,320±90 BP, 5,250±90 BPの年代値を求めている。

5. 8. 7 十和田毛馬内火砕流堆積物(Tk)

命名 内藤(1966)を改称。内藤(1966)は、本火砕流堆積物を、毛馬内軽石質火山灰層と呼んだ。また、平山・市川(1966)は、本堆積物を新期軽石流堆積物と呼んだ。大池(1972)は、毛馬内火砕流にともなう広域テフラを十和田aテフラと呼んだ。これは、松野(1961)の八甲田系(a)火山灰に相当する。本報告では、給源火山を明確にするため、十和田毛馬内火砕流堆積物と命名する。

模式地 十和田湖北西、滝ノ沢展望台南東県道454号線標高650 m付近(N40°29'42.5", E140°50'7.2")。

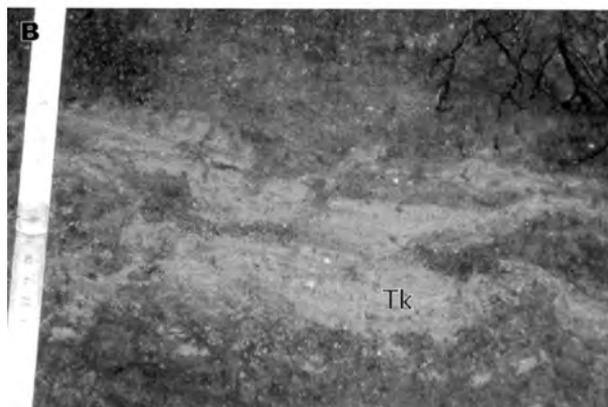
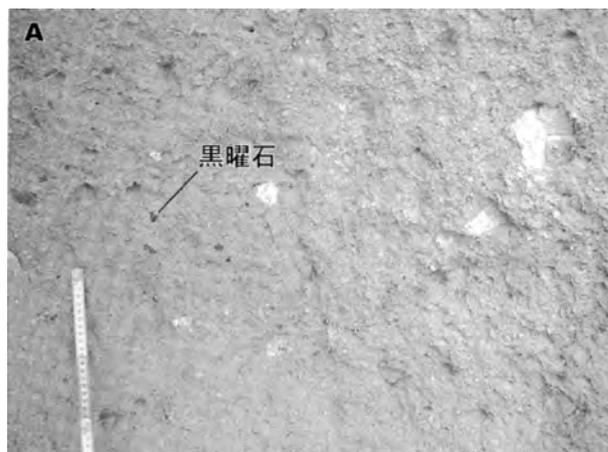
層序関係 模式地では、十和田八戸火砕流堆積物の上位に厚さ2 mの再堆積物を挟んで分布する。

分布・層厚 模式地では層厚約10 m。他の地域では比較的薄い。北八甲田火山群付近では、層厚は約10 cm以下である。北八甲田火山群の赤倉岳山頂付近(給源から北へ25 km、標高1,548 m)でも層厚1.5 cmの十和田毛馬内火砕流堆積物が存在している(第5.54図B)。このように、標高の高い場所も薄く覆うことから、十和田毛馬内火砕流は、低アスペクト比火砕流(Walker *et al.*, 1980)の特徴を示す。

北八甲田火山群及び南八甲田火山群付近には、層厚は薄いものの、広域に十和田毛馬内火砕流堆積物が分布している。こうした低アスペクト比の火砕流は、ごく短時間のうちに、高速度で広域に広がり、広範囲に渡って火

山災害をもたらすと考えられることから、堆積物の分布範囲を正確に把握することは火山防災上重要である。本図幅では、調査中に堆積物を確認できた地点及びその周辺で地形的に存在が推定できる分布を地質図に示した。実際には、ほぼ北八甲田火山群と南八甲田火山群及びその周辺地域で更に広い範囲に渡って分布していると考えられる。

岩相 模式地では、軽石の最大径は約8 cm。軽石は白色軽石(N9)が多い(第5.54図A)。軽石は繊維状で、絹状光沢を持つものも多い。比較的よく発泡している。数mm~1 cm大の気泡が見られる。軽石の円磨度は、垂円が多い。一部、垂角である。軽石中の斑晶は、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱がある。斑晶のサイズは、長径1 mm以下である。発泡度がやや低い直径2 cm以下の灰色軽石(N8)も含んでいる。黒曜石も含んでおり、噴火時に十和田湖の水でマグマが急冷されてきたと考えられている(Hayakawa, 1985)。取り込み岩片の最大径は約3 cmである。岩片の種類は、安山岩



第5.54図 十和田毛馬内火砕流堆積物
A. 十和田湖北西、滝ノ沢展望台付近の模式地の堆積物。よく発泡した白色軽石、黒曜石を含む。B. 北八甲田火山群赤倉岳山頂付近(給源から25 km地点)の層厚1.5 cmの堆積物。

や玄武岩が多い。基質の色は、うすいベージュ色 (Yellowish gray, 5Y 8/1) である。基質は、一部酸化鉄によって汚染されている部分がある。基質は、極粗粒砂-粗粒シルトサイズの粒子からなり、淘汰が悪い、軽石の岩質は、普通輝石紫蘇輝石デイサイトである。

北八甲田火山群赤倉岳山頂付近では、厚さ 1.5 cm の十和田毛馬内火砕流堆積物が見られる (第 5.54 図 B)。十和田毛馬内火砕流堆積物は、ここでは、数 mm 以下の白色軽石や少量の黒曜石の破片を含み、淘汰が悪い。乱流状態の火砕流が流走している間に、より粗粒な軽石や岩片が火砕流内で沈降し次々と堆積して行った結果、25 km 離れた地点ではこのように数 mm 以下の細粒の軽石や岩片のみになった可能性が高い。

地質時代 十和田毛馬内火砕流の発生年代は、西暦 915 年 (町田ほか, 1981) である (第 2.2 図)。十和田毛馬内火砕流堆積物は、秋田県鷹ノ巣町胡桃館遺跡で、平安時代中期の古代家屋を覆っている (平山・市川, 1966; 秋田県教育委員会, 1968)。

5.9 地すべり堆積物 (d)

南八甲田火山群の乗鞍岳西部、駒ヶ峯北部、横岳東部、北東部中野川流域などで、地すべり堆積物が見られる。地質図上で示したものは比較的規模の大きいものである。小規模な地すべりも本図幅内に数多く分布しているが、地質図上では省略した。地すべり堆積物の表面には、地すべりに特徴的なコンプレッションリッジ (大八木, 1992) などの地形が見られることがある。堆積物の

層厚は、数 m ~ 10 数 m 程度である。南八甲田火山群に見られる地すべり堆積物は、主に南八甲田第 1-第 3 ステージ溶岩・火砕岩、駒ヶ峯溶岩を母材とする。中野川流域の地すべり堆積物は、八甲田山第 1 期火砕流堆積物や南八甲田第 1 ステージ溶岩・火砕岩などを母材とする。基質が露出している部分では、比較的淘汰の悪い粘土質の部分も見られる。

5.10 段丘堆積物 (t)

本図幅内の東部の十和田湖温泉郷付近と、南西部の温川、井戸沢付近に小規模な段丘堆積物が分布する。堆積物の層厚は約数 m ~ 10 m であり、沖積層よりも 1 段高い地形を構成する。構成物は、十和田湖温泉郷付近では、八甲田第 1 期・第 2 期火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物などを母材としたラハール堆積物を主体とする。温川・井戸沢付近では、十和田八戸火砕流堆積物、温川土石流堆積物、青荷凝灰岩などを母材としたラハール堆積物を主体とする。

5.11 沖積層 (a)

本図幅内では、沖積層は主に温川温泉の下流と奥入瀬川沿いに分布している。沖積層は、未固結であり、八甲田第 1 期火砕流堆積物、八甲田第 2 期火砕流堆積物、十和田八戸火砕流堆積物、中振降下軽石を母材とする円磨された砂礫を主体とする。角の取れた最大数 m 大の岩塊も多数見られる。

第6章 地質構造

(村岡洋文)

本地域は、大きく見ると東北脊梁中軸部を含んでおり、広域的な隆起域にあっている。中新統には、この脊梁中軸部に伴う、南北方向に連続的な褶曲群が発達しているが、その多くは鮮新統以降の火山噴出物に覆われて、不明な部分が多い。しかし、本調査の結果から、この東北脊梁中軸部の隆起が、単に若い火山体の存在による地形的な高まりによるだけではなく、中新統の構造的な隆起によることが明らかである（地質断面図参照）。この中に、沖浦カルデラ、八甲田カルデラ、十和田カルデラといったカルデラが局地的で、不連続な陥没構造をつくっている。以下に、主な地質構造を記載する。

6.1 褶曲

6.1.1 中新統の褶曲

以下で述べる褶曲は、基本的に中新統の褶曲であるが、各記載に述べるように、鮮新統の尾開山凝灰岩や虹貝凝灰岩の分布も、これら中新統の褶曲のうちの、向斜軸部に見られる場合が多い。このことから、鮮新統も、これらの褶曲運動に参加しているものと思われる。

黄瀬川背斜 新称。推定上の褶曲である。黄金平付近の黄瀬川を見ると、板留層下部層安山岩溶岩が露出しており、少なくとも、その西翼の梨木沢凝灰岩部層に対しては下位層が露出していることが確かである。これと、十和田カルデラ北壁の東落ちの構造とを合わせて考えると、この付近に背斜が推定される。推定上の褶曲ではあるが、東北脊梁中軸部を特徴づける、比較的両翼の広い、大きな背斜であると推定される。

黄瀬川向斜 新称。本褶曲の存在は、黄瀬川付近では確実である。この付近では、両翼が開き、褶曲軸が南にプランジしている。

八甲田山背斜 新称。推定上の褶曲である。酸ヶ湯付近の城ヶ倉溪谷を見ると、板留層下部層安山岩溶岩が露出しており、少なくとも、その西翼の梨木沢凝灰岩部層に対しては下位層が露出していることが確かである。これに対して、その東翼の露出は断片的であるが、梨木沢凝灰岩部層等、相対的に上位の地層が露出している。このため、その存在が推定される。推定上の褶曲ではあるが、東北脊梁中軸部を特徴づける、比較的両翼の広い、大きな背斜であると推定される。

新湯向斜 新称。推定上の褶曲である。東翼では梨木沢凝灰岩部層が西傾斜している。これに対して、西翼は貫入岩の城ヶ倉デイサイトのため不明であるが、更に、

西にはより下位の板留層下部層安山岩溶岩が露出している。そのため、この間にその存在が推定される。この位置に推定する根拠は、ちょうど、鮮新統の尾開山凝灰岩が分布していることからである。この向斜は小規模である。

城ヶ倉背斜 新称。推定上の褶曲である。これも、貫入岩の城ヶ倉デイサイトのため詳細は不明である。西の城ヶ倉向斜より東側は西傾斜であり、板留層下部層安山岩溶岩等、東に向かって次第に下位層が露出する。しかし、更に東の酸ヶ湯付近の城ヶ倉溪谷には、より上位の梨木沢凝灰岩部層が分布する。このため、この間に背斜の存在が推定される。この背斜は小規模である。

城ヶ倉向斜 新称。本向斜の存在は、両翼の傾斜から確実であるが、その規模は小さい。

大川原背斜 新称。本背斜の存在は、両翼の傾斜から確実であり、背斜軸は南にプランジしている。しかし、その規模はごく小さい。

大川原向斜 新称。本向斜は比較的両翼が広い。向斜軸は南にプランジしている。鮮新統の虹貝凝灰岩は、この南にプランジした向斜に、ちょうど調和的に分布している。

下湯背斜 新称。本背斜は比較的両翼が広い。荒川付近にその背斜軸のディプレッションが認められ、この軸はここから南北にやや上昇して行くように見える。本背斜の西翼は広がりが大きく、しかも、褶曲軸の近くでは50°以上の傾斜角を持っている。本図幅地域のすぐ北にある下湯温泉付近では、更に高角度の部分も見られる。本背斜は東北脊梁中軸部の八甲田山背斜や黄瀬川背斜に次いで、規模が大きいといえる。

6.1.2 第四系の褶曲

沖浦カルデラの青荷凝灰岩に伴って、いくつかの褶曲が見られる。これは広域テクトニクスというよりも、マグマやカルデラの応力場に伴う局地的なテクトニクスの結果と見られる。

青荷向斜 村岡・長谷（1990）が命名。青荷凝灰岩は塊状の岩相やスランプ構造に卓越するため、走向傾斜にばらつきが多い。しかし、カルデラ内縁をお堀（caldera moat）状に取り巻く青荷向斜の存在は黒石図幅地域では明瞭であり（村岡・長谷，1990）、本地域内に入っても、ある程度、その延長が認められる。

沖浦中央ドーム 新称。小高ほか（1970）が最初に指摘し、村岡・長谷（1990）が追認したように、青荷向斜

の内側は、論理的には青荷ドームとなる。しかし、本報では、その内側に、中心を定義できる沖浦中央ドームを識別した。ここには、玄武岩質であることは特異であるが、噴出中心を示す穴水沢玄武岩や穴水沢玄武岩脈や穴水沢石質凝灰岩の火道等が集中的に分布している。この構造はバイアス型カルデラの再生ドームに相当するものといえよう (Smith and Bailey, 1968)。

6.2 断層

以下、規模が大きいと思われるものから順に、記述する。

沖浦環状正断層系 村岡・長谷 (1990) が命名。沖浦カルデラ陥没の直接の原因となった一群の環状正断層は、黒石図幅地域では、沖浦環状正断層系と名づけられている (村岡・長谷, 1990)。北側の中野川断層については、中野川より北側に青荷凝灰岩の分布が張り出していることから見て、本図幅地域内ではほとんど消滅しているものと判断される。南側の小国断層については、黒石図幅地域では確認断層であるが、本図幅地域内では推定断層のため、推定断層として地質図上に表現した。小国断層も温川沢付近ではほぼ消滅するものと推定される。これら沖浦環状正断層系が東側で消滅する理由については、青荷凝灰岩の「沖浦カルデラの東限」の項に記述した。

滝ノ股川断層 新称。第 6.1 図のように、滝ノ股川中流域において、城ヶ倉ゲイサイト貫入岩体中に見られる。破碎帯の厚さが 1.2 m であり、破碎帯の両端には、それぞれ厚さ 5 cm 程度の粘土帯がある。破碎帯の中央の大部分は、ネットワーク状に粘土化した城ヶ倉ゲイサイトからなり、比較的固結している。断層鏡面の方向は



第 6.1 図 滝ノ股川中流域における滝ノ股川断層の露頭
破碎帯の厚さが 1.2 m であり、破碎帯の両端には、それぞれ厚さ 5 cm 程度の粘土帯が見られる。断層鏡面の方向は $N30^{\circ}E$, $69^{\circ}W$ であり、断層鏡面上には、明瞭ではないが、水平的な条線 (striation) が見られる。

$N30^{\circ}E$, $69^{\circ}W$ である。断層鏡面上には、明瞭ではないが、水平的な条線 (striation) が見られる。このことから、横ずれ断層の可能性がある。本断層は、少なくとも滝ノ股川下流域の形成を規制した断層とみなせる。

袖川断層 新称。袖川沢の一支流に見られる破碎帯の厚さが 1.5 m の断層である。断層面は $N88^{\circ}W$, $70^{\circ}N$ であり、南盤 (下盤) が八甲田第 2 期火砕流堆積物、北盤 (上盤) が八甲田第 1 期火砕流堆積物であるので、明瞭な逆断層である。本断層は袖川沢の形成を規制した断層とみなせる。しかも、八甲田第 2 期火砕流堆積物を切っているため、約 40 万年より若い断層といえる。

大小川断層 新称。第 6.2 図のように、大小川沢の青荷凝灰岩中に見られる。やや傾斜角の異なる断層面が、何枚も入り組んだ、複雑な断層である。これら全体を含めると、破碎帯の厚さは 2 m をやや超える。主な



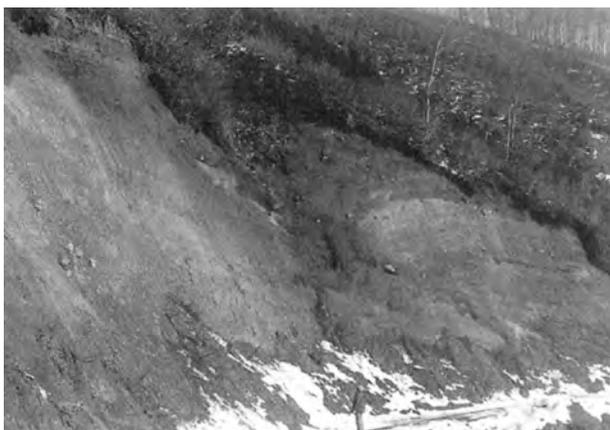
第 6.2 図 大小川沢中流域における大小川断層の露頭
ハンマーは断層破碎帯中のやや左にあるが見えにくい。青荷凝灰岩中に見られ、断層面が何枚も入り組んだ、複雑な断層である。これら全体を含めると、破碎帯の厚さは 2 m をやや超える。主な断層面は $N15^{\circ}W$, $72^{\circ}E$ 及び $N13^{\circ}W$, $58^{\circ}E$ 及び $N19^{\circ}W$, $41^{\circ}E$ である。条線 (striation) は垂直的であり、西盤 (下盤) は珪藻土質シルト岩のみからなるが、東盤 (上盤) は珪藻土質シルト岩の下部に軽石凝灰岩が見えていることから、東盤上がりの逆断層と判断される。

断層面は $N15^{\circ}W$, $72^{\circ}E$ 及び $N13^{\circ}W$, $58^{\circ}E$ 及び $N19^{\circ}W$, $41^{\circ}E$ である。条線 (striation) は垂直的であるので、正断層と逆断層の可能性がある。しかし、西盤 (下盤) は珪藻土質シルト岩のみからなるが、東盤 (上盤) は珪藻土質シルト岩の下部に軽石凝灰岩が見えていることから判断すると、東盤上がりの逆断層と判断される。この断層は、大小川沢下流の形成を規制する断層であろう。

上滝ノ沢断層 新称。第 6.3 図のように、大小川沢の林道沿いに見られる。大小川沢土石流堆積物を明瞭に切っている。地層の固結度が低いため、破碎帯というより、碎屑岩脈状のものが断層面に入り込み、これは厚さ最大 2 m 程度である。その下の面に、厚さ 10 cm の粘土帯があり、むしろ、これが破碎帯に相当するものと思われる。断層面は $N25^{\circ}W$, $32^{\circ}E$ であり、地層のドラッグの仕方から、逆断層であることが明瞭である。落差 (垂直隔離) は露頭面でわかる限り、7 m 以上である。本断層は八甲田第 2 期火砕流堆積物を切っている可能性が十分にあるが、確証がないため、地質図上では一応切っていないものとした。

櫛ヶ瀬沢断層 新称。櫛ヶ瀬沢下流に見られる断層であり、破碎帯の厚さは 20 cm 程度である。断層面は $N10^{\circ}W$, 90° である。本断層は八甲田第 2 期火砕流堆積物までを確実に切っているが、東盤落ちの地形が読み取れることから、更に若い地質単元まで切っていると推定される。断層面が垂直のため、ずれのセンスは不明であるが、その位置から、東北脊梁の縁部を特徴づける逆断層と推定される。

御鼻部山断層 新称。本断層は地形から見た推定断層であり、本研究では確証は得られていない。



第 6.3 図 大小川沢林道における上滝ノ沢断層の露頭
スケールは人物参照。大小川沢土石流堆積物を明瞭に切っている。碎屑岩脈状のものが断層面に入り込み、これは厚さ最大 2 m 程度であり、その下の面に、厚さ 10 cm の粘土帯がある。断層面は $N25^{\circ}W$, $32^{\circ}E$ であり、地層のドラッグの仕方から、逆断層であることが明瞭である。落差 (垂直隔離) は露頭面でわかる限り、7 m 以上である。

新湯断層 新称。第 6.4 図のように、本断層の露頭は新湯よりやや上流側の城ヶ倉溪谷にあり、尾開山凝灰岩を切っている。破碎帯の厚さは約 20 cm であり、断層面は $N85^{\circ}E$, $75^{\circ}N$ である。ずれのセンスは不明である。興味あることは、この破碎帯が酸性変質粘土からなり、その中にシリカ脈が見られることである。本断層を走向方向に延長すると、新湯、ふかし湯、地獄沼といった、酸ヶ湯周辺で、最も地熱の自然徴候が優勢な地点が上盤側に配列することである。一つの可能性として、本断層はこれらの温泉や噴気の自然湧出を規制しているかもしれない。

沖浦中央ドームの正断層系 第 6.5 図のように、沖浦中央ドーム付近には、地質図上に表現するほどは大きくないが、正断層系が多く見られる。第 6.6 図に、その方向をシュミットネット (等面積ステレオ図法) の下半球に大円で投影し、合わせて、それぞれの落差 (垂直隔離) を示した。一つの特徴は、圧倒的に北盤落ちのものが卓越することである。これは、ENE-WSW に長軸をもつ沖浦中央ドームにおいて、断層観察に適した露頭の制約から、観察地点がほとんど長軸の南側に偏ってしまったためであろう。換言すれば、長軸の北側では、南盤落ちの正断層が卓越する可能性があり、ENE-WSW の長軸に当たる青荷川付近は、沖浦中央ドームの長軸地溝 (longitudinal graben, Smith and Bailey, 1968) に相当する可能性がある。この意味で、そこに、岩脈や火道が分布することには必然性がある可能性がある。また、こ



第 6.4 図 城ヶ倉溪谷における新湯断層の露頭
その位置は新湯の下のダムより 100 m 程度上流。スケールはないが、断層破碎帯の幅が約 20 cm。本断層は尾開山凝灰岩を切っている。破碎帯の厚さは約 20 cm であり、断層面は $N85^{\circ}E$, $75^{\circ}N$ である。ずれのセンスは不明であるが、この破碎帯は酸性変質粘土からなり、その中にシリカ脈が見られる。本断層を走向方向に延長すると、新湯、ふかし湯、地獄沼といった、酸ヶ湯周辺で、最も地熱の自然徴候が優勢な地点が上盤側に配列し、本断層はこれらの温泉や噴気の自然湧出を規制しているかもしれない。

これらの正断層系の走向は、平均的には東西方向であるが、かなりばらついている。これは一般に再生ドームでは、長軸地溝が最も支配的な構造であるが、バイアスカルデラそれ自身に見られるように、再生ドーム上には、このほかに放射状地溝 (radial graben) や頂上地溝 (apical graben) など、表層伸張に伴うさまざまな正断層が伴うためであろう (Smith and Bailey, 1968)。なお、これら沖浦中央ドーム付近の正断層系については、地質図に表現するほど大きくないため、地質平面図上には表現していないが、C-D 地質断面図上にその存在を模式的に示した。



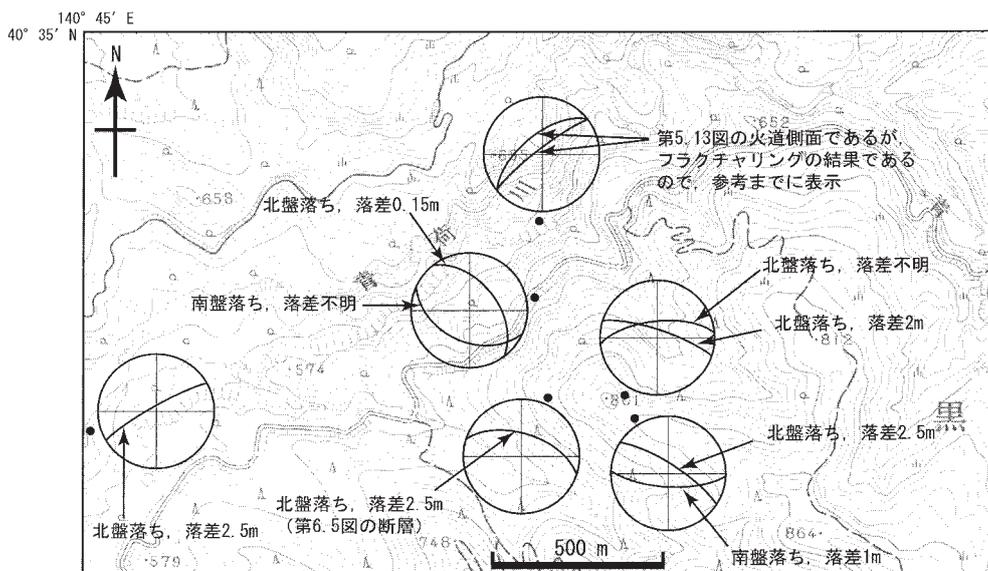
第 6.5 図 沖浦中央ドームの二庄内ダム原石採取場における小正断層
スケールがないが、北盤 (左側) が 2 m 落ちている。

6.3 重力異常

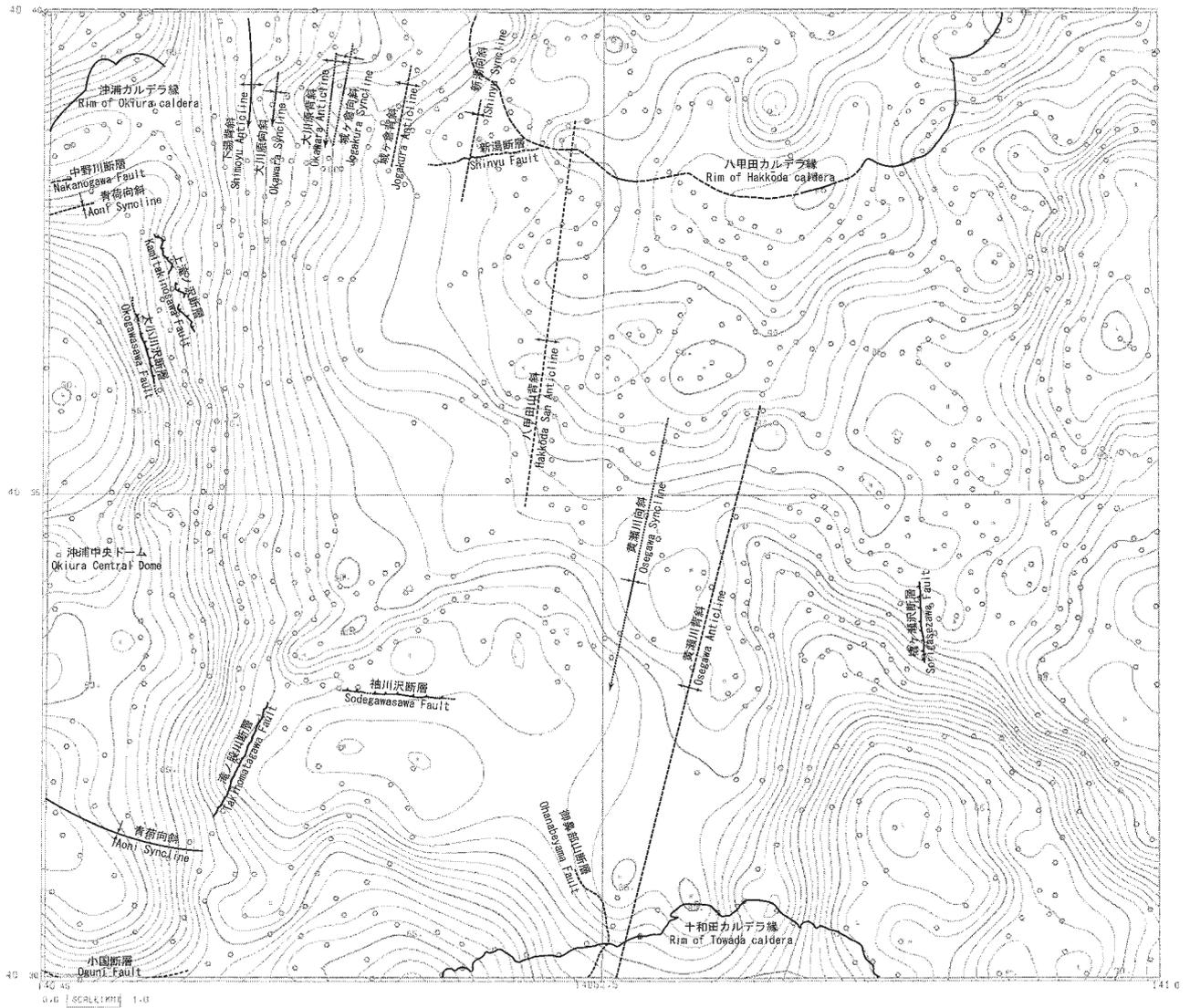
第 6.7 図は、本地域の重力図 (ブーゲ異常, 仮定密度 = 2.3g/cm³) と、本調査で得られた褶曲や断層を比較したものである。本図幅地域は東北脊梁中軸部が中央を南北に走っており、これに対応した高重力異常帯が地域の中央部の広い範囲を占めている。露出の制約から、中新統の褶曲が判明したのは一部に過ぎないが、それでも、判明した背斜や向斜は、広い高重力異常帯の中に見られる波状の変化と比較的よく対応している。また、大部分の断層は、重力の急傾斜帯に、位置している。そのような部分は歪の集中帯であり、これが断層の発生と関係しているのであろう。また、そうでない袖川沢断層のような場合でも、このみ東西トレンドとなっている微妙な重力の傾斜帯とよく対応している。

この地域中央の高重力異常帯の西側は、沖浦カルデラの陥没構造に対応して、明瞭な半環状構造が見られる。その中であっても、沖浦中央ドームは相対的な高重力異常帯に一致している。本地域中央の高重力異常帯の東側は、小さな中新統の露出が示すように、地層が基本的に東に緩傾斜した単斜構造と推定されるが、重力異常も同様の傾向を示している。

更に、本地域の北端には、重力異常がやや低下して行く傾向が見られる。これは八甲田カルデラに対応している。他方、地域南東の広い低重力異常帯については、現在のところ、その原因は不明である。鮮新世のカルデラが伏在している可能性や、構造的な盆状構造が伏在している可能性など、いくつかの可能性が考えられる。



第 6.6 図 沖浦中央ドームにおける小正断層系のステレオ投影
下半球に、大円を投影。ステレオ図の傍の黒丸が露頭の位置。背景図には、国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「温川」を使用。



第 6.7 図 八甲田山図幅地域における重力図と構造要素との比較
 重力図は駒澤正夫主任研究員が編集・作成したブーゲ異常図であり、
 仮定密度は $2.3\text{g}/\text{cm}^3$ である。

第7章 応用地質

(村岡洋文・宝田晋治)

7.1 鉱床

南部・谷田(1961)が、八甲田山周辺の鉱床を詳しくまとめている。彼らによれば、八甲田山周辺では、第四紀火山の火山活動により、硫黄・褐鉄鉱の鉱床が形成されている。硫黄鉱床は、赤倉岳の東麓、大岳の南西斜面及び酸ヶ湯東方に存在する。褐鉄鉱床は、青森鉱山、十和田鉱山、地獄沼東方、駒ヶ峯北斜面及び櫛ヶ峯東麓に存在する。いずれも交代性鉱床である。このほかに、荒川沿いにドロマイト鉱床が存在する。

地質図上には、褐鉄鉱床として青森鉱山、十和田鉱山(南部ほか, 1960)及び荒川沿いのドロマイト鉱床(南部ほか, 1963)の位置を示した。南部ほか(1960)によれば、青森鉱山は昭和32年に4,087トンが採鉱されたが、低品位のため、中止された。しかし、昭和32年及び34年にボーリング探鉱が実施され、昭和35年から採鉱が再開された。この文献が記述された頃までは採鉱されていた模様であるが、その後、採鉱が中止された経緯については、不明である。青森鉱山について、南部ほか(1960)は、埋蔵粗鉱量を約42,971トン、可採精鉱量としては、約23,000トンを見積もっている。

南部ほか(1960)によれば、十和田鉱山は昭和19年に約3,000トンが採鉱されたが、同20年には輸送用油の不足により、中止された。昭和28年に採鉱が再開されたが、同31年に、鉱石が枯渇して、閉山された。昭和31年までの総採鉱量は45,000トンである。

南部ほか(1963)によれば、荒川沿いの3箇所のドロマイト鉱床については、いずれも中期中新世の硬質泥岩に伴う、厚さ50cm程度の薄層またはレンズ状の未開発の鉱体である。ドロマイト鉱石はMgOを16~17wt%を含むが、SiO₂を8~13wt%、Al₂O₃を2.5~3.3wt%含む低品位のものであり、鉱量の面でも、品位の面でも、今後ともに開発は困難と思われる。

7.2 自然災害

1997年7月12日19時すぎに、「青森東部」図幅内の八甲田山麓の田代平の窪地で、訓練中の自衛隊員3名が死亡するガス事故が発生した(平林ほか, 1997)。窪地は、田代平を北西-南東方向に走る県道の田代牧場との分岐点から西方に約100m離れた林の中にある(N40°40'58.6", E140°55'39.5")。窪地の大きさは、南北約18m、東西約12mで、最深部は地表から約8mの深さ

である。事故の翌日7月13日に15~20%の高い二酸化炭素濃度が計測された。二酸化炭素の安定同位体は、窪地内部の空気の値が5.7%であった。これは、二酸化炭素の起源が火山性であったことを示す(平林ほか, 1997)。

1999年3月9日の夜、奥入瀬溪谷馬門岩西400m地点(N40°31'33", E140°58'37")にて八甲田第1期火砕流堆積物及びその下位層の地すべりが発生した。幅130m、高さ80mの地すべり堆積物により、奥入瀬溪谷沿いの国道102号線が1週間以上閉鎖された。

7.3 地熱及び温泉

本図幅地域は八甲田周辺の地熱地域における最も高温の地域にあたっており、酸ヶ湯、新湯、猿倉、谷内、鶯など、元来自然湧出泉で、比較的高温の温泉がいくつも分布している。それ自体がこの地域における主要な地下資源・観光資源となっている。これら高温の温泉を始めとする優勢な地表地熱徴候のため、本地域では、これまでに掘削を含むいくつかの本格的な地熱調査が試みられた。残念ながら、本地域にはまだ、地熱発電所が建設されるには至っていないが、中規模であれば、その開発の可能性は十分にあると思われる。ここでは、いくつかの項目について、本図幅地域の地熱及び温泉についてまとめる。

7.3.1 主要な温泉・地熱徴候

第7.1表に本地域の主要な温泉についてまとめる。また、その分布を第7.1図に示す。第7.1表には、焼山付近にある十和田湖温泉郷のデータを含めていない。十和田湖温泉郷は、近年、温泉ホテルや温泉旅館が増えてきており、その数では本地域最大となっている。しかし、十和田湖温泉郷については、従来は少なくとも猿倉温泉からお湯を輸送していた。現在では、独自に掘削している可能性もあるが、その詳細は不明のため、第7.1表から省略した。

第7.1表に示した本地域の温泉は、大きく2群に分けられる。一つは八甲田カルデラに伴う温泉群であり、いま一つは沖浦カルデラに伴う温泉群である。簡単のため、前者を八甲田熱水系、後者を沖浦熱水系と呼ぶことにする。本地域の温泉の大部分は前者であり、温川温泉と平六^{へいろうく}温泉のみが後者に属する。八甲田熱水系は、大部分が硫酸・酸性-弱酸性型で特徴づけられる。沖浦熱水

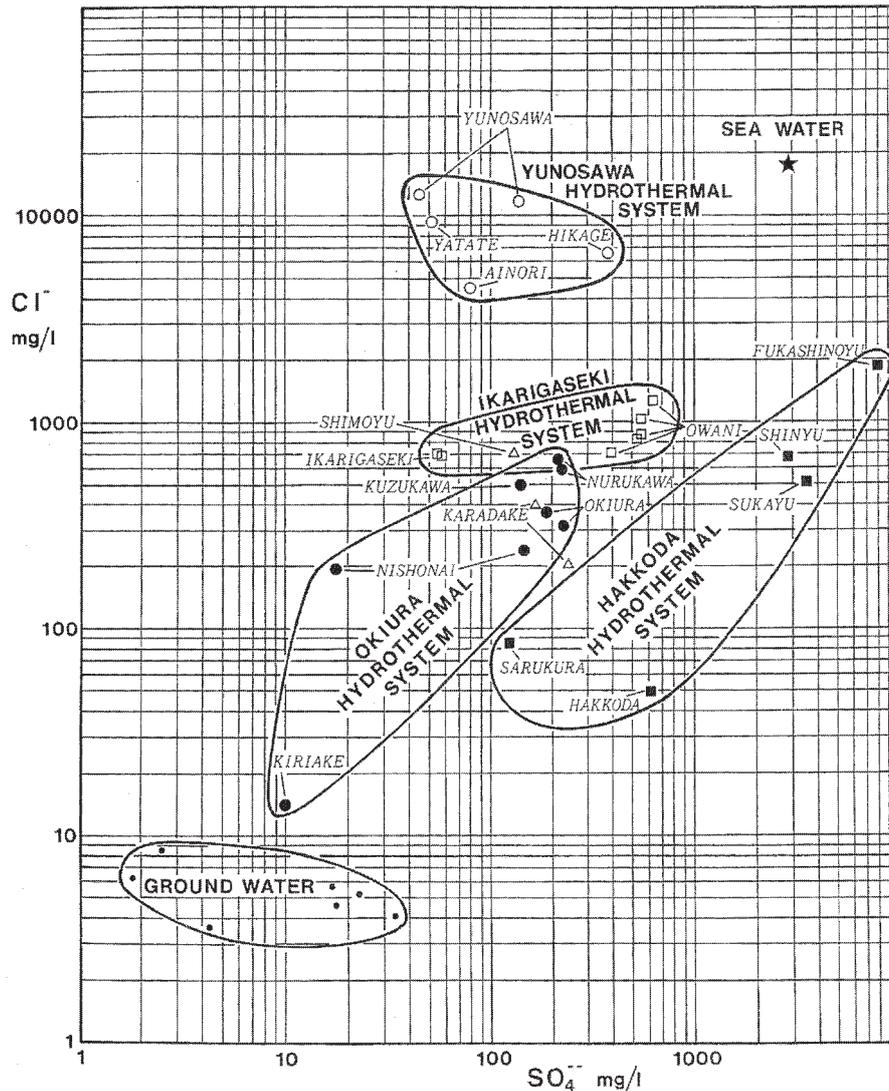
第7.1表 八甲田山地域の主要な温泉の諸元

温泉名	代表的泉源名	湧出量 l/分	湧出温度 ℃	pH	泉質分類	生産方法	文献
城ヶ倉	城ヶ倉3号泉	130	51.0	7.25	重炭酸・中性型	動力揚湯	
酸ヶ湯	鹿の湯	240	67.6	1.20	硫酸・酸性型	自然湧出	1)
	ふかし湯	66	90.7	1.00	硫酸・酸性型	自然湧出	1)
新湯	まみの湯	300	63.0	1.40	硫酸・酸性型	自然湧出	1)
	またぎの湯	30	52.6	7.15	硫酸・中性型	自然湧出	1)
	荒川ダム付近	200	42.8	1.70	硫酸・酸性型	自然湧出	1)
猿倉	町有井	25	69.3	6.02	重炭酸・中性型	掘削自噴	1)
	小笠原4号		80.5	5.55	硫酸・弱酸性型	掘削自噴	1)
	小笠原5号	5	76.8	5.42	硫酸・弱酸性型	掘削自噴	1)
谷地	あつ湯	40	40.0	4.92	硫酸・弱酸性型	自然湧出	1)
鳶	旧湯	53	46.9	6.95	硫酸・中性型	自然湧出	1)
平六		40	46.5	9.10	重炭酸・弱アルカリ性型	掘削自噴	2)
温川	温川1号	6265	61.0	7.20	食塩・中性型	不明	2)
	温川	122	67.0	6.90	食塩・中性型	不明	2)
	津根川森	3	47.5	6.80	食塩・中性型	不明	2)

1) 新エネルギー総合開発機構 (1986b), 2) 比留川 (1979)



第7.1図 八甲田山図幅全域における温泉と地熱調査井の分布
背景図は国土地理院の数値地図 50 m メッシュより作成した地形陰影図。



第7.2図 八甲田広域地熱地域における熱水系のCl-SO₄濃度関係図(村岡・長谷, 1990)
熱水系は4つのカルデラごとに区分している。

系は黒石図幅地域のものも含めて、大部分が食塩・中性型で特徴づけられる。これについては村岡・上田(1991)が論じているように、八甲田広域地熱地域においては、湯ノ沢、碓ヶ関、沖浦及び八甲田といった4つのカルデラの熱水系の化学組成が、各カルデラ独自の地球化学的な進化史を反映して、ClイオンとSO₄イオンの濃度図上でほぼユニークな範囲に区分される(第7.2図)。

通常、陥没カルデラはそのタイプに関わらず、一つの排水系を持つ。これは最初に溢水した最も低いカルデラ縁が、以後も選択的に下刻されて行くためである。ところが八甲田カルデラではカルデラ縁から溢れ出るほど大型の後カルデラ丘が生じたため、通常は一つであるはずの水系涵養域が4つに分断されている。すなわち、第7.1図に示す田代平、酸ヶ湯、猿倉、谷地の4つの水系涵養域である。その結果、そのそれぞれに対応する駒込川、荒川、蔦川、湯尻沢(下流で中里川)という排水系が生じた。ただし、本報告の八甲田カルデラのカルデラ

縁は、村岡ほか(1983)や村岡・高倉(1988)より、若干内側に想定しているため、田代平以外の3つの水系涵養域については盆状であるとは限らない。しかし、それらが分水嶺によって画された独立の水系涵養域であることには変わらない。この中で、最も大きく、盆状の水系涵養域である田代平が最も優勢な温泉湧出域になるかという、経験的に見てそうではないらしい。大きく、盆状の水系涵養域は多量の天水の涵養域となり、この冷たい地下水が温泉の湧出をマスクするからである(村岡・上田, 1991)。酸ヶ湯、猿倉、谷地といった小さな3つの水系涵養域が、八甲田熱水系において最も優勢な温泉湧出域に当たっているのは、そのように温泉湧出を妨げる要因がないためと思われる。

なお、第7.1図には、断層も記載した。新湯の3つの泉源、温泉のほかに97℃の噴気帯を持つふかし湯及び水蒸気爆発による火口の地獄沼は、北傾斜の新湯断層の上盤側に、ほぼこの断層と平行して配列している。した

がって、新湯断層が直接これらの地熱流体湧出を規制している可能性や、同系統の断層がこれらの地熱流体湧出を規制している可能性など、少なからず成因的な関係があるように見える。

沖浦カルデラの内縁には、沖浦環状正断層系に規制されて多数の温泉が分布している。したがって、平六や温川といった沖浦熱水系についても、大きく見れば、沖浦環状正断層系に規制されているものと考えられる。

7. 3. 2 主要な地熱調査井

第7.2表に本地域における主要な地熱調査井をまとめる。その位置は第7.1図に示す。石油資源開発(株)が1982年に掘削した5坑の200 m級地熱調査井のうち、1坑が本地域に掘削されている。新エネルギー総合開発機構(1983)が地熱開発促進調査「沖浦地域」において掘削した9坑の地熱調査井のうち、2坑は本図幅地域内に掘削されている。新エネルギー総合開発機構(1987)が全国地熱資源総合調査(第2次)「八甲田地域」において掘削した深度1,000 mの地熱調査井が城ヶ倉温泉の西に掘削されている。続いて、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1993)が地熱開発促進調査「八甲田西部地域」を実施し、8坑の地熱調査井のうち、5坑は本図幅地域内に掘削されている。この5坑のうち1坑は本図幅地域と青森東部図幅地域との境界付近か、やや北であるが、一応、その位置を境界付近に記載した。

第7.2表のように、本地域で最も高い温度を記録した地熱調査井は、219.5℃のN3-HD-8井である。これは現在のところ、周辺地域を含む八甲田広域地熱地域でも、最高の温度である。しかし、この坑井は、優勢な逸泥帯に当たっていないため、噴気誘導(swabbing)したものの、自噴には至らなかった。なお、本図幅地域には含まれないが、N3-HD-7という坑井はHK-61-1井のほぼ真北に位置し、本図幅地域と青森東部図幅地域との境界からわずか100 m程度北に掘削された。この坑井の最高温度は192.4℃であるが、より優勢な逸泥帯に当たっているため、噴気誘導(swabbing)の結果、蒸気1.5 t/h、熱水12.0 t/hの噴出に成功している。この噴出は、

周辺地域を含む八甲田広域地熱地域の地熱調査井において、黒石図幅地域東部のN56-OU-4井に続く、2番目の成功例である。

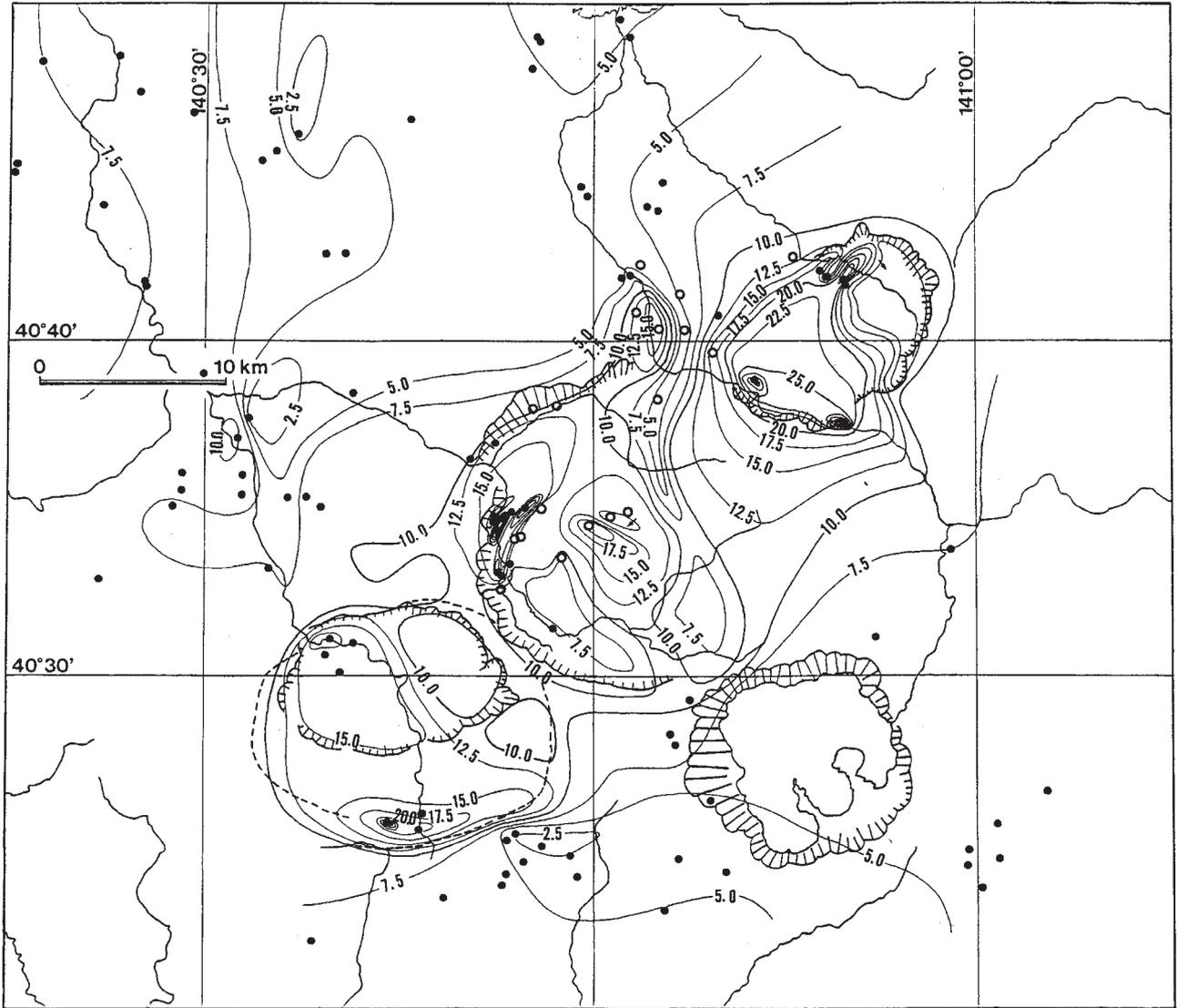
7. 3. 3 地熱構造と地熱資源量

第7.3図は、本地域の周辺地域を含む八甲田広域地熱地域から、収集した地熱調査井や温泉井の温度データから作成した温度勾配図である(村岡・長谷, 1990; 村岡・上田, 1991)。この図は新エネルギー・産業技術総合開発機構(1993)の地熱開発促進調査「八甲田西部地域」より前に作成されたため、荒川付近については、その結果を入れて修正する必要がある。しかし、大局的な温度構造から見れば、微修正に過ぎないので、ここではそのまま使用する。この図に示すように、大局的な温度構造から見れば、八甲田広域地熱地域では、八甲田カルデラと沖浦カルデラとが最も有望な熱水対流系をなしている。

この温度構造を用い、貯留層の基底深度を仮定すれば、米国地質調査所の容積法(Brook *et al.*, 1979)によって、地熱資源量を推定できる。その計算過程は、村岡(1991b)に詳細を記述したので、ここでは結果のみを述べる。村岡(1991b)は米国地質調査所の容積法によって、八甲田カルデラにおいては35.3万kW・30年、沖浦カルデラにおいては26.7万kW・30年の地熱資源量を見積もった。ただし、その後、地熱関係者の間では、容積法が、過大な資源量の見積りを与えるということが暗黙の定説になっている。最近、その原因の一つが判明した。米国地質調査所の容積法では、熱エネルギーから電気的エネルギーに変換する際の発電効率に、0.4を仮定している。これは発電の現場から見ると、相当に過大な値であるらしい。現実的な変換効率は0.15といわれている。この点を考慮すれば、上述の地熱資源量は37.5%に減ずる必要がある。そこで、これらの見積りを37.5%に下方修正すると、八甲田カルデラにおいては13.2万kW・30年、沖浦カルデラにおいては10.0万kW・30年の地熱資源量が見積もられる。これらは両熱水系を全て開発した場合の見積りであり、普通は立

第7.2表 八甲田山地域の主要な地熱調査井の諸元

坑井名	位置	掘削深度 m	最高温度 ℃	掘削年度	掘削機関名
H-4	青森市沖揚平	200.5	5.7	1982	石油資源開発(株)
N57-OU-8	黒石市青荷沢	1502.0	167.1	1982	新エネルギー総合開発機構
N57-OU-9	黒石市青荷沢	1000.0	143.5	1982	新エネルギー総合開発機構
HK-61-1	青森市南股山	1001.8	169.8	1986	新エネルギー総合開発機構
N1-HD-3	青森市逆川岳	1001.6	124.6	1989	新エネルギー・産業技術総合開発機構
N2-HD-4	青森市荒川	1003.2	122.0	1990	新エネルギー・産業技術総合開発機構
N2-HD-5	青森市荒川北	1501.4	175.6	1990	新エネルギー・産業技術総合開発機構
N2-HD-6	青森市城ヶ倉	1564.0	192.3	1990	新エネルギー・産業技術総合開発機構
N3-HD-8	青森市城ヶ倉	1503.0	219.5	1991	新エネルギー・産業技術総合開発機構



第7.3図 八甲田広域地熱地域における温度構造 (村岡・長谷, 1990)
 コンターの数字は 100m 当たりの温度勾配. 黒丸はデータを取得した坑井の位置.

地の制約等から、そのごく一部しか開発できないのが実情である。この点まで考慮すれば、これらの見積りは、

かなり現実的な値といえるように思われる。

文 献

- 秋田県教育委員会 (1968) 胡桃館埋没建物発掘調査概報. 秋田県文化財調報, 14p.
- 青森県史編さん自然部会 (2001) 青森県史 自然編 地学. 青森県, 625p.
- 荒牧重雄 (1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題. 火山, vol. 14, p. 55-76.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, Special Publication No.54, Society for Sedimentary Geology*, p. 129-212.
- Biot, M.A. (1966) Three-dimensional gravity instability derived from two-dimensional solutions. *Geophys.*, vol. 31, p. 153-166.
- Biot, M.A. and Odé, H. (1965) Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophys.*, vol. 30, p. 213-227.
- Branney, M.J. and Kokelaar, B.P. (1994) Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Amen. Bull.*, vol. 106, p. 507-530.
- Brook, C.A., Mariner, R.H., Marbey, D.R., Swanson, J.R., Guffaniti, M. and Muffler, L.J.P. (1979) Hydrothermal convection systems with reservoir temperature $\geq 90^{\circ}\text{C}$. In: Muffler, L.J.P., ed., *Assessment of geothermal resources of the United States-1978, US. Geol. Surv. Circular*, no. 790, p. 18-85.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada caldera, Japan. *Bull. Volc.*, vol. 29, p. 545-558.
- Christiansen, R.L., Lipman, P.W., Orkild, P.P. and Byers, F. M., Jr. (1965) Structure of Timber Mountain caldera, southern Nevada and its relation to Basin-Range structure. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, p. B43-B48.
- Fiske, R.S. and Matsuda, T. (1964) Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Am. Join. Sci.*, vol. 262, p. 76-106.
- Fleischer, R.L. and Hart, H.R. (1972) Fission track dating : Techniques and problems. In *Bishop, W. W, Miller, J.A. and Cole, S.A. eds., Calibration of hominoid evolution. Scottish Academic Press*, p. 135-170.
- 藤井敬三 (1966) 5 万分の 1「金木」地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 40p.
- 藤井敬三 (1981) 油川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 38p.
- 藤原大佑 (2001MS) 東北日本, 南八甲田火山群の形成史と噴出物の時空変遷. 弘前大学大学院理学研究科修士論文. 51p.
- 藤原大佑・佐々木 実 (2000) 南八甲田火山群ソレアイト系列岩の岩石学的特徴. 日本火山学会秋季大会講演予稿集, p. 113.
- 福沢仁之・塚本すみ子・塚本 斉・池田真弓・岡村 真・松岡裕美 (1998) 年縞堆積物を用いた白頭山-苦小牧火山灰 (B-Tm) の降下年代の推定. *Luguna (汽水域研究)*, no. 5, p. 55-62.
- 八甲田湿原研究グループ (1969) 青森県八甲田湿原泥炭層の年代について (演旨). *第四紀研究*, vol. 8, p. 64-65.
- 長谷紘和 (1978) 地熱探査とリモートセンシング. *地熱エネルギー*, no. 8, p. 7-16.
- 早川由紀夫 (1983 a) 火山豆石として降下堆積した十和田八戸火山灰. *火山*, vol. 28, p. 25-40.
- 早川由紀夫 (1983 b) 十和田火山中振テフラ層の分布, 粒度組成, 年代. *火山*, vol. 28, p. 263-273.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 60, p. 507-592.
- 早川由紀夫 (1993) 火山の地質巡検案内 2 : 十和田湖. 群馬大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 41, p. 53-78.
- 平林順一・大場 武・野上健治・鶴見 実・野津憲治 (1997) 八甲田山麓の火山ガス事故. 日本火山学会 1997 年秋季大会講演予稿集, p. 63.
- 平山次郎・市川賢一 (1966) 1,000 年前のシラス洪水 (発掘された十和田湖). *地質ニュース*, no. 140, p. 10-28.
- 弘前市 (2001) 新編弘前市史 通史編 1 (自然・原始). 弘前市企画部企画課, 425p.
- 広島俊男・駒澤正夫・中塚 正 (1989) 青森地域重力図 (ブーゲー異常). *重力図*, no. 1, 地質調査所.
- 比留川 貴 (1979) 地熱開発基礎調査地化学調査報告「沖浦」. 地熱開発基礎調査報告書 No. 9, 沖浦, その I, 通商産業省資源エネルギー庁・工業技術院地質調査所, p. 43-60.
- Hunter, A.G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *J. Petrol.*, vol. 36, p. 1579-1605.
- Hurford, A.J. and Green, P.F. (1983) The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience*, vol. 1, p. 285-317.
- 飯塚保五郎 (1930) 青森県油田の地質について. *地質雑*, vol. 38, p. 727-732.
- 池谷元何 (1987) ESR (電子スピン共鳴) 年代測定. *アイオニクス*, 東京, 210p.

- Ikeya, M. (1993) New applications of electron spin resonance. *World Scientific Publ.*, Singapore, 500p.
- 井上 武 (1964) 弘前南方地域の地質. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 30, p. 1-18.
- 井上 武・原田昌士 (1965) 青森県黒石市東方浅瀬石川中流域の地質調査報告—浅瀬石川断層について—. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 22, p. 10-26.
- 井上 武・三橋運一 (1962) 青森県南津軽郡大鰐町東部と碓ヶ関村における地質調査報告, no. 26, p. 60-73.
- 井上 武・川尻茂三・上田良一 (1960) 秋田県大館・花輪両盆地間山地の地質層序について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 22, p. 10-26.
- 石田琢二・大池昭二・小野寺信吾・竹内貞子・中川久夫・七崎 修・松山 力 (1967) 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 14, p. 37-83.
- 石井武政・長谷敏和 (1978) 十和田湖北西方にみられる環状地形と地質・構造について. 日本地質学会第 85 年大会講演要旨, p. 77.
- 岩井淳一・青田俊寿・松山 力 (1958) 青森市東部地域の地質. 青森県油田調査報告書, 青森県水産商工部商工課, p. 6-11.
- 岩井武彦 (1965) 青森県津軽盆地周辺に発達する新生界の地質学的並びに古生物学的研究. 弘前大学教育学部紀要, 第 14 号, p. 35-46.
- 今泉力蔵 (1949) 弘前盆地東縁の地質 (演旨). 地質雑, vol. 55, p. 188.
- 河野義礼 (1939) 十和田火山噴出物の化学的研究. 岩鉱, vol. 22, p. 224-239.
- 加藤磐雄・田口一雄・斎川俊明 (1958) 青森市西部地区の地質. 青森県水産商工部商工課, p. 12-17.
- Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K. (1961) Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III*, vol. 7, p. 1-46.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦 (1972) 青森県の新第三系. 青森県の地質, 青森県, p. 6-70.
- 木下亀城 (1929) 十和田湖. 地学雑, vol. 41, p. 110-117.
- 木下亀城 (1931) 75000 分の 1 地質図「小坂」及び説明書. 地質調査所, 77p.
- 金属鉱業事業団 (通商産業省資源エネルギー庁) (1973) 昭和 47 年度広域調査報告書, 北鹿北地域. 23p.
- 金属鉱業事業団 (通商産業省資源エネルギー庁) (1976) 昭和 50 年度広域調査報告書, 八甲田地域. 88p.
- 金属鉱業事業団 (通商産業省資源エネルギー庁) (1980) 昭和 54 年度北鹿地域精密調査報告書. 160p.
- 金属鉱業事業団 (2000) 金属鉱業事業団重力測定値データファイル. 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- 小高民夫・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂洋三 (1970) 黒石地域の地質について (青森-29号). 青森県商工部, 38p.
- 小高民夫・高柳洋吉・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂洋三 (1969) 碓ヶ関地域の地質について (青森-37号). 青森県商工部, 28p.
- 古川陸代・宮城一男 (1964) 青森県大鰐町周辺に分布する“鱒石”について. 岩鉱, vol. 51, p. 108-111.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一・三品正明 (2000) 地質調査所重力測定値データファイル, 日本重力 CD-ROM 第 2 版, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- 工藤 崇 (1999) 北八甲田火山群のマグマ供給系. 日本火山学会 1999 年秋季大会講演予稿集, p. 4.
- 工藤 崇 (1999MS) 東北日本, 北八甲田火山群の形成史とマグマ供給系. 北海道大学大学院理学研究科修士論文. 114p.
- 工藤 崇・奥野 充・大場 司・北出優樹・中村俊夫 (2000) 北八甲田火山群, 地獄沼起源の噴火堆積物—噴火様式・規模・年代—, 火山, vol. 45, p. 315-322.
- 工藤 崇・奥野 充・中村俊夫 (2003a) 北八甲田火山群における最近 6000 年間の噴火活動史. 地質雑, vol. 109, p. 151-165.
- 工藤 崇・佐々木 実・内山祥弘・野澤暁史・佐々木 寿・時沢武史・相澤幸治 (2003b) 東北日本弧, 八甲田-十和田カルデラクラスターにおける大規模珪長質マグマの岩石学的特徴とその時間変遷. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, p. 157.
- 工藤 崇・宝田晋治・佐々木 実 (2004) 東北日本, 北八甲田火山群の地質と火山発達史. 地質雑, vol. 110, p. 271-289.
- Kuno, H. (1953) Formation of calderas and magmatic evolution. *Transactions, American Geophysical Union*, vol. 34, p. 449-462.
- Kuno, H., Ishikawa, T., Katsui, Y., Yagi, K., Yamasaki, M. and Taneda, S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as a key eruptive and emplacement mechanism. *Japan J. Geol. Geogr.*, vol. 35, p. 223-238.
- 久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期の降下火砕物の推移. 地質調査所月報, vol. 50, p. 699-710.
- 久利美和・栗田 敬 (2003) 十和田火山二の倉スコリア群の層序区分の再検討—二の倉スコリア期の噴火活動の推移—. 火山, vol. 48, p. 249-258.
- Lipman, P.W. (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magmachamber geometry. *Bull. Volcanol.*, vol. 59, p. 918-218.
- 町田 洋 (1983) テフラ研究の展望. 地学雑誌, vol. 92, p. 441-447.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきた

- テフラ. 科学, vol. 51, p. 562-569.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129-145.
- 三村高久 (1979) 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究. 地質雑, vol. 85, p. 719-735.
- 松井 健・高橋 一・中馬教允・足利圭一 (1969) 青森県三本木原付近の現世火山灰層の噴出年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代50—. 地球科学, vol. 24, p. 264-266.
- 松野 正 (1961) 十和田・八甲田火山噴出物. 青森県農業試験場研究報告, vol. 6, p. 1-73.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田火山博物館, no. 4, p. 1-64.
- 水垣桂子 (2002) 火砕流堆積物とその2次堆積物の石英粒子のESR年代. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p. 242.
- 水垣桂子・宝田晋治 (2003) 八甲田第1期・第2期火砕流堆積物のESR年代. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, p. 277.
- 村岡洋文 (1985) 沖浦カルデラの火山噴出物から推定されるバイモータルマグマの共存. 吉田博直先生退官記念文集, p. 263-279.
- 村岡洋文 (1986) 沖浦カルデラの形成年代. 地質調査所月報, vol. 37, p. 33-42.
- Muraoka, H. (1989MS) Geologic and magmatic evolution of clustered calderas in the Hakkoda regional volcanic field, Northeast Japan. *Ph-D thesis, Hiroshima University.*, 274 p.
- 村岡洋文 (1991a) 八甲田地熱地域の熱源系. 地質調査所報告, vol. 275, p. 113-134.
- 村岡洋文 (1991b) 八甲田地熱地域の地熱資源量評価. 地質調査所報告, vol. 275, p. 153-164.
- 村岡洋文 (1993) 八甲田火山地域のカルデラ群. 月刊地球, vol. 15, p. 713-717.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価. 地質ニュース, no. 311, p. 7-29.
- Muraoka, H. and Hase, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. *IAVCEI symposium, Arc volcanism, Tokyo (abstract)*, p. 242-243.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124p.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 10万分の1八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図 (21-4), 地質調査所, 27p.
- 村岡洋文・上田 晃 (1991) 八甲田地熱地域の熱水系. 地質調査所報告, no. 275, p. 135-152.
- 村岡洋文・山口 靖・中澤 敏 (1983) 南八甲田火山と八甲田カルデラの相互関係—レーダー画像判読とその現地検証—. 地質雑, vol. 89, p. 661-664.
- Muraoka, H., Hori, M. and Takagi, S. (1985) Nationwide geothermal exploration survey project with special reference to the Hakkoda area, Japan. *In International Volume 1985 International Symposium on Geothermal Energy, Geothermal Resources Council*, p. 481-485.
- 村岡洋文・高木慎一郎・玉生志郎・堀 昌雄・品田正一・山田敬一 (1987) 全国地熱資源総合調査の地域レポート (3) 八甲田地域 (火山性熱水対流系地域タイプ3). 地熱エネルギー, vol. 12, p. 155-181.
- 村岡洋文・山口 靖・長谷紘和 (1991) 八甲田地熱地域で見出されたカルデラ群. 地質調査所報告, no. 275, p. 97-111.
- 内藤博夫 (1966) 秋田県米代川流域の第四紀火山碎屑物と段丘地形. 地理評. vol. 39, p. 463-484.
- 中川久夫 (1963a) 青森県の第四系. 青森県地質説明書. 青森県. p. 65-92.
- 中川久夫 (1963b) 東北地方第四紀 Tephrochronology. 第四紀研究, vol. 3, p. 88-93.
- 中川久夫 (1972) 青森、県の第四系. 青森県の地質. 第二部. 青森県. p. 71-120.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・井出慶司・大池昭二・高橋 一 (1972) 十和田火山発達史概要. 岩井淳一教授退官記念論文集, p. 7-18.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1961) 青森市八甲田火山の地質及び地下資源調査報告. 青森市総務部企画課, 青森, p. 29.
- 南部松夫・加藤清一・谷田勝俊・広島正五 (1960) 八甲田山南部地区. 未利用鉄資源, 第8輯, p. 72-78.
- 南部松夫・谷田勝俊・鹿野新平・鈴木賢次郎 (1963) 青森県青森市下湯のドロマイト. 東北の工業用鉱物資源, 第3輯, p. 192-197.
- 根本直樹・千田良一 (1994) 青森県津軽半島南端部に分布する大釈迦層の有孔虫群. 弘前大学理科報告, vol. 41, p. 259-275.
- 西村 進・佐藤博之・山田敬一 (1977) 八甲田溶結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代—日本の地熱活動に関連する火山岩のフィッシュン・トラック年代 (2) —. 地調月報, vol. 28, p. 593-595.
- Nomura, S. and Hatai, K. (1935) Pliocene mollusca from Daishaka shell-beds in the vicinity of Daishaka, Aomori-ken, northeast Honshu Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Bull.*, vol. 6, p. 83-142.
- 野澤暁史 (2000MS) 沖浦カルデラの形成史と噴出物の特徴. 弘前大学大学院理学研究科修士論文. 63p.
- 野澤暁史 (2001) 八甲田地熱地域, 沖浦カルデラの内部構造と形成過程. 地質雑, vol. 107, p. 413-431.
- 小野晃司 (1971) 新生代の大規模火砕流地域の地質. 地球科学, vol. 25, p. 89-96.
- 大池昭二 (1963) 八戸浮石の絶対年代. 青森地学, no. 8, p. 1-3.

- 大池昭二 (1964) 八戸浮石の絶対年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 III —, 地球科学, no. 70, p. 38-39.
- 大池昭二 (1972) 十和田火山東麓における完新世テフラの編年. 第四紀研究, vol. 11, p. 232-233.
- 大池昭二 (1978) 十和田市南方における大不動浮石流凝灰岩の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 123 —. 地球科学, vol. 32, p. 109-110.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1974) 十和田 b 降下火山灰の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 96 —. 地球科学, vol. 28, p. 99-100.
- 大池昭二・庄子貞雄 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 116 —. 地球科学, vol. 31, p. 42.
- 大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発基本調査. 地形並びに表層地質調査報告書. 1978 年度地質調査報告書. 東北農政局計画部.
- 大池昭二・中川久夫・七崎 修・松山 力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰. 第四紀研究, vol. 5, p. 29-35.
- 大池昭二・松山 力・竹内貞子 (1977) 八戸浮石層直下の埋没土の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 118 —. 地球科学, vol. 31, p. 136-137.
- 大八木規夫 (1992) 土砂災害. 萩原幸男編, 災害の事典, 朝倉書店, p. 179-252.
- Rink, W.J. (1997) Electron spin resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. *Rad. Meas.*, vol. 27, p. 975-1025.
- 斎藤仁子・大池昭二 (1984) 十和田新期火山の地質と岩石—十和田火山 (カルデラ) 発達史に関連して—. 地球科学, vol. 38, p. 75-83.
- 酒井軍次郎 (1961) 青森県黒石市山形のベントナイト. 東北の工業用鉱物資源, 東北地方工業鉱物開発委員会, vol. 1, p. 6-9.
- 酒井軍次郎 (1965) 八甲田山酸ヶ湯温泉の研究 第 1 報. 弘前大学教育学部紀要, vol. 14, p. 69-84.
- 酒井軍次郎 (1966) 八甲田山酸ヶ湯温泉の研究 第 2 報. 弘前大学教育学部紀要, vol. 16, p. 17-28.
- 酒井軍次郎 (1967) 八甲田山酸ヶ湯温泉の研究 第 3 報. 弘前大学教育学部紀要別冊, vol. 7, p. 1-16.
- 酒井軍次郎 (1968) 八甲田山酸ヶ湯温泉の研究 第 4 報. 弘前大学教育学部紀要別冊, vol. 9, p. 1-17.
- 酒井軍次郎 (1969) 八甲田山酸ヶ湯温泉の研究 第 5 報. 弘前大学教育学部紀要別冊, vol. 11, p. 1-13.
- 酒井軍次郎・宮城一男・岩井武彦 (1964) 八甲田火山地域における温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 別冊第 4 号, 58p.
- 酒井軍次郎・宮城一男・岩井武彦 (1966) 黒石温泉群の研究. 弘前大学教育学部紀要, 別冊第 6 号, 39p.
- 佐々木 寿 (1998MS) 浅海域が大規模火砕流の流動機構に与えた影響—八甲田カルデラから噴出した火砕流の事例. 北海道大学大学院理学研究科修士論文, 64p.
- 佐々木 寿 (2001) 浅海へ堆積した火砕流堆積物の特徴—青森県津軽盆地更新統鶴ヶ坂層の例—. 日本火山学会講演予稿集, p. 156.
- 佐々木 寿・宝田晋治・根本直樹 (1998a) 浅海域が大規模火砕流の流動機構に与えた影響—八甲田カルデラ起源. 鶴ヶ坂火砕流の例—. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p. 420.
- 佐々木 実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司 (1998b) 八甲田火山群および十和田火山溶岩類の K-Ar 年代と岩石学的特徴. 日本岩石鉱床学会平成 9 年度学術講演予稿集, p. 65.
- 佐々木 実・佐々木 寿・時沢武志・梅田浩司 (1998c) “八甲田火砕流堆積物”の層序の再検討. 日本火山学会 1998 年秋季大会講演予稿集, p. 93.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1985) 那須北帯, 北八甲田火山群の地球化学的研究. 東北大学理学部核理研研究報告, vol. 18, p. 175-188.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1986) 八甲田火山群, ステージ 1, 2 噴出物の地球化学的研究. 東北大学理学部核理研研究報告, vol. 19, p. 288-299.
- 佐々木寧仁・吉田武義・青木謙一郎 (1987) 八甲田火山群, ステージ 1 に活動したソレアイトマグマの地球化学的研究. 東北大学理学部核理研研究報告, vol. 20, p. 363-374.
- Satoh, H. (1966) Pumice flow deposits of the Towada caldera at the vicinity of Kosaka town, Akita Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 72, p. 405-411.
- 佐藤博之 (1969) 十和田カルデラ東方における浅水軽石流堆積物の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 43 —. 地球科学, vol. 23, p. 131-132.
- 佐藤博之・中川 進・桑畑和則・山田敬一・徳永重元 (1978) 青森県青森市酸ヶ湯地域の熱水変質帯. 地質調査所報告, no. 259, p. 239-280.
- 白戸健二・佐々木 実 (1997) 八甲田山火山群. 高田大岳火山溶岩化学組成の層序変化. 日本火山学会講演予稿集, p. 121.
- 白波瀬輝夫・玉生志郎・富樫茂子 (1989) 東日本の 1-3Ma 大規模酸性火砕流の Sr 同位体. 岩鉱, vol. 84, p. 200-207.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) 地熱開発促進調査報告書. No. 30, 八甲田西部地域. 934p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 新エネルギー・産業技術総合開発機構重力測定データファイル, 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983) 地熱開発促進調査報告書 No. 5, 沖浦, 586p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1985) 昭和 59 年度全国地熱資源総合調査 (第 2 次) 火山性熱水対流系地域タイプ 3 (八

- 甲田地域)調査. 火山岩分布年代調査報告書要旨. 45p.
新エネルギー総合開発機構 (1986a) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ3(八甲田地域)調査. 火山岩分布年代調査報告書要旨. 84p.
新エネルギー総合開発機構 (1986b) 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ3(八甲田地域)調査. 流体地化学調査報告書要旨. 60p.
新エネルギー総合開発機構 (1987) 八甲田山地域火山地質図(5万分の1)・八甲田山地域地熱地質編図(10万分の1)及び同説明書. 77p.
- Smith, R.L. and Bailey R.A. (1968) Resurgent cauldrons. In Coats, R.R. and others, eds., *Studies in volcanology, Geol. Soc. Amen. Memoir*, 116, p. 613-662.
- Sparks, R.S.J., Self, S. and Walker, G.P.L. (1973) Products of ignimbrite eruption. *Geology*, vol. 1, p. 115-118.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002a) 岩石記載・古地磁気層序・広域対比にもとづく八甲田カルデラ起源火砕流堆積物群の層序・年代に関する再検討. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 60-61.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002b) 東北日本, 八甲田カルデラを起源とする火砕流堆積物の層序・年代の再検討. 日本火山学会2002年度秋季大会講演予稿集, p. 39.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東・中部地方に分布する第四紀テフラのフィッシュン・トラック年代. 地学雑誌, vol. 107, p. 348-367.
- 鈴木毅彦・Eden, D.・檀原 徹・藤原 治 (2001a) 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?. 月刊地球, vol. 23, no. 9, p. 610-613.
- 鈴木毅彦・Eden, D.・檀原 徹・藤原 治 (2001b) 東北日本弧の大規模火砕流にともなう中期更新世広域テフラー八甲田国本テフラ. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 8-9.
- 高島 勲・本多朔郎・納谷 宏 (1990) 青森県八甲田地域の火砕流堆積物のTL年代. 岩鉱, vol. 85, p. 459-468.
- 宝田晋治・村岡洋文 (1996) 八甲田・沖浦カルデラ起源の大規模火砕流堆積物の特徴. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p. 446.
- 宝田晋治・村岡洋文・工藤 崇 (1998) 八甲田火山の地質. 日本火山学会2002年度秋季大会講演予稿集, p. 94.
- Takarada, S., Ui, T. and Yamamoto, Y. (1999) Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 60, p. 508-522.
- 竹内貞子 (1971) 青森県太平における三本木層の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代66—. 地球科学, vol. 25, p. 186-187.
- Tanida, K. (1961) A study on salic effusive rocks. *Science Reports of the Tohoku University, Series III*, vol. 7, p. 47-100.
- 谷口宏充 (1972) 十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 67, p. 128-138.
- The Rock-Color Chart Committee (1995) Rock-color chart. *The Geological Society of America*, 10p.
- 東北地方第四紀研究グループ (1969) 東北地方における第四紀海水準変化. 日本の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 37-83.
- 時沢武史・佐々木 実 (1994) 八甲田火砕流堆積物の岩石学. 日本火山学会1994年度秋季大会講演予稿集, p. 139.
- 辻 誠一郎・宮地直道・吉川昌伸 (1983) 北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植物変遷. 第四紀研究, vol. 21, p. 301-313.
- Turcotte, L. and Schubert, G. (1982) *Geodynamics*. John Wiley & Sons, New York, 450p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1976) 昭和50年度広域調査報告書八甲田地域. 88p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1977) 昭和51年度広域調査報告書八甲田地域. 35p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978) 昭和52年度広域調査報告書八甲田地域. 27p.
- 上田良一・井上 武 (1961) 秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 24, p. 12-21.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2002a) 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の古地磁気層序. 日本地質学会第109回講演要旨集, p. 66.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2002b) 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の古地磁気層序: 特にブルーナー-松山クロン境界の層位について. 日本第四紀学会講演要旨集, p. 128-129.
- Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 135-150.
- Wager, L.R. and Brown, G.M. (1967) Layered Igneous Rocks. *Oliver & Boyd, Edinburgh*, 588p.
- Walker, G.P.L. (1983) Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 17, p. 65-88.
- Walker, G.P.L., Heming, R.F. and Wilson, C.J.N. (1980) Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, vol. 283, p. 286-287.
- Yagi, K. (1962) Welded tuffs and related pyroclastic deposits in Northern Japan. *Bull. Volc.*, vol. 24, p. 109-128.
- 八木健三・松山 力・七崎 修 (1960) 軽石の密度-溶結凝灰岩生成機巧についての一考察. 火山, vol. 2, p. 99-109.
- Yagi, K., Kawano, Y. and Aoki, K. (1963) Types of Quaternary volcanic activity in northeastern Japan. *Bull. Volc.*, vol. 26, p. 223-235.
- 八島隆一 (1990) 東北日本弧における鮮新世火山岩のK-Ar年代: 阿闍羅山安山岩, 青木森安山岩, 七ツ森安山岩, 笹森山安山岩. 地球科学, vol. 44, p. 150-153.

Geology of the Hakkōda San District

By

Shinji TAKARADA * and Hirofumi MURAOKA * *

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

The Hakkōda San district is situated in northern Honshu and occupies an area between longitude 140°45' E and 141°00' E and between latitude 40°30' N and 40°40' N. This district is situated in the Green Tuff Region of the Inner Zone of Northeast Japan on the Neogene geologic province and axis of the Nasu Volcanic Zone on the Quaternary volcanic chains. Fig. 1 summarizes the geology of the district. In ascending order, the geology of the district is composed of (1) the Miocene Series almost entirely deposited under a marine environment, (2) the Pliocene Series deposited under a marine regression stage and (3) the Quaternary System deposited under an on-land environment although there still remains a lacustrine environment. Characteristics of the district are the Quaternary volcanoes. A part of the Okiura caldera of Early Pleistocene occupies the western area of the district, part of the Hakkōda caldera of Middle Pleistocene occupies the northern section of the district and part of the Towada caldera of Late Pleistocene occupies the southern area of the district. The younger volcanic units tend to cover a wider area.

Miocene

The Miocene is exposed in a very limited area on the surface, but extends almost the entire area at depth. The Miocene is composed of the Itadome Formation, Nuruyu Formation and Miocene Intrusive Rocks. The Itadome Lower Member consists of massive lava and hyaloclastite that are voluminous andesite derived from submarine lava flows. Based on the drill hole data, the maximum thickness of the member reaches 500 m. The Itadome Lower Member is the oldest exposed unit in the district that tends to be exposed near anticline axes of the Neogene. A representative lithologic unit of the Itadome Upper Member is a typical "green tuff" that is continuous and consists of voluminous green-altered dacite pumice tuff. The specific name that is given is the Nashikizawa Tuff Member (Muraoka and Hase, 1990). The Nashikizawa Tuff Member also includes hard shale, hard siltstone and dacite lava where the dacite lava is only exposed in a limited area in the northeastern part of the district near the Hakkōda caldera. The Nashikizawa Tuff Member is as thick as 400 m according to drill hole data. The Nuruyu Formation is only exposed in small areas in the northeastern and northwestern parts of the district. From its limited exposure, this formation is mainly composed of shale and siltstone with beds of dacite pumice tuff as thin as 7-10 m. The Miocene Intrusive Rocks consist of Arakawa Dolerite and Jyogakura Dacite that pierce the horizon of the Itadome Formation in this district. However, the equivalents of the Jyogakura Dacite are known to pierce the horizon of the Nuruyu Formation in the Kuroishi district (Muraoka and Hase, 1990). The shape of these intrusives is a sheet and dike on the Arakawa Dolerite and stock and dike on the Jyogakura Dacite. Among the Miocene Series, andesite lava and hyaloclastite of the Itadome Lower Member and dacite pumice tuff of the Nashikizawa Tuff Member are presumed to extend almost the entire district at depth.

Pliocene

The Pliocene is composed of Obirakiyama Tuff, Nijikai Tuff and Kuromori Lava. The Obirakiyama Tuff is a rhyolite pumice tuff of ca. 3.5 Ma and caldera-forming tuff of the 15-km diameter Yunosawa caldera that lies in the Kuroishi district in the west and Ikarigaseki district in the southwest. The Obirakiyama Tuff is relatively predominant in alkali constituents compared with the Quaternary volcanic rocks in the Northeast Japan arc. The tuff is relatively voluminous and reaches a maximum thickness of 500 m in this district based on drill hole data. Almost the entire Obirakiyama Tuff is observed as welded tuff in this district. Therefore, it is evident that the district once appeared above sea level during the time hiatus shown by the unconformity between the Miocene and Pliocene. The Nijikai Tuff is an andesite scoria tuff of ca. 2.5 Ma and caldera-forming tuff of the Ikarigaseki

* Institute of Geology and Geoinformation

**Institute for Geo-Resources and Environment

caldera that is 8 km (N-S) by 12 km (E-W). It lies in the Kuroishi district in the west and Ikarigaseki district in the southwest. Almost the entire Nijikai Tuff is observed as a submarine tuff in this district. Therefore, the district that once appeared above sea level at the Obirakiyama stage, again became a marine environment by marine transgression.

Quaternary

The Quaternary is mainly divided into caldera-forming pyroclastic flow deposits and their pre-caldera and post-caldera volcanic units of three calderas: the Early Pleistocene Okiura caldera, Middle Pleistocene Hakkōda caldera and Late Pleistocene Towada caldera (Muraoka and Takakura, 1988). The Okiura caldera lies in the western part of the district and is a semi-circular caldera with a diameter of 15 km. The western half of the Okiura caldera has a circular structure that mostly lies in the Kuroishi district. The Aoni Tuff was produced several times from the Okiura caldera and ranges in age from 1.7 to 1.1 Ma. Afterward, the Okiura Dacite of ca. 0.9-0.7 Ma was erupted in the Okiura caldera as post-caldera cones. The intracaldera Aoni Tuff is almost entirely composed of lacustrine deposits and includes dacite pumice tuff, fine-grained tuff, basalt lava, lithic tuff and debris flow deposits. The intracaldera Aoni Tuff abuts the caldera basement units and is thinning out in the Ōu backbone range of the northern Honshu at its eastern edge of distribution. This shows that the Ōu backbone range already existed prior to the collapse of the Okiura caldera. Therefore, it is obvious that Okiura caldera initially had a semi-circular structure.

Afterward, the volcanic center shifted to the northeast, and Minami-Hakkōda Volcanoes were formed in the center of the district. The Ōsegawa Pyroclastic Flow Deposits with an intermediate-scale volume were erupted in part of the Minami-Hakkōda Volcanoes during 0.9-0.8 Ma and deposited in and around the Ōsegawa River. After Minami-Hakkōda Volcanoes were relatively mature, the Hakkōda 1st-stage and 2nd-stage Pyroclastic Flow Deposits were erupted in the northeastern part of the district during 0.70-0.30 Ma, and the Hakkōda caldera was formed. After the collapse of the Hakkōda caldera, the Kita-Hakkōda Volcanoes commenced their eruptions in the northern part of the district. The Hinadake, Takadaōtake, Tamoyachidake, Maedake, Narusawadaichi, Sennintai, Iōdake, Kodake, Idodake, Akakuradake and Ōdake Volcanoes were formed as post-caldera volcanoes of the Hakkōda caldera. At the same time, pre-caldera volcanism of the Towada caldera occurred in the south part of the district, and Ohanabeyama Lava and Aobunayama Pyroclastic Rocks were erupted. Three caldera-forming pyroclastic flows with intermediate-scale and large-scale volumes, the Towada-Okuse, Towada-Ōfudo and Towada-Hachinohe Pyroclastic Flows occurred in the southern Towadako district during 55-15 ka, and the Towada caldera was formed. A large-scale Plinian-type eruption occurred in the Towada caldera at ca. 6 ka, forming the Chuseri Pyroclastic Fall Deposits (Hayakawa, 1983a). At least five events of Vulcanian and phreatic eruptions occurred at the summit of the Kita-Hakkōda Volcanoes during the last 6000 years (Kudo, *et al.*, 2003a). At A.D. 915, the Kemanai Pyroclastic Flow occurred in the Towada caldera. At the present time, the Jigokunuma crater in the southwestern foot of the Kita-Hakkōda Volcanoes had three events of phreatic eruptions that occurred during A.D. 1300-1650 (Kudo *et al.*, 2000).

Geologic Structure

The Hakkōda San district is characterized by the WNW-ESE or E-W contraction tectonics since 8-7 Ma, resulting in many folds and reverse faults. Whereas most of the Miocene dikes are trending in NNE-SSW, indicating that the WNW-ESE extension tectonics probably prevailed in the district before 8-7 Ma.

The limited exposure of the Miocene reveals many fold axes trending in NNE-SSW, where most wing of widths are less than 1 km. Relatively large-scale folds such as the Ōsegawa and the Hakkōda San Anticlines may basically form the Ōu backbone range, regardless of the high mountains of younger volcanic edifices. To the west, the Shimoyu Anticline is also a relatively large-scale fold. The circular Aoni Syncline forms a caldera moat of the Okiura caldera. The Okiura Central Dome lies at the center of the Okiura caldera and is comparable with the resurgent dome of the Valles type calderas (Smith and Bailey, 1968).

The Oguni Fault is one fault of the Okiura Circular Normal Fault System that caused the subsidence of the Okiura caldera (Muraoka and Hase, 1990), and its eastern extension appears in the southwest corner of the district. However, its vertical separation becomes smaller to the east in the district so that the Okiura caldera was originally characterized by the half moon shape. The Takinomatagawa Fault may be a strike-slip type fault based on the lateral striation. The Kamitakinosaawa, Okogawazawa and Sorigasezawa Faults are reverse faults and typical range-bounding faults to the Ōu backbone range. The Sodegawasawa Fault is also a reverse fault that cuts the Hakkōda 2nd Stage Pyroclastic Flow Deposits of ca. 0.40 Ma, but its E-W trend may have been derived from the local tectonics. The Shinyu Fault has a WSW-ENE trend and its slip direction is unknown. However, it is noted that the high-temperature hot springs are aligned in the upper block of this fault and parallel with this fault. Possibly, this fault controls up-flows of these geothermal aquifers.

Economic Geology

Two limonite mines, the Towada Mine and Aomori Mine, are situated near the Jyogakura Gorge. They operated during and after the Second World War, but after a few years operation, they were abandoned.

There are many high-temperature volcanogenic hot springs in this district. They are one of the important resources in this district because many towns and villages in the district are developed as hot spring resort on these hot springs. The New Energy and Industrial Technology Development Organization has conducted three geothermal resource surveys for power generations in this district. As a result, the high potentiality of geothermal resources was confirmed, but geothermal power stations have still not been developed.

執筆分担

第1章 地形	宝田晋治
第2章 地質概説	村岡洋文・宝田晋治
第3章 新第三系新統	村岡洋文
第4章 新第三系鮮新統	村岡洋文・宝田晋治
第5章 第四系	宝田晋治・村岡洋文
第6章 地質構造	村岡洋文
第7章 応用地質	村岡洋文・宝田晋治

文献引用例

宝田晋治・村岡洋文（2004）八甲田山地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，86 p.

章単位での引用例

宝田晋治（2004）八甲田山地域の地質，第1章 地形．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，p. 1-6.

Bibliographic reference

Takarada, S. and Muraoka, H. (2004) Geology of the Hakkōda San district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 86 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Takarada, S. (2004) Geology of the Hakkōda San district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-6. (in Japanese).

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

八甲田山地域の地質

平成16年6月30日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 勝美印刷株式会社

裏表紙説明: 北八甲田火山群最高峰の大岳 (標高 1,584 m)。毎年大勢の登山客が訪れる日本百名山の 1 つである。大岳は約 30 万年前から活動を続けている第四紀成層火山である。最近では、1,500 年前～6,000 年前にも何度か水蒸気爆発やブルカノ式噴火を行っている活火山である。手前の酸ヶ湯は登山基地となっており、酸ヶ湯温泉はひばの千人風呂で有名である (本文第 1. 6 図)。

Back Cover Photo: Mt. Ōdake, the highest summit in the Kita-Hakkōda Volcanic Group (1,584 m a.s.l.). Mt. Ōdake is quite popular with climbers and selected as the best 100 mountains in Japan. Mt. Ōdake is a Quaternary stratovolcano and has been active since 0.3 million years ago. Mt. Ōdake is an active volcano and phreatic explosions and vulcanian eruptions occurred within 1,500 to 6,000 years ago. Su-kayu in the front is a base site for climbers and famous for a large hot spring (See Fig. 1. 6 in the text).

