

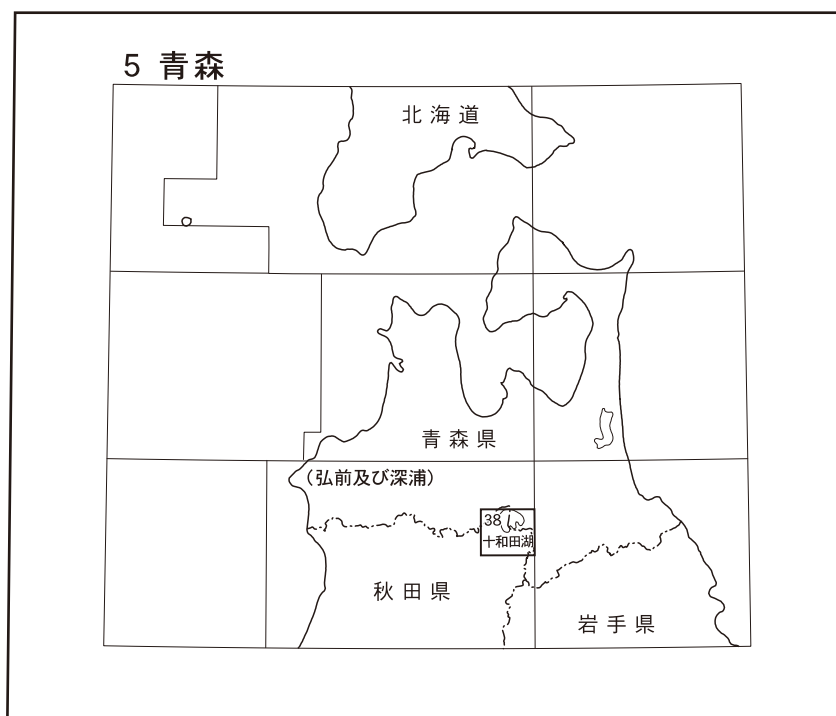
地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
青森(5)第38号
NK-54-24-2

十和田湖地域の地質

工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志

令和元年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



() 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

5-29 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 (2005)
5-37 碓ヶ関 Ikarigaseki NK-54-24-6 (未刊行, unpublished)	5-38 十和田湖 Towada Ko NK-54-24-2 (2019)	5-39 田子 Takko NK-54-18-14 (未刊行, unpublished)
5-45 大館 Odate NK-54-24-7 (未刊行, unpublished)	5-46 花輪 Hanawa NK-54-24-3 (未刊行, unpublished)	5-47 浄法寺 Joboji NK-54-18-15 (未刊行, unpublished)
花輪 Hanawa 1:75,000 (1933)		

十和田湖地域の地質

工藤 崇*・内野隆之*・濱崎聡志*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所が1882年に創設されて以来、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、様々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、自ら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。

十和田湖地域の現地調査は平成25～29年度に実施された。この調査結果に、工藤が平成11～24年度にわたり断続的に実施してきた十和田火山噴出物の調査結果を加え、本報告を取りまとめた。現地調査と研究報告の作成にあたっては、ジュラ系を内野が、地形と新第三系～第四系を工藤が、応用地質を濱崎・工藤が担当した。全体の取りまとめについては工藤が行なった。

本調査研究にあたり以下の機関や方々のご協力を得た。DOWAホールディングス株式会社秋田事業所及び小坂製錬株式会社には、旧小坂鉦山構内の地質調査について許可をいただくとともに、小坂鉦山に関連する各施設をご案内いただいた。秋田県大館市在住の宮本 博氏には、旧小坂鉦山構内の調査にご同行いただくとともに、地質図をまとめる上で多数の有益な情報をご提供頂いた。NPO法人奥入瀬自然観光資源研究会の河井大輔氏、川村祐一氏には、現地の様々な情報をご提供頂くとともに、地質情報を観光に活かす方策等について、常日頃からご議論いただいている。青森県庁上北地域県民局（当時）の久保田 聡氏には、現地の様々な情報をご提供頂くとともに、一部の露頭の場所をご教示いただいた。本研究で使用した薄片は産総研地質情報基盤センター地質標本館室の佐藤卓見、大和田 朗、福田和幸及び平林理恵の各氏の製作による。

(平成30年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Towada Ko, Towada volcano, Lake Towada, Towada caldera, Nakanoumi caldera, Middle Jurassic, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Shibamori Complex, Senosawa Formation, Nishinomata Formation, Higashimata Formation, Uwamuki Formation, Sunakozawagawa Formation, Matsukurasawa Formation, Ashinasawa Formation, Musawa Formation, Kandagawa Formation, Shibamori Formation, Takinosawa Formation, Nenokuchi Formation, Late Pliocene to Middle Pleistocene volcanic rocks, Late Pliocene to Middle Pleistocene pyroclastic flow deposits, eruptive products of Towada volcano, Okuse, Ofudo and Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits, terrace deposits, landslide, Alluvium, Kosaka Mine, Towada Mine, Namariyama Mine, Nurukawa Mine, Kuroko deposits.

目 次

第1章 地形	1
1.1 概説	1
1.2 十和田火山の地形	1
1.2.1 カルデラ地形	1
1.2.2 後カルデラ期火山体地形	2
1.2.3 湖底谷地形	4
1.2.4 火砕流堆積面地形	4
1.3 十和田火山より古い火山地形	4
1.4 奥入瀬溪谷の地形	4
1.5 山地地形	5
1.6 地すべり地形	5
1.7 段丘地形	5
1.8 低地地形	5
1.9 河川	6
第2章 地質概説	7
2.1 ジュラ紀付加体	7
2.2 下部中新統～下部鮮新統	7
2.3 未区分上部中新統～下部更新統	10
2.4 上部鮮新統～更新統	10
2.5 十和田火山噴出物（中部更新統～完新統）	10
2.6 完新統	11
2.7 地質構造	11
第3章 ジュラ紀付加体	13
3.1 研究史	13
3.2 柴森コンプレックス	13
第4章 下部中新統～下部鮮新統	21
4.1 研究史，層序区分及び概要	21
4.1.1 研究史	21
4.1.2 層序区分	22
4.1.3 概要	22
4.2 瀬の沢層	24
4.3 西ノ又層	26
4.4 東又層	28
4.5 上向層	31
4.6 砂子沢川層	36
4.7 貫入岩及び溶岩	41
4.7.1 斑状細粒閃緑岩貫入岩	41

4. 7. 2	ドレイイト及び無斑晶状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩	42
4. 7. 3	斑状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩	42
4. 7. 4	斑状安山岩貫入岩	44
4. 7. 5	無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含まない）	44
4. 7. 6	無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）	46
4. 7. 7	斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（石英斑晶を含まない）	47
4. 7. 8	斑状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）	48
4. 7. 9	粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（石英斑晶を含む）	48
4. 8	松倉沢層	49
4. 9	芦名沢層	54
第5章	未区分上部中新統～下部更新統	57
5. 1	概要	57
5. 2	デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とする岩相	57
5. 2. 1	小惣辺沢流域	57
5. 2. 2	湯の又沢～大清水川流域	57
5. 2. 3	温川沢流域	60
5. 2. 4	出前沢流域	60
5. 2. 5	荒川川流域	60
5. 2. 6	栃沢及び長沢川流域	62
5. 2. 7	黒森南西地域	62
5. 2. 8	小坂鉦山南方地域	63
5. 3	玄武岩溶岩からなる岩相	63
5. 4	流紋岩溶岩からなる岩相	63
5. 5	未固結の礫層からなる岩相	64
第6章	上部鮮新統～更新統	65
6. 1	研究史，概要及び火山活動史	65
6. 1. 1	研究史	65
6. 1. 2	概要	68
6. 1. 3	火山活動史	68
6. 2	中ノ平火砕流堆積物	70
6. 3	田代川火山岩	71
6. 4	御判如森火砕流堆積物	77
6. 5	無沢層	82
6. 6	久吉火砕流堆積物	84
6. 7	面無火砕流堆積物	84
6. 8	神田川層	85
6. 9	東の沢火砕流堆積物	86
6. 10	カラ沢火砕流堆積物	88
6. 11	高山溶岩・火山砕屑岩	90
6. 12	宇樽部川火砕岩・溶岩	91

6.13	三ツ岳溶岩	94
6.14	十和田山溶岩・火砕岩	94
6.15	青荷層	95
6.15.1	温川土石流堆積物	95
6.16	黒滝火砕流堆積物	96
6.17	柴森層	96
6.18	温川沢溶岩	99
6.19	爺倉岬溶岩・火山碎屑岩	99
6.20	堀切沢溶岩	101
6.21	滝ノ沢層	103
6.22	奥入瀬川火砕岩	104
6.23	子ノ口層	105
6.24	八甲田第1期火砕流堆積物	107
6.25	岩岳溶岩・火砕岩	108
6.26	水無沢火砕流堆積物	110
6.27	八甲田第2期火砕流堆積物	111
6.28	未区分堆積物	112
第7章	十和田火山噴出物（中部更新統～完新統）	114
7.1	研究史，概要及び火砕流堆積物の識別	114
7.1.1	研究史	114
7.1.2	概要	115
7.1.3	火砕流堆積物の識別	117
7.2	先カルデラ期噴出物	117
7.3	カルデラ形成期噴出物	125
7.3.1	奥瀬火砕流堆積物及びレッドパミステフラ	125
7.3.2	大不動火砕流堆積物及び切田テフラ	128
7.3.3	雲井火砕流堆積物	131
7.3.4	八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラ	131
7.4	後カルデラ期噴出物	134
7.4.1	中山崎溶岩	136
7.4.2	五色岩火砕岩	141
7.4.3	二ノ倉スコリア	142
7.4.4	御門石溶岩	144
7.4.5	噴火エピソードG噴出物（新郷軽石）	145
7.4.6	噴火エピソードF噴出物（夏坂スコリア及び樺山火山灰）	147
7.4.7	噴火エピソードE噴出物（南部軽石及び貝守火山灰）	147
7.4.8	噴火エピソードD噴出物（小国軽石及び中ノ沢火山灰）	148
7.4.9	噴火エピソードD'噴出物（御倉山溶岩及び戸来火山灰）	149
7.4.9.1	御倉山溶岩	149
7.4.9.2	戸来火山灰	150

7. 4. 10	噴火エピソードC 噴出物 (中振軽石, 金ヶ沢軽石及び宇樽部火山灰)	150
7. 4. 11	噴火エピソードB 噴出物 (迷ヶ平軽石及び惣辺火山灰)	151
7. 4. 12	噴火エピソードA 噴出物 (大湯火砕堆積物及び毛馬内火砕流堆積物)	152
7. 4. 12. 1	大湯火砕堆積物	152
7. 4. 12. 2	毛馬内火砕流堆積物	153
第8章	完新統	155
8. 1	概要	155
8. 2	地すべり堆積物	155
8. 3	山麓及び埋谷緩斜面堆積物	156
8. 4	大湯川1～3段丘堆積物	156
8. 5	宇樽部段丘堆積物	156
8. 6	湖岸低地堆積物	158
8. 7	氾濫原及び谷底低地堆積物	158
8. 8	湖底堆積物	158
8. 9	埋立地及び盛土	158
第9章	新第三系～第四系の地質構造	160
9. 1	概説	160
9. 2	断層	160
9. 2. 1	御鼻部山断層	160
9. 2. 2	温川断層	160
9. 2. 3	柴森断層	161
9. 2. 4	阿久谷川断層	162
9. 2. 5	芦名沢断層	162
9. 2. 6	高井場山断層	162
9. 3	褶曲	163
9. 3. 1	白地向斜	163
9. 3. 2	十和田湖西岸の背斜・向斜群	163
9. 3. 3	荒川背斜	163
第10章	応用地質	164
10. 1	金属鉱床	164
10. 1. 1	小坂鉱山	164
10. 1. 2	十和田鉱山 (旧十輪田鉱山)	166
10. 1. 3	鉛山鉱山	166
10. 1. 3. 1	鉛山鉱床	167
10. 1. 3. 2	銀山鉱床	168
10. 1. 4	温川鉱山	170
10. 2	採石資源	170
10. 3	温泉	171
文献		172
Abstract		188

図・表目次

第 1. 1 図	十和田湖地域の赤色立体地図（グレースケール）	2
第 1. 2 図	十和田カルデラ内部の地形	3
第 1. 3 図	鉛山付近から望む中湖カルデラの地形	3
第 1. 4 図	惣辺放牧場付近から望む三ツ岳及び大駒ヶ岳の溶岩ドーム地形	4
第 1. 5 図	十和田湖上から望む奥入瀬溪谷の谷地形	5
第 1. 6 図	御鼻部山付近から望む宇樽部付近の段丘地形	5
第 2. 1 図	十和田湖地域の地質概略図	8
第 2. 2 図	十和田湖地域の地質総括図	9
第 3. 1 図	東北地方の中生代付加体の分布を示す地質概略図	13
第 3. 2 図	柴森地域の鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢に分布する柴森コンプレックスの地質図	14
第 3. 3 図	鍋子沢におけるルートマップ	15
第 3. 4 図	鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢・砂子沢支流に分布する柴森コンプレックスの柱状図	17
第 3. 5 図	柴森コンプレックスの岩相	18
第 3. 6 図	柴森コンプレックスの各岩石の薄片写真	19
第 3. 7 図	柴森コンプレックスと接する新第三系・第四系	20
第 4. 1 図	瀬の沢層の露頭写真	25
第 4. 2 図	西ノ又層、東又層及び砂子沢川の地質柱状図	27
第 4. 3 図	金山沢流域のルートマップ	28
第 4. 4 図	温川沢上流域のルートマップ	29
第 4. 5 図	西ノ又層、東又層及び上向層の露頭写真	30
第 4. 6 図	小坂鉦山付近のルートマップ	32
第 4. 7 図	中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成	34
第 4. 8 図	上向層及び砂子沢川層の偏光顕微鏡写真	35
第 4. 9 図	砂子沢川中流域のルートマップ	37
第 4.10 図	砂子沢川層の露頭写真	38
第 4.11 図	斑状細粒閃緑岩貫入岩 (Di) の偏光顕微鏡写真	42
第 4.12 図	前期～後期中新世貫入岩及び溶岩の露頭写真	43
第 4.13 図	ドレライト及び無斑晶状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Do), 斑状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Ba) の偏光顕微鏡写真	44
第 4.14 図	前期～後期中新世貫入岩及び溶岩の偏光顕微鏡写真	45
第 4.15 図	松倉沢流域及び松倉神社付近のルートマップ	50
第 4.16 図	寒沢上流域のルートマップ	51
第 4.17 図	松倉沢層の露頭写真	52
第 4.18 図	松倉沢層の偏光顕微鏡写真	53
第 4.19 図	芦名沢層の露頭写真	54
第 4.20 図	芦名沢層流紋岩 (Ar) の偏光顕微鏡写真	55
第 5. 1 図	試錐 56MAHD-3 及び 57MAHD-1 の地質柱状図	58

第 5. 2 図	大清水川流域に分布する溶結火山礫凝灰岩の偏光顕微鏡写真	60
第 5. 3 図	未区分上部中新統～下部更新統の露頭写真	61
第 5. 4 図	長沢川流域に分布する溶結凝灰岩 (uv) と小坂鉦山北西地域に分布する流紋岩溶岩 (ury) の偏光顕微鏡写真	62
第 5. 5 図	小坂鉦山南方地域における未区分上部中新統～下部更新統の産状を示す地質柱状図	63
第 6. 1 図	本報告と既存報告における後期鮮新世～中期更新世溶岩類の対応関係	66
第 6. 2 図	本報告と既存報告における後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物の対応関係	66
第 6. 3 図	十和田湖地域における上部鮮新統～第四系層序を示すブロックダイアグラム	69
第 6. 4 図	中ノ平火砕流堆積物, 田代川火山岩及び御判如森火砕流堆積物の露頭写真	73
第 6. 5 図	後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物の主成分元素全岩化学組成	74
第 6. 6 図	中ノ平火砕流堆積物, 田代川火山岩, 御判如森火砕流堆積物, 久吉火砕流堆積物, 面無火砕流堆積物及び東の沢火砕流堆積物の偏光顕微鏡写真	75
第 6. 7 図	田代川流域のルートマップ	76
第 6. 8 図	後期鮮新世～中期更新世溶岩類の主成分元素全岩化学組成	79
第 6. 9 図	摺毛沢流域のルートマップ	80
第 6.10 図	無沢層の模式地における産状を示す柱状図	82
第 6.11 図	無沢層, 久吉火砕流堆積物, 面無火砕流堆積物及び神田川層の露頭写真	83
第 6.12 図	高山付近のルートマップ	86
第 6.13 図	宇樽部川上流域のルートマップ	87
第 6.14 図	東の沢火砕流堆積物, カラ沢火砕流堆積物, 高山溶岩・火山砕屑岩, 宇樽部川火砕岩・溶岩及び十和田山溶岩・火砕岩の露頭写真	89
第 6.15 図	高山溶岩・火山砕屑岩, 宇樽部川火砕岩・溶岩, 三ツ岳溶岩, 十和田山溶岩・火砕岩及び黒滝火砕流堆積物の偏光顕微鏡写真	92
第 6.16 図	温川沢流域のルートマップ	97
第 6.17 図	青荷層温川土石流堆積物, 黒滝火砕流堆積物, 柴森層, 爺倉岬溶岩・火山砕屑岩及び滝ノ沢層の露頭写真	98
第 6.18 図	温川沢溶岩, 爺倉岬溶岩・火山砕屑岩, 堀切沢溶岩, 奥入瀬川火砕岩, 八甲田第 1 期火砕流堆積物及び岩岳溶岩・火砕岩の偏光顕微鏡写真	100
第 6.19 図	滝ノ沢付近の地質柱状図	102
第 6.20 図	奥入瀬川流域のルートマップ	105
第 6.21 図	奥入瀬川火砕岩と子ノ口層の境界部の地質柱状図	106
第 6.22 図	奥入瀬川火砕岩及び子ノ口層の露頭写真	106
第 6.23 図	八甲田第 1 期火砕流堆積物, 岩岳溶岩・火砕岩, 水無沢火砕流堆積物及び八甲田第 2 期火砕流堆積物の露頭写真	109
第 6.24 図	八甲田第 2 期火砕流堆積物とその直下層準の産状を示す地質柱状図	112
第 7. 1 図	十和田火山噴出物の層序を示すブロックダイアグラム	116
第 7. 2 図	十和田市青撫山で得られた地質柱状図	119
第 7. 3 図	十和田湖南西岸～南岸での地質柱状図	120
第 7. 4 図	十和田火山先カルデラ期噴出物の露頭写真	121
第 7. 5 図	十和田火山噴出物の主成分元素全岩化学組成	123
第 7. 6 図	十和田火山先カルデラ期噴出物の偏光顕微鏡写真	124
第 7. 7 図	十和田火山カルデラ形成期噴出物の柱状図	126

第 7. 8 図	十和田火山カルデラ形成期噴出物の露頭写真 (その 1).....	127
第 7. 9 図	切田テフラの柱状図.....	130
第 7.10 図	十和田火山カルデラ形成期噴出物の露頭写真 (その 2).....	132
第 7.11 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の層序と年代.....	135
第 7.12 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真 (その 1).....	137
第 7.13 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真 (その 2).....	138
第 7.14 図	十和田火山後カルデラ噴出物の主成分元素全岩化学組成.....	139
第 7.15 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の偏光顕微鏡写真.....	140
第 7.16 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の地質柱状図.....	143
第 7.17 図	十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真 (その 3).....	144
第 7.18 図	噴火エピソード A ~ G 噴出物の模式的層序を示す地質柱状図.....	146
第 7.19 図	噴火エピソード A 噴出物の露頭写真.....	153
第 8. 1 図	大湯川 1 段丘堆積物の露頭写真.....	156
第 8. 2 図	宇樽部段丘堆積物の写真.....	157
第 8. 3 図	宇樽部段丘堆積物被覆層の露頭写真.....	157
第 8. 4 図	湖岸低地堆積物の露頭写真.....	158
第 8. 5 図	鉾津盛土の写真.....	159
第 9. 1 図	十和田湖地域の地質構造.....	161
第 9. 2 図	御鼻部山断層による変位地形.....	162
第 9. 3 図	柴森断層の露頭写真.....	162
第 10.1 図	十和田湖地域周辺における主要鉾床の分布.....	164
第 10.2 図	小坂鉾山鉾床分布.....	165
第 10.3 図	元山鉾床断面図.....	166
第 10.4 図	小坂鉾山関連施設の写真.....	167
第 10.5 図	元山鉾床露天掘採掘場跡.....	168
第 10.6 図	温川, 十和田, 鉛山鉾山位置図.....	169
第 10.7 図	奥八九郎温泉と奥奥八九郎温泉.....	171
第 4. 1 表	本報告と既存報告における下部中新統~下部鮮新統の対応関係.....	23
第 4. 2 表	本報告と既存報告における小坂鉾山付近の層序対応表.....	23
第 4. 3 表	前期中新世~前期鮮新世火山岩の主成分全岩化学組成.....	39
第 4. 4 表	中部中新統~下部鮮新統のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果.....	40
第 5. 1 表	未区分上部中新統~下部更新統の記載岩石学的特徴.....	59
第 5. 2 表	未区分上部中新統~下部更新統の主成分全岩化学組成.....	59
第 6. 1 表	後期鮮新世~中期更新世火砕流堆積物の岩石学的特徴.....	71
第 6. 2 表	後期鮮新世~中期更新世溶岩類及び火砕流堆積物の主成分全岩化学組成.....	72
第 6. 3 表	後期鮮新世~中期更新世溶岩類の岩石記載表.....	78
第 6. 4 表	後期鮮新世~中期更新世火砕流堆積物のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果.....	82
第 6. 5 表	珪藻化石分析結果.....	87
第 7. 1 表	先カルデラ期噴出物の岩石記載表.....	122

第 7. 2 表	カルデラ形成期～後カルデラ期噴出物のモード組成	129
第 7. 3 表	大不動・八戸火砕流堆積物に関する ^{14}C 年代一覧表	133
第 7. 4 表	中山崎溶岩の岩石記載表	138
第 7. 5 表	後カルデラ期噴出物に関する ^{14}C 年代一覧表	142
第 10.1 表	十和田湖地域内の温泉データ一覧表	171
付図 1	露頭及びルート位置図 (その 1)	179
付図 2	露頭及びルート位置図 (その 2)	180
付図 3	露頭及びルート位置図 (その 3)	181
付図 4	露頭及びルート位置図 (その 4)	182
付図 5	露頭及びルート位置図 (その 5)	183
付表 1	十和田火山先カルデラ期噴出物の主成分全岩化学組成	184
付表 2	十和田火山カルデラ形成期噴出物の主成分全岩化学組成	185
付表 3	十和田火山後カルデラ期噴出物の主成分全岩化学組成 (その 1)	186
付表 4	十和田火山後カルデラ期噴出物の主成分全岩化学組成 (その 2)	187
Fig. 1	Summary of geology in the Towada Ko District	189
Fig. 2	Block diagram showing stratigraphy of the eruptive products of Towada volcano	191

第1章 地 形

(工藤 崇)

1. 1 概 説

十和田湖地域は、世界測地系において北緯40° 20' 9.8" ~ 40° 30' 9.8", 東経140° 44' 47.4" ~ 140° 59' 47.3" (日本測地系において北緯40° 20' ~ 40° 30', 東経140° 45' ~ 141° 0') の範囲に位置し(第1.1図), 行政区として青森県十和田市, 平川市, 三戸郡新郷村, 三戸郡三戸町, 三戸郡たっこ町, 秋田県鹿角市, 鹿角郡小坂町が含まれる。本地域に隣接する地域としては, 北隣に八甲田山地域, 北東隣に十和田地域, 東隣に田子地域, 南東隣に浄法寺地域, 南隣に花輪地域, 南西隣に大館地域, 西隣に碓ヶ関地域, 北西隣に黒石地域がある。

十和田湖地域は奥羽山脈の中軸部に位置する。本地域のほぼ中央には, 第四紀火山である十和田火山が位置する。十和田火山は, 長径12.7 km, 短径10.8 kmの十和田カルデラを有する(第1.1図)。その内部には水が湛えられ, 十和田湖を成す。十和田カルデラの内部には, 後カルデラ期の火山体, 中湖カルデラ, 湖底谷などの地形が認められる。十和田カルデラの外側には, 八戸火砕流堆積物による広大な火砕流堆積面地形が認められる(第1.1図)。火砕流堆積面は河川侵食を受けて段丘化している。

十和田カルデラの周縁部には, 十和田火山以前の第四紀火山活動による火山体が認められるが, その多くは侵食や被覆層のため不明瞭な火山地形を示す。奥入瀬川は, 十和田湖唯一の自然排水河川であり, 十和田湖北東岸の子ノ口から北東方向に流下し, 深さ最大300 mの奥入瀬渓谷を成す。本地域の西半部及び南端部には, 十和田火山起源の火砕流堆積物に埋め残された新第三系からなる山地地形が認められる。これらの山地のピーク及び稜線の標高は400 ~ 1,000 mに及ぶ。これらは急峻で凹凸に富んだ地形を示す。

地すべり地形は, 本地域の全域に点在するが, その数は比較的少なく, 分布面積も小さい。段丘地形は, いずれも河成段丘からなり, 十和田湖の湖岸沿いと大湯川沿いで認められる。低地地形は, 十和田湖の湖岸沿いと河川沿いで認められる。

主要な河川としては, 十和田湖を發し北東に流下する奥入瀬川, 本地域北西部を發し北流する摺毛沢や温川沢, 本地域南西部を發し南西に流下する小坂川, 砂子沢川, 荒川川, 本地域南部に広大な集水域を持ち南西に流下する大湯川などがある。

1. 2 十和田火山の地形

十和田火山の地形としては, 入れ子状構造を示す2つのカルデラ地形, 後カルデラ期の火山体地形及びカルデラ外側に広がる火砕流堆積面地形が認められる。また, 十和田火山の活動に関連する地形として, 十和田湖の湖底谷地形が認められる。以下ではこれらの地形について記述する。

1. 2. 1 カルデラ地形

カルデラ地形としては, 十和田カルデラと中湖カルデラが認められる(第1.1図)。これらのカルデラは, 入れ子状構造を成し, 二重カルデラの地形を示す。なお, 十和田カルデラ自体は複数回の陥没により形成されたものなので(Hayakawa, 1985), 成因的には「二重カルデラ」というより, むしろ「多重カルデラ」と呼ぶべきであろう。

十和田カルデラは, 長径12.7 km, 短径10.8 kmの四角形に近い形状を示す(第1.1図)。カルデラ内部には水が湛えられ, 中湖カルデラ内の湖水と一体となり, 十和田湖を成す。十和田カルデラのカルデラ縁は, 東部の一部分でやや不鮮明となるが, その他の部分では比較的明瞭である(第1.1図)。特に十和田カルデラの北側と南側では, カルデラ壁の急崖とカルデラ外側の平坦な火砕流堆積面の地形的コントラストにより, 明瞭なカルデラ縁を成す。カルデラ縁のピークとしては, 御鼻部山, 高山, 赤岩山, 現頭倉, 鉛山, 岩岳などがある(第1.1図)。カルデラ壁の比高は, 湖水下へと連続する急崖部分も含めると, 御鼻部山付近で最大で670 m, 大畳石付近で370 m, 赤岩山付近で385 m, 現頭倉付近で545 m, 滝ノ沢付近で380 mである。カルデラ壁の急崖は, 湖水下60 m付近まで連続する(第1.2図)。カルデラ底は, 水深60 ~ 80 m付近で平坦面を成し, 後述する湖底谷へ向かって緩く傾斜する(第1.2図)。十和田カルデラは, 十和田火山カルデラ形成期(61 ~ 15.5 ka)に発生した複数回の大規模噴火に伴う陥没により形成されたと考えられている(Hayakawa, 1985)。

中湖カルデラは, 直径約2.8 kmの楕円形の形状を示す(第1.2図; 第1.3図)。カルデラ縁は, 中山半島と御倉半島を構成し, 北側では湖水中に没する(第1.2図; 第1.3図)。中湖カルデラの最深部は, 水深327 mで,



第1.1図 十和田湖地域の赤色立体地図（グレースケール）
 基図にアジア航測株式会社作成の赤色立体地図を使用。緯度・経度は日本測地系による。

長径2 km、短径1 kmの楕円形状の平坦面を成す（第1.2図）。カルデラ壁の高さは、御倉山付近で570 mある。中湖カルデラの形成時期については、9.2 kaの噴火エピソードE説（大池，1976；松山・大池，1986）、6.2 kaの噴火エピソードC説（Hayakawa，1985）、西暦915年の噴火エピソードA説（工藤，2010a）がある。噴火の規模を考慮すると、噴火エピソードCあるいはAのどちらかの可能性が高いが、いずれも決定的な証拠に欠くため確定していない。

1.2.2 後カルデラ期火山体地形

中湖カルデラの周縁部では、成層火山体の山麓斜面と溶岩ドームの地形が認められる（第1.2図）。これらは十和田火山後カルデラ期の火山活動により形成された地形である。成層火山体は「五色岩火山」（Hayakawa，1985）と呼ばれている。五色岩火山は、中湖カルデラ形成のため山頂部が失われており、山麓部の火山体斜面のみが残存する（第1.2図：第1.3図）。火山体斜面は、中湖カルデラ内から外側へ向かって傾斜しており、水深70 m付近まで続いている。成層火山体の比高は、現存する部分では少なくとも280 mある。火山体斜面には溶岩流地形は確認できない。これは、火山体の多くの部分



第 1. 2 図 十和田カルデラ内部の地形
 基図に国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図を使用.



第 1. 3 図 鉛山付近から望む中湖カルデラの地形

が厚い降下火砕堆積物で構成されていること、主に溶岩が露出する中山半島では侵食を受け溶岩流地形が不明瞭になっていることによる。

溶岩ドーム地形としては、御門石溶岩と御倉山溶岩によるものが認められる(第1.2図)。御門石溶岩は、湖底面からの比高70m、直径約620mのドーム状地形を呈し、頂部のみが湖水面すれすれに顔を出している。御倉山溶岩は、比高約300m、直径約1.5kmのドーム状地形を呈し、御倉半島の先端部を構成する(第1.3図)。御倉山溶岩の表面には、パンケーキ状の溶岩じわが認められる(第1.1図)。各溶岩ドームの形成時期は、御門石溶岩が11.7～2.7kaの間、御倉山溶岩が7.5kaである(工藤, 2010a, b)。

1. 2. 3 湖底谷地形

十和田湖の湖底には、湖底谷地形が認められる(大池, 1976: 第1.2図)。湖底谷は、樹枝状の谷系を成し、その谷頭は水深約80mにある。樹枝状の湖底谷は、合流して中湖カルデラ壁を切り、その末端は中湖湖底の平坦面に達する(第1.2図)。湖底谷はV字谷の形状を示し、その深さは中湖カルデラの外側で最大約60mである。これらの湖底谷は、中湖カルデラの形成直後、外側カルデラ湖から流れ込んだ湖水により侵食され形成されたと考えられている(大池, 1976)。

1. 2. 4 火砕流堆積面地形

十和田カルデラの外側には、広大な火砕流堆積面が広がっている(第1.1図)。特に、十和田カルデラの南方、北方、北東に火砕流堆積面が広く分布する。これらの火砕流堆積面は、15.5kaの八戸火砕流堆積物によるものである。61kaの奥瀬火砕流堆積物や36kaの大不動火砕流堆積物も、それぞれ火砕流堆積面を形成したと考えられるが、これらの堆積面は八戸火砕流堆積物により埋積されている。

八戸火砕流堆積物は、十和田カルデラ縁では、おおよそ標高700m以上の地形的高所を避け、選択的に低所に堆積する場合が多い。しかし、例外も認められ、御鼻部山山頂付近のように、標高1,000m付近にも堆積し、火砕流堆積面を成す場合もある。

火砕流堆積面の高度は、十和田カルデラ近傍では標高700m程度の場合が多いが、その周囲では緩やかに低下し、鹿角市田代平付近では標高600m、鹿角市熊取付近では標高500m、小坂町真木ノ平では標高400m、小坂町上向付近では標高300mとなる。八戸火砕流堆積物の火砕流堆積面は、しばしば河川侵食を受け段丘化している。小坂町荒川流域の火砕流堆積面(段丘)は、内藤(1966)により鳥越面(鳥越段丘)と呼ばれている。

1. 3 十和田火山より古い火山地形

十和田火山活動以前(0.22Ma以前)の第四紀火山体は、侵食が進んでいることに加え、十和田火山噴出物に厚く覆われていることから、火山地形が不明瞭なものが多い。例えば、岩岳(標高879.9m)や高山(標高724.9m)は第四紀火山体からなるが、十和田カルデラに切られていることもあり、元の火山地形は不明瞭になっている。比較的明瞭な火山地形としては、本地域東部に位置する十和田山(標高1,053.9m)、十和利山(標高990.9m)、三ツ岳(標高1,159.4m; 山頂は田子地域内にある)(第1.3図; 第1.4図)、本地域北西部に位置する柴森(標高776.1m)の溶岩ドーム地形が挙げられる。

十和田山付近では、十和田山山頂部を構成する溶岩ドーム、十和田山東方の995mピークを構成する溶岩ドーム、十和田山北方の標高889mピークを構成する溶岩ドームの少なくとも3つの溶岩ドームが確認できる。各溶岩ドームの比高と直径は、十和田山山頂部: 270m, 1.8km, 十和田山東方: 300m, 1.2km, 十和田山北方: 150m, 750m, 三ツ岳: 350m, 1.7km, 十和利山: 200m, 750mである。これらの溶岩ドームは、近接して溶岩ドーム群を成す(第1.3図)。これらは宇檜部川火砕岩・溶岩、十和田山溶岩・火砕岩、三ツ岳溶岩からなり、その形成時期は2.2～1.6Ma頃である。

柴森の溶岩ドームは、比高170m、直径600mで、堀切沢溶岩からなる。その形成時期は0.8Ma前後である。

1. 4 奥入瀬溪谷の地形

奥入瀬川は、十和田湖唯一の自然排水河川であり、十和田湖北東岸の子ノ口から発し、北東方向に流下する(第1.1図)。この奥入瀬川による谷地形を、奥入瀬溪谷と



第1.4図 惣辺放牧場付近から望む三ツ岳及び大駒ヶ岳の溶岩ドーム地形

呼ぶ (Kataoka, 2011). 奥入瀬渓谷は、十和田カルデラ縁を切り込み、全体的には急傾斜でV字型の谷形状を示すが (第1.5図)、谷底では一転して平坦な地形を示すため、谷底付近では局所的にU字谷の谷形状を示す。渓谷の深さは最大300 m (第1.5図)、渓谷の幅は1.5 km、谷底の幅は100 mである。奥入瀬渓谷は、15.5 kaの十和田カルデラ形成後、カルデラ内部に湛えられた湖水が溢れて大洪水となり、それに伴う河川侵食によって形成されたと考えられている (Kataoka, 2011)。

1.5 山地地形

本地域の西半部及び南端部には、十和田火山起源の火砕流堆積物に埋め残された新第三系からなる山地地形が認められる。これらの山地は、御判如森 (標高868.2 m)、白地山 (標高1,034.0 m)、鉛山 (標高920 m)、長引山 (標高857.0 m)、笹森 (標高773.5 m)、黒森 (標高658.4 m)、杉沢山 (標高734.1 m)、高井場山 (標高668 m)、青椏山 (標高772.7 m)、筑紫森 (標高572.3 m)、笹森山 (標高592.9 m)、青岩山 (標高603.5 m)、戸倉森 (標高630.1 m)、西ノ森 (標高755.5 m)、東ノ森 (標高691.1 m) などのピークと、それらを繋ぐ稜線からなる (第1.1図)。一部のピークは、周囲を十和田火山起源の火砕流堆積物平坦面に取り囲まれ、残丘状の地形を示す。ピーク及び稜線の標高は400～1,000 mに及ぶ。これらは急峻で凹凸に富んだ地形を示す。

1.6 地すべり地形

地すべり地形は、本地域の全域に点在するが、その数は比較的少なく、分布面積も小さい。なお、本地域の地すべり地形の分布は、防災科学技術研究所 (2000) によって既に公表されているが、本報告では地形観察、空中写



第1.5図 十和田湖上から望む奥入瀬渓谷の谷地形

真観察、露頭観察により、改めて地すべり地形・堆積物を抽出・表現した。地質図においては、地すべり滑落崖を「崩壊地形」として示した。

地すべり地形は、その分布密度に偏りが認められ、十和田湖地域北西部の岩岳周辺部で多い傾向がある。このうち、小坂町大川岱西方では、幅1×1.2 kmに達する比較的大規模な地すべり地形が認められる。地すべり地形は、中新世火山岩・火山砕屑岩の分布域、十和田火山カルデラ形成期噴出物の分布域などで認められる。

1.7 段丘地形

段丘地形は、十和田湖の湖岸沿いと大湯川沿いで認められる。いずれも河成段丘である。十和田湖の湖岸沿いでは、複数段からなる段丘地形が認められる。これらの段丘地形は、十和田湖を取り巻いて断続的に分布し、十和田市宇樽部付近で最も顕著に発達する (第1.6図)。これらの段丘の多くは、十和田湖の湖水面が現在よりも高い時期に形成されたファンデルタが段丘化したものである。大湯川沿いでも複数段からなる段丘地形が認められる。これらの段丘地形の詳細については、堆積物の岩相とともに第8章に記載している。

1.8 低地地形

低地地形は、十和田湖の湖岸沿いと河川沿いで認められる。十和田湖の湖岸沿いでは、湖面から顕著な段差が無く連続的な緩斜面を成す地形面が断続的に分布し、一部では明瞭なファンデルタ地形を示す (第1.6図)。河川沿いの低地地形は、氾濫原や谷底を埋めた平坦面等からなり、小坂川流域、余路米沢流域、砂子沢川流域、荒川流域、大楽前沢流域、大湯川流域及びその支流などで認められる。



第1.6図 御鼻部山付近から望む宇樽部付近の段丘地形

1. 9 河 川

本地域を流れる河川は、十和田湖に流入する河川、十和田湖から流出する河川、十和田カルデラ外の山地から四方へと流下する河川からなる。十和田湖に流入する河川としては、宇樽部川、神田川、大川沢などがある。このうち宇樽部川が最も集水域が広く、河川の規模も大きい。十和田湖から流出する自然河川としては、奥入瀬川が唯一である。なお、十和田湖からは東北電力株式会社により水力発電のため取水されており、厳密な意味では奥入瀬川は唯一の排水河川ではない。

十和田カルデラ外の山地から四方へと流下する河川としては、北東部の河川、北西部の河川、南西部の河川、

南部の河川に便宜上区分される。北東部の河川は、小惣^{こそう}辺^べ沢^{さわ}、惣^{そう}辺^べ川^{がわ}などからなり、本地域内から発し、北方へと流下して八甲田山地域内で奥入瀬川に合流する。北西部の河川は、無^む沢^{さわ}、登^{のぼり}戸^と沢^{さわ}、摺^{すり}毛^ま沢^{さわ}、温^ぬ川^{かわ}沢^{さわ}などからなり、本地域内から発し、北方へと流下する。南西部の河川は、西^{にし}ノ^の又^{また}沢^{さわ}、東^{ひがし}ノ^の又^{また}沢^{さわ}、小^こ坂^{さか}川^{がわ}、余^{あま}路^ろ米^{こめ}沢^{さわ}、砂^{すな}子^こ沢^{さわ}川^{がわ}、荒^{あらい}川^{かわ}などからなり、本地域内から発し、南西へと流下する。南部の河川は、本地域最大の河川である大湯川とその支流である大^{おほ}楽^{らく}前^{まへ}沢^{さわ}、根^ね津^つ塔^た沢^{さわ}川^{がわ}、広^{ひろ}森^{もり}川^{がわ}、大^{おほ}清^{せい}水^{みづ}川^{がわ}、小^こ国^{くに}川^{がわ}、田^で代^{しろ}川^{がわ}などからなる。これらの河川は、本地域南部～花輪地域北東部から発し、大湯川に合流して南西へと流下する。南西部と南部の河川は本地域南西で合流して米代川^{よねしろがわ}となり、西流して日本海へと注ぐ。

第2章 地質概説

(工藤 崇・内野隆之)

十和田湖地域の地質概略図を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。本地域の地質系統は、下位より、ジュラ紀付加体の柴森コンプレックス、下部中新統～下部鮮新統、上部鮮新統～更新統、中期更新世～完新世の十和田火山噴出物及び完新統に区分される。この他に、後期中新世～前期更新世の地層と考えられるものの、層位や年代に不明確な点が多く、地層区分や対比が困難な地質体を、「未区分上部中新統～下部更新統」として一括した。

ジュラ紀付加体（柴森コンプレックス）は、本地域西端部において局所的かつ断片的な分布を示し、本地域に占める分布面積は1%ほどである（第2.1図）。下部中新統～下部鮮新統は、本地域全域にわたって分布し、本地域の土台を構成するが、十和田火山噴出物に広く覆われ、断片的な分布を示す（第2.1図）。上部鮮新統～更新統は、本地域全域にわたって散点的な分布を示し、地形的高所を構成することが多い。これらも十和田火山噴出物に広く覆われ、断片的な分布を示す。中期更新世～完新世の十和田火山噴出物は、本地域全域にわたって広域に分布し（第2.1図）、十和田湖の周囲に広大な火砕流台地を形成する。完新統は、十和田湖沿岸部や河川に沿って小規模に分布する（第2.1図）。以下に、それぞれの地質系統について、下位のものから概要を記述する。

本報告で用いる用語については、以下に若干の補足を記しておく。本報告で用いる「塊状溶岩」の用語は、block lava を示すもの（例えば、下鶴ほか編、1995）ではなく、溶岩のうち塊状の部分を目指す massive lava を示すもの（例えば、火山岩の産状編集委員会編、2000；吉田ほか、2017）として用いる。火山岩の岩石記載においては、明瞭な斑状組織が認められるものを「斑状」、斑晶量が数 vol.% 以下のものを「無斑晶状」、斑晶量を特定しない場合は単に「安山岩」「デイサイト」等と表記する。また、岩石名には苦鉄質斑晶の名称を量の少ないものから順に並べて付与した。なお、北隣の「八甲田山地域」（宝田・村岡、2004）、北東隣の「十和田地域」（工藤、2005）では、石英斑晶についても岩石名に付与しているが、本報告では付与していない点に留意が必要である。

2.1 ジュラ紀付加体

十和田湖地域に分布するジュラ紀付加体（柴森コンプレックス）は、地体区分上、北上山地北半部に広く分布する北部北上帯に属する（第3.1図参照）。北部北上帯は、

岩相及び海洋性岩石の年代の違いによって北北東～南南西方向の岩泉構造線を境に、南西側の葛巻～釜石亜帯と北東側の安家～田野畑亜帯とに区分されており（永広ほか、2005）、柴森コンプレックスは分布位置や岩相から葛巻～釜石亜帯に属する。

柴森コンプレックスは、十和田湖地域西部に位置する柴森地域の鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢の各上流域、白地山北東の温川沢上流域、砂子沢地区の砂子沢川下流域とともに河床に小規模に分布する。層厚は西ノ又沢で最も厚く、最大1,400 m に及ぶ。本コンプレックスは、泥質岩を主体として、少量の玄武岩火山砕屑岩・チャート・砂岩・混在岩を伴い、全体として弱変成作用を被っている。泥質岩は、一般的に層面劈開が発達したシルト岩を主とするが、一部、片理が発達し泥質千枚岩となることが特徴的である。本コンプレックスからは化石は発見されていないが、砂岩から約174 Maの碎屑性ジルコン U-Pb 年代（最若粒子集団の加重平均年代値）が得られており、本コンプレックスは中期ジュラ紀に形成されたと考えられる。

2.2 下部中新統～下部鮮新統

下部中新統～下部鮮新統は、おおそ下位より、瀬の沢層、西ノ又層、東又層、上向層、砂子沢川層、松倉沢層、芦名沢層から構成される（第2.2図）。また、砂子沢川層以下の層準では、前期～後期中新世の貫入岩及び溶岩がしばしば貫入もしくは挟在する。

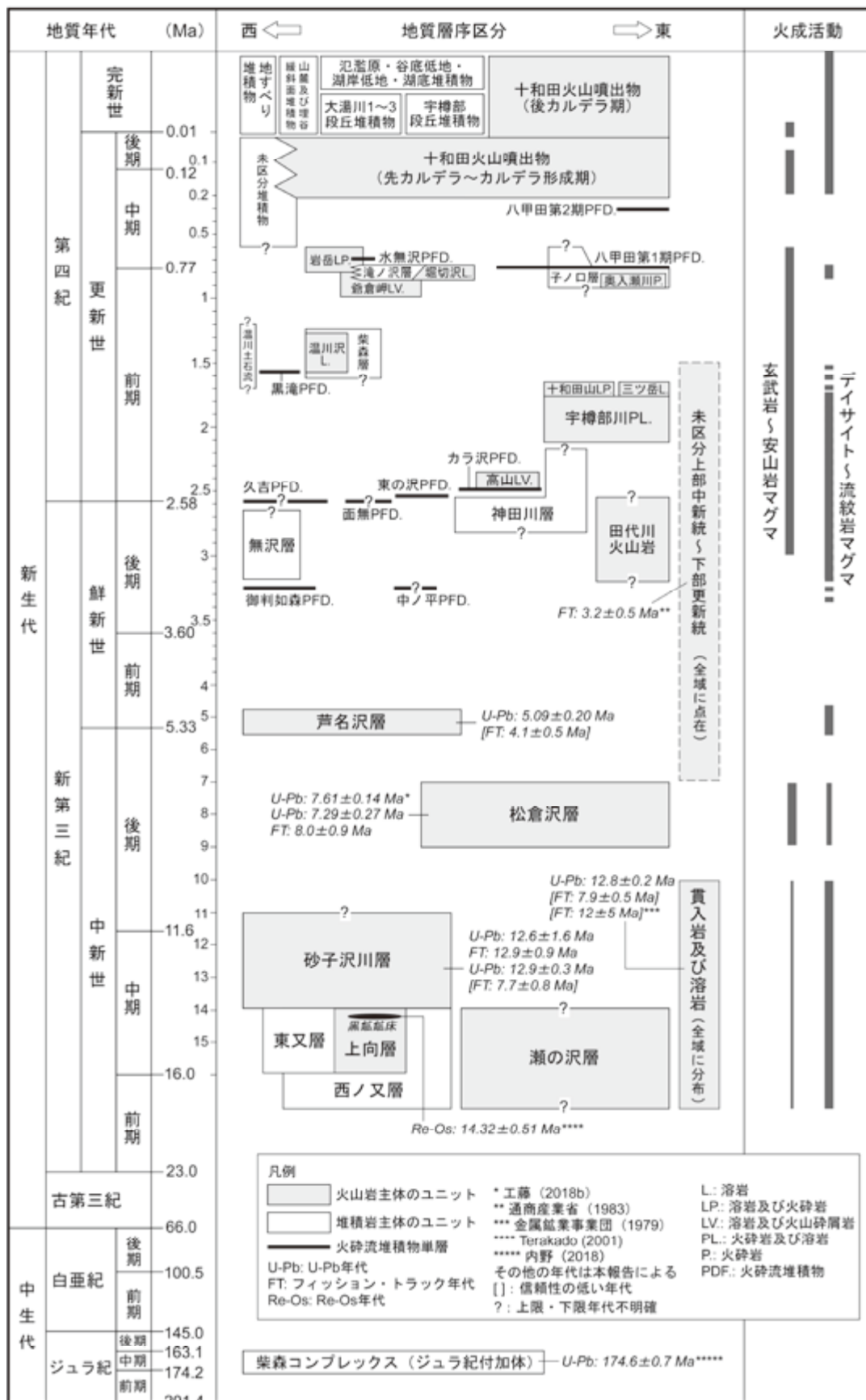
瀬の沢層は、海成の火山砕屑岩、砂岩及び泥岩からなる。本地域南東部に分布し、この地域の最下位層を占める。本層と本地域西半部に分布する西ノ又層、東又層、上向層、砂子沢川層との層序関係は不明である。本層の堆積年代は、産出化石などから前期～中期中新世と考えられている（井上ほか、1973b）。

西ノ又層は、陸成～海成の礫岩、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩からなり、ジュラ系の柴森コンプレックスを不整合に覆う。本層の上部は、東又層、上向層と同時異相の関係にある。本層の堆積年代は、層序関係より14 Ma 以前の前期～中期中新世と判断される。

東又層は、凝灰質泥岩と火山砕屑岩の互層で特徴付けられる海成層で、西ノ又層の下部を整合に覆う。本層の堆積年代は、層序関係より14 Ma 以前の前期～中期中新世と判断される。



第 2. 1 図 十和田湖地域の地質概略図



第 2. 2 図 十和田湖地域の地質総括図
火成活動の線の太さは、その相対的な強度を示す。

上向層は、無斑晶状デイサイト～流紋岩溶岩及び火山碎屑岩からなる海成層で、その最上部に黒鉍鉍床を胚胎する。本層と東又層は、同時異相の関係にあると推定される。本層の堆積年代は、本層最上部から得られた Terakado (2001) による Re-Os 年代: 14.32 ± 0.51 Ma と層序関係より、14 Ma 以前の前期～中期中新世と判断される。

砂子沢川層は、火山碎屑岩及び泥岩からなる海成層で、黒鉍鉍床の上盤側として位置付けられる地層である。本層は、西ノ又層、東又層及び上向層を整合に覆う。本層の堆積年代は、層序関係及び本報告により得られたジルコン FT・U-Pb 年代より、14～11 Ma の中期～後期中新世と判断される。

前期～後期中新世の貫入岩及び溶岩は、砂子沢川層以下の地層を貫く貫入岩と砂子沢川層に挟在する溶岩を一括したものであり、細粒閃緑岩、ドレライト、玄武岩、安山岩、デイサイト～流紋岩などからなる。溶岩は水冷破砕溶岩として産し、貫入岩は、岩床、岩脈、岩株、ラコリスなどの形態を成す。

松倉沢層は、玄武岩質安山岩～流紋岩の貫入岩、溶岩及び火山碎屑岩からなり、十和田湖の周辺部に分布する。岩質は多様性に富むが、玄武岩質安山岩～安山岩に卓越する。下位層との関係は不明である。本層の堆積年代は、工藤 (2018b) 及び本報告により得られたジルコン FT・U-Pb 年代より、後期中新世の 9～7 Ma 頃と判断される。

芦名沢層は、デイサイト～流紋岩の火山碎屑岩、溶岩及び貫入岩を主体とし、本地域南端部のみ分布する。断層に囲まれて分布するため、下位層との関係は不明である。芦名沢層の堆積環境については、詳細は不明であるが、少なくとも一部は水底環境で堆積したと考えられる。本層の堆積年代は、本報告により得られたジルコン U-Pb 年代より、後期中新世末期～前期鮮新世初期の 5 Ma 前後と判断される。

2. 3 未区分上部中新統～下部更新統

未区分上部中新統～下部更新統は、後期中新世～前期更新世の間に堆積した地層のうち、断片的かつ局所的な分布を示し、層位や年代に不明確な点が多く、現時点では地層区分や対比が困難な地質体をまとめたものである。未区分上部中新統～下部更新統は、デイサイト～流紋岩火山碎屑物を主体とし、流紋岩溶岩、玄武岩溶岩及び礫層を伴う。地表での分布域は非常に小さいが、本地域南東部では地下に厚く伏在する。

2. 4 上部鮮新統～更新統

上部鮮新統～更新統は、大きく3つのタイプの地質ユニットからなる。それは、1. 火山岩主体のユニット、2.

堆積岩主体のユニット、3. 火砕流堆積物単層、である。火山岩主体のユニットは、玄武岩～デイサイトの溶岩、降下火砕堆積物、ブロックアンドアッシュフロー堆積物などからなる。堆積岩主体のユニットは、礫岩、砂岩、泥岩などからなる。これらは山間盆地の湖沼や河川環境で堆積したものである。火砕流堆積物単層は、デイサイト～流紋岩の非溶結軽石火山礫凝灰岩、溶結凝灰岩あるいは溶結火山礫凝灰岩からなり、いわゆる大規模火砕流堆積物的な岩相・規模を示すものである。

火山岩主体のユニットとしては、下位から田代川火山岩、高山溶岩・火山碎屑岩、宇樽部川火砕岩・溶岩、三ツ岳溶岩、十和田山溶岩・火砕岩、温川沢溶岩、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩、堀切沢溶岩、奥入瀬川火砕岩、岩岳溶岩・火砕岩がある(第2.2図)。これらは、十和田火山とは別のより古い火山活動による産物である。これらは主に乾陸上の環境で堆積したものであるが、一部で湖沼環境で堆積したものを含む。本地域では、3～1.6 Ma に十和田湖南東側で、1.6～0.6 Ma に主に十和田湖北東側で火山活動が起こり、それぞれのユニットが形成された。

堆積岩主体のユニットとしては、無沢層、神田川層、青荷層温川土石流堆積物、柴森層、滝ノ沢層、子ノ口層、未区分堆積物がある(第2.2図)。層序関係から推定される各層の堆積年代は、無沢層:後期鮮新世、神田川層:後期鮮新世～2 Ma の間、青荷層温川土石流堆積物:前期更新世、柴森層:1.4 Ma 前後、滝ノ沢層:0.8 Ma 前後、子ノ口層:0.76 Ma 前後である。未区分堆積物は、0.6～0.015 Ma の河成・湖成堆積物を一括表現したもので、その一部は十和田火山噴出物と指交関係にある。

火砕流堆積物単層としては、中ノ平火砕流堆積物、御判如森火砕流堆積物、久吉火砕流堆積物、面無火砕流堆積物、東の沢火砕流堆積物、カラ沢火砕流堆積物、黒滝火砕流堆積物、八甲田第1期火砕流堆積物、水無沢火砕流堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物がある(第2.2図)。これらのうち、噴出源が判明しているのは八甲田カルデラ起源の八甲田第1期・第2期火砕流堆積物のみであり、他の噴出源はいずれも不明である。放射年代と層序関係から推定される各火砕流堆積物の年代は、中ノ平火砕流堆積物:後期鮮新世、御判如森火砕流堆積物:3.2 Ma 頃、久吉火砕流堆積物・面無火砕流堆積物:後期鮮新世～前期更新世、東の沢火砕流堆積物:2.5 Ma 頃、カラ沢火砕流堆積物:2.4 Ma 頃、黒滝火砕流堆積物:1.6 Ma 頃、八甲田第1期火砕流堆積物:0.76 Ma、水無沢火砕流堆積物:0.72 Ma 頃、八甲田第2期火砕流堆積物:0.3 Ma 頃である。

2. 5 十和田火山噴出物(中部更新統～完新統)

十和田火山の活動以前の0.6～0.22 Ma には、約40

万年間の火山活動休止期が存在したと推定されており、この火山活動休止期以降の活動が十和田火山の活動と定義される(工藤, 2018b)。十和田火山の活動は、先カルデラ期(220～61 ka)、カルデラ形成期(61～15.5 ka)、後カルデラ期(15.5 ka～現在)の3つの活動期に区分される(Hayakawa, 1985)。この活動期の区分に従うと、十和田火山噴出物は、先カルデラ期噴出物、カルデラ形成期噴出物、後カルデラ期噴出物の大きく3つに区分される。また、個々の噴火イベントは噴火休止期を示す土壤層を境として、「噴火エピソード」毎に区分され、上位からA、B、Cの順にアルファベットを用いて命名・整理されている(Hayakawa, 1985)。なお、噴火エピソード名を用いた火山噴出物の区分については、層序対比が確立している後カルデラ期の噴火エピソードG以降の噴出物について適用した。

先カルデラ期は、十和田カルデラ内に噴出中心が存在したと推定され、度重なる噴火により多数の溶岩・火砕物がもたらされ、成層火山体を形成した時期である。先カルデラ期噴出物は、玄武岩質安山岩～流紋岩の多数の溶岩、降下火砕堆積物、火砕流堆積物、火砕サージ堆積物からなり、貫入岩を伴う。

カルデラ形成期は、先カルデラ期に比較して、より規模の大きな火砕流噴火が複数回発生し、十和田カルデラを形成した時期である。カルデラ形成期噴出物は、奥瀬火砕流堆積物及びレドバミステフラ、大不動火砕流堆積物及び切田テフラ、雲井火砕流堆積物、八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラなどからなる。岩質は安山岩～流紋岩に及ぶ。カルデラ形成期においては、大規模な火砕流噴火が繰り返し起こることによって、カルデラの陥没が段階的に進み、八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラの噴火(噴火エピソードL)によって、現在の十和田カルデラの原形が形成されたと考えられている(Hayakawa, 1985)。

後カルデラ期は、十和田カルデラ形成以後の時期として位置付けられる。後カルデラ期噴出物は、中山崎溶岩、五色岩火砕岩、二ノ倉スコリア、御門石溶岩、噴火エピソードG、F、E、D、D'、C、B、A噴出物からなる。これらは主に降下火砕堆積物からなり、溶岩、火砕サージ堆積物及び火砕流堆積物を伴う。岩質は玄武岩～流紋岩に及ぶ。後カルデラ期噴出物は、十和田カルデラ内で活動を開始した小規模な成層火山の活動とその山腹での側噴火により形成された噴出物からなる。十和田火山最新の噴出物は、西暦915年に発生した噴火エピソードA噴出物である。この時の噴火では、爆発的噴火により降下火砕堆積物と火砕サージ堆積物が堆積した後、十和田湖の周囲に火砕流が流れ下り、毛馬内火砕流堆積物が堆積した。

2.6 完新統

十和田湖地域の完新統(十和田火山噴出物を除く)は、地すべり堆積物、山麓及び埋谷緩斜面堆積物、大湯川1～3段丘堆積物、宇樽部段丘堆積物、湖岸低地堆積物、氾濫原及び谷底低地堆積物、湖底堆積物、埋立地及び盛土からなる。なお、ここで完新統としたものの中には、厳密には後期更新世末期の15.5～11.8 kaに堆積した地層を含む可能性がある。これは、完新統であるかどうかの認定に、15.5 kaの八戸火砕流堆積物との層序関係を利用したものを含むためである。

地すべり堆積物は、地すべりによって原岩から分離・移動し再堆積した堆積物である。山麓及び埋谷緩斜面堆積物は、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物のほか、地すべり堆積物以外の成因を問わない緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を一括したものであり、礫及び砂層からなる。大湯川1～3段丘堆積物は、大湯川沿いに分布する河成段丘堆積物であり、礫及び砂層からなる。

宇樽部段丘堆積物は、十和田湖の湖岸に沿って分布する河成段丘堆積物であり、礫及び砂層からなる。その堆積年代は15.5～9.2 kaである。湖岸低地堆積物は、十和田湖の湖岸沿いの低地を構成する礫及び砂層主体の堆積物である。その堆積年代は9.2 ka～現在である。宇樽部段丘堆積物と湖岸低地堆積物の多くは、十和田湖に流入する河川のファンデルタ堆積物からなる。

氾濫原及び谷底低地堆積物は、河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布し、かつ段丘化を受けていない、礫及び砂層主体の堆積物である。湖底堆積物は、十和田湖の湖底に分布する泥主体の堆積物である。埋立地及び盛土は、人工改変により形成されたもので、小坂鉦山付近に点在する。

2.7 地質構造

ジュラ紀付加体の柴森コンプレックスは、北西部の柴森地域・温川沢上流域では北北西-南南東走向で中～高角度の西傾斜を示すが、南西部の砂子沢川下流域では東北東-西南西ないし北東-南西走向で中角度の南傾斜を示す。柴森地域の鍋子沢では厚いチャートを中心に1対のアンチフォーム・シンフォームが認められ、同地域西ノ又沢の最上流部ではアンチフォームが認められる。新第三系及び第四系とは主に不整合で接するが、新第三系とは一部断層で接する。

新第三系に認められる地質構造は、北北西-南南東方向～南北方向に卓越する。この方向に伸長する断層としては、温川断層、柴森断層、芦名沢断層、阿久谷川断層がある。また、この方向に伸長する褶曲構造としては、

白地向斜，十和田湖西岸の背斜・向斜群，荒川背斜等がある。例外的に，高井場山断層のみが東西方向に延びるが，この断層については不明な点が多い。

第四系に認められる地質構造としては，御鼻部山断層

がある。御鼻部山断層は，地形から推定される断層で，15.5 ka の八戸火砕流堆積物が構成する火砕流堆積面に変位を与えている。御鼻部山断層は，十和田カルデラの陥没に伴って形成された可能性がある。

第3章 ジュラ紀付加体

(内野隆之)

3.1 研究史

北上山地以外の東北地方における付加体は、新生界の貫入や被覆によって露出が限られ、下北半島の北東端や西端のほか、奥羽山脈以西の弘前南方、十和田湖西方（十和田湖地域）、八幡平北方、森吉山北方、夏泊半島東部、津軽半島北西部などに断片的に点在するのみである（第3.1図）。いずれも小規模な分布であるが、それらの存在は古くから認識されていた（例えば、木下, 1931, 1933; 太田ほか, 1957; 角ほか, 1962; 上田・井上, 1961a; 藤本, 1970; 北村ほか, 1972）。

奥羽山脈以西に位置する十和田湖地域内（十和田湖西方）の付加体について、木下（1931）による7万5千分の1地質図幅「小坂」や、小高ほか（1969）による青森県発行の5万分の1地質図「碓ヶ関」、中嶋（1989）による5万分の1地質図（北鹿地域鉱物資源評価地質図）でその一部の分布が図示されている。しかし、いずれの報告も、十和田湖地域のものより広い分布域を持つ弘前南方の付加体を主対象とした岩相記載となっている。本地域の付加体については、中嶋（1989）によって久吉林道沿いのルートマップが提示されているものの、詳細な地質図や岩相記載はこれまでに報告されていない。最近、内野（2018）は本地域西部の約2万分の1縮尺の地質図を示すとともに、砂岩から得た碎屑性ジルコンU-Pb年代をもとに本地域の付加体の形成年代を決定した。

本地域の付加体からは化石の報告はないが、本地域以外の奥羽山脈以西の付加体については若干の報告がある。八幡平北方では、藤本・小林（1961）によって石灰岩からペルム紀の紡錘虫化石が報告されている。弘前南方では、豊原ほか（1980）によってチャートからペルム紀と三畳紀のコノドント化石が、植田ほか（2009）によって泥岩から前期ジュラ紀の放射虫化石が見出された。特に後者は、北上山地でそれまで報告されていた最も古い中期ジュラ紀前半の付加体（吉原ほか, 2002; Suzuki and Ogane, 2004）よりも更に古い付加体が奥羽山脈以西に存在していることを示したものである。青森県夏泊半島東部では、Murata and Nagai（1971）によって石灰岩から後期三畳紀～前期ジュラ紀のコノドント・床板サンゴ・層孔虫化石が見出されている。津軽半島北西部（小泊岬）では、加藤（1972）によって付加体要素かどうか判断できないものの粘板岩からジュラ紀を示す鳥巢型のサンゴ化石が、村田ほか（1974）によってチャート及び

石灰礫岩から後期石炭紀のコノドントが報告されている。

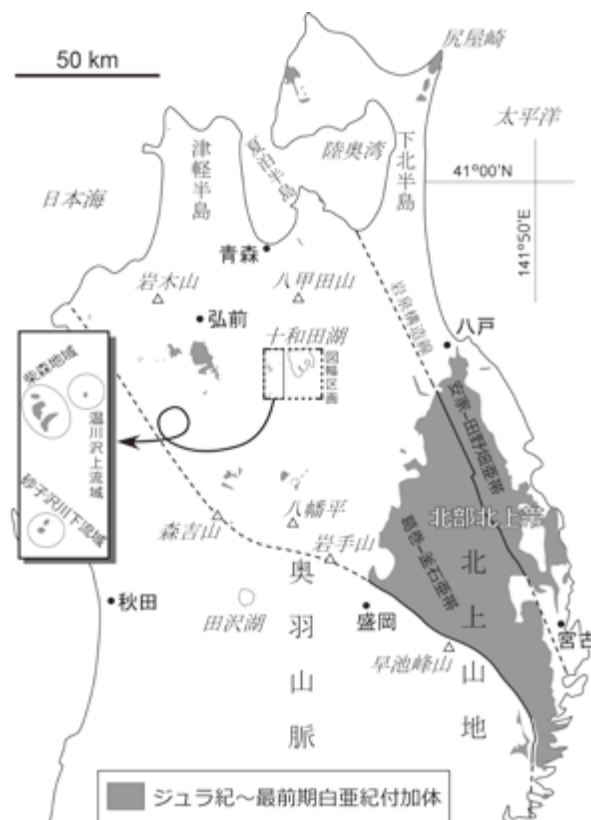
3.2 柴森コンプレックス (Jc, Jm, Js)

命名: 新称。本コンプレックスが最も広く分布する本地域北西部の柴森（標高 883 m）に由来。

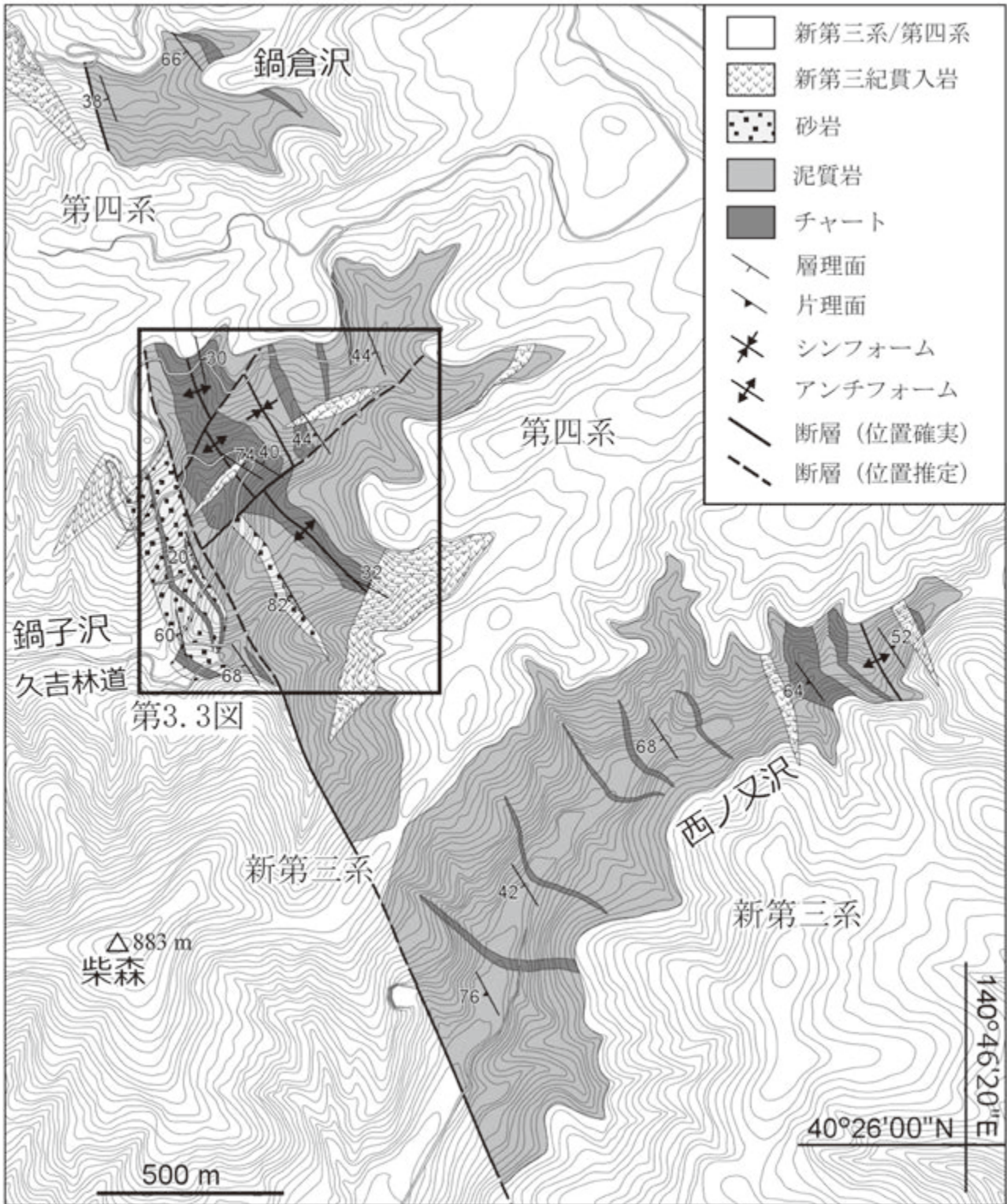
定義: 新第三系の基盤をなすチャート・砂岩・泥質岩などの付加体からなる層序単位について、柴森コンプレックスと定義する。

模式地: 柴森北西方の鍋子沢上流域。

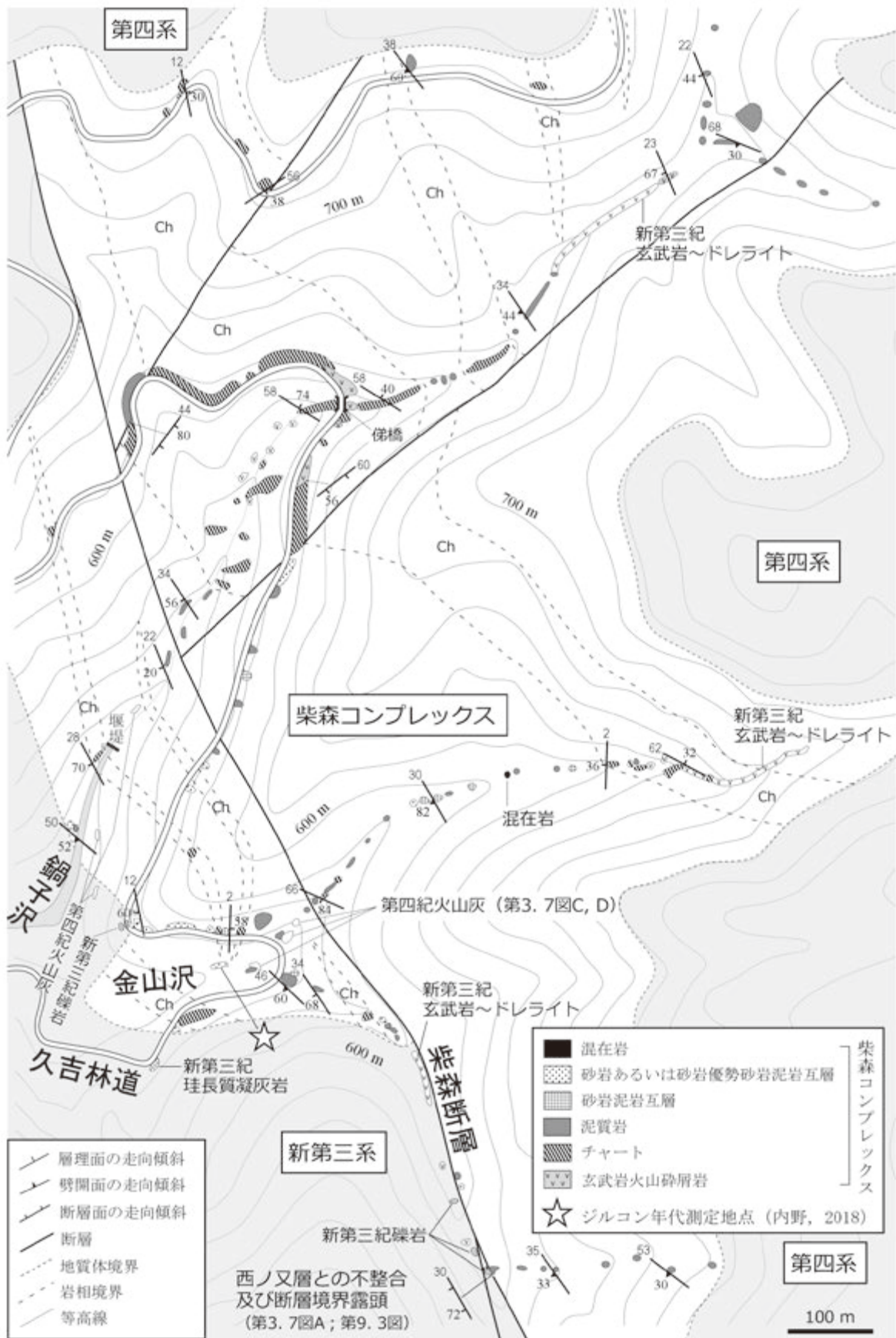
分布: 柴森コンプレックスは、本地域西部の柴森地域、白地山北東の温川沢上流域、砂子沢地区南の砂子沢川下流域の3地域に小規模に分布する（第3.1図）。柴森地域では、鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢のともに上流域河床に、それぞれ最大幅約 0.5 km, 1.4 km, 1.8 km で分布す



第3.1図 東北地方の中生代付加体の分布を示す地質概略図
内野（2018）を一部改変。



第3.2図 柴森地域の鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢に分布する柴森コンプレックスの地質図
 等高線は国土地理院の基盤地図情報（10 m メッシュ数値標高モデルデータ）を使用。新第三系と第四系の境界は図示していない。



第 3. 3 図 鍋子沢におけるルートマップ

る(第3.2図)。温川沢上流域では河床付近に最大幅約0.8 kmで、砂子沢川下流域では砂子沢川左岸の支流河床に最大幅約0.5 kmで分布する。模式地である鍋子沢上流域のルートマップを第3.3図に、鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢・砂子沢支流における柱状図を第3.4図に示す。

層厚：柴森地域の西ノ又沢で最も厚く、層厚は最大1,400 mに及ぶ。

岩相：柴森コンプレックスは、泥質岩を主体とし、少量の玄武岩火山砕屑岩・チャート・砂岩・混在岩を伴い、全体として弱変成作用を被っている。

玄武岩火山砕屑岩は、鍋子沢と西ノ又沢にのみ僅かに産する(第3.3図、第3.4図)。玄武岩を原岩とした細粒な砕屑物からなる凝灰岩で、淡緑～緑色を呈し、見掛けの層厚は最大20 mに及ぶ。チャートや泥質岩中に数cm～数mの層厚で挟在することもある(第3.5図A)。分布規模が小さいため、地質図には示していない。玄武岩火山砕屑岩は細粒の緑泥石・セリサイト・斜長石とやや粗粒な不透明鉱物からなり、弱い片理が発達している(第3.6図A)。試料によっては緑れん石やチタン石が多産する。不透明鉱物は、片理に沿って細粒結晶が定向配列することが多いが、最大長径0.5 mmのコロナ状に産することもある。チタン石と緑泥石の一部は片理発達後に産したとみられる。

チャート(Jc)は、主に灰～暗灰色を呈するが、まれに淡緑色を呈する。単層内でも中心部が灰色で周縁部が淡緑色を呈する場合がある。層厚1～5 cmのチャート単層と層厚1～2 mmの粘土岩単層が律動的に互層し、成層構造をなす場合が多い(第3.5図B)。層状チャートの分布幅は多くが50 m未満であるが、鍋子沢では約270 mに及ぶ。鏡下では、微晶質石英中に0.1 mm未満のセリサイトが発達しているほか、それらが集合し、幅0.5 mm程度で細脈状に発達したりすることが確認できる(第3.6図B)。また0.1 mm未満の細粒な緑泥石が産することもある。西ノ又沢では、再結晶により石英が径0.05～0.1 mm程度に粗粒化しているチャートが認められる。チャートは、幅1 mm～数cmの石英細脈によって様々な方向で貫かれている。

泥質岩(Jm)は、全般的に層面劈開が発達したシルト岩を主とするが、一部、片理が発達し泥質千枚岩となる。シルト岩は、暗灰色を呈し、砂質葉理を含んだり、層厚数mm～数cmの砂岩薄層と互層することもある。泥質岩は、弱変成作用を被っているため全体にセリサイトあるいは細粒な白雲母が発達していることが多い。

泥質千枚岩は、暗灰色部と灰色部が厚さ数mm規模で互層する(第3.5図C)。暗灰色部は定向配列したセリサイトと石墨からなり(第3.6図C)、所々にやや粗い白雲母が産している。一方、灰色部は微細な石英・長石など微晶質鉱物の集まりからなり、その中にも細粒なセリサイトが頻繁に産している。また、細粒な緑泥石や

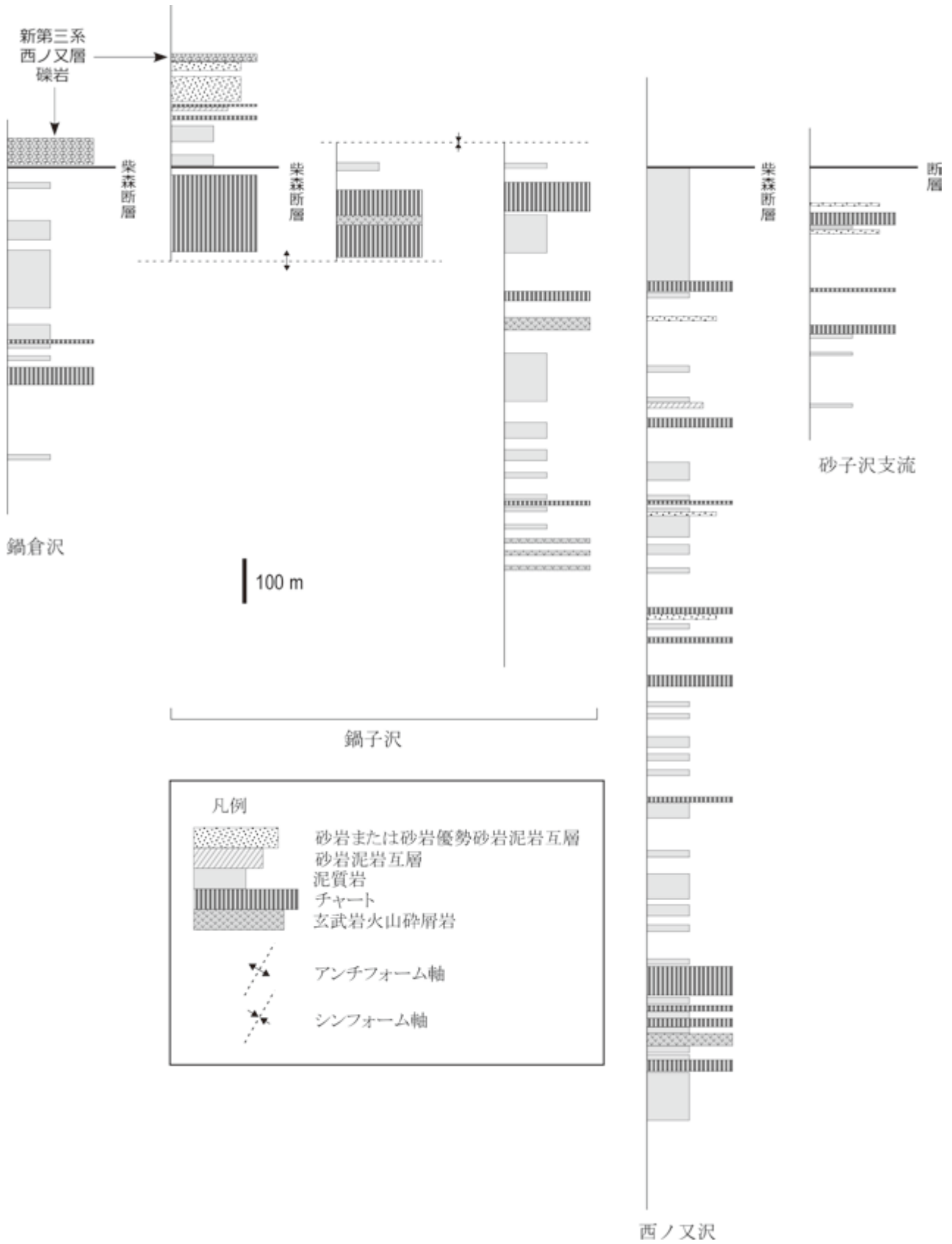
チタン石が全体に点在しているが、これらの両鉱物は時に片理発達後に形成された粗粒結晶として産することがある。緑泥石は、酸化し褐色を呈するものが多い。泥質千枚岩中にはしばしば石英脈が認められ(第3.5図D)、脈も含め全体にちりめんじわ褶曲と軸面劈開が発達する(第3.6図C)。また、層厚50 cm以下のやや厚い珪長質凝灰岩が泥質千枚岩中に挟在することがあり(第3.5図E)、しばしば墨流し的な産状を示す。珪長質凝灰岩は西ノ又沢では約20 mの露頭幅で産し、単層厚数cmの成層構造を示すことがある。

本地域には、極めて僅かではあるが混在岩が産する。混在岩は、鱗片状劈開が発達するシルト岩もしくは泥質千枚岩の基質中に短径40 cm以下の砂岩あるいはチャートを岩塊として含む(第3.5図F)。基質にはしばしば層厚数cmの珪長質凝灰岩が墨流し状に挟在することもある。この混在岩は分布規模が小さいので地質図では泥質岩(Jm)に含めた。

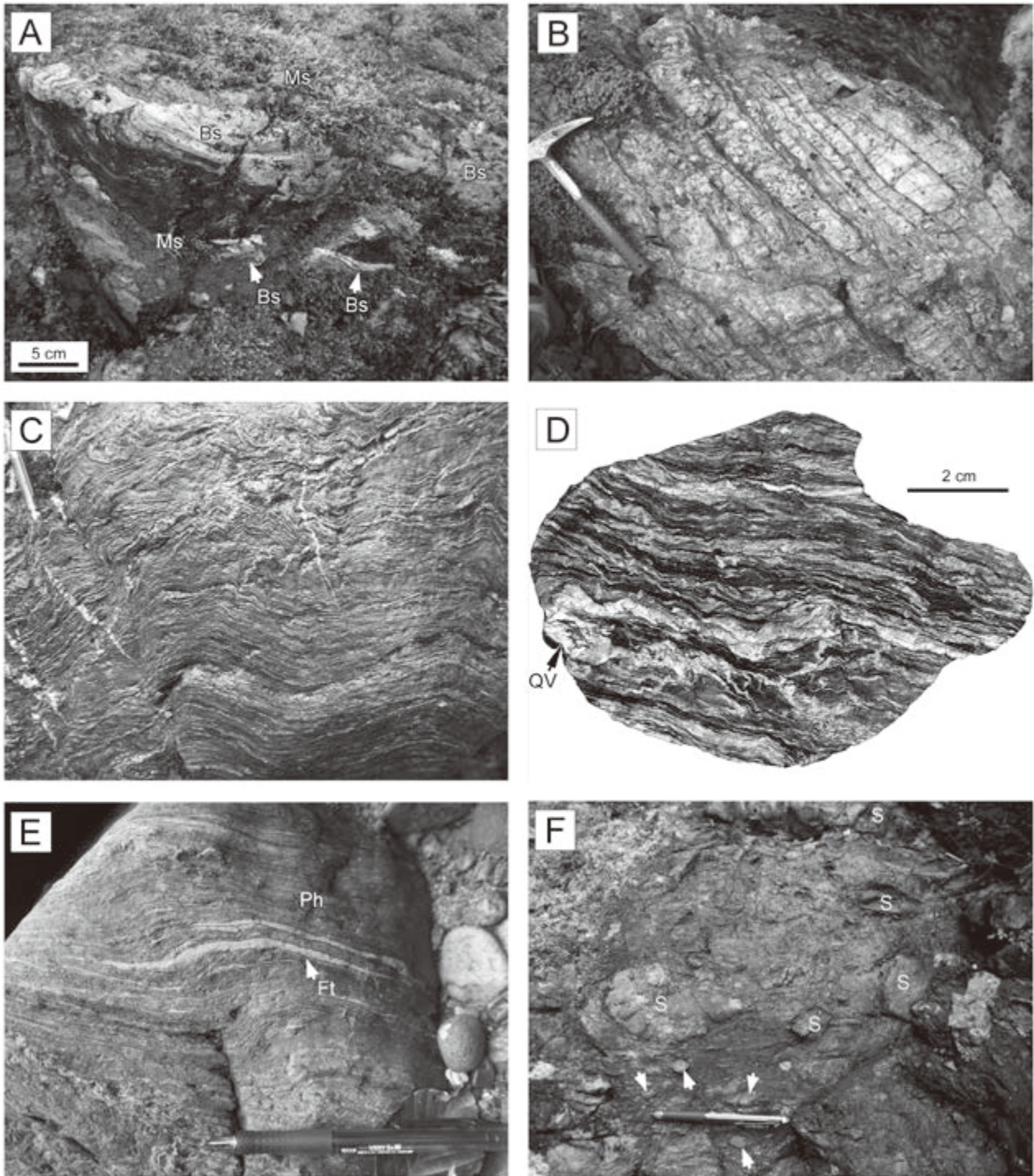
砂岩(Js)は、全体の分布としては少量ではあるが、西縁部で比較的まとまって産する(第3.2図)。成層構造に乏しく塊状を示し、粒度は中～粗粒で淘汰が悪い。時折、単層2 cm程度の泥岩を挟み、砂岩優勢砂岩泥岩互層となる場合がある。また、混在岩中の岩塊としても産する。一般に、灰色を呈する石質ワッケが多いが(第3.6図D)、西縁部ではしばしば淡緑色を呈する長石質ワッケも存在する。砕屑粒子には、主に石英、斜長石、岩片のほか、少量のカリ長石が認められ、岩片には、泥岩、極細粒～細粒砂岩、珪質泥岩のほか、僅かに花崗岩質岩、玄武岩、白雲母片岩が認められる。全体に変成作用を被っており、鏡下では、セリサイトや白雲母が、脈状に産したり、砕屑粒子間を充填したりする様子が確認できる(第3.6図D)。また、石英脈にはクリノゾイサイトやぶどう石が伴われることもある。混在岩中に岩塊として産する砂岩では、石英粒子の周縁が圧力溶解しモザイク状になっている。淡緑色を呈する砂岩では、斜長石粒子のほとんどがソーシユライト化しており、また二次的に生じた緑泥石が砕屑粒子間に認められる。まれに、方解石が砕屑粒子間を充填していることもある。

地質年代：鍋子沢の支流である金山沢下流部に露出する淡緑色砂岩(40° 26' 42.37" N, 140° 44' 54.35" E; 第3.3図)中の砕屑性ジルコンについて、トアルシアン期末に相当する174.6 ± 0.7 Ma(誤差2σ)のU-Pb年代値(最若粒子集団の加重平均年代値)が報告されている(内野, 2018)。従って、柴森コンプレックスはトアルシアン期末以降に形成されたと考えられる。内野(2018)によると、北部北上帯の付加体は内陸から太平洋側へ大局的に若くなる年代極性を示し、柴森コンプレックスは、その分布位置からも、中期ジュラ紀付加体に相当すると考えられている。

対比：泥質千枚岩が特徴的に産する点で、北部北上帯

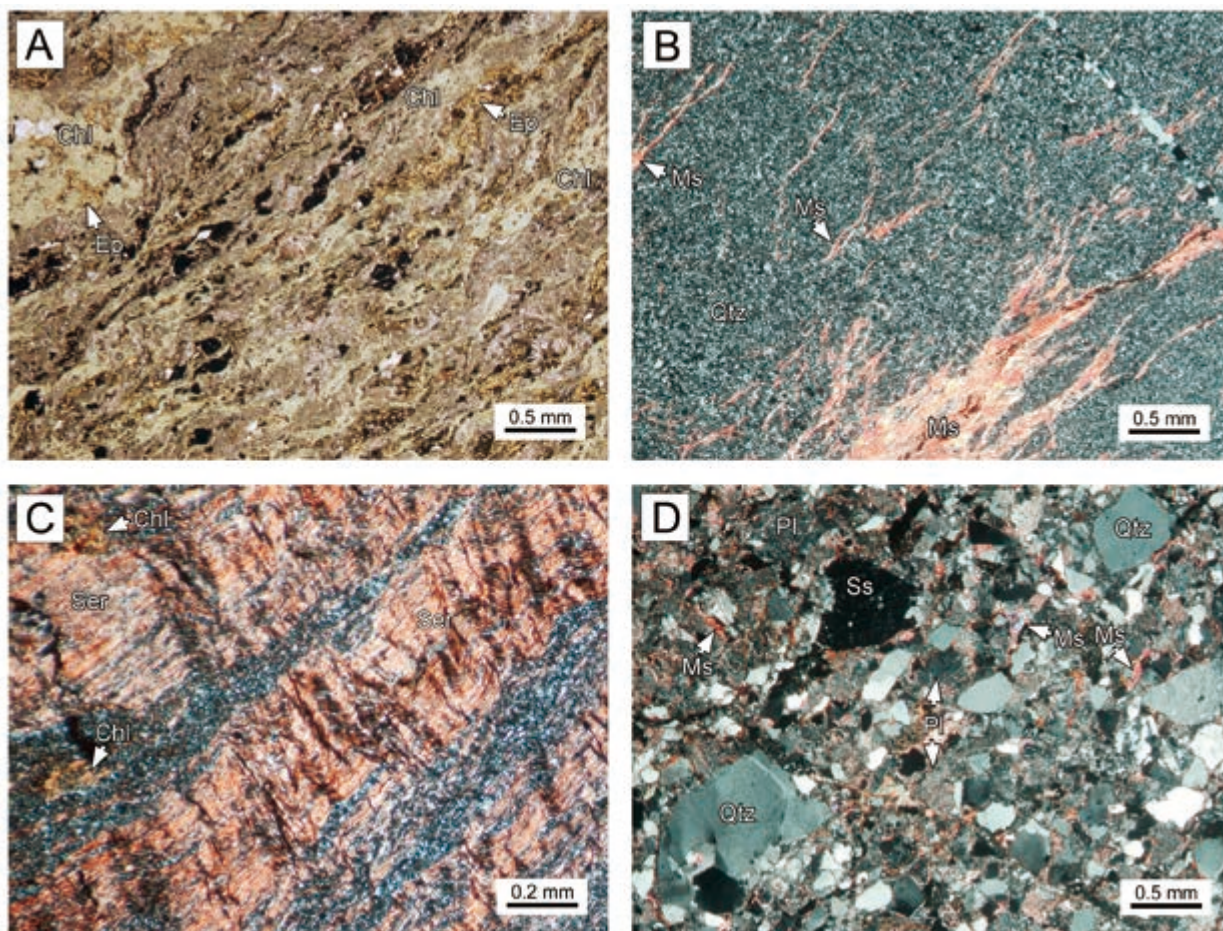


第 3. 4 図 鍋倉沢・鍋子沢・西ノ又沢・砂子沢川支流に分布する柴森コンプレックスの柱状図



第 3. 5 図 柴森コンプレックスの岩相

(A) シルト岩中に挟在する玄武岩火山碎屑岩. (B) 層状チャート. (C) 泥質千枚岩. (D) 泥質千枚岩の研磨標本. (E) 珪長質凝灰岩を挟有する泥質千枚岩. (F) 砂岩岩塊 (S 及び矢印) を含む混在岩. (A) ~ (E) は西ノ又沢, (F) は鍋子沢の露頭. Bs: 玄武岩火山碎屑岩, Ft: 珪長質凝灰岩, Ms: 泥岩, Ph: 泥質千枚岩, QV: 石英脈, S: 砂岩.



第 3. 6 図 柴森コンプレックスの各岩石の薄片写真

(A) 玄武岩火山砕屑岩. 単ポーラー. 久吉林道沿い. (B) 層状チャート. 直交ポーラー. 西ノ又沢. (C) 泥質千枚岩. 直交ポーラー. 西ノ又沢. (D) 砂岩. 直交ポーラー. 鍋子沢. Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Ms: 白雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Ser: セリサイト, Ss: 砂岩片.

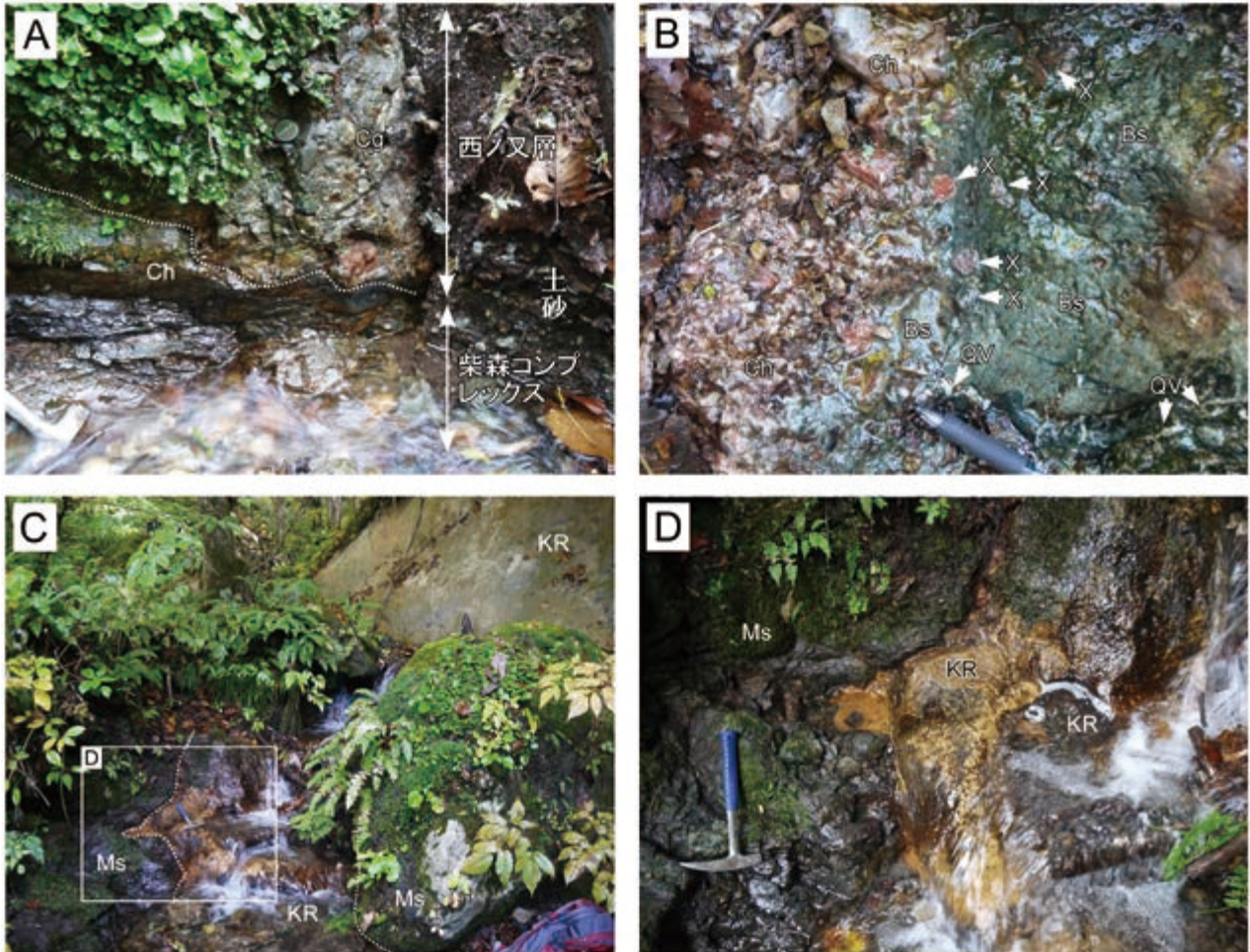
の南西部に分布する^{かどま}門馬コンプレックス (川村ほか, 2013) あるいは中津川コンプレックス (内野ほか, 2008) に対比される可能性がある. ただし, 門馬コンプレックスの一部の陸源性砕屑岩からは後期三畳紀の堆積年代 (放射虫化石及び凝灰質泥岩のジルコン U-Pb 年代) が示されており (内野, 2017), 年代も含めた対比については今後更なる検討が必要である.

地質構造: 柴森地域の付加体は, 北西部の柴森地域・温川沢上流域では北北西-南南東走向で中-高角度の西傾斜を示す. 鍋子沢の分布域では厚いチャートを中心に 1 対のアンチフォーム・シンフォームが認められ, 西ノ又沢の分布域では最上流部にアンチフォームが認められる. 一方, 砂子沢川下流域では東北東-西南西ないし北東-南西走向で中角度の南傾斜を示し, 柴森地域・温川沢上流域の地質構造とは異なっている.

周辺地質体との関係: 柴森コンプレックスを新第三系あるいは第四系が不整合で覆う. 鍋倉沢・西ノ又沢 (柴森地域) や温川沢では一部断層で新第三系と接する (第 3. 2 図). 柴森コンプレックスと新第三系及び第四系と

の不整合露頭は, 鍋子沢支流の金山沢で見られる (第 3. 3 図). 新第三系との不整合露頭では, 西ノ又層の礫岩 (第 4 章参照) が灰色層状チャートの上を覆い, その境界面は凹凸を示しているものの (第 3. 7 図 A), 概ね N24° W, 22° W を示す. また, 本コンプレックスは, 幅 200 m 以下の中新世のドレライト~玄武岩によってしばしば貫かれている. 金山沢支流ではドレライト~玄武岩が層状チャートを高角度に貫いており, 貫入岩の周縁部には捕獲された径数 cm のチャート岩片が確認できる (第 3. 7 図 B). 貫入岩と接する部分のチャートはしばしば白色化しており, また境界付近の貫入岩には幅 3 cm 程度の石英脈が認められる.

柴森コンプレックスは尾根沿いで後期鮮新世~前期更新世の火砕流堆積物によって覆われている. 沢床や沢の斜面でも第四紀テフラ (第 7 章参照) が認められ (第 3. 3 図), 特に金山沢の沢床では, 黄褐色を呈する軽石火山礫混じりの降下火山灰層が暗灰色のシルト岩の露出面にできた凹凸を埋めるように堆積している (第 3. 7 図 C, D)



第3.7図 柴森コンプレックスと接する新第三系・第四系

(A) 層状チャートを不整合で覆う新第三系西ノ又層の礫岩。金山沢支流。(B) チャートを貫く新第三紀の玄武岩。西ノ又沢。(C) 柴森コンプレックスのシルト岩を覆う第四紀の火山灰。金山沢。(D) Cの露頭の拡大部。Bs：玄武岩（新第三紀貫入岩）、Cg：礫岩（西ノ又層）、Ch：チャート（柴森コンプレックス）、KR：火山灰（切田テフラ）、Ms：シルト岩（柴森コンプレックス）、QV：石英脈、X：捕獲岩（チャート）。

第4章 下部中新統～下部鮮新統

(工藤 崇)

4. 1 研究史, 層序区分及び概要

4. 1. 1 研究史

十和田湖地域における下部中新統～下部鮮新統の地質学的研究は、黒鉱鉱床の探鉱・開発とともに進展してきた。本地域における主要な黒鉱鉱山としては、小坂鉱山、十和田鉱山、鉛山鉱山（銀山鉱床）、温川鉱山が挙げられる。特に小坂鉱山の歴史は古く、1860年代から開発が行われてきた。渡邊（1925）は、公表資料としてはおそらく初めて小坂鉱山付近の地質図を示し、地質層序と黒鉱鉱床の関係を示した。その後、木下（1930）は、小坂鉱山付近のより詳細な地質図を示し、地質と鉱床の詳細な記載を行った。小坂鉱山を含む初の広域的な地質図は、木下（1931）により、7万5千分の1地質図幅「小坂」として初めて示された。

1930～40年代には、下部中新統～下部鮮新統に関する目立った研究報告例は確認できない。その後、1950～60年代になると、再び小坂鉱山付近において、黒鉱鉱床の探鉱を目的とした地質学的研究が行われるようになった。そして、それらによって小坂鉱山付近の下部中新統～下部鮮新統層序についての理解が著しく進んだ（例えば、Iwao *et al.*, 1954; 林, 1960, 1962; 橋本ほか, 1962; 石川, 1964; 大島ほか, 1968; Horikoshi, 1969）。他方、小坂鉱山付近以外では、井上・蜂屋（1962）により十和田湖周辺地域、井上・三橋（1962）により本地域西端部を含む碓ヶ関地域、島津ほか（1965）により本地域南西部を中心とした地域の下部中新統～下部鮮新統層序が報告された。また、それらの研究と平行して、本地域を含む「北鹿地域」における広域地質と鉱床層準に関する報告がなされた（堀越, 1960; 上田・井上, 1961a, b; 上田ほか, 1961）。1969年には、青森県発行の5万分の1地質図として、十和田湖地域西隣の「碓ヶ関地域」が出版された（小高ほか, 1969）。

本地域の下部中新統～下部鮮新統に関して、非常に多くの知見がもたらされたのが、1965年以降に公表された「北鹿地域」及び「北鹿北地域」の精密調査報告書シリーズ（金属鉱物探鉱促進事業団, 1965, 1966, 1967, 1968; 金属鉱業事業団, 1975, 1976a, b, 1977a, b, 1978a, b, 1979a, b, 1980a, b, 1981a, b, 1982a, b, 1983, 1984, 1985）、「北鹿北地域」及び「八甲田地域」の広域地質調査報告書シリーズ（通商産業省, 1972; 通商産業省資源エネルギー庁, 1974, 1975, 1976a, b,

1978, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983）である（いずれも十和田湖地域に関連する報告書のみを記載、以下同様）。これらの報告書は、試錐掘削や構造坑道掘削に関する調査報告が大半を占めるが、通商産業省（1972）、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では地質図も公表されている。特に、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）による5万分の1地質図は、十和田湖地域の東部3分の2の領域を網羅する、その当時では最も詳細な地質図であった。なお、上記の一連の調査において最大の成果となったのが、温川鉱床の発見であった（西谷ほか, 1986）。この発見を契機に温川鉱山の開発が行われ、1987～1994年に稼行された。

1970年代には、それまでの研究成果をまとめた総括的な報告がなされた（例えば、鈴木ほか, 1971; Sato *et al.*, 1974; Oshima *et al.*, 1974）。特に、鈴木ほか（1971）による小坂鉱山付近の下部中新統～下部鮮新統層序は、その後も探鉱関係者により標準的な層序として用いられている。他方、当時閉山していた十和田鉱山付近においても、1967年以降に試錐探鉱が開始され、その調査結果が塚田ほか（1974）として公表された。1973年には、秋田県総合地質図幅（5万分の1地質図）として、「十和田湖」「花輪」「碓ヶ関」が出版された（井上ほか, 1973a, b, c）。

1980年代には、精密調査・広域調査報告書により得られた成果を反映して、再度、層序に関する総括的な報告がなされるとともに（Tanimura *et al.*, 1983）、特に陥没構造と黒鉱鉱床の生成場に関する議論が行われた（例えば、高橋, 1983; Ohmoto and Takahashi, 1983; 古賀・高橋, 1985）。また、西谷ほか（1986）、山田ほか（1988）などにより、温川鉱山付近における地質と黒鉱鉱床に関する報告がなされた。1980年代末には、地質調査所により2枚の地質図が出版された。村岡・高倉（1988）による「10万分の1八甲田地熱地域地質図」と、中嶋（1989）による「5万分の1北鹿地域鉱物資源評価地質図」である。この2枚の地質図は、その当時の研究成果を総括したものであり、その後に展開される研究の礎となった。

1990年代は、相次ぐ黒鉱鉱山の閉山に伴い、本地域の下部中新統～下部鮮新統に関する地質学的研究は、一気に下火と化した。中嶋（1993）は、「5万分の1北鹿地域鉱物資源評価地質図」による成果をベースとして、北鹿地域の地質構造・火成活動発達史と黒鉱鉱床形成場について議論を行った。また、石川・加納（1999）、根

本ほか(2002)は、土地分類基本調査による5万分の1表層地質図「十和田湖・八甲田山」,「十和田湖・花輪」を作成した。しかし、これらはそれまでの研究成果の概要をコンパイルしたものであるため、研究の進展は見られなかった。

2000年以降は、いくつかの研究により、下部中新統～下部鮮新統の理解が更に進んだ。Terakado(2001)は、北鹿地域における黒鉛鉱床堆積物からRe-Os年代を報告した。山田亮一氏による一連の精力的な研究(山田・吉田, 2002, 2003; Yamada and Yoshida, 2004, 2011; Yamada *et al.*, 2012)では、北鹿地域における火山活動時空変遷と火山岩の地球化学的特徴が明らかにされ、地質構造発達史と黒鉛鉱床の生成場について議論が行われた。

4. 1. 2 層序区分

第4.1表及び第4.2表に、本報告と既存報告における層序対応表を示す。従来、十和田湖地域の下部中新統～下部鮮新統については、精密調査・広域調査プロジェクトにより、北西部の「北鹿北地域」、南西部の「北鹿地域」、東半部の「八甲田地域」に区分され、それぞれの地域で異なる層序区分がなされてきた(例えば、金属鉱物探鉱促進事業団, 1965, 1967; 通商産業省, 1972; 通商産業省資源エネルギー庁, 1976a; 金属鉱業事業団, 1982b; 第4.1表)。さらに、それとは別の層序区分を採用する研究報告例もあり(例えば、井上・蜂屋, 1962; 島津ほか, 1965; Horikoshi, 1969; 井上ほか, 1973a; 塚田ほか, 1974; 中嶋, 1989)、多数の地層名が乱立していた(第4.1表)。そのため、本地域の地質に明るくない者にとっては、非常にわかりづらい状況であった。

本報告では、探鉱関係者により小坂鉛山付近で構築された層序(金属鉱物探鉱促進事業団, 1965, 1967; 鈴木ほか, 1971; Tanimura *et al.*, 1983; 第4.1表)を本地域の基本層序として採用した。その理由は、この層序区分が本報告による調査結果と最も調和的であったことによる。しかしながら、より広域での層序区分に対応させるため、以下のような改訂を加えた(第4.1表)。

1) 笹畑層相当層の定義変更により「西ノ又層」を新設した。

2) 上向層相当層ではあるが、小坂鉛山付近には分布せず、上向層とは著しく岩相が異なる地層を「東又層」とした。

3) 赤森層と春木沢層の区別を十和田湖地域全体で行なうことが困難であったため、「砂子沢川層」という新称を与えてこれらを一括した。

4) 十和田湖地域南東部に分布する下部～中部中新統と小坂鉛山付近に分布する下部～中部中新統の対応関係を明らかにできなかったため、前者に対しては「瀬の沢

層」の名称を使用し、両者を区分して示した。

十和田湖地域を含む北鹿地域の地質においては、T₂, T₁, M₁-b, D₁, Qdなどのコード番号を用いた地層の区分体系が存在する。この区分体系は、「北鹿地域」の精密調査報告書シリーズにより確立されたものである(例えば、金属鉱業事業団, 1989)。この区分体系は、主に探鉱関係者や黒鉛研究者によって用いられてきた(例えば、Tanimura *et al.*, 1983; 高橋, 1983; 山田・吉田, 2003; Yamada and Yoshida, 2004)。しかし、この区分体系については、区分の基準が文献上で明確に示されていないこと、それにも関わらず非常に細かい区分がなされていること、また、頻繁にコード番号が改訂されていること、研究者によって独自の改訂が行われる場合等があることから、黒鉛鉱床の関係者以外にとっては、非常に分かり難いものとなっている。本報告においても、採用した岩相層序区分と上記コード番号の対応関係を十分につけることはできなかった。そのため、本報告ではこの区分体系を採用しない。ただし、対応がつくものについては、各地層の項で記載を行った。その際には、「北鹿地域」における最後の精密調査報告書(金属鉱業事業団, 1989)で用いられているコード番号との対応関係を示した。

なお、従来の研究報告では多くの放射年代が報告されているが、それらは一部(金属鉱業事業団, 1980a; Terakado, 2001)を除き、変質年代の解明を目的としたK-Ar年代測定である(例えば、金属鉱業事業団, 1983, 1988)。以下では、記載の煩雑さを避けるため、堆積年代の推定に貢献しないK-Ar年代については言及しない。

4. 1. 3 概要

十和田湖地域における下部中新統～下部鮮新統は、十和田火山噴出物に広く覆われているため断片的な分布を示すものの、ほぼ全域において広く伏在する。下部中新統～下部鮮新統は、おおそ下位より、瀬の沢層、西ノ又層、東又層、上向層、砂子沢川層、前期～後期中新世貫入岩及び溶岩、松倉沢層、芦名沢層から構成される。

瀬の沢層は、海成の火山砕屑岩、砂岩及び泥岩からなり、十和田湖地域南東部に分布する。瀬の沢層と十和田湖地域西半部に分布する西ノ又層、東又層、上向層、砂子沢川層との層序関係は不明である。西ノ又層は、陸成～海成の礫岩、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩からなり、ジュラ系の柴森コンプレックスを不整合に覆う。東又層は、凝灰質泥岩と火山砕屑岩の互層で特徴付けられる海成層で、西ノ又層を整合に覆う。上向層は、無斑晶状デイサイト～流紋岩溶岩及び火山砕屑岩からなる海成層で、その最上部に黒鉛鉱床を胚胎する。上向層と東又層は、同時異相の関係にあると推定される。砂子沢川層は、火山砕屑岩及び泥岩からなる海成層で、黒鉛鉱床の上盤側と

第 4. 1 表 本報告と既存報告における下部中新統～下部鮮新統の対応関係

井上・峰屋 (1962)	島津ほか (1965)	金属鉱物探鉱促進事業団 (1965)	金属鉱物探鉱促進事業団 (1967)	Horikoshi (1969)	鈴木ほか (1971)	通商産業省 (1972)	井上ほか (1973a)	塚田ほか (1974)	通商産業省資源エネルギー庁 (1976a)	金属鉱物探鉱促進事業団 (1982b)	Tanimura et al. (1983)	村岡・高倉 (1988)	中嶋 (1989)	本報告
赤森流紋岩 赤森凝灰岩 赤森火山角礫岩 薔薇森火山角礫岩 薔薇森石英粗面岩	大湯層 砂子沢層 野口互層 余路米沢層 二又層 東又互層	芦名沢層 春木沢層 赤森部層 小坂層 上向部層 笹畑層	遠部層 矢柄平層 春木沢層 赤森層 上向層 笹畑層	遠部層 矢柄平層 春木沢層 小坂層	芦名沢層 春木沢層 赤森層 上向層 笹畑層	早瀬森層 赤森層 上向層 笹畑層 万左衛門山層	遠部層 大滝層 大葛層 瀬の沢層	遠部層 大滝層 大葛層	遠部層 和田川層 四沢層	和野山岳部以外の遠部層相当層 和田川層 四沢層	芦名沢層 春木沢層 赤森層 上向層 笹畑層 万左衛門山層	遠部層 和田川層 四沢層 上向層 笹畑層	遠部層 鍋倉沢層 (下部) 鍋倉沢層 上向層 笹畑層	本報告 芦名沢層 砂子沢川層 東又層 上向層 西ノ又層 瀬の沢層

第 4. 2 表 本報告と既存報告における小坂鉦山付近の層序対応表

渡邊 (1925)	木下 (1930)	Iwao et al. (1954)	林 (1960)	橋本ほか (1962)	林 (1962)	鈴木ほか (1971)	本報告
赤森流紋岩 赤森凝灰岩 赤森火山角礫岩 薔薇森火山角礫岩 薔薇森石英粗面岩	赤森流紋岩 赤森凝灰岩 赤森角礫岩 薔薇森角礫岩 薔薇森石英粗面岩	Akamori rhyolite Akamori tuff Baramori tuff-breccia Baramori rhyolite	赤森流紋岩 赤森凝灰岩 赤森流紋岩 元山角礫岩 バラ森流紋岩 黒色千枚岩	矢柄平流紋岩 赤森凝灰岩 赤森流紋岩 元山角礫岩 バラ森流紋岩 古生層	赤森流紋岩 赤森凝灰岩 赤森流紋岩 元山角礫岩 バラ森流紋岩 古生層	春木沢層 赤森層 上向層 笹畑層 古生層	砂子沢川層 (S ₁) 上向層 (Ur) 西ノ又層 (Ns) 柴森コンプレックス

※上記の他に重要な研究報告としてHorikoshi (1969) があるが、独自の区分が行われており、表が複雑化するため省略した。

※溶岩及び貫入岩の対応関係
従来の研究報告

矢柄平流紋岩・安山岩	→	無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩 (石英斑晶を含む)
赤森石英安山岩	→	粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含む)
前山流紋岩	→	無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩 (石英斑晶を含む)
赤森流紋岩	→	
杉澤安山岩	→	斑状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩
白色化流紋岩	→	上向層 (Ur: 無斑晶状デイサイト～流紋岩溶岩及び火山砕屑岩)として一括

して位置付けられる地層である。砂子沢川層は、東又層と上向層を整合に覆う。

前期～後期中新世貫入岩及び溶岩は、砂子沢川層以下の地層を貫く貫入岩と砂子沢川層に挟在する溶岩を一括したものであり、細粒閃緑岩、ドレライト、玄武岩、安山岩、デイサイト～流紋岩などからなる。これらは、記載岩石学的特徴と全岩化学組成から9つのタイプに区分される。

松倉沢層は、玄武岩質安山岩～流紋岩の貫入岩、溶岩及び火山砕屑岩からなり、十和田湖周辺に分布する。岩質は多様性に富むが、玄武岩質安山岩～安山岩に卓越する。下位層との関係は不明である。芦名沢層は、デイサイト～流紋岩の火山砕屑岩、溶岩及び貫入岩を主体とし、十和田湖地域南端部のみに分布する。断層に囲まれて分布するため、下位層との関係は不明である。松倉沢層と芦名沢層の堆積環境については、詳細は不明であるが、少なくとも芦名沢層の一部は水底環境で堆積したと考えられる。

放射年代と層序関係から推定される各層の堆積年代は、瀬の沢層：前期～中期中新世、西ノ又層・東又層・上向層：14 Ma 以前の前期～中期中新世、砂子沢川層：14～11 Ma、松倉沢層：9～7 Ma、芦名沢層：5 Ma 前後である。

4. 2 瀬の沢層 (Ss, Sm, Stm, Sv)

地層名 上田・井上 (1961a) による。

定義 上田・井上 (1961a) は、秋田県鹿角市瀬の沢川流域 (本地域南隣の花輪地域内) を中心に分布する火山砕屑岩、礫岩、砂岩、泥岩などからなる地層を、瀬の沢層と定義した。その後、井上ほか (1973b) は、瀬の沢層を上下に二分し、下部を安久谷川層と新定義するとともに、上部を瀬の沢層と再定義した。

十和田湖地域における瀬の沢層の分布については、井上ほか (1973a) による秋田県5万分の1地質図幅「十和田湖」では、新第三系最下部を成す地層として、本地域の各所において分布が示されている。ただし、井上ほか (1973a) による瀬の沢層には、本報告で西ノ又層、東又層、砂子沢川層とした部分が一部含まれている。

本報告では、十和田湖地域南東部に分布する下部～中部中新統に限り、瀬の沢層の名称を用いる。この理由としては、以下の2点がある。1つ目の理由は、本地域南東部に分布する下部～中部中新統は、南隣の花輪地域で瀬の沢層とされた部分 (井上ほか, 1973b) と、図学的に一連の地質体を成すと見なされることである。2つ目の理由は、本地域南東部における瀬の沢層と、本地域西部に分布する西ノ又層、東又層、砂子沢川層の対応関係が不明であり、本地域の全域で統一した層序区分の適用が難しいことである。対応関係が不明な要因としては、

瀬の沢層の年代が不明確であること、十和田火山噴出物により両者の分布が分断され、特に本地域南部においては下部～中部中新統の露出が断片的で、連続的な岩相変化が追えないことが挙げられる。

従来の地質図と比較すると、本報告による瀬の沢層は、井上ほか (1973a) では瀬の沢層の一部に大滝層 (上田・井上, 1961a) と大滝層 (井上ほか, 1959a) を一部合わせたもの、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a)、村岡・高倉 (1988) では四沢層の一部に和田川層を一部合わせたものに相当する (第4.1表)。

なお、小国川流域に分布する瀬の沢層は、それ以外の地域に分布する瀬の沢層と比較して軟質であり、火山砕屑岩の変質度も低い。本来であればこれらを区分して示すべきではあるが、分布が断片的で露出も悪いため、現時点で両者の地質境界を描くことは困難である。そのため、これらについては便宜上、瀬の沢層に一括して示した。ただし、今後の検討次第では、別のより若い地層に区分される可能性があることを記しておく。

模式地 秋田県鹿角市花輪、瀬の沢川中～上流域一帯 (井上ほか, 1973b)。

分布及び層厚 本地域南東部の堀内川上流域～戸倉森～小国川流域にかけて分布する。十和田火山起源の火砕流堆積物がかつての谷部を埋積して分布するため、本層の分布はいくつかに分断され、残丘状の分布形態を示す。そのため、本層の露出は極めて悪い。本層の層厚は、下限と上限が確認できず、地質構造も不明瞭な部分が多いため、見積もりが難しい。ただし、堀内川上流域付近において図学的に計算すると、少なくとも400～600 mはあると見積もられる。南隣の花輪地域では層厚850～1,200 mに達する (井上ほか, 1973b)。

層序関係 十和田火山噴出物に広く覆われる。「未区分上部中新統～下部更新統」とは断層で接する。砂子沢川層・芦名沢層とは断層で接すると推定した。鹿角市青岩山東方の地点4-1 (付図5) では、本層と未区分上部中新統～下部更新統の境界部に、本層の火山砕屑岩を母材とする角礫岩が認められる。この角礫岩を断層角礫岩と解釈した。本層と砂子沢川層・芦名沢層の境界は、露頭では確認できていない。両者が接すると推定される場所は、花輪地域で推定されている安久谷川断層 (井上ほか, 1973b) の北方延長部に位置することから、両者の境界を断層と推定した。西ノ又層、東又層、上向層、砂子沢川層との層序関係は不明である。

岩相 砂岩、礫岩、火山砕屑岩及び泥岩からなる岩相 (Ss)、暗灰色～灰色硬質泥岩を主体とする岩相 (Sm)、明灰色凝灰質泥岩火山砕屑岩互層からなる岩相 (Stm)、火山砕屑岩を主体とする岩相 (Sv) の4つに区分される。本層の主体を成す岩相は Sv であり、本層分布域全域で認められる。Sm は堀内川上流域から青岩山にかけての地域、Ss は堀内川上流域のみ、Stm は小国川流域のみ

で認められる。

砂岩、礫岩、火山砕屑岩及び泥岩 (Ss):凝灰質砂岩 (第 4. 1 図 A) を主体とし、礫岩、泥岩、凝灰岩及び火山礫凝灰岩を頻繁に挟む岩相である。全体的に硬質であり、西ノ又層や東又層を構成する岩石よりも硬く固結している。凝灰質砂岩は、緑灰色～淡緑灰色～青緑灰色を呈し、極細粒～細粒砂サイズからなるものが多く、しばしば生痕化石を含む。数十 cm 以下の間隔で明瞭な平行層理を示すことがある (第 4. 1 図 A)。礫岩は、細礫～中礫サイズからなり、凝灰質であることが多い。泥岩は、灰色～緑灰色を呈し、しばしば凝灰質で、凝灰岩や火山礫凝灰岩と互層を成すことがある。凝灰岩及び火山礫凝灰岩の特徴は Sv を構成するものと同様である。

火山砕屑岩を伴う暗灰色～灰色硬質泥岩 (Sm):平行層理が発達した暗灰色～灰色を呈する硬質泥岩 (第 4. 1 図 B) を主体とし、稀に層厚数 m 以下の凝灰岩及び火山礫凝灰岩を挟む岩相である。泥岩は、砂子沢川層の泥岩よりも硬く、東又層の泥岩と同等の固結度を示す。凝灰岩及び火山礫凝灰岩の特徴は Sv を構成するものと同様である。

明灰色凝灰質泥岩火山砕屑岩互層 (Stm):明灰色凝灰質泥岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩が互層を成す岩相である。互層間隔は、数 m 以下で、数十 cm 以下であることが多い。本岩相は、Ss や Sm と比較して軟質であり、火山砕屑岩の変質度も低い。火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、明灰色～淡緑灰色を呈し、頻繁に凝灰質泥岩の偽礫を含む。軽石質なものが多いことから、岩質は少なくとも珪長質寄りだと推定されるが、詳細は不明である。火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、下部が塊状、上部が上方細粒化して凝灰質泥岩に移り変わるものが多い。

泥岩を伴う火山砕屑岩 (Sv):火山礫凝灰岩及び凝灰

岩を主体とし、稀に層厚数 m 以下の泥岩を挟む岩相である。火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、淡緑灰色～緑灰色を呈し、強度の変質作用を被っている。そのため岩質は不明である。火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、雑多な多種の火山礫からなるものが多い。火山礫凝灰岩及び凝灰岩の多くは非常に硬質で、固結度は東又層の火山砕屑岩と同等かそれ以上である。泥岩の特徴は Sm を構成するものと同様である。

前述したように、小国河流域に分布する Stm 及び Sv は、その他の地域よりも軟質で変質度が低い傾向がある。この部分については、前述のように、今後の検討次第ではより若い別の地層に区分される可能性もある。

化石 十和田湖地域に分布する瀬の沢層からは、化石の産出は報告されていない。一方、花輪地域に分布する瀬の沢層からは、海棲の軟体動物化石 (角・角, 1965; 水野, 1965; 井上ほか, 1973b)、底生・浮遊性有孔虫化石 (井上ほか, 1973b) の産出が報告されている。

堆積環境 本層は産出化石より海成層と判断される。小笠原・増田 (1989) の古水深指標に基づくと、これまで報告された軟体動物化石には、水深 100 m 以下を示す種が含まれている。また、長谷川ほか (1989) の古水深指標に基づくと、これまで報告された底生有孔虫化石には、中部漸深海帯～外部浅海帯を示す種が含まれる。以上より、本層の堆積環境は、浅海～漸深海環境と推定される。本層は、砂岩や礫岩を主体とする層準がある一方で、泥岩を主体とする層準も含むことから、浅海～漸深海に至る多様な堆積環境を経てきたことが示唆される。

年代 本層からはこれまで放射年代の報告はなされていない。水野 (1965) は、軟体動物化石より本層が台島～西黒沢階である可能性を示した。井上ほか (1973b) は、花輪地域での試錐 H-4 及び H-6 (金属鉱物促進事業団、



第 4. 1 図 瀬の沢層の露頭写真

(A): 瀬の沢層の極細粒～細粒砂岩。鹿角市堀内川上流の地点 4-2 (付図 5)。 (B): 瀬の沢層の暗灰色硬質泥岩。鹿角市堀内川上流の地点 4-3 (付図 5)。

1966)において、本層相当層から暖海性浮遊性有孔虫化石の産出が見られることから、本層を西黒沢階とした。ただし、これらの試錐の位置は、瀬の沢層の地表分布域とは最短でも7 km離れた場所にある。そのため、試錐による瀬の沢層相当層と十和田湖地域の瀬の沢層の対応については、今後の検討を要する。本層の年代については、更なる検討が必要ではあるが、井上ほか(1973b)を踏襲して、西黒沢階(前期～中期中新世)とする。

4.3 西ノ又層 (N_{S1} , N_{S2})

地層名 新称。

定義 十和田湖地域西半部において、礫岩及び砂岩を主体とし、新第三系の最下部を構成する地層を、西ノ又層と定義する。

従来、新第三系最下部の礫岩及び砂岩を主体とする地層は、笹畑層と呼ばれることが多かった(第4.1表)。笹畑層は、文献上では金属鉱物探鉱促進事業団(1965)で初めて確認できるが、実際には同和鉱業株式会社北部開発室によって、それ以前から使用されてきた地層名である(中嶋, 1989)。

今回、笹畑層の名称を踏襲せず、西ノ又層と新定義した理由は、笹畑層と西ノ又層で地層の定義が一部異なることによる。異なる点は、これまで笹畑層として区分されてきた地層に、小坂町荒川川付近に分布する礫岩及び砂岩を主体とする地層(本報告で N_{S2} とした部分、以下、便宜上これを N_{S2} と呼ぶ)を加えて、西ノ又層としたことである。また、笹畑層は、これまで長年に亘って探鉱関係者により伝統的に用いられてきた地層名であり、これを再定義するのは望ましくないと判断したことも、新称を用いた理由の1つである。

N_{S2} は、笹畑層と比較すると、同様に礫岩及び砂岩を主体とするものの、泥岩や火山砕屑岩の挟在を比較的頻繁に伴う。 N_{S2} の存在は、金属鉱床探鉱のための試錐T-4(金属鉱物探鉱促進事業団, 1966)で初めて記載され、その後、試錐HT-37(金属鉱業事業団, 1980a)でも確認された。金属鉱業事業団(1980a)は、これらを笹畑層(T_s)とは区別し、 T_s 類似層(T_s')として区分した。この区分は探鉱関係者によって踏襲され、文献で確認できる範囲では、金属鉱業事業団(1989)まで用いられている。本報告では、これらを西ノ又層に含めた。

西ノ又層は、金属鉱物探鉱促進事業団(1965, 1966)、鈴木ほか(1971)、Tanimura *et al.* (1983)による笹畑層、Horikoshi(1969)による小坂層の一部、通商産業省(1972)、井上ほか(1973a)による瀬の沢層の一部、金属鉱業事業団(1976b)による万左衛門山層(万左エ門山層)(小高ほか, 1969)の一部、村岡・高倉(1988)による万左衛門山層、中嶋(1989)による笹畑層と鍋倉沢層(小高ほか, 1969)の一部に相当する(第4.1表)。また、金

属鉱業事業団(1989)による T_s 及び T_s' に相当する。

模式地 秋田県小坂町、西ノ又沢上流の地点4-4付近(ルートB, 第4.2図; 付図1)。

分布及び層厚 十和田湖地域北西部の西ノ又沢上流域、鍋倉沢上流域(第4.3図)、温川沢上流域(第4.4図)、南西部の砂子沢付近及び荒川川流域に分布する。層厚は、模式地付近で最大40 m程度、砂子沢付近で最大260 m程度、荒川川流域で最大450 m程度であり、場所により大きく変化する。

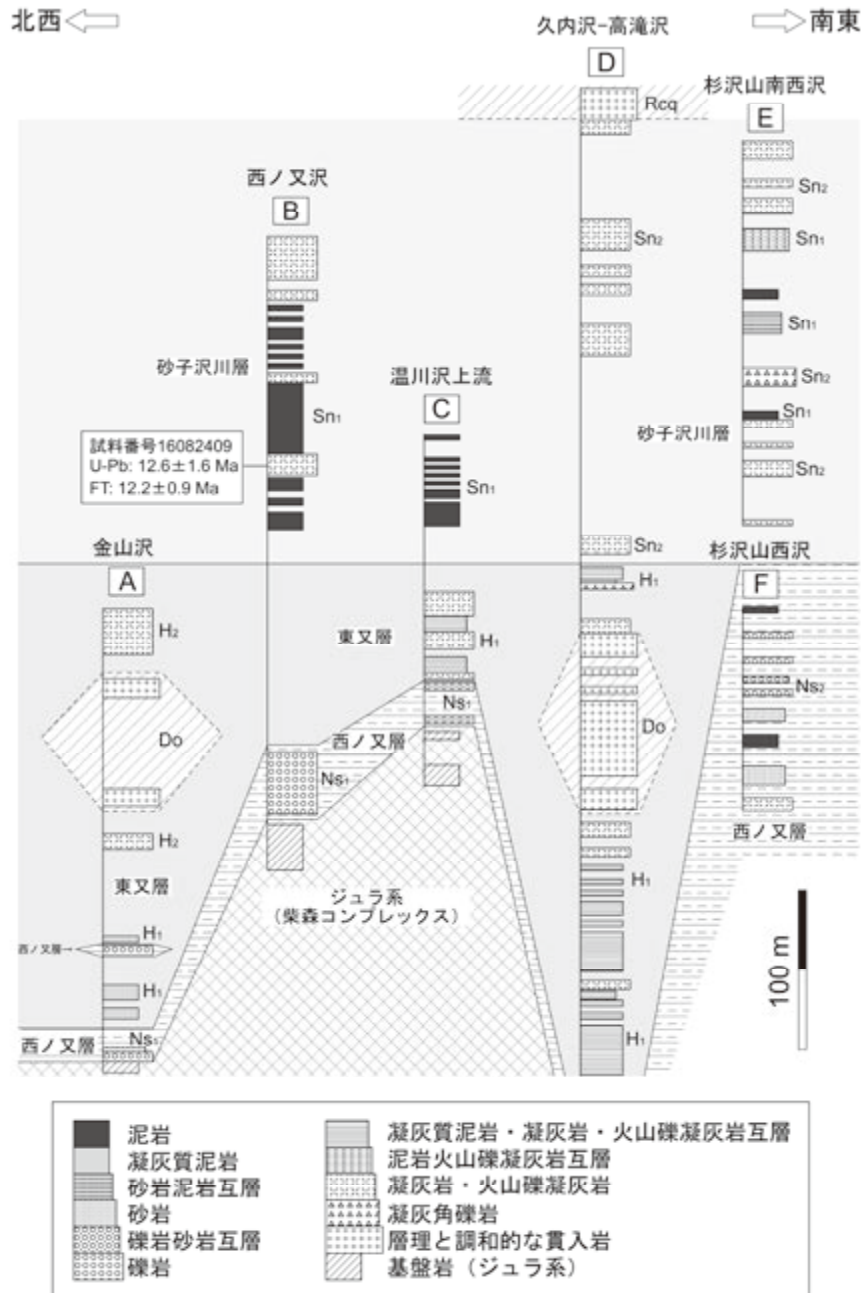
試錐では、TN-7, T-4, T-6, HT-9, HT-10, HT-37, HT-44において、本層相当層が認められている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1967, 1968; 金属鉱業事業団, 1975, 1980a, 1982a)。試錐データと合わせると、十和田湖地域における本層の分布域は、ほぼ小坂町の行政区域内に、鍋倉沢上流域と温川沢上流域を加えた範囲となる。

層序関係 ジュラ系の柴森コンプレックスを不整合に覆う(第4.2図)。多くの場所で東又層に整合に覆われる(第4.2図)。平川市金山沢付近では東又層と指交関係にある(第4.2図, 第4.3図)。荒川川流域では、本層は東又層と同時異相の関係にあると推定され、砂子沢川層に直接整合的に覆われると推定される(第4.2図)。本層と上向層の層序関係については、本調査では確認できなかったが、鈴木ほか(1971)によれば不整合、古賀・高橋(1985)によれば整合関係にある。本層は、表層付近において十和田火山噴出物に広く覆われる。

岩相 礫岩を主体とし、砂岩を伴う岩相(N_{S1})、礫岩、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩からなる岩相(N_{S2})の2つに区分される。 N_{S2} は荒川川流域付近の荒川背斜の軸部のみで認められる。

砂岩を伴う礫岩(N_{S1}): 礫岩を主体とし(第4.5図A)、一部で砂岩を伴う岩相である。礫岩は、場所や層準により礫のサイズが細礫～巨礫と変化するが、中礫～大礫サイズから構成されるものが多い(第4.5図A)。礫岩には、基質支持のもの、礫支持のもの、塊状のもの、級化構造を持つもの、淘汰の良いものや悪いもの、インプリケーションが認められるものや認められないものなど、様々な岩相が認められる。礫の円磨度は、角礫～円礫で、亜角礫～亜円礫が多い(第4.5図A)。礫種は、主に柴森コンプレックス起源のチャート、珪質泥岩、泥岩及び砂岩からなる。温川沢上流域(第4.4図)では、長径1 m以下の角礫から構成される角礫岩が見られることがある。チャンネル状の構造を示す礫岩も認められる。一部では、砂岩や凝灰質砂岩が認められ、厚さ数十 cm以下の間隔で礫岩と砂岩が互層することがある。

礫岩、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩(N_{S2}): 礫岩(第4.5図B)、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩からなる岩相である。それぞれ数 m以下の厚さで互層することが多く、それぞれの量比は層準により変化する(第4.2図)。



第4.2図 西ノ又層、東又層及び砂子沢川の地質柱状図
各ルートの位置は付図1及び4を参照。岩相記号は地質図凡例を参照。

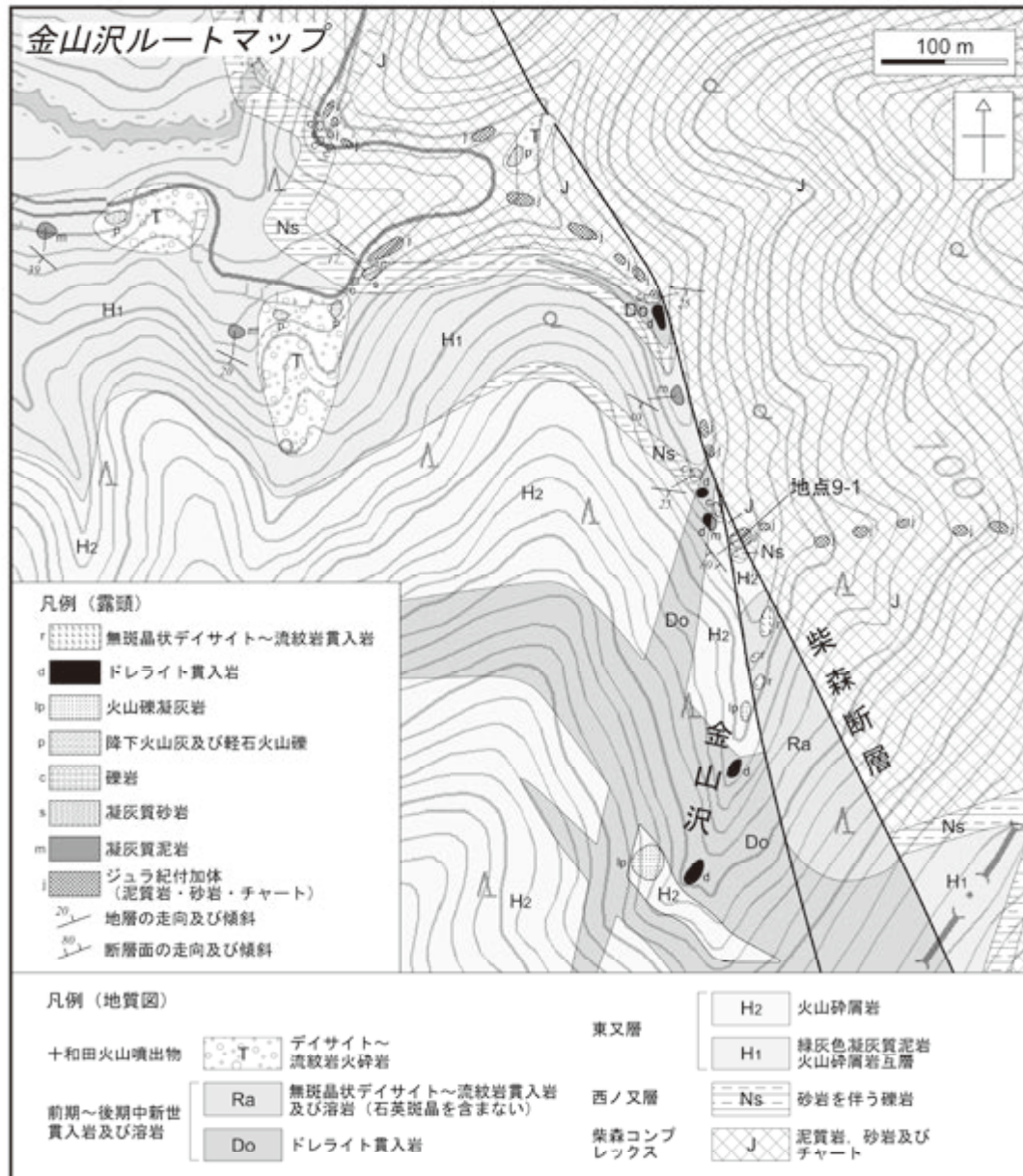
礫岩は、層準により礫のサイズが細礫～大礫と変化する。基質支持の礫岩も認められるが、礫支持の礫岩が主体である(第4.5図B)。礫の円磨度は、角～円礫で、亜円礫からなるものが多い。礫種は、主に柴森コンプレックス起源のチャート、珪質泥岩、泥岩及び砂岩からなり、Ns₁の礫岩と特に大きな違いは認められない。

砂岩は、褐灰色を呈し、極細粒～粗粒砂サイズからなるものが認められる。様々な粒径の砂岩が互層することがある。しばしば凝灰質砂岩や礫混じりの淘汰の悪い砂岩が産する。泥岩は、褐色～灰色を呈し、砂混じりで淘

汰がやや悪いもの、塊状のものが多い。火山碎屑岩としては、淡緑灰色を呈する変質した火山礫凝灰岩が認められる。

化石 未報告である。少なくとも、十和田湖地域内の笹畑層からは、これまで化石の報告はない。中嶋(1989)は、花輪地域での試錐資料(例えば、金属鉱物探査促進事業団、1966)を基に、笹畑層から有孔虫化石と植物化石が産すると述べているが、岩相的にはこれらは西ノ又層とは一致しない。

堆積環境 露出が悪く詳細な堆積相の観察ができない



第 4. 3 図 金山沢流域のルートマップ
基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

ため、判断は難しいが、Ns₁については礫岩を主体とすることから、陸成層の可能性が高いと考えられる。一方、Ns₂は、より細粒な岩相も含むことから、少なくとも陸上から浅海のいずれかの環境と推定される。

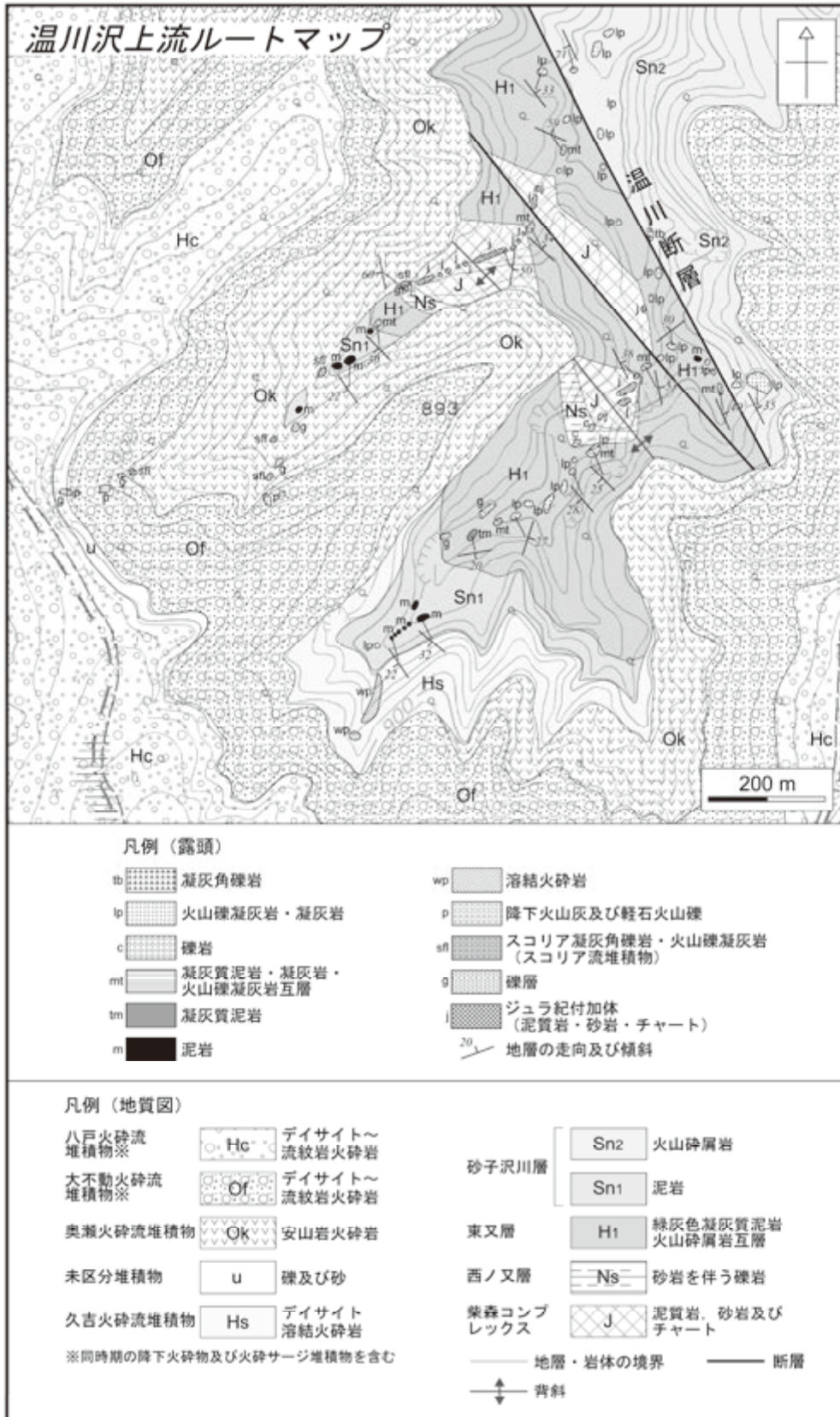
年代 本層からはこれまで放射年代は報告されていない。砂子沢川層に覆われることから (第 4. 2 図), 14 Ma 以前の前期～中期中新世と判断される。

4. 4 東又層 (H₁, H₂)

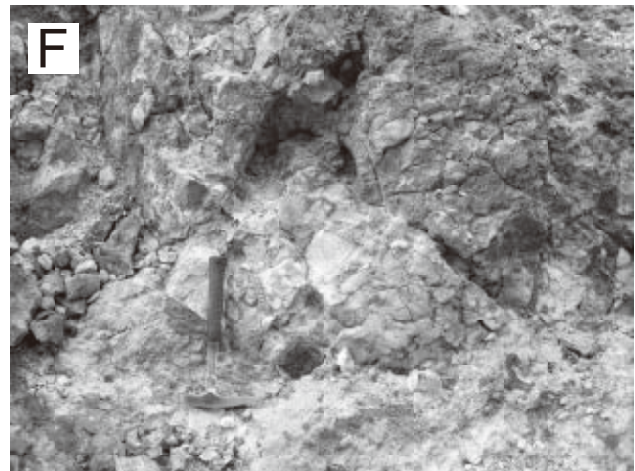
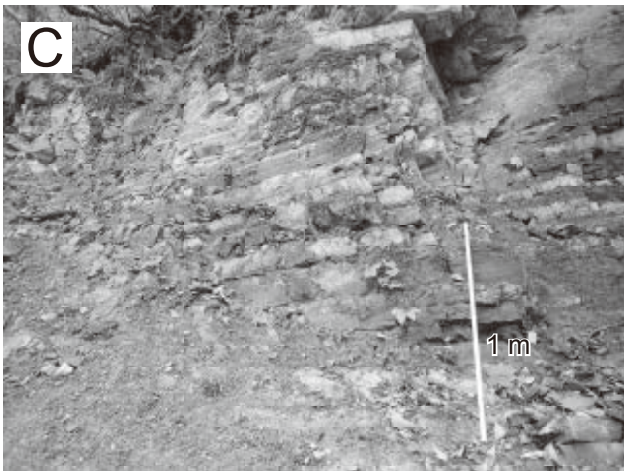
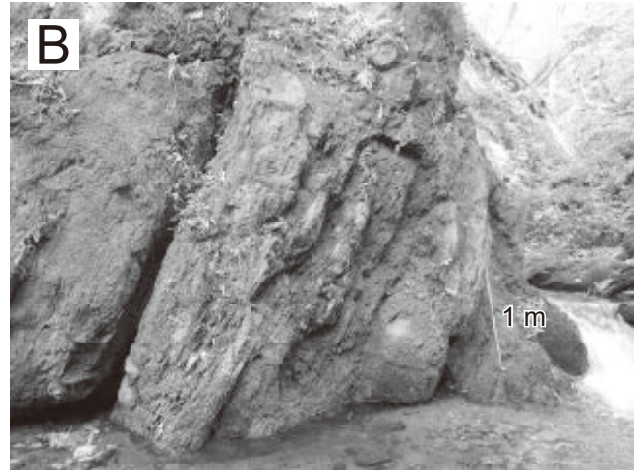
地層名 島津ほか (1965) による「東又互層」に由来する。本報告ではこれを東又層と改称する。

定義 島津ほか (1965) は、「兎尻川累層」の一部層として、「東又互層」を定義した。「東又互層」は、小坂町東ノ又沢沿いで典型的に見られる凝灰質泥岩と火山砕屑岩の互層に対して命名されたものである。本報告では、これを層へと格上げし、「東又層」とする。東又層は、十和田湖地域西端部において、西ノ又層とともに新第三系の最下部を構成し、凝灰質泥岩と火山砕屑岩の互層からなる地層として位置付けられる。

本報告による東又層は、井上ほか (1973a, c) による瀬の沢層の一部、塚田ほか (1974) による大葛層の一部、村岡・高倉 (1988) による四沢層の一部、小高ほか (1969) と中嶋 (1989) による鍋倉沢層の一部に相当する (第 4. 1



第 4.4 図 温川沢上流域のルートマップ
 基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。



第 4. 5 図 西ノ又層，東又層及び上向層の露頭写真

(A)：西ノ又層の礫岩 (N_{S1})，小坂町西ノ又沢枝沢の地点 4-5 (付図 1)。(B)：西ノ又層の礫岩 (N_{S2})，小坂町荒川川流域の地点 4-6 (付図 4)。(C)：東又層の凝灰質泥岩・凝灰岩・火山礫凝灰岩互層 (H_1)，小坂町東ノ又沢の地点 4-7 (付図 1)。(D)：東又層の凝灰質泥岩 (下位) と火山礫凝灰岩 (上位) (H_1)，小坂町小坂川枝沢の地点 4-8 (付図 4)。(E)：上向層の火山角礫岩，小坂町小坂鉦山元山鉦床露天掘跡地の地点 4-9 (第 4. 6 図；付図 4)。(F)：上向層の火山角礫岩，小坂町小坂鉦山元山鉦床露天掘跡地の地点 4-10 (第 4. 6 図；付図 4)。

表). 金属鉱業事業団(1989)による岩相記号との対応は、本層に対応するものが見当たらないため不明である。

模式地 島津ほか(1965)は、「兎尻川累層」の模式地を、小坂川流域(原著では「兎尻川流域」としているが、現在この河川名は使われていない)としたが、「東又互層」の模式地については定めていない。そこで本報告では、本層の模式地を、秋田県小坂町、小坂川支流の東ノ又沢流域とする。

分布及び層厚 十和田湖地域西部の鍋倉沢上流域(第4.3図)、西ノ又沢流域、東ノ又沢流域、小坂川流域及び温川沢上流域(第4.4図)にかけての地域に分布する。層厚は、模式地付近(第4.2図ルートD)では320m以上、温川沢上流域(第4.2図ルートC)では70m程度であり、場所により大きく変化する。

層序関係 西ノ又層を整合に覆う(第4.2図)。ただし、西ノ又層とは一部で指交あるいは同時異相の関係にある(第4.2図、第4.3図)。温川沢上流域の一部では、西ノ又層を欠き、東又層が直接ジュラ系の柴森コンプレックスを不整合に覆う(第4.4図)。本層は砂子沢川層に整合に覆われる(第4.2図、第4.4図)。本層と上向層の関係は、分布域が離れているため不明であるが、双方とも砂子沢川層に整合に覆われるので、同時異相の関係にあると考えられる。本層は表層付近において十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 凝灰質泥岩火山碎屑岩互層からなる岩相(H₁)と火山碎屑岩からなる岩相(H₂)の2つに区分される。本層を特徴付ける岩相はH₁である。H₂については、砂子沢川層の火山碎屑岩(Sn₂)と類似した岩相を示すため、両者を1露頭だけで判別することは困難である。しかし、H₂は上下をH₁に挟まれることから、周辺地域を含めて層序を丹念に調べることで、H₂とSn₂は判別が可能となる。

凝灰質泥岩火山碎屑岩互層(H₁):凝灰質泥岩と火山碎屑岩の互層で特徴付けられる岩相である(第4.5図C、D)。互層間隔は数十cm以下であることが多いが、数mの場合もある。また、厚さ20m以下の火山碎屑岩を挟むことがある(第4.2図)。

凝灰質泥岩は、明灰色～灰色～淡緑灰色～緑灰色を呈し、平行層理が発達することが多い。凝灰質かつ珩質で、非常に硬質なものが多く、部分的に柴森コンプレックスの珩質泥岩と類似した岩相を示すこともある。一部では凝灰質ではない暗灰色の硬質泥岩も認められる。また、淡緑灰色～緑灰色を呈する凝灰質細粒～中粒砂岩が一部の層準で認められる。

火山碎屑岩としては、火山礫凝灰岩及び凝灰岩を主体とし、一部では凝灰角礫岩も認められる。火山碎屑岩は、緑灰色～淡緑灰色～灰色を呈する。いずれも強度の変質を被っており、岩質は不明である。火山礫は無斑晶状のものが主体で、圧密を受けて扁平化している場合が多い。

火山礫凝灰岩は、凝灰質泥岩の偽礫を含むことがある。

火山碎屑岩(H₂):火山碎屑岩からなる岩相で、火山礫凝灰岩を主体とし、ごく一部で凝灰岩を伴う。H₁の岩相から凝灰質泥岩と凝灰岩を取り去ったものがほぼH₂の岩相となる。火山礫凝灰岩は、淡緑灰色～緑灰色を呈し、塊状のものが多く、一部で弱い層理が認められる。いずれも強度の変質を被っており、岩質は不明である。火山礫は、緑灰色～灰色～白色を呈し、無斑晶状のことが多い。

化石 温川沢上流の凝灰質砂岩(H₁)から、軟体動物化石 *Venericardia siogamensis* Nomura が報告されている(井上ほか, 1973a)。また、西ノ又沢の泥岩(H₁)から、底生有孔虫化石 *Haplophragmoides* の産出が報告されている(井上ほか, 1973c)。

堆積環境 産出化石より海成層と判断される。*Haplophragmoides* は、上限深度帯が中部漸深海帯下部を示す化石として知られている(長谷川ほか, 1989)。

年代 本層からはこれまで放射年代は報告されていない。砂子沢川層に覆われることから(第4.2図)、14Ma以前の前期～中期中新世と判断される。

4.5 上向層(Ur, U)

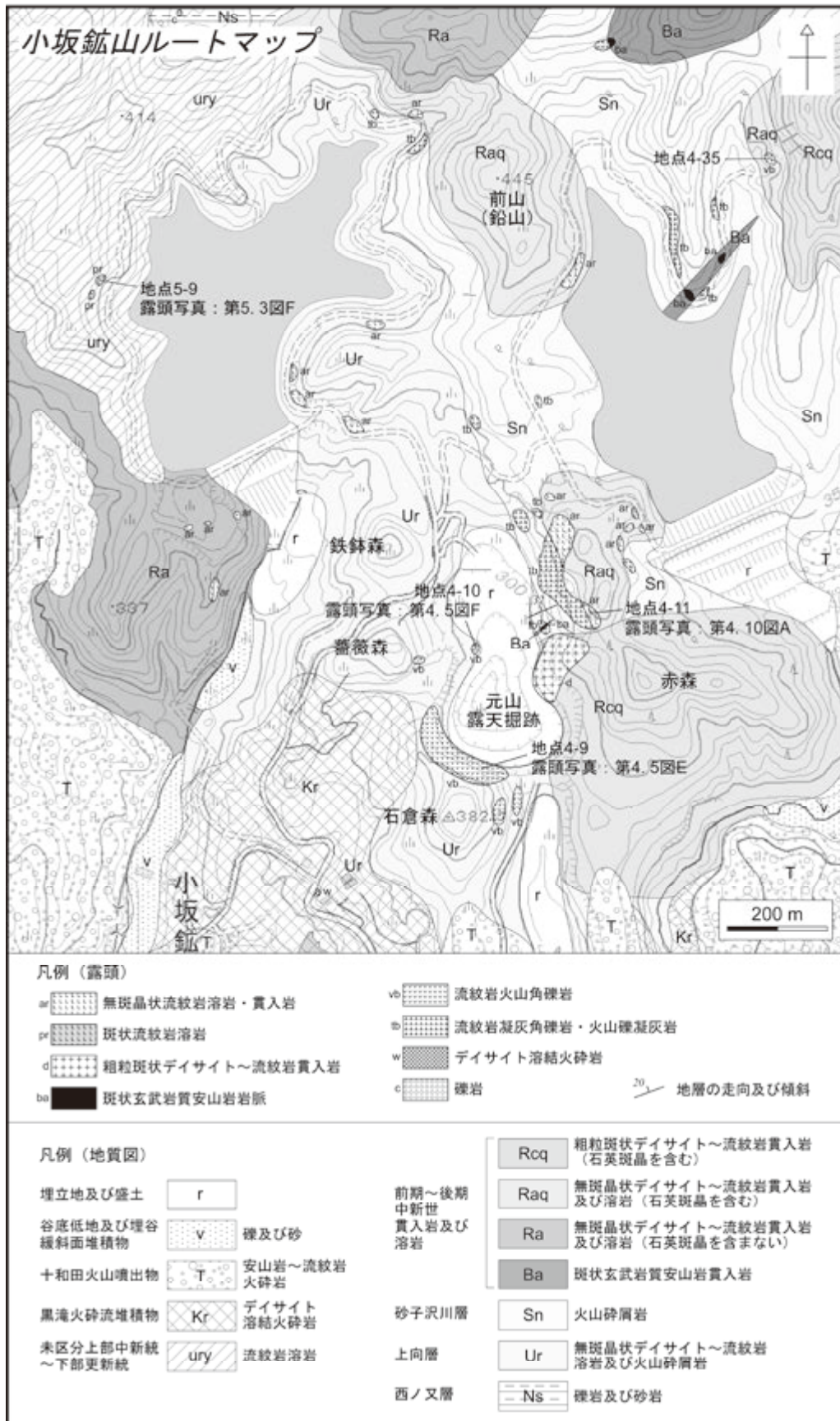
地層名 金属鉱物探鉱促進事業団(1965)による「小坂層」の一部層である「上向部層」に由来する。その後、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)により「上向層」とされた。

定義 「上向部層」・「上向層」は、同和鉱業株式会社北部開発室により、小坂鉱山付近に分布する、黒鉱を胚胎する地層に対して命名されたものである(金属鉱物探鉱促進事業団, 1965, 1967)。

本報告では、新第三系最下部の西ノ又層を覆い、砂子沢川層に覆われる、無斑晶状サイト～流紋岩溶岩・火山碎屑岩で特徴付けられる黒鉱胚胎層準の地層に対して、上向層の名称を用いる。

小坂鉱山付近では、古くから探鉱を目的とした地質調査が行われてきた(第4.2表)。本層は、小坂鉱山付近に分布する地層の中でも、黒鉱鉱床を胚胎することから特に注目されてきた地層である。本層相当層は、渡邊(1925)によって初めて学術論文上で記載され、下位から薔薇森石英粗面岩、薔薇森火山角礫岩、赤森火山角礫岩に区分された。この区分は、その後も一部の研究を除いてほぼ踏襲され、それぞれが鈴木ほか(1971)による上向層の白色化流紋岩、上向凝灰角礫岩、元山火山角礫岩に相当する(第4.2表)。なお、この3区分については、5万分の1地質図幅で示すには細かすぎるため、本報告では上向層として一括して示す(第4.2表)。

本地域に分布する上向層は、島津ほか(1965)による二又層の一部、Horikoshi(1969)による小坂層の一部、



第 4.6 図 小坂鉦山付近のルートマップ
基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

井上ほか(1973a)による大葛層の一部, 金属鉱業事業団(1982b)による早瀬森層下部層, 村岡・高倉(1988)による四沢層の一部, 中嶋(1989)による鍋子沢層下部の一部に相当する(第4.1表)。また, 金属鉱業事業団(1989)による T_3 , D_3 及び D_3' に相当すると考えられる。

模式地 金属鉱物探鉱促進事業団(1965, 1967)は, 模式地を定めていない。その後に出版された多数の研究報告においても, 上向層の模式地に関する言及はない。上向層は, 小坂鉱山の探鉱関係者によって伝統的に用いられてきた地層名であるため, 本報告で新たに模式地を設定することは避けておく。本層の典型的な岩相を観察できる場所として, 秋田県小坂町小坂鉱山元山鉱床露天掘跡地(第4.6図)を挙げておく。

分布及び層厚 地表では小坂鉱山付近のみに分布する。層厚は小坂鉱山元山鉱床付近で約300mである(鈴木ほか, 1971)。試錐資料によれば, 十和田湖地域の西半部では, 地下に断片的に伏在する。層厚は場所により大きく変化する。温川鉱山付近では, 地下に厚く伏在しており, 垂直方向で最大600m以上に達する(地質断面図参照)。

層序関係 本報告の調査では, 上向層と他の地層の直接の層序関係については確認できなかった。Horikoshi(1969), 鈴木ほか(1971), 古賀・高橋(1985)によれば, 上向層は砂子沢川層に整合に覆われる。上向層と西ノ又層の層序関係については, 鈴木ほか(1971)によれば不整合, 古賀・高橋(1985)によれば整合関係にある。上向層と東又層の関係は, 分布域が離れているため不明であるが, 双方とも砂子沢川層に整合に覆われるので, 同時異相の関係にあると考えられる。分布状況から判断すると, 上向層は, 「未区分上部中新統~下部更新統」とした流紋岩溶岩(ury), 下部更新統の黒滝火砕流堆積物, 中部更新統~完新統の十和田火山噴出物に覆われる(第4.6図)。

岩相 デイサイト~流紋岩溶岩及び火山砕屑岩(Ur)からなる。なお, 試錐資料において火山砕屑岩のみが認められる場合については, 火山砕屑岩(U)として断面図に示した。本層は, 石英斑晶を含まない無斑晶状白色デイサイト~流紋岩の産出で特徴付けられる。

小坂鉱山付近では, 無斑晶状白色流紋岩かななる塊状溶岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩が認められる(第4.6図)。塊状溶岩は荒川川流域の二タ渡^{ふたたり}付近でも認められる。塊状溶岩は, 無斑晶状で, 僅かに含まれる斑晶も全て変質して白濁しているため, 一見すると塊状の白色凝灰岩のように見える。火山角礫岩は, いずれも塊状で, 白色流紋岩の角礫と, 隙間を埋める灰色珪質物質からなる(第4.5図E, F)。火山角礫岩の表面は赤褐色を呈することがある。凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩は, 塊状もしくは弱成層で, 白色流紋岩の角礫とその破砕物, あるいは灰色珪質物質で構成される。

小坂鉱山付近は, 1946年の元山鉱床採掘停止以降, 露出状況は徐々に悪くなってきており, 近年は露天掘跡地の下部も埋め立てられてしまった。そのため, 露頭から得られる情報は, 以前よりも少なくなっている。小坂鉱山付近における本層の岩相や鉱床の産状については, 渡邊(1925), 木下(1930), 林(1960, 1962), Horikoshi(1969), 鈴木ほか(1971)等により詳細な記載があるので参照されたい。林(1962), Horikoshi(1969)によれば, 小坂鉱山付近の本層は, 水底下に噴出した溶岩ドームと, その溶岩ドーム形成に伴う水蒸気爆発によって生じた火山砕屑岩からなると考えられている。また, 黒鉱鉱床は本層の最上部, 溶岩ドーム最上部~溶岩ドームを覆う火山砕屑岩中に発達する(林, 1960, 1962; Horikoshi, 1969)。

温川鉱山付近で地下に伏在する本層は, 試錐資料(例えば, 金属鉱業事業団, 1985)によると, デイサイト~流紋岩溶岩及び火山砕屑岩からなる。試錐資料では十分な岩石記載がなされていないので, 小坂鉱山付近で見られる白色流紋岩との比較は客観的にはできないが, 記載を見る限り, 石英斑晶を含まない無斑晶状のものが多くようである。西谷ほか(1986)によると, これらのデイサイト~流紋岩溶岩は, 北鹿地域において「下盤デイサイト」と呼ばれるものに類似し, 中心部で白色~淡緑色, 塊状で一部斜長石の斑晶や流理構造が認められ, 周辺部では白色無斑晶質で自破砕構造が観察される, 強い変質を受けた岩石, と報告されている。

岩石記載・全岩化学組成

溶岩・火山砕屑岩ともに, 無斑晶状で白色を呈するデイサイト~流紋岩からなる。強度の変質を被っており, 極僅かに含まれる斑晶は, 全て変質鉱物に置換しているか, 抜け落ちて空隙となっている。石基は細粒な長石類, シリカ鉱物, 隠微晶質物質などからなる。

鈴木ほか(1971), Dudás *et al.* (1983)により, 本層の「白色流紋岩」から全岩化学組成が報告されている。それらによると, 全岩 SiO_2 量は73.8~80.0wt.%であり, $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 図では流紋岩の領域に, SiO_2-K_2O 図では中カリウム系列の領域にプロットされる(第4.7図)。ただし, これらは強度の変質を被っているため, 原岩の組成を反映していない可能性がある。

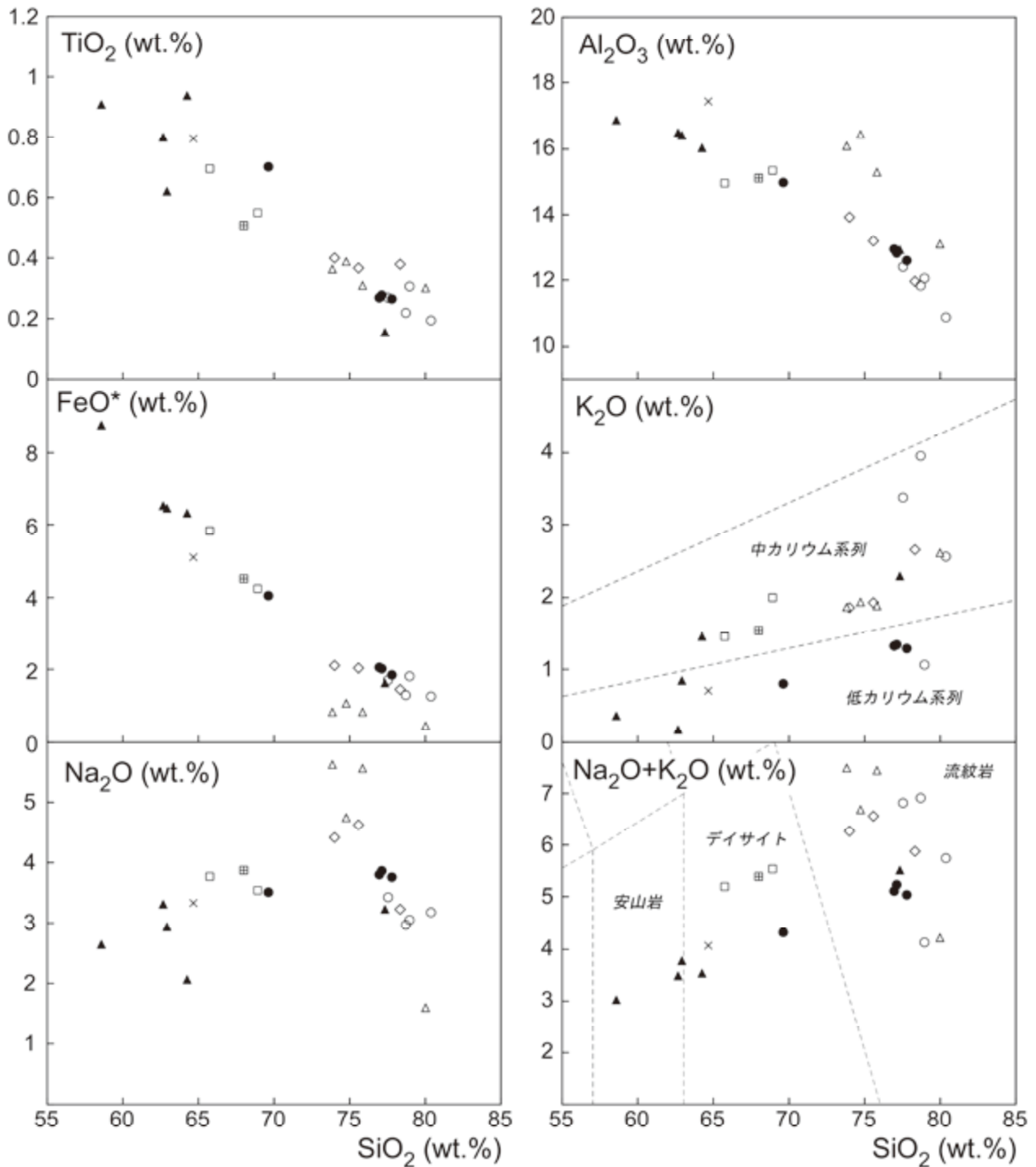
無斑晶状流紋岩

(試料番号14111902, 第4.8図A)

産地: 秋田県小坂町小坂鉱山元山露天掘跡の地点4-10(第4.6図; 付図4)。

産状: 白色の流紋岩火山角礫岩。

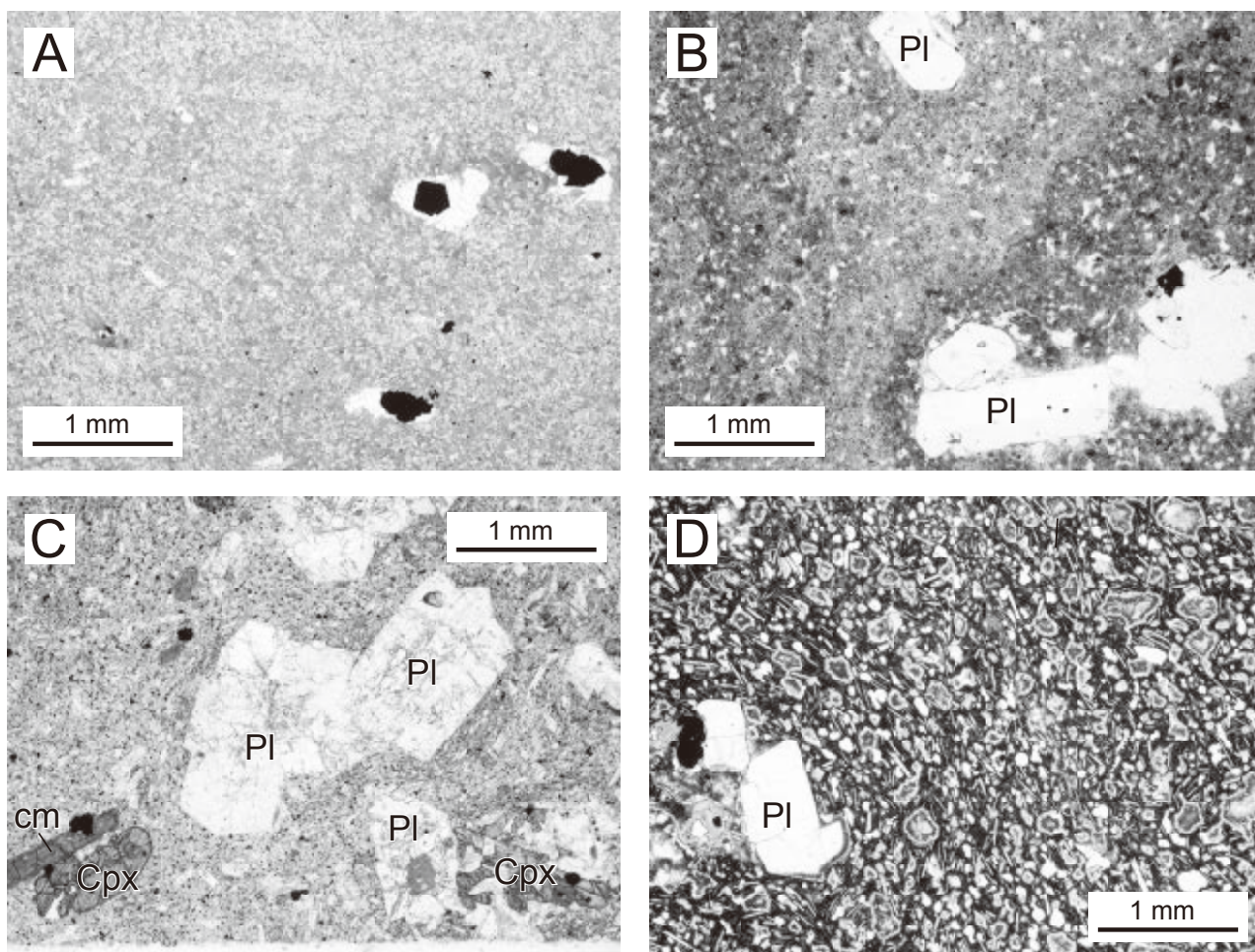
鏡下の特徴: 無斑晶状組織を示す。極僅かに斑晶の痕跡と思われる長径0.7mm以下の空隙を含む。空隙中には長



<p>前期～後期中新世 貫入岩及び溶岩</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ 粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (Qtzあり: Rcq) ○ 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩 (Qtzあり: Rpq) □ 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (Qtzなし: Rp) ◇ 無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩 (Qtzなし: Ra) 	<ul style="list-style-type: none"> ● 芦名沢層溶岩及び貫入岩 ▲ 松倉沢層溶岩及び貫入岩 × 砂子沢川層凝灰角礫岩 △ 上向層溶岩
--	---

第 4. 7 図 中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成

SiO₂-K₂O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO₂-Na₂O+K₂O 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による. 上向層の分析値は, 鈴木ほか (1971) 及び Dudás *et al.* (1983) による. その他の分析値は本報告 (第 4. 3 表) による. FeO* は FeO として示した全鉄量.



第 4. 8 図 上向層及び砂子沢川層の偏光顕微鏡写真

(A)：上向層の白色流紋岩火山角礫岩（試料番号 14111902）。(B)：砂子沢川層凝灰角礫岩中の流紋岩岩塊（試料番号 16061203）。(C)：砂子沢川層凝灰角礫岩中のデイサイト岩塊（試料番号 16102705）。(D)：砂子沢川層ラピリスストーン中の玄武岩火山礫（試料番号 17082304）。Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石，cm：粘土鉱物。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

径 0.5 mm 以下の不透明鉱物（おそらく黄鉄鉱）が生成していることがある。石基は、短柱状～粒状の長石類、微細なシリカ鉱物、隠微晶質物質で構成され、まばらに粒状の不透明鉱物を含む。石基にはほんやりとした流理構造が認められる。

化石 未報告である。ただし、試錐 HT-24, TN-2, TN-3, TN-6, 49MAHK-4 では、上向層相当の可能性のある層準に泥岩が認められ、これらの泥岩より底生有孔虫化石を産する（金属鉱物探鉱促進事業団，1968；通商産業省資源エネルギー庁，1975；金属鉱業事業団，1977a）。

堆積環境 本層の産状及び他の地層との層序関係等から、海成層と考えられている（Horikoshi，1969；鈴木ほか，1971；高橋，1983）。

年代 十和田湖地域を含む北鹿地域全体における広域対比の検討結果等から、本層は西黒沢階と考えられている（鈴木ほか，1971；Oshima *et al.*，1974；Tanimura *et al.*，1983；古賀・高橋，1985）。

Terakado（2001）は、北鹿地域における黒鉱鉱床堆積物から、 14.32 ± 0.51 Ma の Re-Os 年代を報告した。この Re-Os 年代は、11 試料から得られたアイソクロン年代であり、その試料中には、小坂鉱山付近の上向層から得られた 3 試料を含む。黒鉱鉱床は、母岩の地層と同時期に形成された同成鉱床であり、特定の層準の胚胎する層序規制型鉱床と考えられている（林，1960，1962；堀越，1960；Sato *et al.*，1974）。黒鉱鉱床は上向層の最上部に発達することから、この Re-Os 年代は上向層の上限年代を示すものと判断される。以上より、上向層の堆積年代は 14 Ma 以前の前期～中期中新世と判断される。

4. 6 砂子沢川層 (Sn₁, Sn₂)

地層名 新称.

定義 火山碎屑岩及び泥岩で構成され、東又層と上向層を整合に覆う、黒鉍鉍床上盤側の地層として位置付けられる地層を、砂子沢川層と定義する。

従来、小坂鉍山付近において、黒鉍鉍床上盤側の地層は、探鉍関係者により赤森層と呼ばれてきた(第4. 1表)。赤森層は、渡邊(1925)によって「赤森凝灰岩」「赤森流紋岩」と呼ばれた地層名に由来し、その後、金属鉍物探鉍促進事業団(1965)により「小坂層赤森部層」とされ、金属鉍物探鉍促進事業団(1967)により「赤森層」とされた(第4. 1表、第4. 2表)。赤森層は、春木沢層(金属鉍物探鉍促進事業団, 1965)に整合に覆われるとされている(鈴木ほか, 1971; 第4. 1表)。

本報告による砂子沢川層は、上記の赤森層と春木沢層を合わせたものにほぼ相当する(第4. 1表)。赤森層と春木沢層は、どちらも珪長質火山碎屑岩を主体とする地層で、同様な岩相を示す。そのため、本報告では、十和田湖地域全域にわたって両者を区分することができなかった。そこで、これらを岩相層序区分の基本に基づき、1つの地層として一括し、砂子沢川層という新称を与えた。

砂子沢川層は、島津ほか(1965)による二又層の一部に余路米沢層、野口互層と砂子沢層を合わせたもの、通商産業省(1972)による早瀬森層の一部、井上ほか(1973a)による大葛層の一部に大滝層を合わせたもの、塚田ほか(1974)による大滝層、通商産業省資源エネルギー庁(1976a)による四沢層・和田川層の一部、金属鉍業事業団(1982b)による早瀬森層上部層、村岡・高倉(1988)による四沢層の一部、中嶋(1989)による鍋子沢層下部の一部に相当する(第4. 1表)。また、金属鉍業事業団(1989)によるM₂-a, T₂, M₁-b, T₁に相当する。

模式地 秋田県小坂町, 砂子沢川中流域(第4. 9図)。

分布及び層厚 十和田湖地域西半部に広く分布する。本層の層厚は、本層が多く場所で貫入岩に貫かれ、地質構造が明確ではない部分が多いことから、厳密な見積もりは難しいが、少なくとも300 m以上はあると推定される。

層序関係 本層は東又層を整合に覆う(第4. 2図; 第4. 4図)。また、Horikoshi(1969)、鈴木ほか(1971)、古賀・高橋(1985)などによれば、本層は上向層を整合に覆う(第4. 6図)。本層は、荒川川流域において西ノ又層を整合的に覆うと推定される(第4. 2図)。また、本層は十和田火山噴出物に広く覆われる。

岩相 火山碎屑岩からなる岩相(Sn₁)と暗灰色～灰色泥岩を主体とし火山碎屑岩を伴う岩相(Sn₂)に区分される。本層の主体を成す岩相はSn₁である。Sn₁とSn₂

は指交関係にある(第4. 2図; 第4. 9図)。

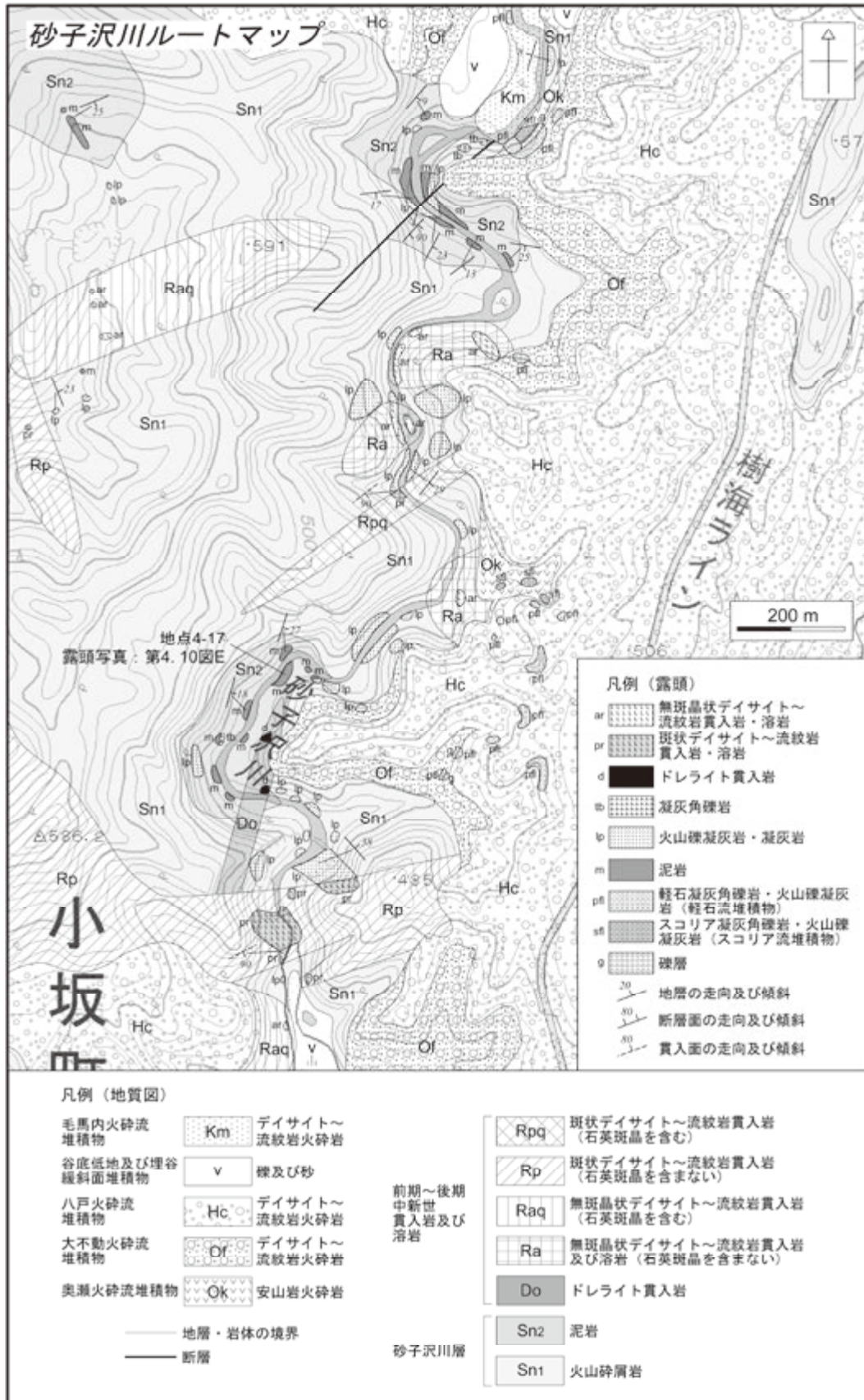
火山碎屑岩 (Sn₁): 火山礫凝灰岩を主体とし、火山角礫岩、凝灰角礫岩、ラピリストーン及び凝灰岩を伴う岩相である(第4. 10図A, B, C, D)。大半が変質作用を被っており、淡緑灰色～緑灰色を呈する。東又層と比較すると緑色成分がやや薄く、淡緑灰色を呈するものが多い。黄鉄鉍を含むことがある。一部は強度の変質作用により白色を呈し、火山碎屑岩か貫入岩・溶岩かの識別が困難な場合がある。岩質は、デイサイト～流紋岩質のものが大半を占めるが、十和田湖西岸地域では玄武岩質のものが認められる。ただし、変質のため岩質が不明なものも多く、岩質毎に区分して地質図上に示すことは困難である。

火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩は、側方へと追うと水冷破砕溶岩へと移化するものがある。これらの溶岩については、「前期～後期中新世貫入岩及び溶岩」として示した。本層の火山碎屑岩と同時異相の溶岩としては、デイサイト～流紋岩のRaq, Ra及びRpq(詳細については4. 7を参照)が認められる。

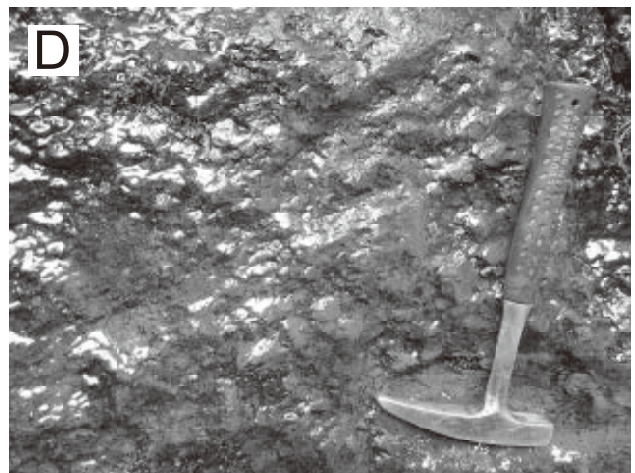
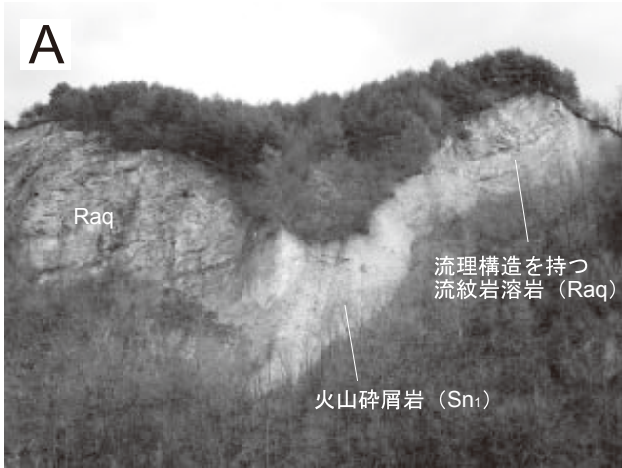
デイサイト～流紋岩質の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩(第4. 10図A, B, C)は、塊状あるいは弱成層を示し、緑灰色～淡緑灰色～灰色～褐灰色～白色を呈する火山礫・火山岩塊を含む。また、しばしば泥岩、凝灰質泥岩あるいは凝灰岩の偽礫を含み、その長径は1 mに及ぶことがある。火山礫及び火山岩塊は、大半が無斑晶状の火山岩からなるが、一部では斑状の火山岩からなるものも認められる。無斑晶状の火山礫及び火山岩塊としては、パーライト質なものが多い。火山礫はしばしば圧密を受けて偏平化している。凝灰岩は平行層理を示すものが多い(第4. 10図B)。

十和田湖西岸の大川沢流域及び銀山沢流域では、デイサイト～流紋岩質の火山碎屑岩に加えて、玄武岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、ラピリストーン及び火山礫凝灰岩が認められる(第4. 10図D)。これらは塊状あるいは弱成層を示し、やや発泡した無斑晶状玄武岩火山礫・火山岩塊で構成される。これらは泥岩偽礫を含むことがある。玄武岩火山礫・火山岩塊は、新鮮な部分では黒色、変質を受けた部分では濃緑色を呈する。本層は全般に緑色変質を受けているが、十和田湖西岸地域の玄武岩質火山碎屑岩に限り、局所的にはほぼ未変質な部分が残存している。銀山沢の地点4-14及び4-21(第4. 10図D)、大川沢の地点4-15及び4-16などにおいて、新鮮な火山碎屑岩を観察することができる(露頭位置は付図1を参照)。

火山碎屑岩を伴う泥岩 (Sn₂): 泥岩を主体とし、火山礫凝灰岩及び凝灰岩を伴う岩相である(第4. 2図)。泥岩は、硬質で暗灰色～灰色を呈し、平行層理が発達することが多く(第4. 10図E)、一部で塊状岩相を示す。ただし、瀬の沢層や東又層の泥岩と比較するとやや軟質



第4.9図 砂子沢川中流域のルートマップ
基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。



第 4. 10 図 砂子沢川層の露頭写真

(A)：砂子沢川層の火山碎屑岩 (Sn_1) とそれを覆う流紋岩溶岩 (Ra)。小坂町小坂鉦山元山鉦床露天掘跡地の地点 4-11 (第 4. 6 図；付図 4)。 (B)：砂子沢川層の火山礫凝灰岩と凝灰岩の互層。小坂町銀山沢の地点 4-12 (付図 1)。 (C)：砂子沢川層の凝灰角礫岩。無斑晶状流紋岩 (Ra) 起源の礫で構成される。鹿角市大楽前沢の地点 4-13 (付図 4)。 (D)：砂子沢川層の玄武岩ラピリストーン。小坂町銀山沢枝沢の地点 4-14 (付図 1)。 (E)：砂子沢川層の泥岩。小坂町砂子沢川中流域の地点 4-17 (第 4. 9 図；付図 4)。 (F)：砂子沢川層の火山礫凝灰岩・凝灰岩・泥岩互層。小坂町西ノ又沢最上流の地点 4-18 (付図 1)。

である。泥岩は、厚さ数十 m 以下の火山礫凝灰岩を挟むことがある（第 4. 2 図）。また、厚さ数十 cm 以下の間隔で、泥岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩が互層を成すことがある（第 4. 10 図 F）。火山礫凝灰岩及び凝灰岩の特徴は、Sn₁ を構成するものと同様である。

鹿角市面無沢～中滝付近の Sn₂ は、他の地域とはやや岩相が異なり、凝灰質泥岩を主体とする。凝灰質泥岩は、硬質で明灰色～明青緑灰色～緑灰色を呈し、厚さ数十 cm 以下の火山礫凝灰岩及び凝灰岩を度々挟む。

なお、本調査では確認できなかったが、上向層最上部の黒鉄鉱床に接する本層基底部には、通称“鉄石英”と呼ばれる赤色チャート状泥岩が局所的に見られることがある（金属鉱物探鉱促進事業団、1965；石川、1964；鈴木ほか、1971）。この赤色チャート状泥岩は、十和田湖地域では、小坂町上向付近で認められ、その層厚は最大 10 m に達する（Horikoshi, 1969）。

岩石記載

無斑晶状流紋岩

（試料番号 16061203, 第 4. 8 図 B）

産地：青森県平川市温川沢上流の地点 4-19（付図 1）。

産状：凝灰角礫岩中の流紋岩火山岩塊。

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石をまばらに含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。微斑晶サイズのものとして、長径 0.2 mm 以下の不透明鉱物を含む。苦鉄質鉱物については、仮像も認められないことから、元々含まれていなかった可能性が高い。石基は、針状の斜長石、粒状の不透明鉱物、微細なシリカ鉱物と隠微晶質物質からなる。石基には流

理構造が認められる。石基や空隙に沸石が生成している。

斑状単斜輝石デイサイト

（試料番号 16102705, 第 4. 8 図 C）

産地：秋田県鹿角市面無沢の地点 4-20（付図 4）。

産状：凝灰角礫岩中のデイサイト火山岩塊。

全岩 SiO₂ 量：64.63 wt.%（第 4. 3 表, 第 4. 7 図）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 2.7 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～他形を呈する。上記の斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は、一部が方解石や粘土鉱物に置換されている。苦鉄質鉱物の大半は、粘土鉱物に置換され、仮像となっている。そのため、単斜輝石以外の苦鉄質鉱物が含まれていたかどうかについては不明である。石基は、長柱状の斜長石、粒状の不透明鉱物、微細なシリカ鉱物と、それらの隙間を埋める粘土鉱物からなる。石基の粘土鉱物の部分は、その形状から、元々は苦鉄質鉱物及びガラスであったと推定される。

無斑晶状玄武岩

（試料番号 17082304, 第 4. 8 図 D）

産地：秋田県小坂町銀山沢枝沢の地点 4-21（付図 1）。

産状：ラピリストーン中の玄武岩火山礫。

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶をまばらに含み、斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、石英を含む。斜長石斑晶は長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 0.5 mm 以下で、自形～半自形

第 4. 3 表 前期中新世～前期鮮新世火山岩の主成分全岩化学組成

試料番号	採取地点	地質・岩相 区分(1)	産状 (2)	全岩化学組成 (wt.%)													
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI**	SiO ₂ ***	
芦名沢層																	
16051601	鹿角市	汁毛沢西支流	Ar	I or L	77.26	0.27	12.56	2.09	0.03	0.14	2.21	3.74	1.30	0.03	99.62	1.1	77.72
16051602	鹿角市	汁毛沢西支流	Ar	I or L	76.21	0.28	12.72	2.24	0.05	0.22	2.14	3.84	1.35	0.04	99.08	1.1	77.09
16051605	鹿角市	汁毛沢西支流	Ar	I or L	75.99	0.27	12.82	2.29	0.05	0.34	2.18	3.76	1.32	0.03	99.05	1.1	76.90
16051701	鹿角市	汁毛沢東支流	Ar	I or L	69.03	0.70	14.90	4.47	0.10	1.05	4.95	3.49	0.81	0.17	99.66	2.0	69.58
松倉沢層																	
13091802	小坂町	あいの沢	Mi	I	64.11	0.94	15.99	6.99	0.14	3.48	5.06	2.05	1.46	0.21	100.44	7.1	64.28
13091806	小坂町	桃ノ沢西方	Mi	I	62.30	0.80	16.39	7.23	0.16	2.38	7.29	3.29	0.18	0.14	100.15	2.3	62.66
14060903	十和田市	十和田山南西	Mrl	L	77.69	0.15	12.97	1.82	0.09	0.25	2.04	3.25	2.30	0.04	100.61	6.2	77.36
14092316	十和田市	宇樽部川上流	Miv	I or L	61.73	0.61	16.10	7.03	0.14	3.22	6.16	2.88	0.83	0.08	98.76	3.0	62.95
16091702	小坂町	桃ノ沢	Mi	I	57.55	0.89	16.55	9.55	0.23	3.40	7.89	2.80	0.36	0.13	99.35	1.6	58.61
砂子沢川層																	
16102705	鹿角市	面無沢	Sn ₁	TB	63.72	0.79	17.18	5.59	0.14	1.30	6.29	3.30	0.70	0.14	99.14	2.0	64.63
中期～後期中新世 貫入岩及び溶岩																	
16061105	小坂町	白地ドイ沢	Rcq	I	67.10	0.50	14.92	4.95	0.10	2.30	3.92	3.82	1.52	0.08	99.20	1.6	67.98
14101216	小坂町	砂子沢川	Rpq	I	76.64	0.27	12.30	1.91	0.03	0.36	0.77	3.40	3.34	0.05	99.09	2.0	77.50
15052204	小坂町	橋沢	Rpq	VB	79.81	0.19	10.85	1.40	0.04	0.22	1.22	3.17	2.55	0.02	99.47	1.2	80.35
15052205	小坂町	橋沢	Rpq	I or L	78.10	0.22	11.78	1.47	0.02	0.08	0.82	2.96	3.94	0.01	99.41	1.0	78.68
16091908	平川市	黒沢	Rpq	I	78.41	0.31	12.01	2.02	0.02	0.38	2.27	3.04	1.07	0.06	99.57	1.9	78.90
14101204	小坂町	砂子沢川	Rp	I	64.85	0.69	14.76	6.38	0.11	2.48	4.69	3.71	1.43	0.12	99.22	2.2	65.78
15060704	小坂町	大川沢上流	Rp	I	67.77	0.54	15.07	4.62	0.07	2.32	2.82	3.49	1.96	0.09	98.74	2.7	68.96
14111808	小坂町	矢柄平	Ra	VB	74.60	0.36	13.03	2.26	0.03	0.08	1.98	4.57	1.90	0.07	98.86	0.9	75.63
14111809	小坂町	矢柄平	Ra	VB	73.03	0.39	13.73	2.31	0.04	0.88	2.25	4.36	1.84	0.08	98.89	2.4	74.02
17052803	鹿角市	出前沢枝沢	Ra	I	78.32	0.38	11.96	1.63	0.03	0.01	1.85	3.23	2.65	0.07	100.13	0.7	78.34

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用した。分析には1:10希釈のガラスビードを用いた。(1)地質図及び本文を参照。(2)I:貫入岩、L:塊状溶岩、VB:火山角礫岩、TB:凝灰角礫岩。*全鉄をFe₂O₃として示す。**灼熱減量、***100%に再計算したデータに基づく。

を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.3 mm以下で自形～他形を呈する。含有量は少ない。石英斑晶は1個のみ確認され、長径0.5 mmで、丸みを帯びた他形を呈する。石基は、隠微晶質物質、針状の斜長石、粒状の不透明鉱物で構成される。石基の斜長石はスケルタルな形状を示す。石基には長径1 mm以下の気泡が多く認められ、気泡内部には微細な粘土鉱物が生成している。

化石 小坂町西ノ又沢の地点4-22 (付図1) で得られた暗灰色泥岩より、底生有孔虫化石の *Bathysiphon* sp., *Martinnottella communis* (d'Orbigny) がごく僅かに認められた (パリノサーヴェイ株式会社の鑑定による)。石川 (1964) は、本層基底部のチャート状泥岩 (通称“鉄石英”) より、底生・浮遊性有孔虫化石の産出を報告している。試錐 T-3, HT-20, HT-24, HT-28, 49MAHK-4 では、本層相当の泥岩より底生有孔虫化石の産出が報告されている (金属鉱物探鉱促進事業団, 1967; 通商産業省資源エネルギー庁, 1975; 金属鉱業事業団, 1976a, 1977a)。試錐 T-3 では、本層相当の泥岩より浮遊性有孔虫化石の産出が報告されている (金属鉱物探鉱促進事業団, 1967)。なお、年代決定に有効な浮遊性有孔虫化石は報告されていない。

堆積環境 本層は産出化石より海成層と判断される。長谷川ほか (1989) による古水深指標に基づくところ、これまで報告された底生有孔虫化石には上部漸深海帯～中部漸深海帯下部を示す種が含まれる。よって、本層の堆積環境は漸深海環境と推定される。

年代 本層の堆積年代を示す放射年代はこれまで未報告である。今回、本層の火山礫凝灰岩試料2試料 (試料番号 16061107A, 16082409) を対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。両試料とも固結した火山礫凝灰岩であり、処理に当たって火山礫や礫の岩種別による選別は行っていない。年代測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。

試料 16061107A は、白地山南東の地点4-22 (付図1) において、暗灰色～灰色泥岩に挟まれる厚さ約3 mの火山礫凝灰岩から得られたものである。この火山礫凝灰岩は、偏平化したレンズ状形態を示す緑灰色火山礫と白色の基質で構成され、弱い成層構造を示す。岩相区分では Sn₂ に属する。年代測定の結果、7.7 ± 0.8 Ma の FT 年代、12.9 ± 0.3 Ma の U-Pb 年代が得られた (第4.4表)。FT 年代は、U-Pb 年代に比較して著しく若く、層序関係とも不調和であることから、再加熱を受けて若返った年代と判断される。一方、U-Pb 年代は、コンコダント粒子 (n=23) のうち、最若粒子集団 (n=7) から得られた加重平均年代であり、層序関係とも調和的で、妥当なものと判断される。

試料 16082409 は、西ノ又沢の地点4-23 (付図1) で露出する成層した細粒サイズの火山礫凝灰岩である。こ

第4.4表 中部中新統～下部鮮新統のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果

試料名	地質区分	産状*	採取地点	(1) 測定方法	結晶数	自発核分裂飛跡数 ρ_s (cm ⁻²)	N_6	ρ_{ustd} (cm ⁻²)	U 総計数 N_u	(2), (3) Uスタンダード計数	Zeta値	相関係数 r	χ^2 検定係数 $P(\chi^2)$ (%)	(4) U (ppm)	(6), (7), (8) FT年代値 (Ma) Age ± 1σ	(9) U-Pb年代値 (Ma) Age ± 2σ	最若粒子集団の粒子数	
16061107A	砂子沢川層	LT	4-22	Int.S	7	2.97 × 10 ⁶	113	2.52 × 10 ¹²	95,783,613	2.954 × 10 ¹¹	927,446	44.2 ± 2.3	0.687	0	810	12.9 ± 0.3	23	7
16082409	砂子沢川層	LT	4-23	Ext.S	23	1.24 × 10 ⁶	315	1.28 × 10 ¹¹	32,562,356	3.081 × 10 ¹⁰	217,674	41.1 ± 1.7	0.903	45	390	12.6 ± 1.6	6	3
16111601	前期～後期中新世貫入岩及び溶岩 (Req)	SAL	4-35	Int.S	30	1.91 × 10 ⁶	877	1.57 × 10 ¹²	721,427,511	2.954 × 10 ¹¹	927,446	44.2 ± 2.2	0.682	0	500	12.8 ± 0.2	22	20
15082519	松倉沢層	TF	4-39	Ext.S	20	2.77 × 10 ⁵	130	3.11 × 10 ⁸	149,748	2538 × 10 ⁴	11,959	36.3 ± 2.2	0.777	52	120	7.29 ± 0.27	23	20
14060211	声名沢層	PLT	4-48	Ext.S	30	3.50 × 10 ⁵	75	1.29 × 10 ⁸	27,710	363.7 × 10 ⁴	17,845	41.2 ± 1.7	0.352	0	340	5.09 ± 0.20	16	10

(1) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: Int.S, 外部面: Ext.S)

(2) ²³⁸U濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500

(3) レーザービーム径: 20 μm × 1点 (Galvano) (16111601), 15 μm × 4点 (Galvano) (16082409), 25 μm (14060211, 15082519).

(4) r : ρ_s と ρ_u の相関係数

(5) $P(\chi^2)$: χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(6) 年代値: $T = (1/\lambda_0) \cdot \ln[1 + \lambda_0 \cdot \xi \cdot (\rho_s/\rho_u) \cdot \rho_{std}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\sum N_u + 1/\sum N_6 + 1/\sum N_{std} + (\sigma_\xi/\xi)^2]^{1/2}$

(8) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_0 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

(9) 最若粒子集団から求めた ²³⁸U-²⁰⁶Pb年代の加重平均

測定機関: 株式会社 京都フィッシュン・トラック

* SAL: 水成破砕溶岩, LT: 火山礫凝灰岩, PLT: 軽石火山礫凝灰岩, TF: 凝灰岩.

の火山礫凝灰岩は、暗灰色～灰色泥岩に挟まれる、厚さ約 14 m の火山礫凝灰岩と凝灰岩の互層中に産する（第 4. 2 図）。岩相区分では Sn₂ に属する。年代測定の結果、12.2 ± 0.9 Ma の FT 年代、12.6 ± 1.6 Ma の U-Pb 年代が得られた（第 4. 4 表）。FT 年代は、年代が得られた 27 粒子のうち、25 Ma よりも古い年代を示す 4 粒子を除外し、23 粒子から得られた加重平均年代であり、 χ^2 検定に合格する。一方、U-Pb 年代は、9～930 Ma を示すコンコードント粒子（n=6）のうち、9～14 Ma を示す最若粒子集団（n=3）から得られた加重平均年代である。粒子数が少ないため、扱いには注意を要する。しかし、得られた FT 年代と U-Pb 年代はほぼ一致した年代を示し、層序関係とも調和的であることから、双方とも妥当なものと判断される。

詳細については「前期～後期中新世貫入岩及び溶岩」の項で記載するが、流紋岩水冷破碎溶岩（Raq）からは、12.8 ± 0.2 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られた（第 4. 4 表）。この溶岩は、産状から本層の火山碎屑岩と同時異相と判断される。以上の 3 試料から得られた年代は、12.2～12.9 Ma の比較的狭い範囲に集中する。一方、上向層の上限年代は、約 14 Ma である。以上の年代より、誤差も考慮すると、本層の堆積年代は 14～11 Ma の中期～後期中新世と判断される。

従来、本層の堆積年代は、北鹿地域全体における広域対比の検討結果等から、西黒沢階末期～女川階と考えられてきた（鈴木ほか、1971；Oshima *et al.*, 1974；古賀・高橋、1985）。本報告による見解は、これまでのものから大きくは逸脱しないものの、やや古い時代寄りの西黒沢階後半～女川階初期となる。

4. 7 貫入岩及び溶岩

十和田湖地域には、前期～後期中新世の貫入岩及び溶岩が斑点状に数多く分布する。その分布密度は、本地域西半部及び南端部で高い傾向がある。これらの貫入岩及び溶岩を、記載岩石学的特徴と全岩化学組成から、9 つのタイプに区分した。

本報告では、岩質による区分に加え、斑晶量の多少による区分を行った。その区分は、「無斑晶状」、「斑状」、「粗粒斑状」の 3 段階で行った。「無斑晶状」は、斑晶量が数 vol.% 以下のものに対して用いた。「粗粒斑状」は、斑状組織を示すもののうち、特に斑晶量が多く、長径 5 mm 以上の斑晶を豊富に含むものに対して用いた。

デイサイト～流紋岩については、斑晶量による区分に加えて、石英斑晶の有無による区分を行った。Yamada and Yoshida (2004, 2011) は、北鹿地域の中新世デイサイト～流紋岩が、黒鉍鉍床よりも下盤側では石英斑晶に欠き、上盤側では石英斑晶を含むことを報告している。また彼らは、この石英斑晶の有無がマグマ生成～供給プ

ロセスの違いを反映していると結論している。本報告では、黒鉍鉍床上盤側にも石英斑晶を含まない無斑晶状流紋岩（Ra の一部）を確認していることから、上記の見解には一部再検討が必要と考えている。しかし、石英斑晶の有無自体は、マグマプロセスや時代の違いを反映している可能性が高く、その有無で区別することは意義があると考えた。

本報告による「貫入岩及び溶岩」の多くは貫入岩であるが、一部のタイプ（Ra, Raq 及び Rpq）では明らかに溶岩を伴う。貫入岩と溶岩は、厳密には区分して地質図に示すべきである。しかし、塊状岩体が限られた場所で露出する場合は、それが貫入岩なのか塊状溶岩なのかを判別することは困難である。そこで、地質図では貫入岩と溶岩を区別せず、一括して示した。

「貫入岩及び溶岩」のうち、地表に分布する岩体については前述の通り 9 つに区分した。一方、試錐資料のみで認められる岩体については、十分な岩石記載が無いため、この区分が適用できなかった。よって、それらについては、斑晶量と石英の有無による区別を行わず、「ドレライト及び玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩（D）」と「デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（R）」の大きく 2 つに区分して地質断面図に示した。

なお、以下の各項において記載する「先行研究報告での区分」では、先行研究報告により固有名詞が付けられていた岩体や、本報告とは著しく異なる岩石名で区別されていた岩体に限り、対応関係の記載を行った。

4. 7. 1 斑状細粒閃緑岩貫入岩（Di）

分布 十和田湖地域北端部、十和田湖北岸の地点 4-24（付図 2）のみで認められる。

貫入関係 露頭では貫入関係を確認できていない。分布状況から見て、砂子沢川層の火山碎屑岩（Sn₁）に貫入すると推定される。

岩相 斑状組織を示す細粒閃緑岩である。露頭では塊状の岩体として産する。長径 3 cm 以下の斜長石巨晶を含む。

岩石記載

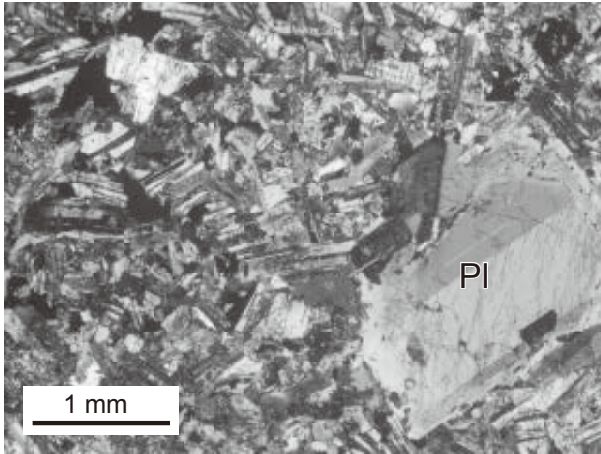
斑状細粒閃緑岩

（試料番号 13101414, 第 4. 11 図）

産地：青森県十和田市十和田湖北岸の地点 4-24（付図 2）。

産状：斑状細粒閃緑岩の塊状岩体。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。半深成岩状の組織を示し、斑晶鉍物として斜長石を含む。斜長石斑晶は長径 6 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石基は完晶質で、自形～半自形の斜長石（長径 1.5 mm 以下）が構成する網目状組織の隙間を、半自形～他形の単斜輝石（長径 1.7 mm 以下）と不透明鉍物（長径 1 mm 以下）が埋めるような組織を示す。単斜輝石はしばしばセリサイトに置換されている。



第 4. 11 図 斑状細粒閃緑岩貫入岩 (Di) の偏光顕微鏡写真
Pl: 斜長石, 直交ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照.

石基には方解石や粘土鉱物が生成している.

年代 砂子沢川層に貫入していると推定されるので, 少なくとも 14 Ma よりは新しいと判断される. それ以外に年代を制限できるデータは得られていない.

4. 7. 2 ドレライト及び無斑晶状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Do)

分布 十和田湖地域西部～南部にかけて, ジュラ系～上部中新統下部の分布域に点在する. 分布密度は小坂町西ノ又沢～東ノ又沢付近で高い. 黒伏沢流域^{くろふせざわ}では, 南北 3.5 km, 東西 1.5 km に及ぶ比較的規模の大きな岩体が認められる.

貫入関係 ジュラ系の柴森コンプレックス, 下部～上部中新統の瀬の沢層, 西ノ又層, 東又層, 上向層, 砂子沢川層に, 岩脈または岩床として貫入する (第 4. 2 図, 第 4. 3 図, 第 4. 9 図, 第 4. 12 図 A). 岩脈の幅は最大で 200 m, 岩床の厚さは最大で 400 m 程度であるが, どちらも 100 m 以下であることが多い.

岩相 オフィティック組織を示すドレライトを主体とするが, 細粒な石基組織を持つ無斑晶状玄武岩～玄武岩質安山岩を伴う. ドレライトの岩体であっても, 貫入面付近は急冷作用のためしばしば玄武岩～玄武岩質安山岩となっている. 本貫入岩は, 暗灰色～青緑灰色を呈する塊状の岩体として産する (第 4. 12 図 A). 方状の節理が発達する場合が多い. 風化変質が進んだものは一見, 塊状の砂岩のように見えることがある. 風化すると玉ねぎ状構造を呈することが多い.

岩石記載

ドレライト

(試料番号 14101302, 第 4. 13 図 A)

産地: 秋田県小坂町西ノ又沢の地点 4-31 (付図 1).

産状: ドレライト岩床.

鏡下の特徴: 自形～半自形の長柱状斜長石 (長径 1 mm 以下) が網目状構造を構成し, その隙間を緑泥石, 隠微晶質物質, 粒状の不透明鉱物等が埋める (第 4. 13 図 A). 緑泥石と隠微晶質物質は, おそらく苦鉄質鉱物が置換されたものと推定される. 変質鉱物としては, 緑泥石の他, 方解石や緑れん石が認められる. 斜長石の結晶中にも微細な変質鉱物が生成しており, 汚濁した見かけを呈する.

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり, 松倉沢層以上には貫入しない. よって, 本貫入岩の貫入時期は前期～後期中新世前半と判断される.

4. 7. 3 斑状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Ba)

分布 十和田湖地域南部～西部の鹿角市笹森山付近, 大楽前付近, 小坂町小滝沢, 小坂鉦山付近 (第 4. 6 図) に点在する. Do と比較して分布域は小さく, 限定的である.

貫入関係 下部～上部中新統の上向層と砂子沢川層に, 岩脈または岩床として貫入する (第 4. 6 図). 岩脈の幅は 2～200 m, 岩床の厚さは最大で 150 m 程度である.

先行研究報告での区分 小坂鉦山付近に分布する本貫入岩は, 木下 (1930) により「杉澤安山岩」と呼ばれていた (第 4. 2 表).

岩相 灰色～青緑灰色～淡青緑色を呈する塊状の岩体として産する. 方状の節理が発達する場合が多い.

岩石記載

斑状かんらん石単斜輝石玄武岩

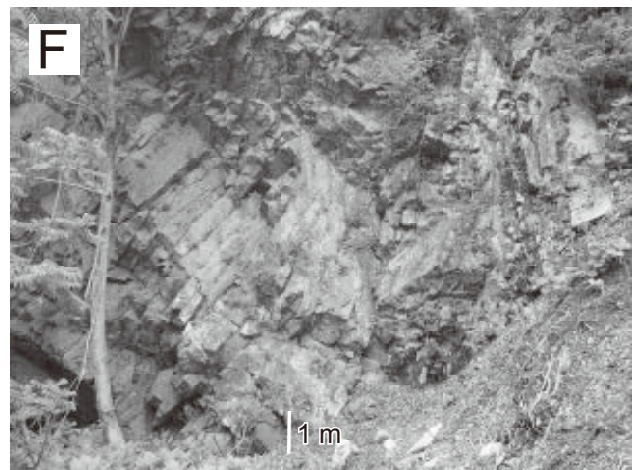
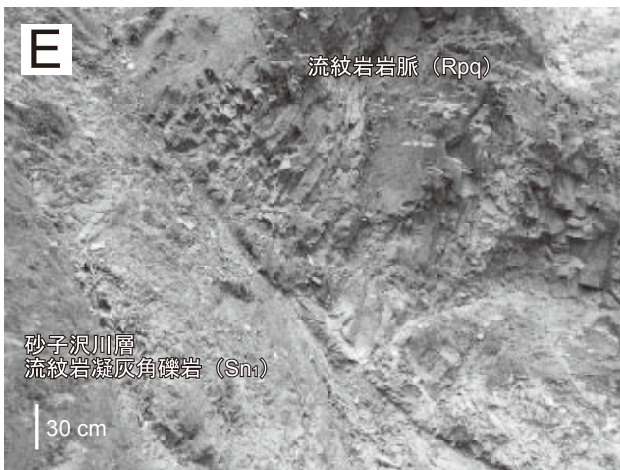
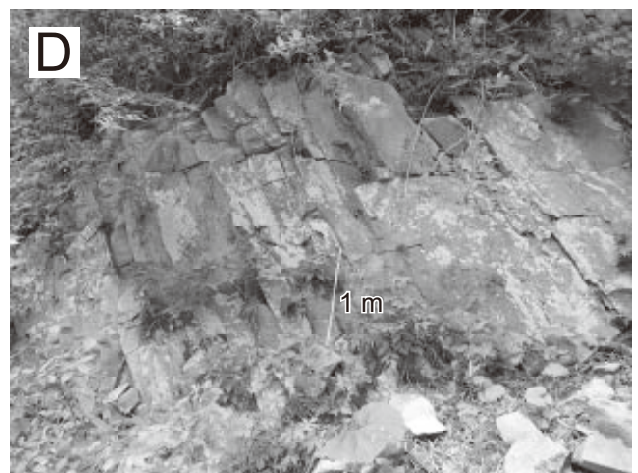
(試料番号 16111216, 第 4. 13 図 B)

産地: 秋田県鹿角市大楽前の地点 4-32 (付図 4).

産状: 塊状の玄武岩貫入岩.

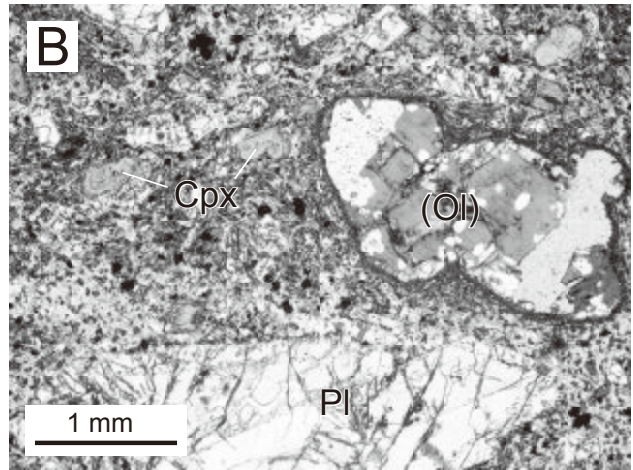
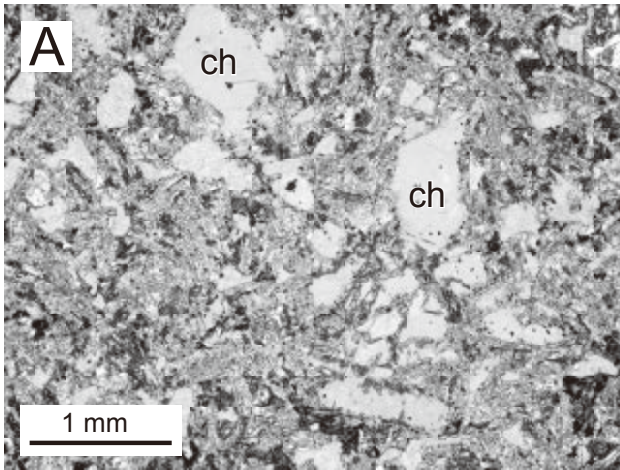
鏡下の特徴: 斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 単斜輝石, かんらん石 (仮像), 不透明鉱物を含む. 斜長石斑晶は長径 3.5 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径 1.7 mm 以下で, 自形～半自形を呈する. 斜長石と単斜輝石はしばしば集斑晶を構成する. かんらん石は仮像として産し, その形態から存在が推定される. かんらん石仮像は, 長径 2.5 mm 以下で, 微細な粘土鉱物により置換されている. 不透明鉱物斑晶は長径 1 mm 以下で, 自形～他形を呈する. 苦鉄質鉱物のうち, そのおよそ 3 分の 1 が粘土鉱物に置換されている. 石基は, 短柱～長柱状の斜長石, 粒状の単斜輝石と不透明鉱物, それらの隙間を埋める粘土鉱物から構成される. 石基の粘土鉱物は, その形態から元々はガラスであったと推定される.

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり, 松倉沢



第 4. 12 図 前期～後期中新世貫入岩及び溶岩の露頭写真

(A)：砂子沢川層の火山礫凝灰岩 (Sn₁) とそれに貫入するドレライト岩床 (Do)。小坂町東ノ又沢流域の地点 4-25 (付図 1)。(B)：無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含まない) (Ra) の露頭写真。材木を束ねたような柱状節理が発達する。鹿角市笹森山南東の地点 4-26 (付図 5)。(C)：無斑晶状デイサイト～流紋岩溶岩 (石英斑晶を含まない) (Ra) の火山角礫岩 (水冷破碎溶岩)。小坂町矢柄平の地点 4-27 (付図 4)。(D)：斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含まない) (Rp) の露頭。柱状節理が発達する。小坂町黒森南西の地点 4-28 (付図 4)。(E)：斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含む) (Rpq) の露頭写真。砂子沢川層の流紋岩凝灰角礫岩 (Sn₁) に岩脈として貫入する。小坂町砂子沢流域の地点 4-29 (付図 1)。(F)：粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含む) (Rcq) の露頭写真。柱状節理が発達する。小坂町東ノ又沢上流の地点 4-30 (付図 1)。



第4.13図 ドレイイト及び無斑晶状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Do), 斑状玄武岩～玄武岩質安山岩貫入岩 (Ba) の偏光顕微鏡写真

(A): ドレイイト貫入岩 (Do) (試料番号 14101302). (B): 斑状玄武岩貫入岩 (Ba) (試料番号 16111216). Cpx: 単斜輝石, ch: 緑泥石, Pl: 斜長石, (Ol): かんらん石仮像. すべて単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照.

層以上には貫入しない. よって, 本貫入岩の貫入時期は前期～後期中新世前半と判断される.

4.7.4 斑状安山岩貫入岩 (A)

分布 十和田湖地域南部の鹿角市青様山付近と小根津塔沢雄滝付近のみに分布する.

貫入関係 下部～上部中新統の砂子沢川層, 前期～後期中新世デイサイト～流紋岩貫入岩 (Rp 及び Rpq) に, 岩株～ドーム状岩体として貫入する.

先行研究報告での区分 井上ほか (1973a) では「石英斑岩」, 通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) と村岡・高倉 (1988) では「閃緑岩」として示されている.

岩相 灰色～淡青緑灰色を呈する塊状の岩体として産する. やや粗い板状節理が発達する. 貫入面付近では急冷縁を伴い, 母岩の火山礫凝灰岩を焼結させている. 小根津塔沢雄滝付近では, 貫入境界近くの多くの場所で母岩の火山礫凝灰岩をブロック状に取り込んでおり, 不規則な貫入形態を示す.

岩石記載

斑状単斜輝石安山岩

(試料番号 13101502, 第4.14図A)

産地: 秋田県鹿角市青様山南東の地点4-33 (付図4).

産状: 塊状の安山岩貫入岩.

鏡下の特徴: 斑状組織を示す. 斑晶量が多く, 石基がやや粗粒なため, 半深成岩状の見かけを呈する. 斑晶鉱物として斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. 斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径2.5 mm以下で, 自形～半自形を呈する. 単斜輝石の多くは方解石や粘土鉱物に置換されている. 不

透明鉱物斑晶は長径0.5 mm以下で自形～半自形を呈する. 石基は, 長柱状～針状の斜長石が構成する網目状組織の隙間を, 粒状の不透明鉱物, 微細なシリカ鉱物, 隠微晶質物質, 粘土鉱物が埋めるような組織を示す.

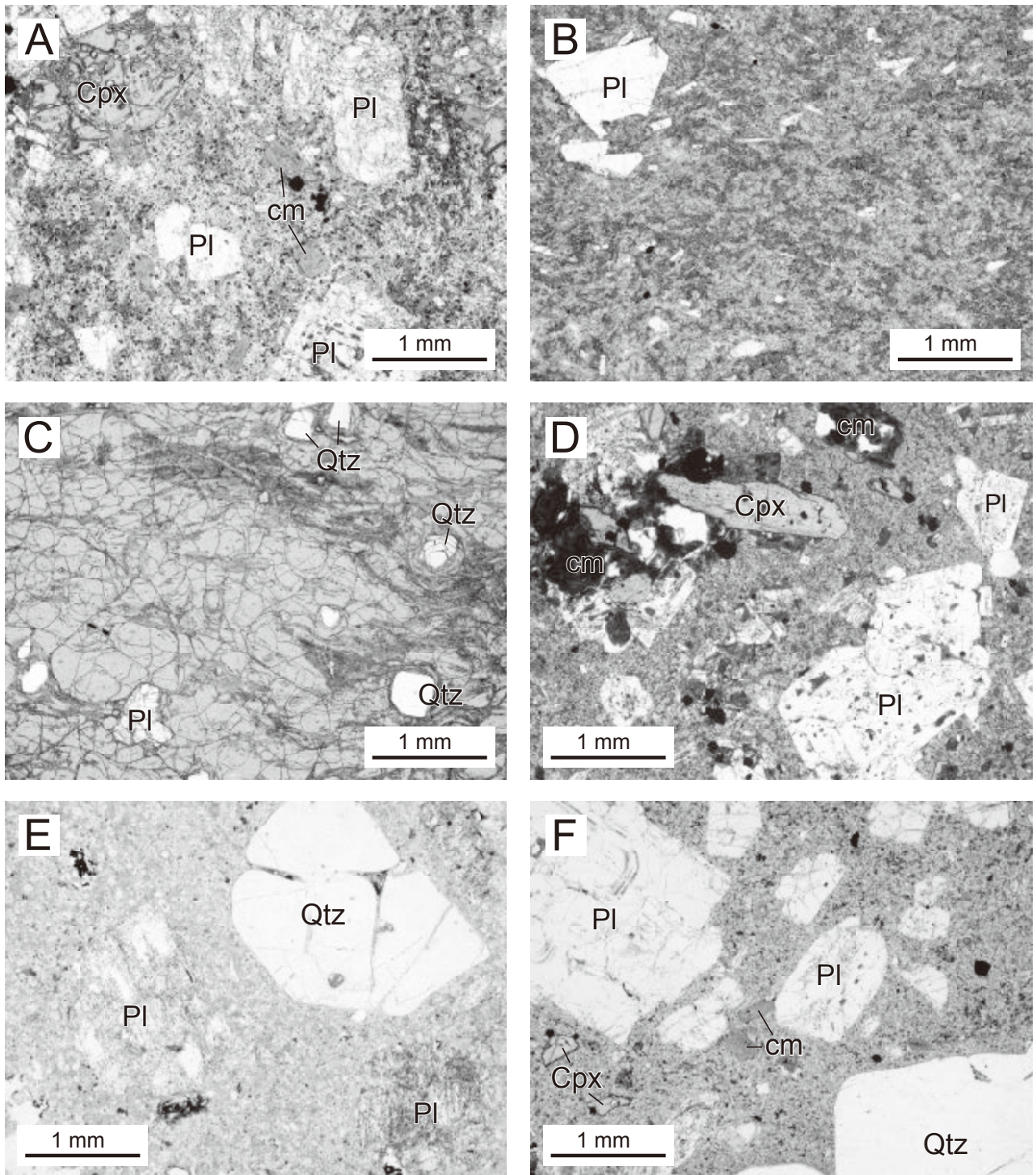
年代 砂子沢川層に貫入することから, 本貫入岩の貫入時期は中期中新世以降と判断される. 本貫入岩と松倉沢層の関係は不明である. しかし, 本貫入岩は, 松倉沢層の主要な分布域から離れており, 松倉沢層には見られない半深成岩状の岩石からなることから, 松倉沢層以前のものとして区分した.

4.7.5 無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩 (石英斑晶を含まない) (Ra)

分布 十和田湖地域西部から南部にかけて, 下部～上部中新統下部の瀬の沢層, 西ノ又層, 東又層, 砂子沢川層の分布域に点在する. その分布密度は, 鹿角市杉沢山～高井場山付近と面無沢上流域で高い.

層序・貫入関係 下部～上部中新統の瀬の沢層, 西ノ又層, 東又層, 上向層, 砂子沢川層に, ラコリスまたは岩脈として貫入する (第4.6図, 第4.9図). ラコリス及び溶岩ドームの直径は100 m～1 km程度, 岩脈の幅は50 m以上である. これらはしばしば複合して, 複雑な形状の岩体を構成する. また, 砂子沢川層中に水冷破砕溶岩～塊状溶岩として産する.

先行研究報告での区分 小坂鉱山付近に分布する本貫入岩及び溶岩の一部については, 矢柄平流紋岩 (橋本ほか, 1962), 矢柄平安山岩 (金属鉱物探鉱促進事業団, 1965; Horikoshi, 1969; 鈴木ほか, 1971) と呼ばれていたものに相当する (第4.2表).



第 4. 14 図 前期～後期中新世貫入岩及び溶岩の偏光顕微鏡写真
 (A)：斑状安山岩貫入岩 (A) (試料番号 13101502). (B)：無斑晶状流紋岩 (Ra) (試料番号 17052803). (C)：普通角閃石含有無斑晶状流紋岩 (Raq) (試料番号 14111911). (D)：単斜輝石斑状デイサイト (Rp) (試料番号 14101204). (E)：斑状流紋岩 (Rpq) (試料番号 16052206). (F)：東の沢火砕流堆積物の流紋岩溶結凝灰岩単斜輝石斑状デイサイト (Rcq) (試料番号 16061105). Cpx：単斜輝石，cm：粘土鉱物，Pl：斜長石，Qtz：石英。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

岩相 デイサイト～流紋岩の貫入岩，塊状溶岩または水冷破碎溶岩として産する（第4. 12図 B, C）。デイサイト～流紋岩は，新鮮なものは灰色～褐色を呈し，変質を受けたものは淡緑灰色～白色を呈する。しばしば流理構造が認められる。塊状岩体には，柱状節理（第4. 12図 B），板状節理，方状節理などが認められる。

水冷破碎溶岩は，ジグソー割れ目の発達した火山角礫岩として産し，冷却節理に囲まれた岩塊を伴う（第4. 12図 C）。露出の良い場所では，塊状溶岩の岩相から，冷却節理で一部がほぐれかかった岩相を経て，全体的に水冷破碎を受けた火山角礫岩へと変化する様子が認められる。さらに側方では，砂子沢川層に区分した火山碎屑岩（凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩）へと側方変化する様子も認められる。

岩石記載・全岩化学組成

無斑晶状で石英斑晶を含まないデイサイト～流紋岩からなる。まばらに少量の斜長石斑晶と不透明鉱物斑晶を含む。不透明鉱物斑晶を欠く場合も多い。苦鉄質鉱物斑晶は，ほとんど含まれておらず，仮像や抜け落ち跡などの痕跡も認め難い場合が多い。たとえ含まれている場合であっても，全てが変質鉱物に置換され，仮像としてのみ認められる。ただし，ごく稀に微量の単斜輝石斑晶や黒雲母斑晶が残存していることがある。粘土鉱物や方解石などの変質鉱物を含む。

本貫入岩及び溶岩から得られた3試料について全岩化学組成分析を行った。全岩 SiO_2 量は 74.0～78.3 wt.% であり， $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図では流紋岩の領域に， $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では中カリウム系列の領域にプロットされる（第4. 7図，第4. 3表）。

なお，本貫入岩及び溶岩の一部は，探鉱関係者等により「矢柄平安山岩」（金属鉱物探鉱促進事業団，1965；鈴木ほか，1971）と呼ばれることが多かった。しかし，「矢柄平安山岩」とされる岩体から採取した岩石（試料番号 14111808 及び 14111809）を分析した結果，これらは流紋岩組成であることが判明した（第4. 3表）。

無斑晶状流紋岩

（試料番号 17052803，第4. 14図 B）

産地：秋田県鹿角市出前沢枝沢の地点4-34（付図4）。

産状：塊状の流紋岩貫入岩。

全岩 SiO_2 量：78.34 wt.%（第4. 3表，第4. 7図）。

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶をまばらに含み，斑晶鉱物として斜長石と不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は，長径 1.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は，長径 0.3 mm 以下で，自形～半自形を呈する。苦鉄質鉱物については，仮像や抜け落ち跡も認められないことから，元々含まれていなかった可能性が高い。石

基は，微細なシリカ鉱物，隠微晶質物質，長～短柱状の斜長石からなる。石基中には針状のアパタイトがまばらに含まれる。

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり，松倉沢層以上には貫入しない。また，本貫入岩及び溶岩に区分される水冷破碎溶岩は，砂子沢川層の火山碎屑岩と同時異相の関係にある。以上のことから，本貫入岩及び溶岩の形成時期は前期～後期中新世前半と判断される。

4. 7. 6 無斑晶状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）(Raq)

分布 十和田湖地域南西部，小坂鉱山～黒森付近にかけて，上向層及び砂子沢川層の分布域に点在する。他のタイプのデイサイト～流紋岩（Ra, Rp, Rpq, Rcp）に比較して，分布範囲は限定的で，分布面積も狭い。

層序・貫入関係 下部～上部中新統の上向層及び砂子沢川層に岩脈またはラコリスとして貫入する（第4. 6図，第4. 9図）。ラコリスの直径は 1 km 程度，岩脈の幅は 150 m 程度である。また，砂子沢川層中に水冷破碎溶岩～塊状溶岩として産する。

先行研究報告での区分 小坂鉱山付近に分布する本貫入岩及び溶岩の一部は，赤森流紋岩（渡邊，1925；木下，1930），前山流紋岩（林，1960，1962；橋本ほか，1962），春木沢デイサイト（Horikoshi，1969）と呼ばれていたものに相当する（第4. 2表）。

岩相 デイサイト～流紋岩の貫入岩，塊状溶岩または水冷破碎溶岩として産する。デイサイト～流紋岩貫入岩は，塊状岩体として産し，しばしば流理構造が認められる。いずれも変質作用を被っており，白色～淡灰色を呈する。しばしば黄鉄鉱が生成している。

デイサイト～流紋岩溶岩は，いずれもパーライト質で緑灰色～淡緑灰色を呈し，塊状溶岩または水冷破碎溶岩として産する。小坂鉱山の地点4-35（付図4）では，水冷破碎を受けた火山角礫岩として産する（第4. 6図）。この露頭の南西 130 m では，砂子沢川層の凝灰角礫岩が露出する（第4. 6図）。この凝灰角礫岩は，地点4-35の水冷破碎溶岩と同質のパーライトで構成されていることから，両者は同時異相と判断される。小坂鉱山の地点4-11（付図4）では，砂子沢川層の火山碎屑岩を，流理構造が発達したパーライト質塊状溶岩が覆う関係が観察される（第4. 10図 A，第4. 6図）。

岩石記載

無斑晶状で石英斑晶を含むデイサイト～流紋岩からなる。まばらに少量の斜長石斑晶，石英斑晶及び不透明鉱物斑晶を含む。不透明鉱物斑晶に欠く場合も多い。斜長石斑晶に欠く場合もあるが，変質で消失している可能性もある。苦鉄質鉱物斑晶は，ほとんど含まれて

おらず、仮像や抜け落ち跡などの痕跡も認め難い場合が多い。ただし、ごく稀に微量の普通角閃石斑晶が残存していることがある。粘土鉱物や方解石などの変質鉱物を含む。

無斑晶状普通角閃石含有流紋岩

(試料番号 14111911, 第 4. 14 図 C)

産地：秋田県小坂町小坂鉦山の地点 4-35 (第 4. 6 図；付図 4)。

産状：流紋岩火山角礫岩。

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶をまばらに含み、斑晶鉱物として斜長石、石英及び普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石英斑晶は長径 0.6 mm 以下で、自形～半自形を呈する。角が丸くなったものが多い。普通角閃石斑晶は 1 枚の薄片中に 3 個のみ含まれ、長径 0.7 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石基は、パーライト組織を示し、淡褐色ガラスと主にパーライト割れ目に沿って生成した微細な粘土鉱物からなる。石基中にはジルコンがまれに含まれる。

年代 小坂町小坂鉦山の地点 4-35 (第 4. 6 図；付図 4) で採取した火山角礫岩 (上記の岩石記載を行ったものと同一試料) を対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。年代測定の結果、 7.9 ± 0.5 Ma の FT 年代、 12.8 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 4. 4 表)。FT 年代は、U-Pb 年代と比較して著しく若く、層序関係とも不調和であることから、再加熱を受けて若返った年代と判断される。一方、U-Pb 年代は、コンコードント粒子 (n=22) のうち、最若粒子集団 (n=20) から得られた加重平均年代である。層序関係とも調和的で、妥当なものと判断される。

本貫入岩の貫入層準は砂子沢川層以下であり、松倉沢層以上には貫入しない。また、本貫入岩及び溶岩に区分される溶岩は、砂子沢川層の火山砕屑岩と同時異相の関係にあり、そのうちの 1 試料からは 12.8 ± 0.8 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 4. 4 表)。以上のことから、本貫入岩及び溶岩の形成時期は前期～後期中新世前半と判断される。

4. 7. 7 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (石英斑晶を含まない) (Rp)

分布 十和田湖地域西部から南部にかけて、下部～上部中新統下部の瀬の沢層、東又層、砂子沢川層の分布域に点在する。

貫入関係 下部～上部中新統の瀬の沢層、東又層、砂子沢川層に、ラコリス状岩体または岩脈として貫入する (第 4. 9 図)。ラコリス状岩体の直径は 200 m ～ 1 km 程度、岩脈の幅は 7 ～ 150 m である。これらはしばしば複

合して、複雑な形状の岩体を構成する。

先行研究報告での区分 本貫入岩は、斑晶質で石英斑晶を含まないので、既存研究報告では「安山岩」や「玄武岩」として記載される場合があった (井上ほか, 1973a；中嶋, 1989；村岡・高倉, 1988)。

岩相 デイサイト～流紋岩の塊状貫入岩体として産する (第 4. 12 図 D)。程度の差はあれ全てが変質を受けており、弱変質のものは灰色～青灰色を呈し、強変質のものは淡緑灰色～白色を呈する。柱状節理が認められることが多い (第 4. 12 図 D)。風化すると、細礫～極粗粒砂サイズで容易に崩れ、マサ化した花崗岩のような様相を呈する。

岩石記載・全岩化学組成

斑状で石英斑晶を含まないデイサイト～流紋岩である。斑晶鉱物として、斜長石と不透明鉱物を共通して含む。苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換され、仮像として産することが多いが、一部の変質程度の弱い岩石では、単斜輝石斑晶が認められることがある。単斜輝石以外の苦鉄質鉱物斑晶が元々含まれていたかどうかについては不明である。粘土鉱物、緑泥石、方解石、セリサイト、黄鉄鉱などの変質鉱物を含む。

本貫入岩及び溶岩から得られた 2 試料について全岩化学組成分析を行った。全岩 SiO₂ 量は 65.8 ～ 69.0 wt.% であり、SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では中カリウム系列の領域にプロットされる (第 4. 7 図, 第 4. 3 表)。なお、これら 2 試料は、既存研究報告 (井上ほか, 1973a；中嶋, 1989；村岡・高倉, 1988) では「安山岩」や「玄武岩」として記載されていたものである。

斑状単斜輝石デイサイト

(試料番号 14101204, 第 4. 14 図 D)

産地：秋田県小坂町砂子沢川中流の地点 4-36 (付図 4)。

産状：デイサイト岩脈。

全岩 SiO₂ 量：65.78 wt.% (第 4. 3 表, 第 4. 7 図)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、不透明鉱物を含み、これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は、長径 5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は、長径 2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は、長径 0.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。苦鉄質鉱物の約半分は、粘土鉱物や方解石に置換され、仮像として産する。石基はフェルシティック組織を示し、不定形の長石・シリカ鉱物、粒状の不透明鉱物及び微細な粘土鉱物からなる。

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり、松倉沢層以上には貫入しない。よって、本貫入岩及び溶岩の形成時期は前期～後期中新世前半と判断される。

4. 7. 8 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）(Rpq)

分布 十和田湖地域西部から南部にかけて、下部～上部中新統下部の瀬の沢層、東又層、砂子沢川層の分布域に点在する。

層序・貫入関係 下部～上部中新統下部の瀬の沢層、東又層、砂子沢川層にラコリス、岩脈または岩床として貫入する（第4. 9図、第4. 12図E）。ラコリスの直径は50 m～1 km程度、岩脈の幅は5～250 m程度、岩床の厚さは40 m程度である。これらはしばしば複合して、複雑な形状の岩体を構成する。また、砂子沢川層中に水冷破碎溶岩～塊状溶岩として産する。

岩相 デイサイト～流紋岩の貫入岩、塊状溶岩または水冷破碎溶岩として産する。デイサイト～流紋岩は、弱変質のものは灰色～灰褐色～淡青灰色を呈し、強変質のものは白色を呈する。いずれも斑状で2 mm程度の石英斑晶が目立つ岩相を示す。しばしば黄鉄鉱が生じている。塊状岩体には、柱状節理や板状節理が認められる。一部で水冷破碎溶岩が認められる。水冷破碎溶岩は、火山角礫岩からなり、冷却節理に囲まれた岩塊を含む。水冷破碎溶岩は側方に塊状溶岩に漸移する場合がある。

岩石記載・全岩化学組成

斑状で石英斑晶を含むデイサイト～流紋岩である。斑晶鉱物として、斜長石、石英、不透明鉱物を共通して含むが、まれに不透明鉱物斑晶を欠くことがある。苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換され、仮像として産することが多いが、一部の変質程度の弱い岩石では、単斜輝石斑晶が認められることがある。単斜輝石以外の苦鉄質鉱物斑晶が元々含まれていたかについては不明である。一部でパーライト質岩も認められる。粘土鉱物、緑泥石、方解石、セリサイト、セラドナイト、黄鉄鉱などの変質鉱物を含む。

本貫入岩及び溶岩から得られた4試料について全岩化学組成分析を行った。全岩SiO₂量は77.5～80.4 wt.%であり（第4. 7図、第4. 3表）、SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第4. 7図）。

斑状流紋岩

（試料番号16052206、第4. 14図E）

産地：秋田県小坂町小坂川支流の地点4-37（付図1）。

産状：流紋岩岩脈。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石と石英を含む。斜長石斑晶は、長径2 mm以下で、自形～半自形を呈する。石英斑晶は、長径3.7 mm以下で、半自形～他形を呈する。丸みを帯びた形状を示すものが多い。苦鉄質鉱物は全て粘土鉱物に置換され、仮像としてのみ産する。石基はフェルシティック組織を示し、不定形の

長石・シリカ鉱物と微細な粘土鉱物からなる。稀にジルコンが認められる。

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり、松倉沢層以上には貫入しない。また、本貫入岩及び溶岩に区分される溶岩は、砂子沢川層の火山碎屑岩に産する。以上のことから、本貫入岩及び溶岩の形成時期は前期～後期中新世前半と判断される。

4. 7. 9 粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（石英斑晶を含む）(Rcq)

分布 十和田湖西岸の小坂町大川岱から小坂鉦山にかけての地域において、下部～上部中新統下部の東又層、上向層、砂子沢川層の分布域に点在する。白地山～長引山付近には、南北5.5 km、東西2.5 kmに達する規模の大きな岩体が認められる。

貫入関係 下部～上部中新統の東又層、上向層、砂子沢川層に、ラコリスまたは岩床として貫入する（第4. 6図）。ラコリスの直径は200 m～1 km程度、岩床の厚さは最大400 m程度である。これらはしばしば複合して、複雑な形状の岩体を構成する。

先行研究報告での区分 小坂鉦山付近に分布する本貫入岩は、赤森石英安山岩（渡邊、1925；木下、1930）と呼ばれていたものに相当する（第4. 2表）。

岩相 デイサイト～流紋岩の塊状貫入岩体として産する（第4. 12図F）。斑状で斑晶量に富み、斜長石や石英斑晶を多量に含む。斑晶サイズは他のタイプの貫入岩に比較して大きく、斜長石・石英斑晶の最大長径は7 mmに達する。程度の差はあれ、全てが変質を受けており、弱変質のものは灰色を呈し、強変質のものは淡青灰色～白色を呈する。柱状節理や方状節理が認められることが多い（第4. 12図F）。風化すると、細礫～極粗粒砂サイズで容易に崩れ、マサ化した花崗岩のような様相を呈する。しばしば長径12 cm以下で楕円球状の形態を示す灰褐色～暗灰色の無斑晶状細粒包有物を含む。貫入面付近には急冷縁が認められる。急冷縁の部分では斑晶サイズがより小さく、石基もより細粒になるので、Rpqと同様な見かけを呈する。貫入面付近では、母岩の火山礫凝灰岩や凝灰岩からなる、長径数m以下の取り込みブロックが認められることがある。

岩石記載・全岩化学組成

斑状で石英斑晶を含むデイサイト～流紋岩である。斑晶鉱物として、斜長石、石英、不透明鉱物を共通して含む。苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換され、仮像として産することが多いが、一部の変質程度の弱い岩石では、単斜輝石斑晶が認められることがある。単斜輝石以外の苦鉄質鉱物斑晶について元来の有無は不明である。粘土鉱物、緑泥石、方解石、緑れん石、ぶどう石、

黄鉄鉱などの変質鉱物を含む。

本貫入岩から得られた1試料について全岩化学組成分析を行った。全岩 SiO₂ 量は 67.98 wt.% であり、SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では中カリウム系列の領域にプロットされる(第 4. 7 図, 第 4. 3 表)。

斑状単斜輝石デイサイト

(試料番号 16061105, 第 4. 14 図 F)

産地: 秋田県小坂町東ノ又沢最上流の地点 4-38 (付図 1)。

産状: デイサイト貫入岩。

全岩 SiO₂ 量: 67.98 wt.% (第 4. 3 表, 第 4. 7 図)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜長石斑晶は一部がソーシェライト化している。石英斑晶は長径 3.5 mm 以下で、半自形～他形を呈する。丸みを帯びた形状を示すものが多い。単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で、半自形～他形を呈する。不透明鉱物は長径 0.5 mm 以下で、自形～他形を呈する。苦鉄質鉱物の多くは粘土鉱物や方解石に置換され、仮像として産する。石基はフェルシティック組織を示し、不定形の長石・シリカ鉱物、粒状の不透明鉱物、微細な粘土鉱物からなる。稀にジルコンが認められる。

年代 貫入する層準は砂子沢川層以下であり、松倉沢層以上には貫入しない。本貫入岩の形成年代は、既存研究報告では分布・貫入層準・変質作用の程度などから、黒鉄鉱床形成以後と考えられている(林, 1962; Horikoshi, 1969; 鈴木ほか, 1971)。以上のことから、本貫入岩の形成時期は 14 Ma 以降の中期～後期中新世前半と判断される。

金属鉱業事業団(1980a)は、小坂鉱山付近に分布する本貫入岩の FT 年代及び K-Ar 年代測定を行ない、それぞれ 12 ± 5 Ma, 9.1 ± 0.8 Ma の年代を得た。ただし、後者の K-Ar 年代については、金属鉱業事業団(1980a)は変質を受けて若返った年代と判断している。

4. 8 松倉沢層 (Mv, Miv, Mi, Mri, Mrl, Mrt)

地層名 新称。

定義 十和田湖の周辺地域に分布する、玄武岩質安山岩～流紋岩(主体は玄武岩質安山岩及び安山岩)の貫入岩、溶岩及び火山砕屑岩から構成される上部中新統を、松倉沢層と定義する。

従来の研究報告では、松倉沢層に関する記載は少なく、「所属未定新第三系」(井上・蜂屋, 1962)、「未区分緑色凝灰岩」(井上ほか, 1973a)あるいは中部～上部中新統の和田川層(通商産業省資源エネルギー庁, 1976a)に

一括されていた(第 4. 1 表)。

模式地 青森県十和田市、十和田湖東岸の松倉沢流域及び松倉神社付近(第 4. 15 図)。

分布及び層厚 十和田湖の周辺地域に分布する。具体的には、十和田山周辺(第 4. 15 図, 第 4. 16 図)、田代平付近、休屋南方、生出付近、御鼻部山断層より西側の十和田湖北岸沿いに分布する。層厚は、地質構造が不明なので見積もりが困難であるが、仮に水平層と仮定すると、十和田湖東岸付近で 300 m 以上となる。

層序関係 上部鮮新統～第四系の神田川層、宇樽部川火砕岩・溶岩、十和田山溶岩・火砕岩、三ツ岳溶岩、堀切沢溶岩、子ノ口層、八甲田第 1 期火砕流堆積物、十和田火山噴出物に覆われる。本層の下限が確認できていないので、下位層との関係は不明である。中部～上部中新統の砂子沢川層、上部鮮新統の中ノ平火砕流堆積物とは、断層で接すると推定される。本層に属する貫入岩は、砂子沢川層を貫く。

岩相 本層の岩相を、玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩 (Mv)、玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩、溶岩及び火山砕屑岩 (Miv)、玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩 (Mi)、流紋岩貫入岩 (Mri)、流紋岩(パーライト)溶岩 (Mrl)、流紋岩火山砕屑岩 (Mrt) の 6 つに区分した。火山砕屑岩、溶岩、貫入岩については、可能な限り区分して地質図に示した。しかし、本層の多くの部分では、これらを区分して示すことができなかった。そのため、火山砕屑岩、溶岩及び貫入岩を包括する岩相区分 (Miv) を設けた。

玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩 (Mv): 十和田湖北岸で見られる岩相である。玄武岩質安山岩～デイサイトの凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩を主体とし、一部で凝灰質泥岩を伴う。火山砕屑岩は全て軽度の緑色変質を被っており、やや緑色を帯びた灰色を呈する。

玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩、溶岩及び火山砕屑岩 (Miv): 本層の主体を成す岩相である。強度の変質作用を被っている部分が多く、貫入岩、溶岩及び火山砕屑岩の区分が十分にできなかったため、これらを一括している。貫入岩・溶岩か火山砕屑岩かの識別さえも困難な場合がある。

本岩相の主体を占めるのは貫入岩及び溶岩である(第 4. 15 図)。塊状岩体として産することが多いため、貫入岩と溶岩の判別は困難な場合が多い。ただし、一部で水冷破碎溶岩(火山角礫岩)(第 4. 17 図 C)や、基底にクリンカーを伴う塊状溶岩(第 4. 17 図 B)が確認される。貫入岩及び溶岩は、斑状及び無斑晶状の玄武岩質安山岩～デイサイトからなるが、斑状の玄武岩質安山岩～安山岩に卓越する。いずれも変質を被っており、弱変質のものは灰色～青緑色～淡青緑色、強変質のものはオレンジ色～白色、あるいは白色地にオレンジ斑点模様を呈し、黄鉄鉱を伴う。火山砕屑岩としては、凝灰角礫岩、火山

礫凝灰岩及び凝灰岩が認められる。強度の変質作用により、緑灰色～淡緑灰色～白色～オレンジ色を呈する。

玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩 (Mi)：玄武岩質安山岩～デイサイトの岩脈 (第4. 17 図 D) 及び岩株状岩体からなり、しばしば貫入し合って複合貫入岩体を構成する。岩脈の幅は、1.2 m 以上～最大 250 m である。斑状及び無斑晶状の玄武岩質安山岩～デイサイトからなるが、斑状の玄武岩質安山岩～安山岩に卓越する。全体が変質を被っており、弱変質のものは青灰色～青緑色、強変質のものは淡青緑灰色～白色を呈する。柱状節理や板状節理が発達する。

流紋岩貫入岩 (Mri)：石英斑晶を含む斑状流紋岩からなる。貫入形態は分布状況から見て岩脈と推定される。岩脈の幅は約 80 m 程度である。十和田市子ノ口付近のみで見られる。

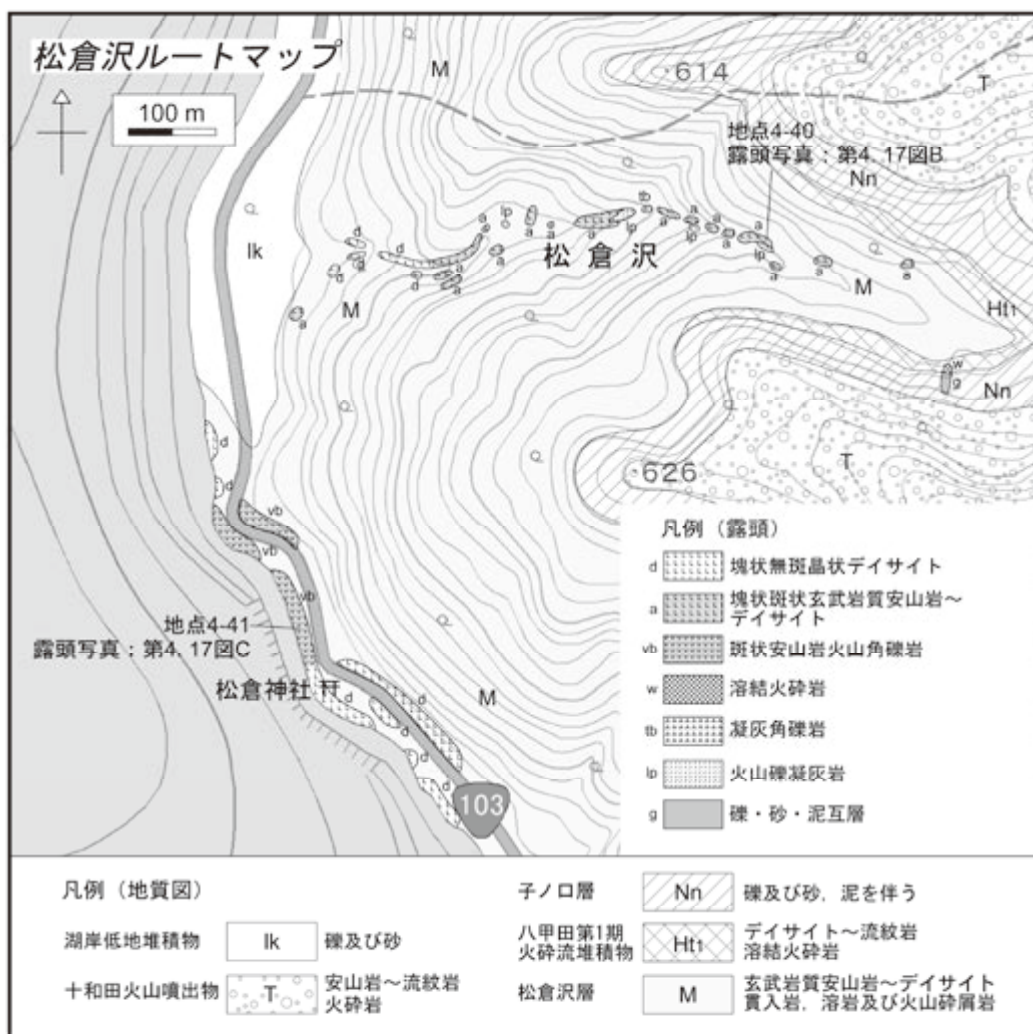
流紋岩 (パーライト) 溶岩 (Mrl)：パーライト溶岩からなり、塊状部と火山角礫岩からなる。火山角礫岩の部

分については、水冷破碎による産物か、乾陸環境でのクリンカーかは、判断がつかなかった。パーライト割れ目が発達する。十和田山南西のみで認められ、流紋岩火山碎屑岩 (Mrt) に挟まれる。

流紋岩火山碎屑岩 (Mrt)：流紋岩の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、ラピリストーン及び凝灰岩からなる (第4. 17 図 A)。これらは発泡の悪い無斑晶質の白色～淡灰色軽石で構成される。新鮮な部分は白色～淡灰色を呈する。弱変質した部分は淡緑灰色～淡褐色、強変質した部分は白色～オレンジ色、あるいは白色地にオレンジ斑点模様を呈し、しばしば黄鉄鉱を含む。強変質した部分は、下部～中部中新統のいわゆる“グリーンタフ”と見た目では区別がつかない (第4. 17 図 A)。

岩石記載・全岩化学組成

斑状または無斑晶状の玄武岩質安山岩～デイサイト、斑状流紋岩、斑状パーライトからなり、岩質は多



第4. 15 図 松倉沢流域及び松倉神社付近のルートマップ
基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

様性に富む。斑状の斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩～安山岩が主体を占める。斑晶鉱物としては、主に斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物が認められ、デイサイト～流紋岩組ではこれらに石英が加わることもある。ただし、変質作用のため苦鉄質鉱物の多くは変質鉱物に置換され、仮像として産することが多い。強変質したものは全ての苦鉄質鉱物が消失している。しばしば粘土鉱物、緑泥石、方解石、黄鉄鉱などの変質鉱物を含む。

松倉沢層から得られた5試料について、全岩化学組成分析を行った。全岩 SiO_2 量は 58.6～77.4 wt.% であり、 $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ 図では安山岩～流紋岩の領域に、 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第4.7図、第4.3表）。

斑状斜方輝石単斜輝石安山岩

（試料番号 14083006、第4.18図A）

産地：青森県十和田市松倉沢の地点4-40（第4.15図、付図3）。

産状：基底にクリンカーを伴う塊状溶岩（Miv）（第4.17

図B）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含み、これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下、単斜輝石斑晶は長径 2.5 mm 以下、斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下、不透明鉱物斑晶は長径 0.7 mm 以下で、いずれも自形～半自形を呈する。苦鉄質鉱物の多くは粘土鉱物に置換され、仮像として産する。特に斜方輝石は優先的に置換が進行しているように見える。斜長石の内部には方解石が生成している。石基は、長～短柱状の斜長石、粒状の不透明鉱物、微細なシリカ鉱物と粘土鉱物からなる。石基の粘土鉱物は、その形状から元々は輝石とガラスであったと推定される。

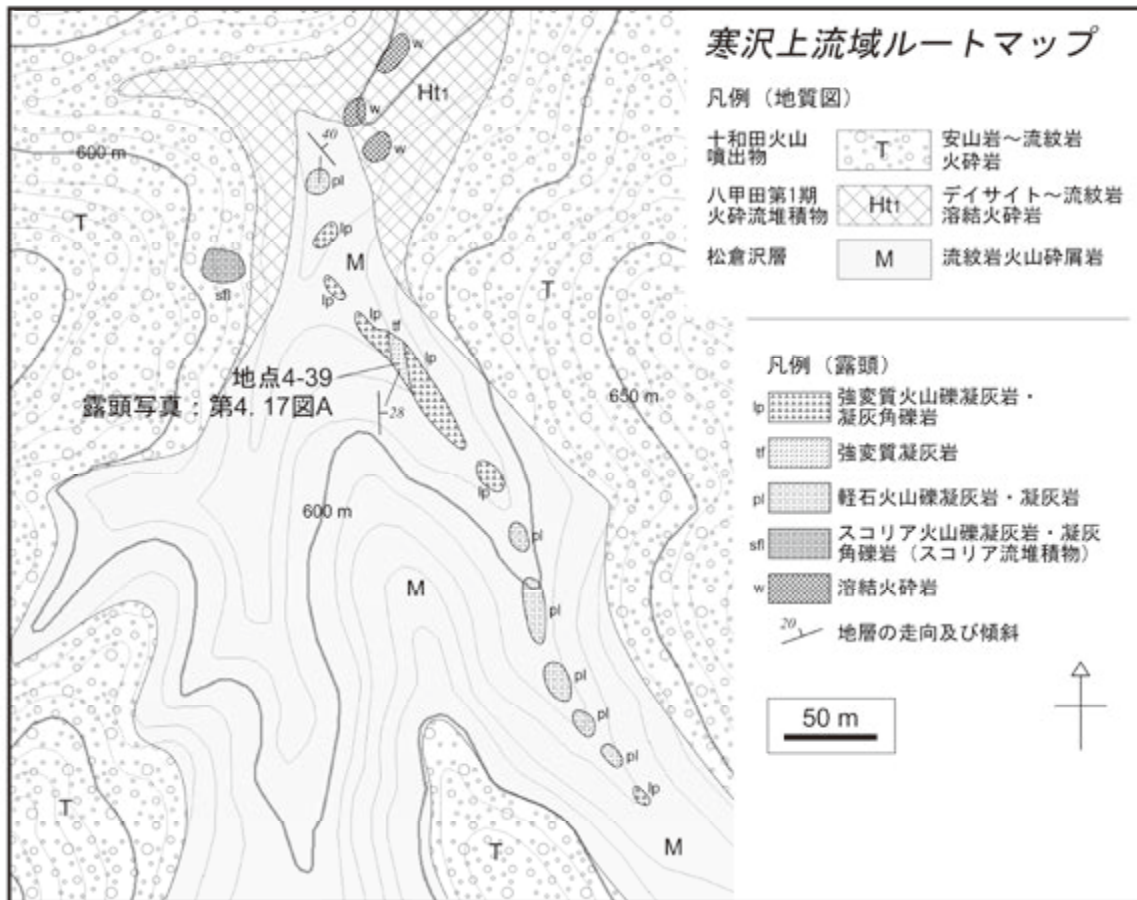
無斑晶状デイサイト

（試料番号 13091314D、第4.18図B）

産地：青森県十和田市子ノ口の地点4-43（付図3）。

産状：塊状のデイサイト貫入岩（Miv）。

鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。長径 1 mm 以下の方解石もしくは粘土鉱物からなる斑晶仮像をまばらに含む。



第4.16図 寒沢上流域のルートマップ
基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。

形態から、おそらく斜長石斑晶が方解石に、苦鉄質鉱物が粘土鉱物に置換されたと推定される。長径0.5 mm以下の苦鉄質鉱物をまばらに含む。石基はフェルシティック組織を示し、微細な長石・シリカ鉱物、粒状の不透明鉱物、隠微晶質物質などからなる。

する。不透明鉱物は長径0.5 mm以下で、自形～他形を呈する。苦鉄質鉱物は全て粘土鉱物に置換され、仮像としてのみ産する。石基はフェルシティック組織を示し、不定形の長石・シリカ鉱物、粒状の不透明鉱物、粘土鉱物などからなる。

斑状流紋岩

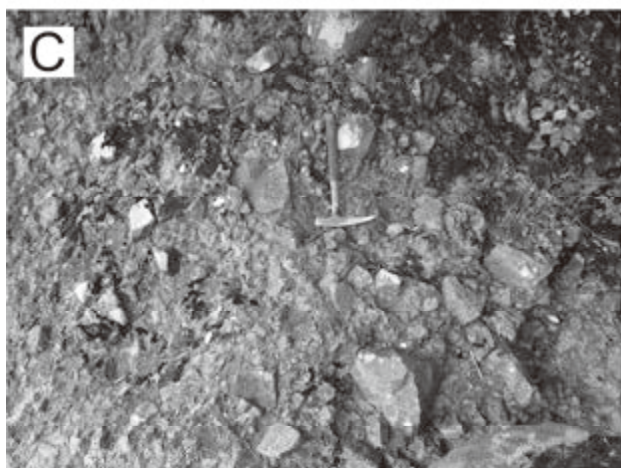
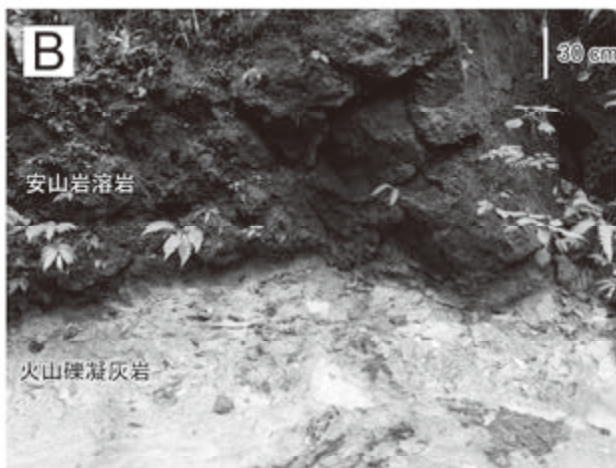
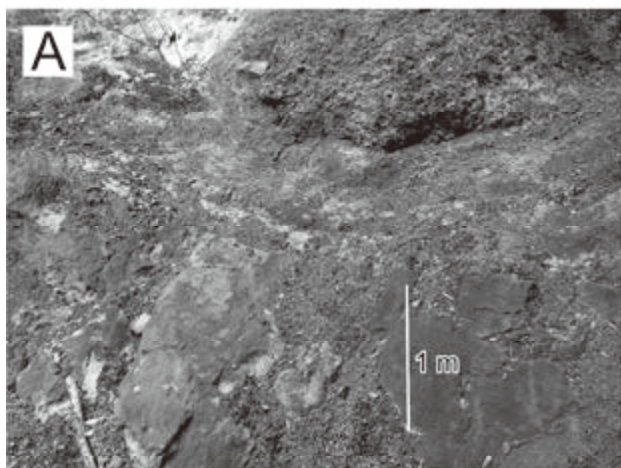
(試料番号 14111704, 第 4. 18 図 C)

産地：青森県十和田市子ノ口の地点 4-44 (付図 3)。
産状：板状節理の発達した流紋岩貫入岩 (Mri)。
鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径2.5 mm以下で、自形～半自形を呈する。ソーシュライト化作用を受けており、中心部が微細な粘土鉱物に置換されているものもある。石英斑晶は長径2.5 mm以下で、半自形～他形を呈

斑状流紋岩 (パーライト)

(試料番号 14060903, 第 4. 18 図 D)

産地：青森県十和田市宇樽部北東の地点 4-45 (付図 3)。
産状：パーライト塊状溶岩 (Mri)。
鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径1.7 mm以下で、自形～半自形を呈する。角が丸くなっているものが多い。石英斑晶は長径1.3 mm以下で、半自形～他形を呈する。丸い形状を示すものが多い。不透明鉱物は長径0.3 mm以下



第 4. 17 図 松倉沢層の露頭写真

(A)：凝灰岩・火山礫凝灰岩互層 (Mrt)。十和田山北西、寒沢上流域の地点 4-39 (第 4. 16 図、付図 3)。(B)：変質した火山礫凝灰岩とそれを覆う安山岩溶岩 (Miv)。溶岩の基底にはクリンカーを伴う。十和田市松倉沢の地点 4-40 (第 4. 15 図；付図 3)。(C)：斑状安山岩火山角礫岩 (水冷破碎溶岩)。冷却節理を持つ火山礫・火山岩塊を含む。十和田市松倉神社北西の地点 4-41 (第 4. 15 図；付図 3)。(D)：無斑晶状デイサイト (Miv) に貫入する斑状安山岩岩脈 (Mi)。十和田市子ノ口南方の地点 4-42 (付図 3)。

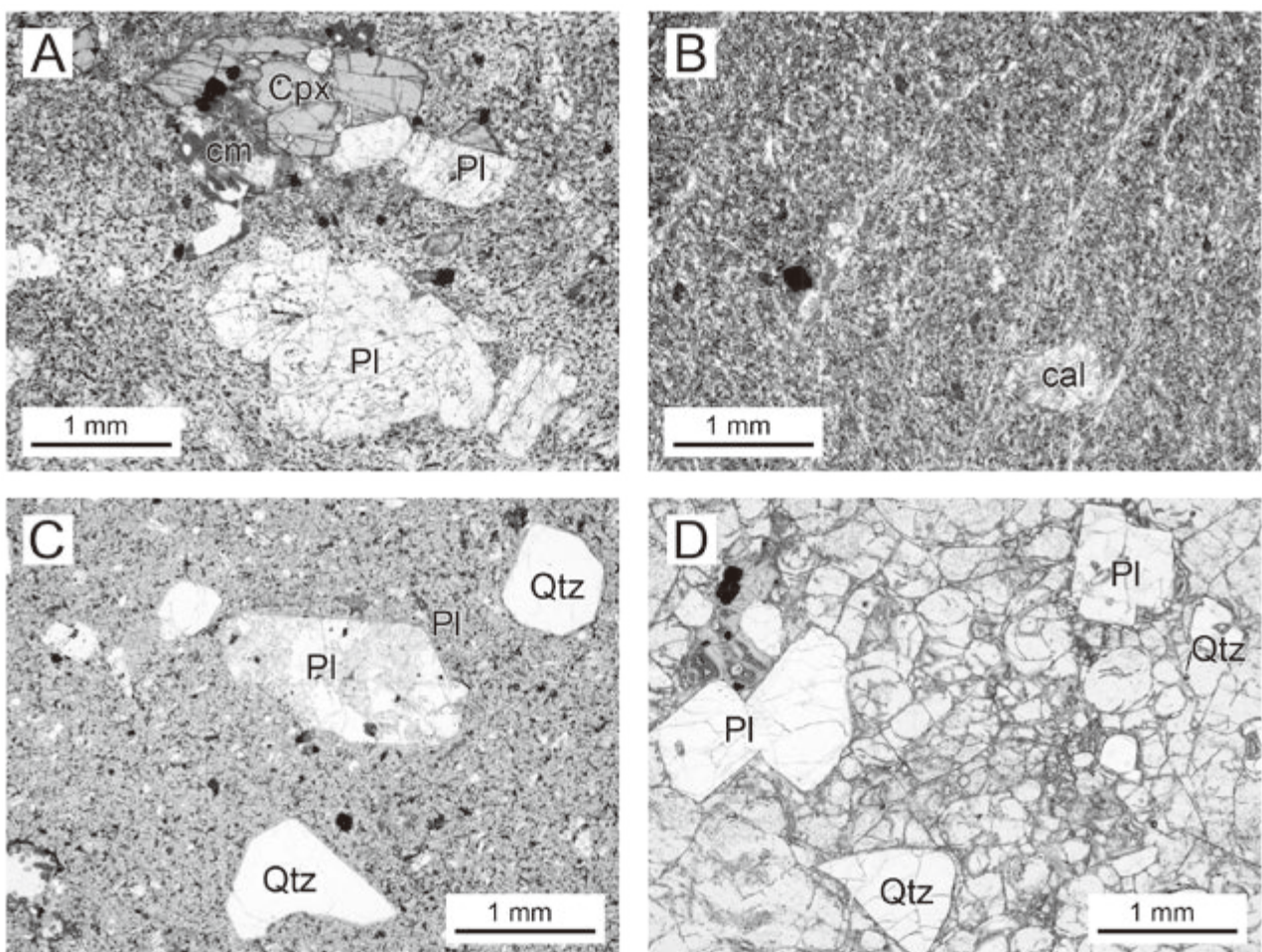
下で、自形～半自形を呈する。薄片中に長径 0.3 mm の普通角閃石を 1 個のみ確認した。その他の苦鉄質鉱物は全て隠微晶質物質に置換され、仮像として産する。石基は、パーライト組織を示し、透明ガラスと脱ガラス化のため隠微晶質物質となった部分からなる。パーライト割れ間が発達し、割れ目に沿って粘土鉱物が生成している。

堆積環境 一部で水冷破碎溶岩を産することから、少なくとも一部は水の影響を被った環境で堆積したと判断される。全体的に著しい変質を受けており、塊状岩体を主体とすることから、堆積環境については不明な点が多い。

年代 工藤 (2018b) は、十和田山西方の地点 4-46 (付図 3) で採取した無斑晶状軽石ラピリストーン (Mrt) から、 7.61 ± 0.14 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告した。

今回、十和田山北西、^{さむざわ}寒沢上流域の地点 4-39 (第 4. 16

図; 付図 3) で採取した強変質白色凝灰岩 (Mrt) を対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定の結果、 8.0 ± 0.9 Ma の FT 年代、 7.29 ± 0.27 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 4. 4 表)。FT 年代は、年代が得られた 29 粒子のうち、併行する U-Pb 年代測定で外来粒子及びディスコダント粒子と判断された 9 粒子を除外し、20 粒子から得られた加重平均年代である。この年代は χ^2 検定に合格する。U-Pb 年代は、コンコダント粒子 (n=23) のうち、最若粒子集団 (n=20) から得られた加重平均年代である。得られた FT 年代と U-Pb 年代は誤差の範囲で良く一致しており、工藤 (2018b) による U-Pb 年代とも調和的であることから、妥当なもの判断される。以上の放射年代より、本層の形成年代は後期中新世の 9~7 Ma 頃と判断される。



第 4. 18 図 松倉沢層の偏光顕微鏡写真

(A) : 斑状安山岩貫入岩 (Miv) (試料番号 14083006). (B) : 無斑晶状デイサイト (Miv) (試料番号 13091314D). (C) : 斑状流紋岩 (Mri) (試料番号 14111704). (D) : 斑状流紋岩 (パーライト) (Mrl) (試料番号 14060903). Cpx : 単斜輝石, Pl : 斜長石, Qtz : 石英, cm : 粘土鉱物, cal : 方解石. すべて単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照.

4. 9 芦名沢層 (Av, Ar)

地層名 金属鉱物探鉱促進事業団 (1965) による。ただし、金属鉱物探鉱促進事業団 (1965) では、芦名沢層の名称が図中に初めて登場するのみである。本層に関する具体的な説明は、金属鉱物探鉱促進事業団 (1966) で初めてなされた。その後、主に探鉱関係者によって芦名沢層の名称は用いられてきた (例えば、鈴木ほか, 1971; Tanimura *et al.*, 1983)。

定義 「芦名沢層」は、小坂鉱山の東方、^{しるけがわ} 汁毛川上流域を中心として分布する火山砕屑岩とそれに挟在する堆積岩に対して用いられた地層名である (鈴木ほか, 1971)。本報告では、砂子沢川層よりも上位層準にあり、本地域南端部の高井場山南方～筑紫森付近から南方の花輪地域へと続く堆積盆を埋積する、デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とする地層に対して、芦名沢層の名称を用いる。

芦名沢層は、島津ほか (1965) による大湯層、Horikoshi (1969)、井上ほか (1973a)、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a)、中嶋 (1989) による遠部層、村岡・高倉 (1988) による「虹貝凝灰岩以外の遠部層相当層」に相当する (第 4. 1 表)。

模式地 金属鉱物探鉱促進事業団 (1965, 1966) は、模式地を定めていない。その後、出版された多数の研究報告においても、芦名沢層の模式地に関する言及はない。芦名沢層は、小坂鉱山の探鉱関係者によって伝統的に用いられてきた地層名であるため、本報告で新たに模式地を定めることは避けておく。本層の典型的な岩相を観察できる場所として、秋田県鹿角市汁毛川上流域を挙げて

おく。

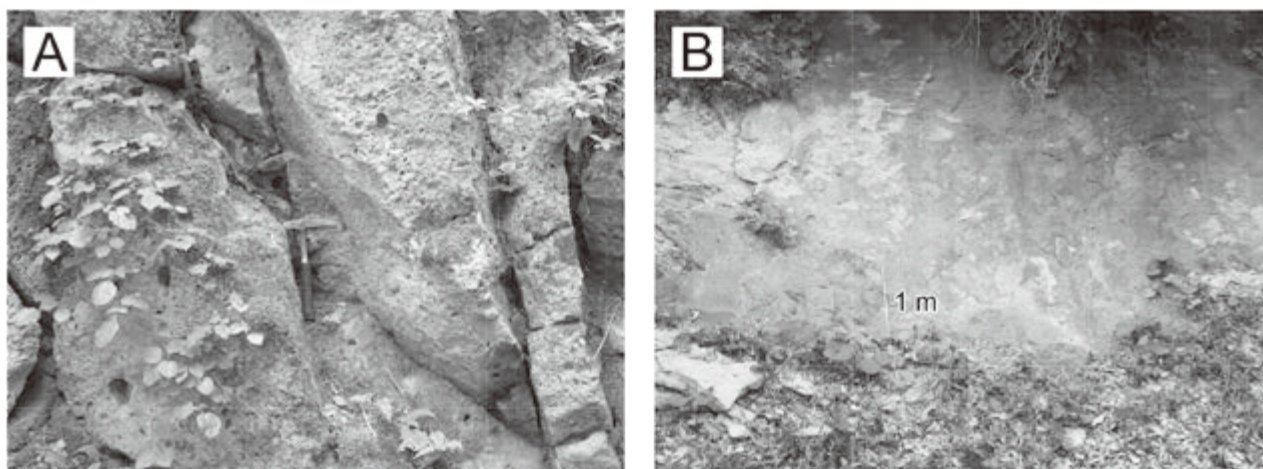
分布及び層厚 本地域南端部の高井場山南方～筑紫森付近に分布する。分布域は南隣の花輪地域へと続く (鈴木ほか, 1971; 井上ほか, 1973b)。下限が見えていないため全層厚は不明であるが、層厚は筑紫森付近で少なくとも 300 m 以上はある。

層序関係 本層は十和田火山噴出物に覆われる。下位層との直接の関係は確認できていない。分布から、瀬の沢層、砂子沢川層、前期～後期中新世貫入岩及び溶岩とは断層で接すると推定される。

岩相 デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とし、泥岩、砂岩及び礫岩を伴う岩相 (Av) と、デイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩からなる岩相 (Ar) からなる。

泥岩、砂岩及び礫岩を伴うデイサイト～流紋岩火山砕屑岩 (Av): デイサイト～流紋岩の軽石火山礫凝灰岩 (第 4. 19 図 A, B) を主体とし、凝灰岩、泥岩、砂岩及び礫岩を伴う。芦名沢層の主体を構成する岩相である。

軽石火山礫凝灰岩は、淡褐灰色～淡灰色～淡緑灰色を呈し、無斑晶状軽石火山礫、石質火山礫と固結した凝灰岩基質からなる。塊状で基質支持のものが多く (第 4. 19 図 A, B)、一部で成層構造を示すものも認められる。塊状岩相のものは、しばしば泥岩や凝灰岩の偽礫を含むことから、その多くは水底堆積の重力流堆積物と考えられる。偽礫のサイズは最大 3.5 m に及ぶ。軽石火山礫は、黄色～黄灰色～緑灰色～褐色～暗灰色と変質状況に応じて様々な色を呈する。軽石火山礫は、風化変質のため抜け落ちて空洞となっていることが多い (第 4. 19 図 A)。石質火山礫としては、様々な色を呈する多様な安山岩～流紋岩が認められる。層準によっては、軽石火山礫よりも石質火山礫の比率が大きい部分もある。軽石火山礫凝



第 4. 19 図 芦名沢層の露頭写真

(A): 塊状、基質支持の軽石火山礫凝灰岩 (Av)。軽石火山礫の部分が風化変質のため抜け落ち、空洞となっている。鹿角市汁毛沢上流域の地点 4-47 (付図 4)。 (B): 塊状、基質支持の軽石火山礫凝灰岩 (Av)。FT・U-Pb 年代測定のための試料採取露頭。鹿角市堀内川上流域の地点 4-48 (付図 4)。

灰岩は、黒色の植物片を含むことがある。

筑紫森付近に分布する軽石火山礫凝灰岩は、高井場山南方に分布するものよりも強い変質作用を被っている。そのため、緑色成分が比較的濃く、しばしば黄鉄鉱が生成している。軽石火山礫は、しばしば圧密のため潰れてレンズ状の形態を示す。

軽石火山礫凝灰岩は、しばしば同質の凝灰岩と互層を構成する。互層の間隔は数十 cm ～数 m である。一部の層準では、軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、泥岩、砂岩及び礫岩が互層を構成する。互層の間隔は数 m 以下で、数 cm ～十数 cm 程度のことが多い。泥岩及び砂岩は、淡褐色～褐色を呈する。礫岩は細礫岩～中礫岩からなる。高井場山南方では、一部で軽石火山礫凝灰岩、凝灰岩、泥岩、砂岩、礫岩などからなるスランプ堆積物が認められる。

デイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩 (Ar)：主に芦名沢層分布域の西端部で認められる岩相である。鹿角市土沢の大湯川沿いにも局所的に分布する。溶岩と貫入岩を区別することができなかったため、一括して示した。ただし、地点 4-50 (付図 4) では、最下部に火山角礫岩を伴う本岩相の塊状溶岩が、Av の軽石火山礫凝灰岩と中礫岩を覆う関係が認められる。デイサイト～流紋岩の塊状岩体として産し、柱状節理や不規則な節理が認められる。デイサイト～流紋岩は灰色～桃灰色を呈し、一部で流理構造が認められる。

岩石記載・全岩化学組成

Ar は斑状組織を示すデイサイト～流紋岩からなる。斑晶鉱物として、斜長石と不透明鉱物を共通して含み、流紋岩はそれらに加えて石英を含む。苦鉄質鉱物は変質のため粘土鉱物化していることが多いが、一部で単斜輝石や斜方輝石斑晶が残存している。Av の火山碎

屑岩には、斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物が共通して含まれ、一部で単斜輝石や普通角閃石が認められる。

Ar から得られた 4 試料について、全岩化学組成分析を行った。全岩 SiO₂ 量は 69.6 ～ 77.7 wt.% であり、SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 4.7 図, 第 4.3 表)。

斑状単斜輝石流紋岩

(試料番号 16051601, 第 4.20 図)

産地：秋田県鹿角市汁毛川上流の地点 4-49 (付図 4)。

産状：塊状の流紋岩 (Ar)。

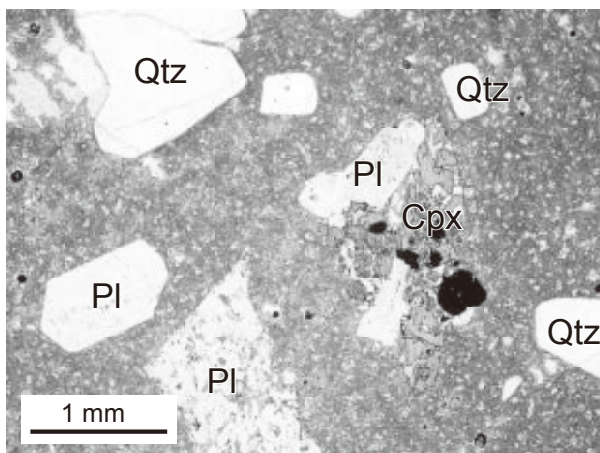
全岩 SiO₂ 量：77.72 wt.% (第 4.3 表, 第 4.7 図)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 3.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石英斑晶は長径 2.2 mm 以下で、半自形を呈する。角が丸くなった形態を示す。斜長石と石英は同程度の量含まれる。単斜輝石斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。含有量は少ない。不透明鉱物は長径 0.4 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜長石、単斜輝石及び不透明鉱物斑晶は、集斑晶を構成することがある。石英斑晶は常に単独で産する。一部の苦鉄質鉱物は粘土鉱物に置換されるか、変質して抜け落ちている。石基は、微晶質物質が大半を占め、針状の斜長石と粒状の不透明鉱物を伴う。

堆積環境 本層の堆積環境は、泥岩を伴うこと、軽石火山礫凝灰岩に頻りに泥岩や凝灰岩の偽礫が含まれることから、主に水底環境であった可能性がある。ただし、Ar 中に水冷破碎溶岩が認められないことから、一部は乾陸環境であった可能性もある。

中嶋 (1989, 1993) は、「遠部層相当層」の産状・分布などから、北鹿地域において複数の鮮新世カルデラの存在を示し、その 1 つとして「芦名沢カルデラ」を提唱した。そして、芦名沢層を、芦名沢カルデラ内を埋積した地層と考えた。しかし、「芦名沢カルデラ」については、その具体的な地質学的根拠は明示されていない。本報告の調査においても、本層がカルデラ埋積堆積物である明確な証拠を見出すことはできなかった。「芦名沢カルデラ」の検証のためには、花輪地域に分布する芦名沢層の詳細な調査が必要である。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。今回、鹿角市堀内川上流の地点 4-48 (第 4.19 図 B, 付図 4) で採取した軽石火山礫凝灰岩を対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。年代測定の結果、4.1 ± 0.5 Ma の FT 年代、5.09 ± 0.20 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 4.4 表)。FT 年



第 4.20 図 芦名沢層流紋岩 (Ar) の偏光顕微鏡写真
Cpx:単斜輝石, Pl:斜長石, Qtz:石英。単ポラーラ。
詳しい岩石記載は本文を参照。

代は、全測定粒子 30 個のデータが大きくばらつき、 χ^2 検定にも失格する。一方、U-Pb 年代は、コンコーダント粒子 (n=16) のうち、最若粒子集団 (n=10) から得られた加重平均年代である。FT 年代は、U-Pb 年代よりもやや若いものとなったが、 2σ の誤差で両者の年代は

重複する。本報告では、より誤差の小さい U-Pb 年代を採用し、本層の堆積年代を後期中新世末期～前期鮮新世初期の 5 Ma 前後と判断する。この見解は、本層が船川階であるとする従来の見解（例えば、金属鉱物探鉱促進事業団, 1965；鈴木ほか, 1971）と調和的である。

第5章 未区分上部中新統～下部更新統

(工藤 崇)

5.1 概要

「未区分上部中新統～下部更新統」とは、後期中新世～前期更新世の間に堆積した地層のうち、断片的かつ局所的な分布を示し、層位や年代に不明確な点が多く、現時点では地層区分や対比が困難な地質体をまとめたものである。

十和田湖地域は、その全域が中期更新世以降の十和田火山噴出物に広く覆われている。そのため、断片的かつ局所的な分布を示す地質体が数多く存在する。特に、上部中新統～下部更新統については、元々局所的な分布を示すものが多い上に、さらに十和田火山噴出物に覆われて、分布が断片化する傾向にある。本報告では、それらについて、可能な限り岩石学的特徴を活用して対比検討を試みた。しかしながら、固有の特徴を示すため他とは対比できないものや、そもそも変質のため岩石学的検討ができないものがあり、地層区分や対比が困難な地質体が多く残された。また、試錐では認められるものの、地表ではほとんど露出せず、詳細が不明な地層も存在する。本報告では、これらの地質体を「未区分上部中新統～下部更新統」として示す。

「未区分上部中新統～下部更新統」の岩相については、デイサイト～流紋岩火山砕屑物を主体とする岩相 (uv)、玄武岩溶岩からなる岩相 (ub)、流紋岩溶岩かなる岩相 (ury)、未固結の礫層からなる岩相 (ug) の大きく4つに区分して地質図・地質断面図に表現した。このうち、ubは地表には露出せず、試錐資料でのみ確認される。

「未区分上部中新統～下部更新統」は、その実態が不明なものも多く、今後更なる検討が行われるべき地質体である。今後の検討のためには、現時点で把握できていることを、可能な限り詳細に記述し残しておくことが有益である。以下では、十和田湖地域の「未区分上部中新統～下部更新統」について、岩相別に地質記載を行う。

5.2 デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とする岩相 (uv)

「未区分上部中新統～下部更新統」の多くは、デイサイト～流紋岩火山砕屑岩を主体とする岩相 (uv) からなる。これらは、十和田湖地域のほぼ全域に点在するが、地域別に異なった特徴を示す。そこで本岩相については、小惣辺沢流域、湯の又沢～大清水川流域、温川沢流域、出前沢流域、荒川川流域、栃沢及び長沢川流域、黒森南

西地域、小坂鉦山南方地域の8つの地域に区別してそれぞれ記載を行う。

5.2.1 小惣辺沢流域

先行研究報告での区分 井上ほか (1973a) では一部が先八甲田カルデラ噴出物、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では一部が市ノ渡層 (岩井・鈴木, 1957) として示されている。

分布及び層厚 十和田湖地域北東部、十和田市小惣辺沢流域において、谷底に沿って断片的に分布する。最も下流側の分布域では、東西走向で北方に27°で傾斜するが、これが全体的な構造を代表しているかどうかは不明である。谷底に断片的にしか分布せず、構造も不詳なので、層厚は不明である。少なくとも垂直方向で20 m程度はある。

層序関係 直接の関係は露頭で確認できていないが、分布状況から見て、八甲田第2期火砕流堆積物に覆われると判断される。

岩相 デイサイト～流紋岩の溶結凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩及び火山礫凝灰岩を主体とし、礫岩、砂岩及び泥岩を伴う。

溶結凝灰岩は、中程度に溶結しており、塊状で灰色～淡灰色を呈し、長径5 cm以下の軽石レンズをまばらに含む。岩相から火砕流堆積物と判断される。有色鉱物の多くは、変質のため脱落するか、もしくは粘土鉱物に置換している。斑晶として斜長石、石英、普通角閃石、不透明鉱物を共通して含み、一部では単斜輝石も確認できる (第5.1表)。

軽石火山礫凝灰岩及び火山礫凝灰岩は、塊状・基質支持で淘汰が悪く、岩相から火砕流堆積物起源と判断される。若干変質が進んでおり、軽石火山礫は粘土化しているか、脱落して空隙となっていることが多い。

礫岩は、大～巨礫サイズの垂円礫からなり、塊状、基質支持で淘汰が悪い。一部で砂岩と互層する。泥岩は凝灰質、塊状で淡褐色を示す。

年代 層序関係からは、約0.3 Maの八甲田第2期火砕流堆積物よりも古いことしかわからない。溶結凝灰岩の変質の程度から見て、少なくとも鮮新世～下部更新等と考えられる。

5.2.2 湯の又沢～大清水川流域

先行研究報告での区分 井上ほか (1973a) では遠部

層（井上ほか，1959a），通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では一部が遠部層，村岡・高倉（1988）では一部が「虹貝凝灰岩以外の遠部層相当層」として示されている。

試錐資料によると，大清水川流域の56MAHD-3では，深度84.7～467.6 mにおいて，層厚382.9 m以上（水平層と仮定した場合）の“遠部層相当層”が認められている（第5.1図；通商産業省資源エネルギー庁，1982）。この“遠部層相当層”は，岩相と層準から，湯の又沢～大清水川流域で地表に断片的に露出する「未区分上部中新統～下部更新統」と一連のものとして判断される。また，広森山北東に位置する57MAHD-1では，深度190.9～1,001.2 mにおいて層厚810.3 m以上（水平層と仮定した場合）の“遠部層相当層”が認められている（第5.1図；通商産業省資源エネルギー庁，1983）。このうち下部の層厚702.8 m以上の部分は，単一の溶結凝灰岩（火砕流堆積物）で構成される（第5.1図；通商産業省資源エネルギー庁，1983）。

分布及び層厚 十和田湖地域南部，鹿角市湯の又沢及び大清水川流域に沿って断片的に分布する。湯の又沢では，北東走向で，南東に20°程度で傾斜する。大清水川流域の青岩山東方では，北西走向で，北東に60°程度で急傾斜する。局所的な情報しかなく，全体の構造は不明である。青岩山東方では急傾斜しており，この部分での層厚は約520 mと算出される。

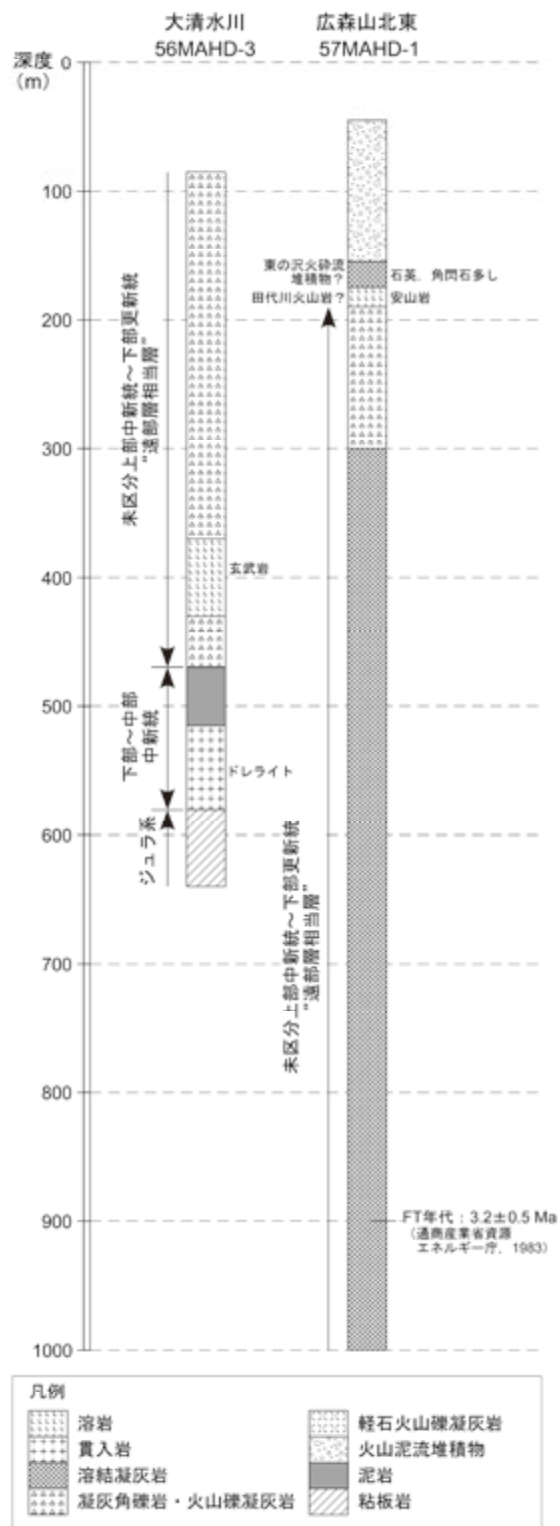
試錐資料によれば，いずれも水平層と仮定すると，56MAHD-3では層厚382.9 m，57MAHD-1では層厚810.3 m以上である（第5.1図）。湯の又沢～大清水川流域での「未区分上部中新統～下部更新統」は，地表での分布は僅かであるが，地下ではより広域に厚く伏在していると見られる。

層序関係 地表での分布状況から，下部更新統の東の沢火砕流堆積物に覆われると判断される。下部～中部中新統の瀬の沢層とは，境界部に断層角礫岩と見られる角礫岩が認められることから，断層で接すると推定される。また，試錐57MAHD-1では，安山岩溶岩の下位に産する（第5.1図）。この安山岩溶岩は，試錐の位置と岩質から，広森山付近に分布する田代川火山岩に相当する可能性がある。

岩相 デイサイト～流紋岩の溶結凝灰岩，溶結火山礫凝灰岩，軽石火山礫凝灰岩及び火山礫凝灰岩を主体とし，礫岩，砂岩，泥岩及び凝灰岩を伴う。

溶結凝灰岩及び溶結火山礫凝灰岩は，いずれも塊状，結晶質で，弱～中溶結を示し，淡灰色，灰色，灰褐色，淡褐灰色などを呈する。長径1 cm以下の軽石あるいはレンズを含むことがある。これらは，いずれも岩相から火砕流堆積物と判断される。

軽石火山礫凝灰岩及び火山礫凝灰岩は，いずれも塊状で，淡褐灰色～褐灰色を呈し，長径数 cm以下の軽石や



第5.1図 試錐56MAHD-3及び57MAHD-1の地質柱状図
通商産業省資源エネルギー庁（1982, 1983）による。
試錐の位置は地質図を参照。

第 5. 1 表 未区分上部中新統～下部更新統の記載岩石学的特徴

採取地域	試料番号	産状(1)	地点番号	記号	SiO ₂ (2)	岩質 (3)	斑晶鉱物 (4)							その他の特徴	特記事項	
							Pl	Opx	Cpx	Hbl	Opq	Bt	Qtz			
小惣辺沢流域	14090310	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	◎		+	+	+		+	hbl>cpx		
	14102205	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	◎	?	?	+	+		○	有色鉱物ほとんど変質		
湯の又沢流域	14101504	溶結凝灰岩	Pfl	uv		D-R	○			+	+		○			
	14101507	軽石火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	○		tr	+	+		○			
	14101511	軽石火山礫凝灰岩	Pfl?	uv		D-R	◎		tr	+	+		◎			
	14101512	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	◎		+	+	+		◎	cpx=hb		
大清水川流域	16052009	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	◎	+	+	tr	+		◎	opx>cpx		
	16092202	火山礫凝灰岩	Pfl	uv		D-R	○	+	+	+	+		+	cpx>hbl>opx		
	16112111	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	5-1	uv	66.93	D	◎	+	+	+	+	○	cpx>opx>hbl	全岩化学組成類似 おそらく同じ火砕流	
	16112108	溶結火山礫凝灰岩	Pfl	5-2	uv	67.13	D	◎		+	+	+	○	cpx>hbl		
	16091602	火山礫凝灰岩	Pfl	5-3	uv		D-R	◎		tr	tr	+	○			
16091603	火山礫凝灰岩	Pfl	5-4	uv		D-R	◎		+	+	+	○		岩相類似 おそらく同じ火砕流		
荒川流域	15102102	火山灰及び軽石火山礫	Pfl	5-6	uv		D-R	◎	+	+		+	○	opx>cpx		
栃沢流域	15052203	溶結凝灰岩	Pfl	5-7	uv	72.01	R	◎	+	+		+	tr	opx>cpx	全岩化学組成類似 同じ火砕流	
長沢川流域	15052404	溶結凝灰岩	Pfl	5-8	uv	70.56	D	◎	+	+		+	tr	cpx>opx		
	15111606	溶結凝灰岩	Pfl	uv	72.56	R	◎	+	+		+			opx>cpx		
黒森南西地域	15060511	軽石火山礫及び火山灰	Pfl	5-5	uv		R	◎				+	○	◎	鉱物の特徴16111606と酷似	
小坂鉱山南方地域	16111606	火山灰	Re?	5-10	uv		R	◎					+	○	◎	鉱物の特徴15060511と酷似
小坂鉱山北方地域	14112005	流紋岩	Lv	5-9	ury	72.49	R	◎	+		+	+	○	hb>opx		
	14112006	流紋岩	Lv	ury	73.26	R	◎	+	tr	+	+		○	hb>opx		
	15111406	流紋岩	Lv	ury	72.92	R	◎	+	tr	+	+		○	hb>opx		

(1) Pfl: 火砕流堆積物, Lv: 溶岩, Re?: 火砕流堆積物の再堆積物?。(2) 100%に再計算した全岩化学組成データに基づく。(3) D: デイサイト, R: 流紋岩。(4) Pl: 斜長石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Opq: 不透明鉱物, Bt: 黒雲母, Qtz: 石英。斑晶量: 多い◎>○>+少ない, tr: ごく微量。

第 5. 2 表 未区分上部中新統～下部更新統の主成分全岩化学組成

試料番号	採取地点	地質・岩相 区分	産状	全岩化学組成 (wt.%)														
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI**	SiO ₂ ***		
大清水川流域																		
16112111	鹿角市	大清水川	uv	溶結火山礫凝灰岩	65.81	0.65	15.95	5.68	0.08	1.77	5.68	2.63	0.57	0.10	98.91	5.4	66.93	
16112108	鹿角市	大清水川	uv	溶結火山礫凝灰岩	66.46	0.65	15.68	5.45	0.22	1.58	5.92	2.94	0.54	0.11	99.55	4.6	67.13	
栃沢及び長沢川流域																		
15052203	小坂町	栃沢	uv	溶結凝灰岩	71.07	0.72	14.02	3.25	0.06	0.66	3.53	3.68	1.89	0.13	99.02	1.7	72.01	
15052404	小坂町	長沢川	uv	溶結凝灰岩	69.51	0.74	14.64	4.42	0.09	0.87	3.39	3.36	1.82	0.13	98.95	3.4	70.56	
15111606	小坂町	長沢川	uv	溶結凝灰岩	71.93	0.74	13.84	4.60	0.04	0.42	2.79	3.27	1.86	0.10	99.59	1.9	72.56	
小坂鉱山北方																		
14112005	小坂町	小坂鉱山北方	ury	流紋岩溶岩	71.14	0.29	15.08	2.65	0.09	0.65	2.90	3.94	1.61	0.06	98.39	1.6	72.49	
14112006	小坂町	小坂鉱山北方	ury	流紋岩溶岩	71.88	0.28	14.55	2.56	0.08	0.48	2.70	3.93	1.87	0.05	98.38	0.9	73.26	
15111406	小坂町	小坂鉱山北方	ury	流紋岩溶岩	72.04	0.27	14.65	2.24	0.09	0.58	2.99	4.22	1.90	0.05	99.02	1.7	72.92	

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用した。分析には1:10希釈のガラスビードを用いた。*全鉄をFe₂O₃として示す。**灼熱減量。***100%に再計算したデータに基づく。

石質岩片を含む。異質岩片を多く含むものが多い。これらは、岩相から大半が火砕流堆積物起源と考えられる。ただし、一部の火山礫凝灰岩は泥岩偽礫を含むことから、水底堆積した重力流堆積物の可能性がある。

火砕流堆積物単層の層さは、数 m ～数十 m 程度である。各火砕流堆積物の間には、層厚数 m ～数十 m 程度の礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩などからなる地層が認められる。これらは数十 cm 以下の間隔で互層を成すことが多い。

火砕流堆積物の岩質は、いずれもデイサイト～流紋岩である。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を共通して含み、その他、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石を含むが、組合せには多様性が認められる(第 5. 1 表)。岩石学的特徴から、複数露頭で対比可能な火砕流堆積物が一部で認められる(第 5. 1 表)。

岩石記載

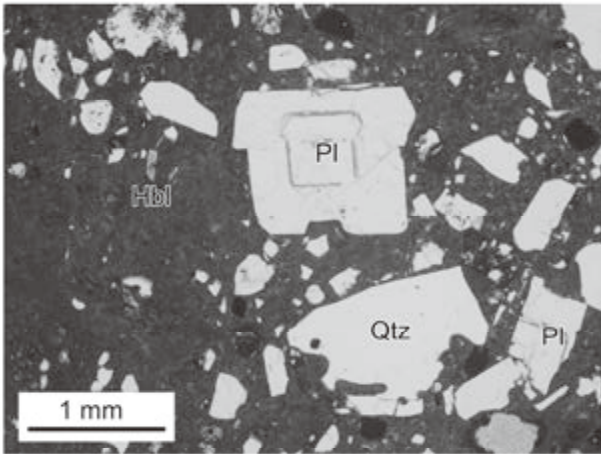
斑状普通角閃石単斜輝石デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (試料番号 16112108, 第 5. 2 図)

産地: 秋田県鹿角市大清水川の地点 5-1 (付図 5)。

産状: 溶結火山礫凝灰岩。

全岩 SiO₂ 量: 67.13 wt. % (第 5. 2 表)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石、普通角閃石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 1.8 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 1.7 mm 以下で、半自形～他形を呈する。他形を呈する斜長石と石英は破断されたような破片状の形態を示す。単斜輝石斑晶は長径 0.7 mm 以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 0.3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～他形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。変質のため石基の一部には粘土鉱物が見られる。長径 5 mm 以



第5.2図 大清水川流域に分布する溶結火山礫凝灰岩の偏光顕微鏡写真
 デイサイト溶結火山礫凝灰岩(試料番号16112108)。Hbl:普通角閃石, Pl:斜長石, Qtz:石英。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

下の変質火山岩片を含む。

年代 層序関係から、約2.5 Maの東の沢火砕流堆積物よりも古いと判断される。試錐57MAHD-1の溶結凝灰岩からは、 3.2 ± 0.5 MaのジルコンFT年代が報告されている(第5.1図;通商産業省資源エネルギー庁,1983)。ただし、このFT年代については、詳細なデータと分析機関名が掲載されていないため、その妥当性について客観的に評価することは困難である。

5.2.3 温川沢流域

先行研究報告での区分 村岡・高倉(1988)では虹貝凝灰岩の一部として示されている。試錐資料では、“碇ヶ関層相当層”あるいは“遠部層相当層”とされている(通商産業省資源エネルギー庁,1978;金属鉱業事業団,1981b,1982b)。

分布及び層厚 十和田湖地域北西部、平川市柴森南東の温川沢流域に分布する。露出状況が悪く、全体の構造は不明であるが、一部の露頭では北西走向で北東に $22 \sim 37^\circ$ で傾斜する。

試錐資料によれば、岩岳～柴森付近の地下に厚く伏在する(例えば、通商産業省資源エネルギー庁,1978;金属鉱業事業団,1985)。水平層と仮定した場合、52MAHK-1では層厚267 m(通商産業省資源エネルギー庁,1978)、KN-16では層厚391 m(金属鉱業事業団,1981b)である。

層序関係 下部更新統の柴森層に覆われる。下位層と

の関係は、地表地質のデータでは不明である。試錐資料によれば、中部中新統の上向層相当のデイサイト～流紋岩溶岩を覆う(例えば、金属鉱業事業団,1985)。

岩相 デイサイト～流紋岩の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。凝灰角礫岩は、若干の変質を被っており、白色～淡緑灰色を示す軽石あるいは無斑晶状流紋岩火山岩塊と同質の基質からなり、淘汰が悪く、長径数mに及ぶ凝灰岩偽礫を含む。火山礫凝灰岩及び凝灰岩(第5.3図A)は、灰色～灰白色を呈し、軽石質のものが多く、泥岩偽礫を含むことがある。凝灰岩には平行層理が認められることが多い。試錐資料によれば、地下では上記の岩相に加えて、溶結凝灰岩も認められる(例えば、金属鉱業事業団,1980b,1981b)。

年代 柴森層に覆われることから、1.4 Maよりは古いと判断される。下限年代は明確ではないが、変質の程度から、砂子沢川層や松倉沢層よりは若いと推定される。堆積年代は後期中新世の末期～1.4 Maの範囲にあると推定される。

5.2.4 出前沢流域

先行研究報告での区分 先行研究報告では認識されていない。

分布及び層厚 十和田湖地域南西部、鹿角市出前沢流域に局所的に分布する。水平層と仮定すると、層厚は40 m以上となる。

層序関係 八甲田第1期火砕流堆積物に覆われる。

岩相 凝灰岩を主体とし、一部で礫岩を伴う。凝灰岩は、塊状で淡褐灰色を呈し、まばらに長径1 cm以下の白色軽石を含む。これらは沢沿いに高さ5 m程度で露出する。礫岩は、塊状で淘汰が悪く、大礫サイズの垂角礫からなる。礫種は各種多様な火山岩からなる。沢底に小規模に露出するのみで、詳細は不明であるが、上記の凝灰岩と同じ区分(uv)に一括した。

時代 八甲田第1期火砕流堆積物よりも下位なので、0.76 Maよりも古いとしかわからない。

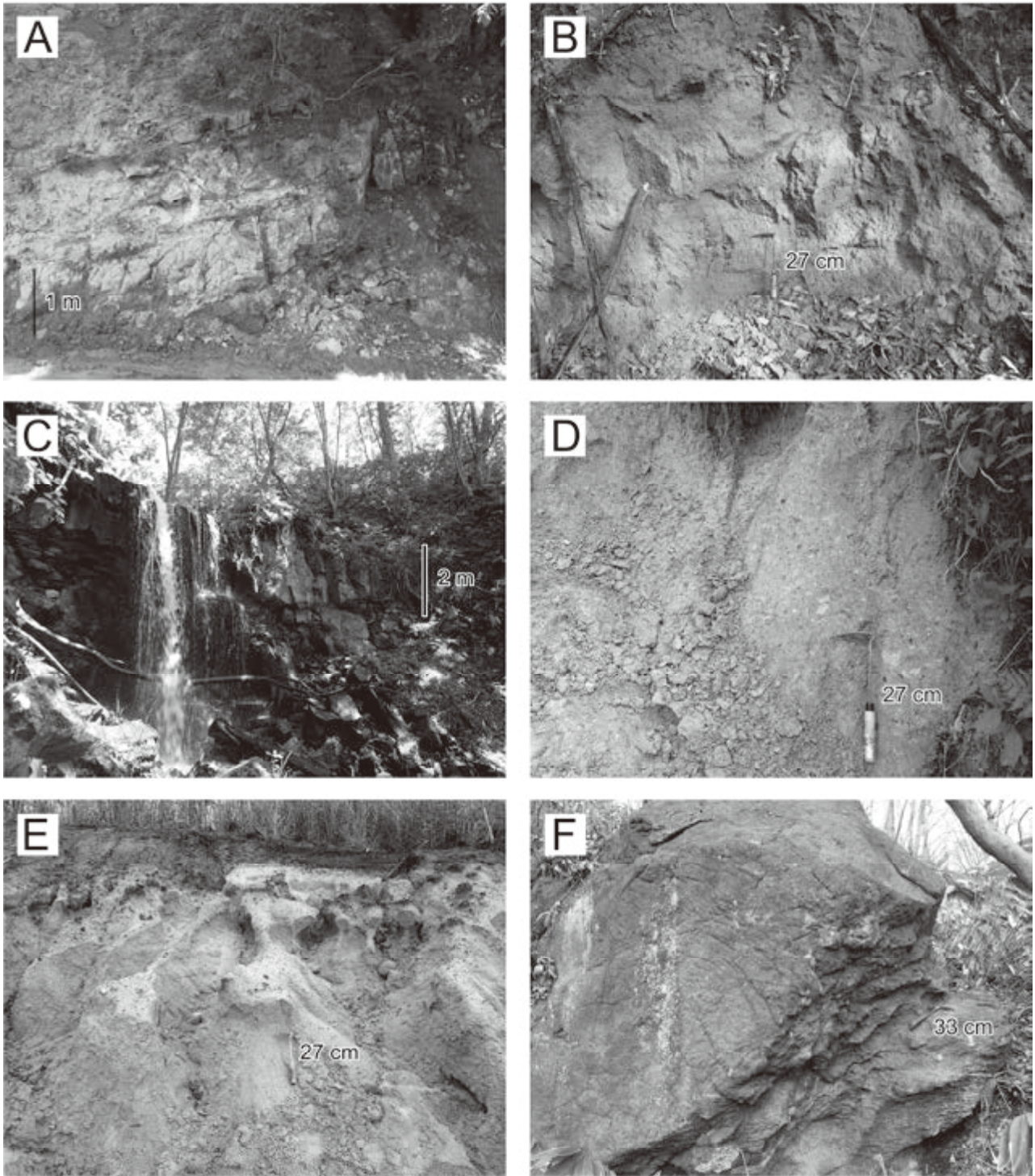
5.2.5 荒川川流域

先行研究報告での区分 先行研究報告では認識されていない。

分布及び層厚 十和田湖地域南西部、小坂町荒川川流域の地点5-6(付図4)のみで認められる。露頭で確認できる層厚は3 m以上である。

層序関係 分布状況から見て、中部中新統の砂子沢川層を覆い、上部更新統の大不動火砕流堆積物に覆われると判断される。

岩相 1枚の非溶結塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物からなる(第5.3図B)。長径1 cm以下の白色軽石をまばらに含み、基質は灰白色火山灰からなる。斑晶サイズの鉱物として、斜長石、石英、斜方輝石、単斜



第 5.3 図 未区分上部中新統～下部更新統の露頭写真

(A)：火山礫凝灰岩及び凝灰岩かえらなる互層 (uv)，平川市温川沢の地点 5-11 (付図 1)。(B)：荒川川流域の火砕流堆積物 (uv)，小坂町荒川川の地点 5-6 (付図 4)。(C)：長沢川流域の溶結凝灰岩 (uv)，小坂町長沢川の地点 5-8 (付図 4)。(D)：黒森南西地域の火砕流堆積物 (uv)，小坂町黒森南西の地点 5-5 (付図 4)。(E)：小坂鉦山南方地域の火山灰層 (uv)，小坂町小坂鉦山南方の地点 5-10 (付図 4)。(F)：小坂鉦山北西地域の流紋岩溶岩 (ury)，小坂町小坂鉦山北西の地点 5-9 (付図 4)。

輝石，不透明鉱物を含む（第5.1表）。

年代 層序関係からは，後期中新世以降としかわからない。ただし，堆積物が軟質で固結していないことから，鮮新世以降の可能性が高いと考えられる。

5.2.6 栃沢及び長沢川流域

先行研究報告での区分 先行研究報告では認識されていない。

分布および層厚 十和田湖地域南西部，小坂町栃沢の地点5-7及び長沢川の地点5-8付近（付図4）に局所的に分布する。露頭で確認できる層厚は6m以上である。地形も加味して考えると，長沢川流域では層厚30m程度はあると推定される。

層序関係 中部中新統の砂子沢川層を覆い，上部更新統の八戸火砕流堆積物に覆われる。

岩相 強溶結したデイサイト～流紋岩火砕流堆積物であり，塊状の溶結凝灰岩として産する。長沢川の地点5-8では，層厚5.5m以上の溶結凝灰岩が産する（第5.3図C）。この溶結凝灰岩は，上部2.5mと下部2mの部分に柱状節理が発達し，中部50cmの部分には板状節理が発達する。灰色を呈し，均質な見かけを示す。肉眼スケールでは溶結レンズを確認できない。溶結凝灰岩の下位には，高さ60cmの非露出帯を挟んで，層厚4mの大礫・砂互層が認められる。

栃沢の地点5-7では，層厚6m以上の溶結凝灰岩が産する。この溶結凝灰岩には数十cm程度の間隔で柱状節理が発達している。

地点5-8と5-7の溶結凝灰岩は，岩相及び岩石学的特徴の類似から，同一のものと判断される。斑晶鉱物として斜長石，斜方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含み，

一部の試料ではごく微量の石英が含まれる（第5.1表）。

岩石記載

斑状単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩
（試料番号15052404，第5.4図A）

産地：秋田県小坂町長沢川の地点5-8（付図4）。

産状：層厚5.5m以上の溶結凝灰岩。

全岩SiO₂量：70.56wt.%（第5.2表）

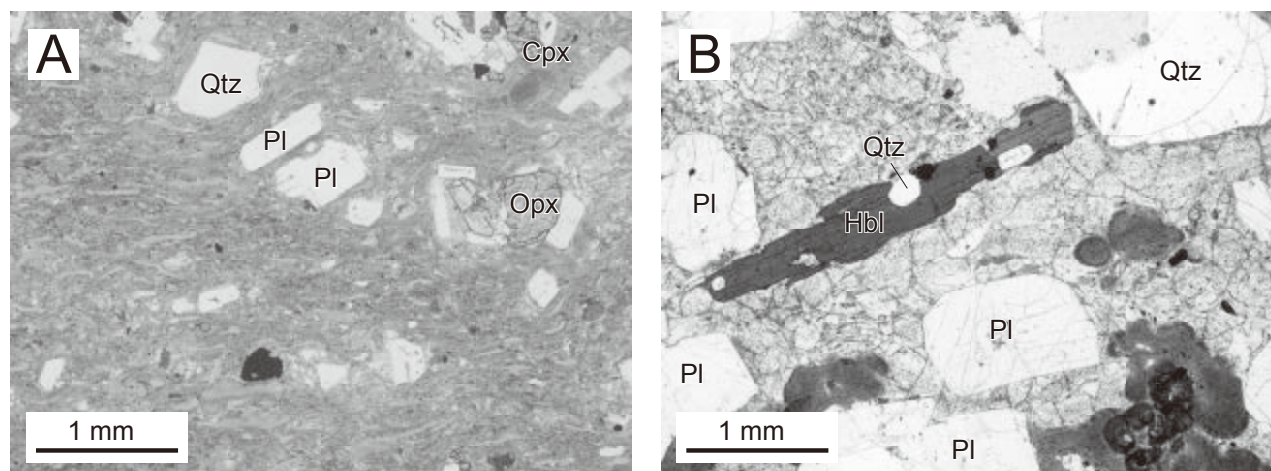
鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，普斜方輝石，不透明鉱物，ごく微量の石英を含む。斜長石斑晶は長径3mm以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.2mm以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1mm以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で自形～半自形を呈する。石英斑晶は2個のみ認められ，長径1mm以下で，破片状の他形を呈する。石基は褐色ガラス及び脱ガラス化した隠微晶質物質で構成され，潰れて引き伸ばされたガラス片が累積して固着しているような組織を示す（第5.4図A）。長径2mm以下の変質火山岩片を少量含む。

年代 層序関係からは，後期中新世以降としかわからない。ただし，比較的新鮮であることから，鮮新世以降の可能性はある。

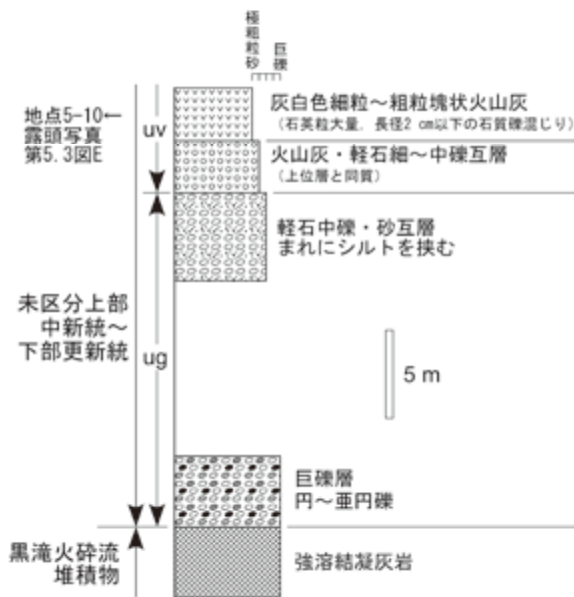
5.2.7 黒森南西地域

先行研究報告での区分 先行研究報告では認識されていない。

分布及び層厚 十和田湖地域南西部，小坂町黒森南西に小規模に分布する。確認できた露頭は地点5-5（付



第5.4図 長沢川流域に分布する溶結凝灰岩（uv）と小坂鉦山北西地域に分布する流紋岩溶岩（ury）の偏光顕微鏡写真
（A）：長沢川流域の溶結凝灰岩（試料番号15052404）。（B）：小坂鉦山北西地域の流紋岩溶岩（試料番号14112005）。
Cpx：単斜輝石，Hbl：普通角閃石，Opx：斜方輝石，PI：斜長石，Qtz：石英。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。



第5.5図 小坂鉦山南方地域における未区分上部中新統～下部更新統の産状を示す地質柱状図
ルート Ks. 位置は付図4を参照.

図4) 及びそれと近接する場所の2ヶ所のみである。露頭で確認できる層厚は3m以上である。

層序関係 分布状況から見て、中部中新統の砂子沢川層を覆うと判断される。

岩相 1枚の非溶結塊状の流紋岩火砕流堆積物からなる(第5.3図D)。長径4cm以下の白色軽石と石質岩片を含み、基質は淡褐色火山灰からなる。斑晶サイズの鉱物として、斜長石、石英、黒雲母、不透明鉱物を含む(第5.1表)。十和田湖地域に分布する鮮新世以降の火砕流堆積物は、ほとんど黒雲母を含まないことで特徴づけられるが(第6.1表)、この火砕流堆積物に関しては例外的に黒雲母を多量に含む。

年代 層序関係からは、後期中新世以降としかわからない。ただし、堆積物が軟質で固結していないことから、鮮新世以降の可能性が高いと考えられる。十和田湖地域付近において、黒雲母を多量に含む火砕流堆積物としては、約3.5Maの湯ノ沢カルデラ起源の尾開山凝灰岩(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)が知られている。今後、尾開山凝灰岩との対比を検討する必要がある。

5.2.8 小坂鉦山南方地域

先行研究報告での区分 井上ほか(1973a)では「鳥越段丘」、中嶋(1989)では「鳥越・関上段丘」として示されている。

分布及び層厚 十和田湖地域南西部、小坂町小坂鉦山南方の地点5-10付近(付図4)に局所的に分布する。地点5-10において層厚6m以上(第5.5図)。

層序関係 「未区分上部中新統～下部更新統」の未固結礫層からなる岩相(ug)を整合に覆う(第5.5図)。

岩相 火山灰層及び火山灰軽石細～中礫互層からなる(第5.5図)。火山灰層は、細粒～粗粒火山灰からなり、塊状で灰白色を呈し、長径2cm以下の石質岩片を交える(第5.3図E)。層厚は3m以上である。非常に結晶質で、長径2mm以下の石英、斜長石、黒雲母及び不透明鉱物を含む(第5.1表)。火山灰層の下位には、層厚3mの火山灰軽石細～中礫互層が見られる(第5.5図)。この火山灰軽石細～中礫互層は、上位の火山灰層と同質で、非常に結晶に富む。凝灰質で、異質礫などの混入が稀であることから、火砕流堆積物の再堆積物である可能性がある。黒森南西で見られる火砕流堆積物と同一の鉱物組合せを示すことから、今後、両者の関連性を検討する必要がある。

年代 「未区分上部中新統～下部更新統」の未固結礫層からなる岩相(ug)を整合に覆うことから、黒滝火砕流堆積物よりも上位であり、1.6Ma以降と判断される。

5.3 玄武岩溶岩からなる岩相(ub)

試錐でのみ認められる岩相である。地質断面図にのみ示した。鹿角市熊取南西の試錐56MAHD-3では、層厚58mの角礫化した玄武岩溶岩が産し、「ハイアロクラスタイト」と解釈されている(第5.2図; 通商産業省資源エネルギー庁, 1982)。平川市温川鉦山付近の試錐KN-16とKN-19では、それぞれ層厚22m、9mの玄武岩溶岩が産する(金属鉱業事業団, 1981b)。前者は遠部層(井上ほか, 1959b)相当、後者は碓ヶ関層(井上・三橋, 1962)相当とされている(通商産業省資源エネルギー庁, 1982; 金属鉱業事業団, 1981b)。これらの玄武岩溶岩は、いずれもデイサイト～流紋岩火砕屑物を主体とする岩相(uv)に挟まれて産する。

5.4 流紋岩溶岩からなる岩相(ury)

先行研究報告での区分 木下(1930)では「元山石英安山岩」の一部、秋田県(1951)では「溶結凝灰岩」、島津ほか(1965)では「石英安山岩類」、Horikoshi(1969)では「Nabetanazawa dacite」、鈴木ほか(1971)では「前山流紋岩」の一部、中嶋(1989)では「矢柄平安山岩^{やがらたい}」として示されている。

分布及び層厚 十和田湖地域南西端部、小坂町小坂鉦山北西に分布する。層厚は、露出状況と地形から、90m程度はあると判断される。

層序関係 下部～中部中新統の西ノ又層及び上向層、前期～後期中新世の溶岩及び貫入岩を覆う。

岩相 白色～灰色を呈し、非常に結晶に富む比較的新鮮な流紋岩溶岩からなる(第5.3図F)。長径5mm以

下の石英や斜長石斑晶が目立つ特徴的な岩相を示す。塊状でのっぺりとした露岩を成し、節理の発達が発弱で、結晶質で、ガラス質の石基を持つ。そのため、一見、溶結凝灰岩によく似た見かけを呈する。そのため、過去の研究報告では「溶結凝灰岩」と誤認したケースもある(例えば、秋田県, 1951)。露頭ではいずれも塊状岩体として産し、溶岩か貫入岩かは判別できなかったが、中部中新統以下の地層を地形に沿って覆うように分布することから、溶岩と判断した。

岩石記載

斑状斜方輝石普通角閃石流紋岩

(試料番号 14112005, 第 5. 4 図 B)

産地：秋田県小坂町小坂鉦山北西の地点 5-9 (付図 4)。

産状：層厚 5 m 以上の流紋岩溶岩。

全岩 SiO₂ 量：72.49 wt.% (第 5. 2 表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石英斑晶は長径 2.6 mm 以下で、半自形～他形を呈する。丸みを帯びた形状を示すものが多い。普通角閃石斑晶は長径 2.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基は透明ガラスと褐色のスフェルライトからなり、パーライト割目が発達する。

年代 層序関係からは、後期中新世以降としかわからない。ただし、変質をほとんど受けていないことから、鮮新世以降の可能性はある。

5. 5 未固結の礫層からなる岩相 (ug)

先行研究報告での区分 井上ほか (1973a) では「鳥越段丘」、中嶋 (1989) では「鳥越・関上段丘」として示されている。

分布及び層厚 十和田湖地域南西部、小坂町小坂鉦山南方の地点 5-10 付近 (付図 4) に局所的に分布する。層厚は、約 19 m である (第 5. 5 図)。

層序関係 下部更新統の黒滝火砕流堆積物を直接覆う (第 5. 5 図)。上部更新統の八戸火砕流堆積物が構成する火砕流堆積面よりもやや高い残丘状地形を成すことから、少なくとも八戸火砕流堆積物よりも下位と判断される。

岩相 軽石中礫砂互層及び巨礫層からなる (第 5. 5 図)。軽石中礫砂互層は層厚 5 m 以上で、軽石中礫層と砂層がおおよそ十数 cm 以下の単位で互層し、まれに層厚数 cm 以下のシルト層を挟む。巨礫層は、層厚 4 m 以上、礫支持で、円～亜円礫で構成される。

年代 黒滝火砕流堆積物を覆うことから、1.6 Ma 以降と判断される。

第6章 上部鮮新統～更新統

(工藤 崇)

6.1 研究史, 概要及び火山活動史

6.1.1 研究史

十和田湖地域の上部鮮新統～更新統は、研究史を辿ると、そのほとんどが元々は十和田火山起源の噴出物として認識されていたものに行き着く。これらは、時代とともに徐々に分離・区分され、現在に至るとい歴史を辿っている。本報告と主要な既存報告における層序区分の対応関係を、溶岩類に関して第6.1図に、火砕流堆積物に関して第6.2図に示す。対応関係を溶岩類と火砕流堆積物に分けて示した理由は、両方を合わせると非常に複雑な表現となるからである。以下に、本地域における上部鮮新統～更新統の研究史を記述する。なお、十和田火山噴出物の研究史については、ここでは詳述を避け、第7章にて記述する。

本地域における上部鮮新統～更新統の地質学的研究は、木下(1929)により、本地域全域を含む地質概略図が示されたことに始まる。上部鮮新統～更新統については、木下(1929)では、溶岩類が「輝石安山岩」、溶結した火砕流堆積物が「玻璃質石英安山岩」として示されていた(第6.1図、第6.2図)。

富田(1929)は、木下(1929)の地質図を一部改訂するとともに、十和田火山の活動史を地質学的側面から論じた。ここでは上述の「輝石安山岩」と「玻璃質石英安山岩」は、両方とも十和田火山の活動によるものとされた。

本地域全域を網羅する初の本格的な地質図は、木下(1931)による7万5千分の1地質図幅「小坂」であった。前述の「輝石安山岩」と「玻璃質石英安山岩」の区分は、ここでもそのまま踏襲された(第6.1図、第6.2図)。

河野(1939)は、その当時では最も詳細な十和田湖付近の地質図を示した。前述の「輝石安山岩」と「玻璃質石英安山岩」は、ここではそれぞれ「第一期安山岩質玄武岩・両輝石安山岩」と「流紋岩質石英安山岩」とされた(第6.1図、第6.2図)。これらは依然として、十和田火山の活動によるものとされた。また、後に子ノ口層と呼称される地層を「礫質湖水堆積物」として、初めて地質図に示した。

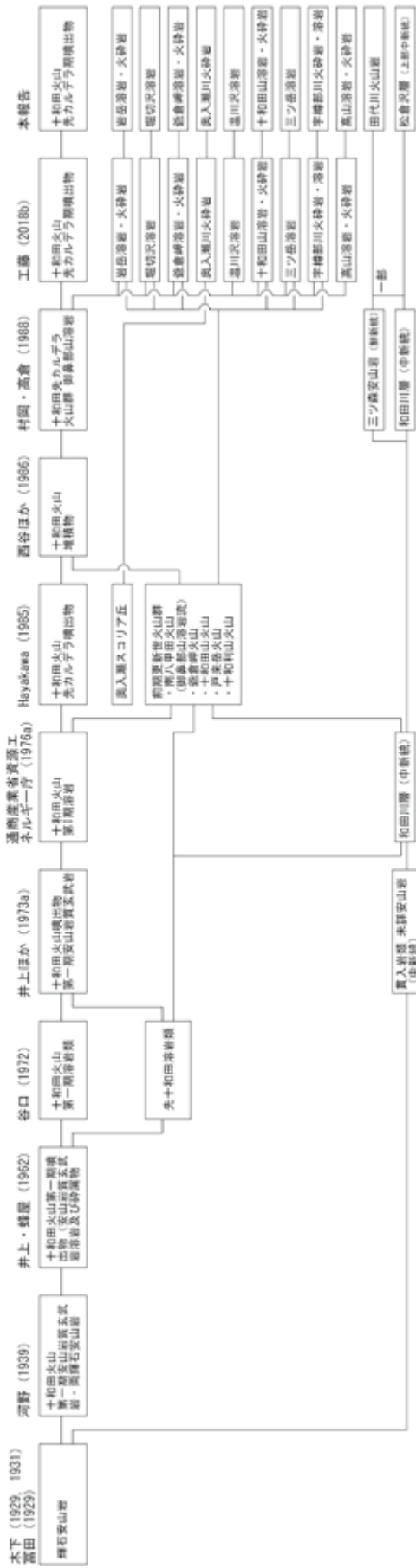
1940～1950年代には、上部鮮新統～更新統に関する目立った研究報告例は確認できない。1960年代に入ると、いくつかの研究報告によって、それまでの層序区分の見直しがなされた。南部・谷田(1961)は、八甲田山

付近の地質を報告し、これまで十和田湖地域で「玻璃質石英安山岩」や「流紋岩質石英安山岩」と呼ばれてきた地層と同じものが八甲田山付近にも分布し、これらが八甲田カルデラ起源の「溶結凝灰岩」であることを初めて示した。

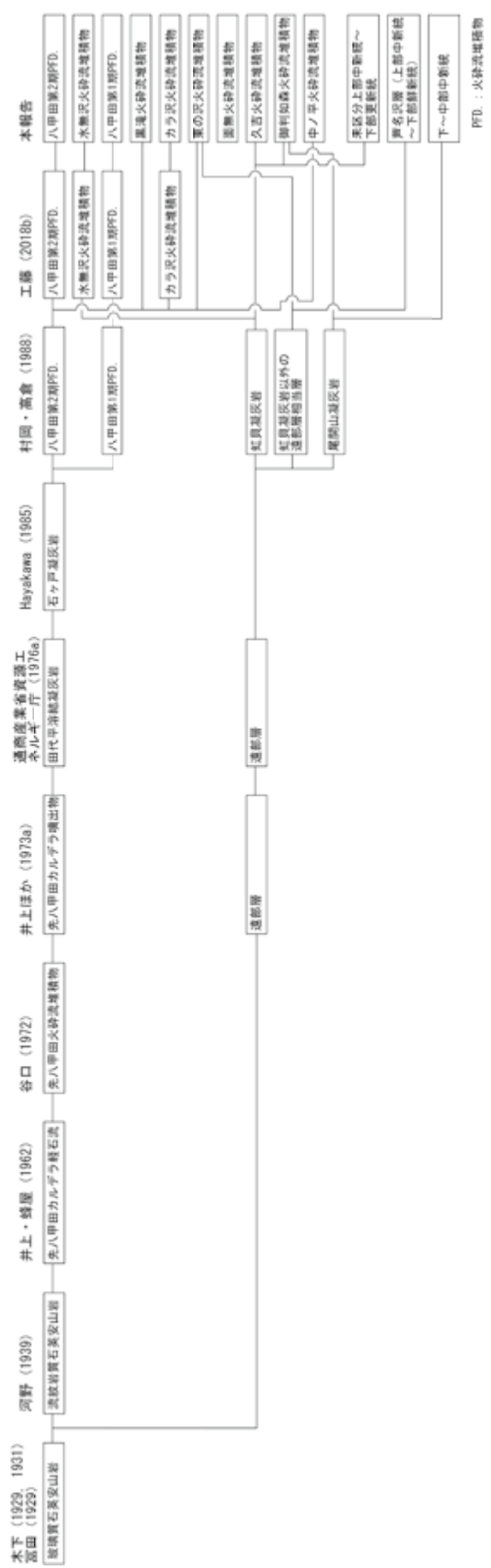
井上・蜂屋(1962)は、十和田湖付近の地質図を示し、地質記載を報告した。井上・蜂屋(1962)では、上部鮮新統～更新統については、溶岩類が依然として「十和田火山第一期噴出物」とされていたが、火砕流堆積物については「先八甲田カルデラ軽石流」として示された(第6.1図、第6.2図)。これは、南部・谷田(1961)と同様の見解によるものである。また、河野(1939)による「礫質湖水堆積物」は、「子ノ口礫岩」として示された。これが後に子ノ口層と呼ばれるようになる。なお、その後、「先八甲田カルデラ軽石流」については、中川ほか(1972)により八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物(溶結凝灰岩)として広域対比され、「田代平溶結凝灰岩」と呼ばれた。

谷口(1972)は、十和田火山噴出物の岩石学的研究を主題としていたものの、この中で先見性のある層序区分を示している。谷口(1972)は、それまで十和田火山噴出物に一括されていた溶岩類の中から、十和田火山噴出物以前の火山岩類として、「先十和田溶岩類」を初めて認識・区分した(第6.1図)。先十和田溶岩類は、戸来岳、十和利山、十和田山などの山体を構成し、その一部は子ノ口層よりも古いと推定され、その年代は鮮新世から更新世初期と考えられた(谷口, 1972)。なお、火砕流堆積物については、「先八甲田火砕流堆積物」とされ、井上・蜂屋(1962)の見解がほぼ踏襲された(第6.2図)。谷口(1972)は、当時、十和田火山噴出物とされていたものの中からより古い火山岩類を認識・区分したという点で先見性があったが、その後、続く研究報告を見る限り、この考えはしばらくは受け入れられなかったようである。

井上ほか(1973a)は、秋田県総合地質図幅として、5万分の1地質図「十和田湖」を作成した。井上ほか(1973a)では、前述した谷口(1972)の見解は踏襲されず、溶岩類は再び十和田火山噴出物に一括された(第6.1図)。火砕流堆積物については、十和田湖岸付近に分布するのは井上・蜂屋(1962)を踏襲し、「先八甲田カルデラ噴出物」とされた(第6.2図)。他方、1930年代までの研究において「玻璃質石英安山岩」とされていた地層の



第 6. 1 図 本報告と既存報告における後期鮮新世～中期更新世溶岩類の対応関係



第 6. 2 図 本報告と既存報告における後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物の対応関係

うち、「先八甲田カルデラ噴出物」以外の部分については、「遠部層」に対比された（第6.2図）。遠部層は、火山砕屑岩を主とする地層で、青森県平川市遠部沢を模式地とする（井上ほか、1959b）。後期鮮新世～更新世の火砕流堆積物は、ここで初めて「八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物」と「遠部層」の2つに区分されたことになる。

通商産業省資源エネルギー庁（1976a）は、奥羽脊梁山地の夏泊半島から本地域南端部にかけての広域にわたる5万分の1地質図を作成した。この地質図は、十和田湖地域の東部3分の2の領域を網羅している。前述した谷口（1972）による見解は、ここでも採用されなかった。谷口（1972）の先十和田溶岩類は、その一部が中新統の和田川層（通商産業省資源エネルギー庁、1976a）とされ、残りがそのまま十和田火山噴出物に一括された（第6.1図）。火砕流堆積物については、井上ほか（1973a）による見解がほぼ踏襲された（第6.2図）。

その後、1980年代後半になると、本地域の上部鮮新統～更新統に関する知見が多く得られた。Hayakawa（1985）は、十和田火山噴出物の綿密な火山地質学的調査を行い、詳細な噴火活動史を明らかにした。Hayakawa（1985）の研究で特記すべきことは、かつて谷口（1972）が「先十和田溶岩類」として区分したが、その後、後続の研究報告により十和田火山噴出物に一括された地層を、「前期更新世火山群」として再び分離・区分したことである（第6.1図）。なお、Hayakawa（1985）による「前期更新世火山群」は、かつて谷口（1972）が「先十和田溶岩類」として区分した戸来岳火山、十和田利山火山、十和田山火山に、新たに爺倉岬火山、御鼻部山溶岩（南八甲田火山群）を加えたものである。また、Hayakawa（1985）は、上記以外にも、奥入瀬火砕岩（奥入瀬スコリア丘）の存在を初めて示した（第6.1図）。Hayakawa（1985）は、十和田火山活動以前の溶岩類を再分離・区分した点で重要な研究成果であった。ところが、Hayakawa（1985）による「前期更新世火山群」は、その後の研究報告において再び十和田火山噴出物に一括されてしまう。これらが再び区分され、層序が確立するまでには、2010年代まで待たなければならない。

西谷ほか（1986）は、本地域北西部の温川鉦山付近の地質概略を示した。この中で、Hayakawa（1985）が区分した爺倉岬火山等の前期更新世火山岩は、再び「十和田火山堆積物」に一括された（第6.1図）。

村岡・高倉（1988）は、Hayakawa（1985）と並ぶ1980年代後半の重要な研究成果であり、この2つの研究成果がその後、当地域の研究基盤を形作ったと言っても過言ではない。村岡・高倉（1988）は、本地域を含む八甲田地熱地域の10万分の1地質図を作成し、それまで各所で断片的に論じられてきた鮮新世以降の火山活動史を総合的に取りまとめた。その中でも特記すべきは、火砕流堆積物の層序区分が大きく改められたことであ

る。村岡・高倉（1988）は、それまで田代平溶結凝灰岩（中川ほか、1972）と呼ばれていた八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物を2枚に区分し、下位から八甲田第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（第6.2図）。また、それまで遠部層に一括されてきた火砕流堆積物を、湯ノ沢カルデラ起源の尾開山凝灰岩、碓ヶ関カルデラ起源の虹貝凝灰岩、虹貝凝灰岩以外の遠部層相当層の3つに区分した（第6.2図）。他方、溶岩類については、全てが十和田火山噴出物に一括されたままであった（第6.1図）。

Hayakawa（1985）と村岡・高倉（1988）による溶岩類の扱いの違いは、その後、若干の混乱を生むことになった。すなわち、Hayakawa（1985）は、20万年前以降の溶岩類を十和田火山噴出物とし、それ以前の溶岩類を「前期更新世火山群」としたが、村岡・高倉（1988）はそれら全てを十和田火山噴出物とした。これにより、両者を混同し、村岡・高倉（1988）による「十和田火山噴出物」が、全て20万年前以降のものであると誤解する報告例が生じた（例えば、中野ほか、2013）。

中嶋（1989）は、十和田湖地域の西端部を含む北鹿地域の詳細な5万分の1地質図を作成した。しかし、この地質図は黒鉦鉦床を胚胎する中新統に主眼が置かれたため、上部鮮新統～更新統については特に大きな進展はみられなかった。

その後、1990年代～2000年代前半にも、十和田湖地域の上部鮮新統～更新統に関する研究報告がなされた。しかし、これらはいずれも村岡・高倉（1988）による層序に従っている。Hunter and Blake（1995）は、十和田火山噴出物の岩石学的研究を行ない、マグマの成因について論じた。ここでは前期更新世の溶岩類も十和田火山噴出物として扱われ、岩石学的データが報告された。佐々木ほか（1998）は、Hayakawa（1985）により爺倉岬火山とされた溶岩類からK-Ar年代を報告した。

石川・加納（1999）、根本ほか（2002）は、それぞれ、土分類基本調査による5万分の1表層地質図「十和田湖・八甲田山」、「十和田湖・花輪」を作成した。しかし、これらはそれまでの既存研究をコンパイルしたものであり、研究の大きな進展は見られなかった。

宝田・村岡（2004）は、十和田湖地域北隣に位置する八甲田山地域の5万分の1地質図幅を作成した。しかし、これも基本的には村岡・高倉（1988）を踏襲した層序区分がなされており、上部鮮新統～更新統について大きな進展は見られなかった。

2004年以降は、十和田湖地域に隣接した地域において、火砕流堆積物の層序区分について改訂が進んだ。植木・鈴木（2004）、工藤（2005）、工藤ほか（2006）により、それまで八甲田第1期・第2期火砕流堆積物とされていたものの中から、未知の前期更新世火砕流堆積物が複数発見された。また、Kudo *et al.*（2007）は、後期鮮

新世以降の火砕流堆積物について、岩石学的特徴とその時間変遷を示した。以上の2000年代までの研究では、あくまで村岡・高倉（1988）の層序区分がベースとなっており、新たな研究が行われてもそれが一部改変される程度であった。その後、上部鮮新統～更新統の抜本的な層序の改訂は、工藤（2018b）によりなされた。

工藤（2018b）は、豊富な野外地質データと岩石学的データ、多数の放射年代データに基づき、十和田湖周辺地域の下部～中部更新統層序を全面改訂し、詳細な火山活動史を構築した（第6.1図）。その中で工藤（2018b）は、一部の前期～中期更新世の溶岩類を、十和田火山とは別の火山活動によるものであることを示した。谷口（1972）、Hayakawa（1985）は、先見の明でこれらの溶岩類を既に区別していたが、詳細なデータを提示できなかったため、後続の研究では結局は十和田火山噴出物に一括されるという経緯を辿ってきた（第6.1図）。工藤（2018b）は、この問題を解決する成果となった。また、工藤（2018b）は、それまで八甲田第2期火砕流堆積物や虹貝凝灰岩とされていたものの中から、それらとは別の火砕流堆積物を新たに見出した（第6.2図）。

6. 1. 2 概要

十和田湖地域における上部鮮新統～更新統は、十和田湖周辺部を中心として分布するほか、全域に点在する。このうち、十和田湖周辺部に分布する溶岩類については、工藤（2018b）による層序区分を踏襲した（第6.1図）。ただし、工藤（2018b）の調査範囲外に分布するものについては、本報告で新たに定義した地質ユニットがある。火砕流堆積物の層序区分は、工藤（2018b）を踏襲しつつ、新たに認識した火砕流堆積物を加え、それ以前に構築されてきた層序（村岡・高倉，1988）を全面的に改訂した（第6.2図）。また、工藤（2018b）により、「未区分鮮新統～下部更新統」とされた部分から、新たに中ノ平火砕流堆積物、神田川層及び柴森層を区分した。

上部鮮新統～更新統層序の確立に際しては、多数の全岩化学組成分析を行い、既存研究による全岩化学組成データ（工藤ほか，2006；Kudo *et al.*, 2007；工藤，2018b）と合わせて、層序区分に活用した。そのため、本報告書には多数の岩石学的データを掲載し、岩石記載にも紙面を多く割いている。火山岩の岩石名については、可能な限り全岩分析データを用いて、国際地学連合（IUGS）の分類案（Le Bas *et al.*, 1986；Le Bas and Streckeis, 1991）に従って記載した。以下に、本地域における上部鮮新統～更新統の概要について述べる。なお、実際には、中部～上部更新統には十和田火山噴出物も含まれるが、これらについては第7章にてまとめて記載する。

十和田湖地域における上部鮮新統～更新統層序を示すブロックダイアグラムを第6.3図に示す。本地域の上

部鮮新統～更新統は、大きく3つのタイプの地質ユニットから構成される。それは、1. 火山岩主体のユニット、2. 堆積岩主体のユニット、3. 火砕流堆積物単層、である。火山岩主体のユニットは、玄武岩～デイサイトの溶岩、降下火砕堆積物、ブロックアンドアッシュフロー堆積物などからなる。堆積岩主体のユニットは、礫岩、砂岩、泥岩などからなり、これらは山間盆地の湖沼や河川環境などで堆積したものである。火砕流堆積物単層は、デイサイト～流紋岩の非溶結軽石火山礫凝灰岩、溶結凝灰岩あるいは溶結火山礫凝灰岩からなり、いわゆる大規模火砕流堆積物的な岩相・規模を示すものである。

火山岩主体のユニットとしては、下位から田代川火山岩、高山溶岩・火山碎屑岩、宇樽部川火砕岩・溶岩、三ツ岳溶岩、十和田山溶岩・火砕岩、温川沢溶岩、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩、堀切沢溶岩、奥入瀬川火砕岩、岩岳溶岩・火砕岩がある。これらは、十和田火山とは別のより古い火山活動による産物である（工藤，2018b）。

堆積岩主体のユニットとしては、無沢層、神田川層、青荷層温川土石流堆積物、柴森層、滝ノ沢層、子ノ口層、未区分堆積物がある。このうち、未区分堆積物は、0.6～0.015 Maの河成・湖成堆積物を一括表現したもので、その一部は十和田火山噴出物と指交関係にある。

火砕流堆積物単層としては、中ノ平火砕流堆積物、御判如森火砕流堆積物、久吉火砕流堆積物、面無火砕流堆積物、東の沢火砕流堆積物、カラ沢火砕流堆積物、黒滝火砕流堆積物、八甲田第1期火砕流堆積物、水無沢火砕流堆積物、八甲田第2期火砕流堆積物がある。これらのうち、噴出源が判明しているのは八甲田カルデラ起源の八甲田第1期・第2期火砕流堆積物のみであり、他の噴出源はいずれも不明である。

6. 1. 3 火山活動史

以下に、本地域における後期鮮新世～更新世の火山活動史を概観する。なお、2.5 Ma以降の火山活動史については、工藤（2018b）を要約・一部改訂したものによる。

2.5 Ma 以前 本地域南東部において火山活動が起こり、玄武岩質安山岩～デイサイトマグマが噴出し、田代川火山岩が形成された。田代川火山岩に関しては、露頭情報が極めて少なく、火山体の構造や活動様式の詳細は不明である。また、この時期には、本地域内に中ノ平火砕流堆積物、御判如森火砕流堆積物、久吉火砕流堆積物、面無火砕流堆積物、東の沢火砕流堆積物が堆積したが、それらの噴出源は明らかになっていない。

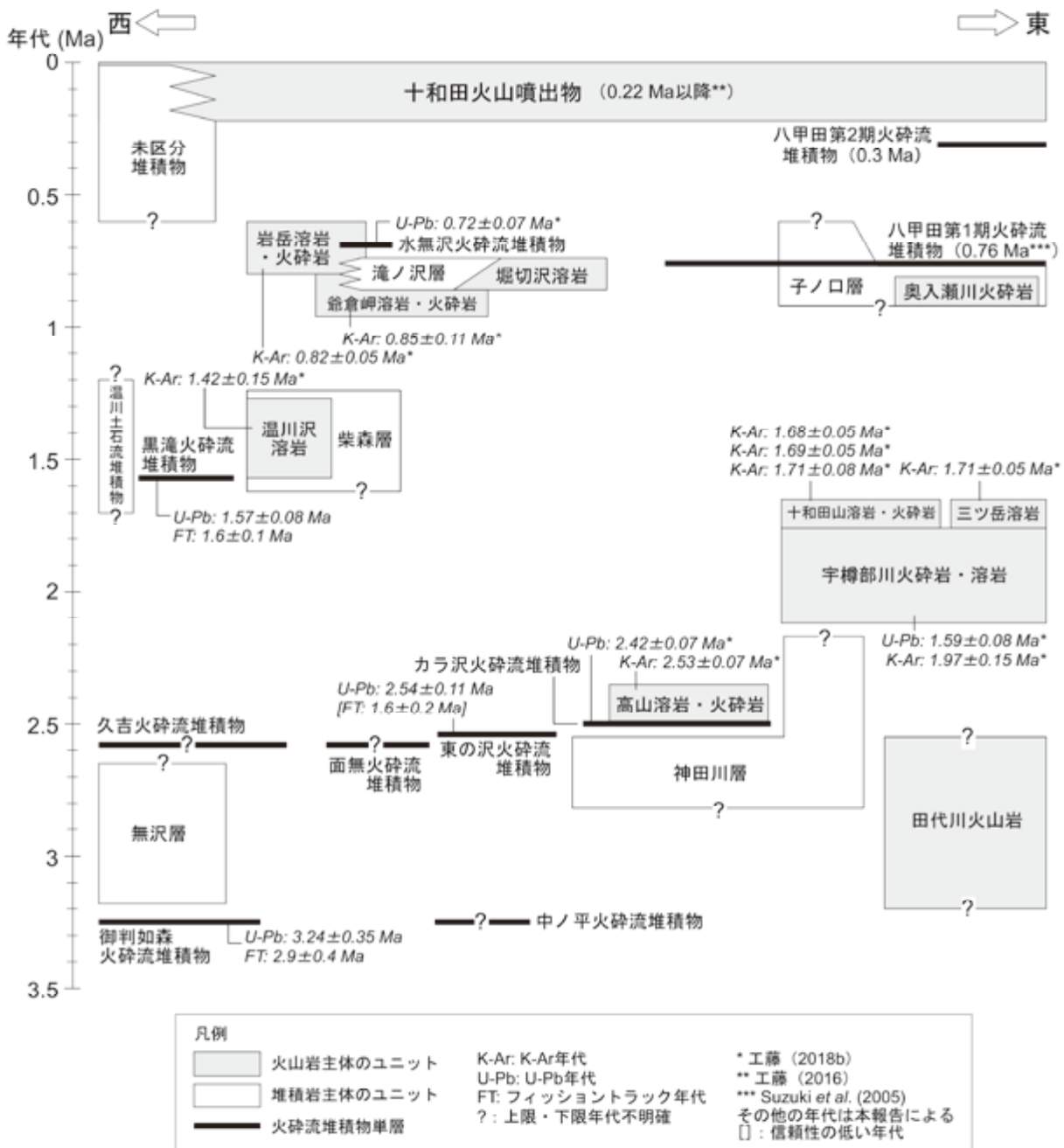
2.5～1.6 Ma 2.5 Ma以後は、それ以前よりも火山活動の場が北方へと移動し、十和田湖南東部付近において火山活動が発生した。この火山活動では、安山岩～デイサイトマグマが噴出し、一連の活動は1.6 Ma頃まで続いた。最初の火山活動は、2.5 Ma頃に、主に安山岩マグマの噴出により高山溶岩・火山碎屑岩を形成した活

動である。前半の活動では、湖沼環境において水冷破碎溶岩とその再堆積物がもたらされた。後半の活動では、溶結した降下火砕堆積物が認められることから、乾陸環境へと変化した可能性がある。これらの噴出中心の位置は高山付近に存在したと推定される。なお、高山溶岩・火山碎屑岩の堆積前には、本地域内にカラ沢火砕流堆積物が流下・堆積したが、その噴出源は不明である。

2 Ma 前後になると、噴出中心の位置はより東方へと移り、安山岩～デイサイトマグマの噴出により、宇樽部

川火砕岩・溶岩が形成された。主要な噴出中心は十和利山付近にあった可能性が高い。最初の活動では、湖沼環境において水冷破碎溶岩が形成された。その後、水域は埋め立てられ、乾陸環境において溶岩とブロックアンドアッシュフロー堆積物が堆積した。

その後、1.7 Ma 頃には火山活動の場がやや北方へと移動し、安山岩マグマの噴出により十和田山溶岩・火砕岩、三ツ岳溶岩が形成された。これらは溶岩ドーム群からなり、同質のブロックアンドアッシュフロー堆積物を



第 6. 3 図 十和田湖地域における上部鮮新統～第四系層序を示すブロックダイアグラム

伴う。これら一連の火山活動は、1.6 Ma 頃には終了したとみられる。なお、1.6 Ma 頃には、本地域南西端部において黒滝火砕流堆積物が流下・堆積したが、その噴出源は明らかになっていない。

1.6～0.6 Ma 1.6 Ma 以後は、火山活動の場は北西方向へと移動し、本地域北西部において火山活動が開始された。この火山活動では、玄武岩～デイサイトマグマが噴出し、一連の活動は0.6 Ma 頃まで続いた。最初の火山活動では、1.4 Ma 頃に玄武岩質安山岩マグマの噴出によって温川沢溶岩が形成された。温川沢溶岩は、湖沼環境に堆積した水冷破砕溶岩からなる。

1～0.8 Ma 頃には、玄武岩質安山岩～安山岩マグマの噴出により、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩が形成された。爺倉岬溶岩・火山碎屑岩は、湖沼環境に堆積した水冷破砕溶岩及びその再堆積物からなる。爺倉岬溶岩・火山碎屑岩を形成した火山活動の途中には、デイサイトマグマの噴出により、堀切沢溶岩が形成された。堀切沢溶岩は溶岩ドーム群からなる。

0.8～0.6 Ma 頃には、玄武岩～安山岩マグマの噴出により岩岳溶岩・火砕岩が形成された。岩岳溶岩・火砕岩は、乾陸環境において堆積した溶岩及び降下火砕堆積物からなる。岩岳溶岩・火砕岩は、成層火山体を構成していたと考えられ、その噴出中心は岩岳山頂付近に存在したと推定される。なお、この火山活動の途中には、本地域内に水無沢火砕流堆積物が流入・堆積したが、その噴出源は不明である。

以上の火山活動と同時期、少なくとも0.76 Ma 以前には十和田湖地域北東端部においても局所的な火山活動が起こった。この活動では、安山岩マグマの噴出により、奥入瀬川火砕岩が形成された。奥入瀬川火砕岩は、水底環境で形成された火砕丘からなる。0.76 Ma には、八甲田カルデラを噴出源とする八甲田第1期火砕流堆積物が本地域内に流入・堆積した。

0.6 Ma 以降 0.6 Ma 以降は、0.22 Ma 以降の十和田火山活動開始時期（工藤，2016）までの間、本地域を給源とする顕著な火山噴出物は認められない（第6.3図）。十和田火山の活動開始までには、約40万年間の火山活動間隙（あるいは火山活動停滞期）が存在したと考えられる。この期間中、0.3 Ma には、八甲田カルデラを噴出源とする八甲田第2期火砕流堆積物が本地域北東部に流入・堆積した。

6.2 中ノ平火砕流堆積物 (Nt)

地層名 新称。

定義 十和田湖南岸の秋田県小坂町中ノ平^{なかのたい}付近に分布し、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、中ノ平火砕流堆積物と定義する。

本堆積物は、井上・蜂屋（1962）では「先八甲田カル

デラ軽石流」、井上ほか（1973a）では「先八甲田カルデラ噴出物」、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa（1985）では「石ヶ戸凝灰岩」、村岡・高倉（1988）では「八甲田第2期火砕流堆積物」の一部とされてきた（第6.2図）。

模式地 秋田県小坂町中ノ平の地点6-1、6-2（付図2）及びその付近。

分布及び層厚 模式地付近のみに分布する。地層の下限が確認できないので全層厚は不明である。層厚は最も厚いところで少なくとも100 m 以上ある。

層序関係 八甲田第1期火砕流堆積物、十和田火山先カルデラ期噴出物に覆われる。直接の関係は確認できないが、分布状況から見て上部中新統の松倉沢層とは断層で接すると推定される。

岩相 溶結した塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物である。不規則な節理が発達した溶結火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩として産する（第6.4図A、B）。結晶に富み、長径5 mm に及ぶ大型の石英結晶が目立つ。基質は明灰色～灰色～褐色を呈する。長径10 cm 以下のやや偏平化した明灰色軽石本質レンズを含む（第6.4図B）。本質レンズは変質して淡緑灰色を呈する場合がある。普遍的に異質岩片を多く含む。異質岩片のサイズは長径数 cm 以下であることが多いが、場所により長径1 m に及ぶことがある。異質岩片の岩種は安山岩、砂岩、泥岩などからなる。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む（第6.1表）。

全岩 SiO₂ 量は71.7～71.9 wt.% であり（第6.1表、第6.2表）、SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第6.5図）。八甲田第2期火砕流堆積物と類似した組成を示すが、同じ SiO₂ 量で比較すると、本堆積物の方が MgO に富む特徴が認められる（第6.5図）。

斑状斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結火山礫凝灰岩（試料番号13052704、第6.6図A）

産地：秋田県小坂町中ノ平の地点6-3（付図2）。

産状：溶結火山礫凝灰岩。

全岩 SiO₂ 量：71.68 wt.%（第6.2表）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径2 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径3.5 mm 以下で、半自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものが多い。単斜輝石斑晶は長径0.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶

第 6. 1 表 後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物の岩石学的特徴

地層名	記号	SiO ₂ (1)	岩石名 (2)	斑晶鉱物 (3)						特記事項	給源
				Pl	Opx	Cpx	Hbl	Opq	Qtz		
八甲田第2期火砕流堆積物	Ht ₂	69.0-73.1	D-R	◎	+	+	tr	+	○	Hbl薄片中に1個以下.	八甲田カルデラ
水無沢火砕流堆積物	Mz	—	D-R	◎	+	tr	+	+	○	Opx=Hbl	沖浦カルデラ?
八甲田第1期火砕流堆積物	Ht ₁	58.2-73.0	A-R	◎	+	+	tr	+	○	Hbl薄片中に1個以下.	八甲田カルデラ
黒滝火砕流堆積物	Kr	68.9	D	◎	+	+	tr	+	+	Hbl薄片中に数個程度.	?
カラ沢火砕流堆積物	Ks	—	D-R	◎	+	+	+	+	+	Hbl>Opx>Cpx	?
東の沢火砕流堆積物	Hg	73.9-75.2	R	◎	tr	tr	+	+	◎	表中の火砕流では、HblとQtzを最も多く含む.	?
面無火砕流堆積物	Tn	72.9-73.1	R	◎	+	+	tr	+	○	Hbl:薄片中に数個程度.	?
久吉火砕流堆積物	Hs	65.6-70.7	D	◎	+	+	tr	+	○	Hbl:薄片中に数個程度.	?
御判如森火砕流堆積物	Oh	68.7-71.6	D-R	◎	+	+	tr	+	○	Hbl:微斑晶サイズで薄片中に数個程度、極めて稀に長径0.2mm以下の黒雲母を含む.	?
中ノ平火砕流堆積物	Nt	71.7-71.9	D-R	◎	+	+		+	◎		?

(1)100%に再計算した全岩化学組成データに基づく。八甲田第2期火砕流堆積物の全データ、八甲田第1期火砕流堆積物、御判如森火砕流堆積物の一部のデータについては、工藤ほか(2006)、Kudo *et al.* (2007) による。(2)B:玄武岩, BA:玄武岩質安山岩, A:安山岩, D:デイサイト。(3)Pl:斜長石, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Hbl:普通角閃石, Opq:不透明鉱物, Qtz:石英。斑晶量:多い◎>○>+少ない, tr:ごく微量。

は長径 0.7 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.6 mm 以下で自形～他形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、ガラス及び脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。斑晶鉱物と石基は変質を受け、一部が粘土鉱物や方解石に置換されている。長径 2 mm 以下のアメーバ状の形態をした軽石レンズを含む。長径 7 mm 以下の多種の変質火山岩片を含む。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。層序関係からは、八甲田第1期火砕流堆積物よりも古いことしかわからない。また、本堆積物は、上部中新統～下部鮮新統の松倉沢層及び芦名沢層のような顕著な変質を受けていないことから、これらよりは若いと推定される。その一方で、鮮新統以上の地層の中では、本堆積物は最も変質が進んでいる。以上のことから、本堆積物は上部鮮新統と推定される。層序総括図等(第 6. 3 図)では、便宜上、御判如森火砕流堆積物と同層準として示した。

噴出源及び対比 噴出源は不明である。なお、鮮新世に活動したカルデラ火山としては、本地域西隣の碓ヶ間地域内にある湯ノ沢カルデラ(村岡・高倉, 1988; 村岡ほか, 1991)がある。しかし、湯ノ沢カルデラ起源の尾開山凝灰岩(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)は、本堆積物には含まれない黒雲母、普通角閃石、カリ長石斑晶を含むことから(村岡・長谷, 1990; Kudo *et al.*, 2007)、両者は対比されない。また、本堆積物と尾開山凝灰岩は、全岩化学組成の特徴も一致しない(第 6. 5 図)。

6. 3 田代川火山岩 (Ts)

地層名 新称。

定義 秋田県鹿角市熊取平^{くまとりたい}周辺地域において、十和田火山の火砕流堆積物群に埋積される形で断片的な分布を示す、比較的新鮮な溶岩を主体とする地質体を、田代川火山岩と定義する。

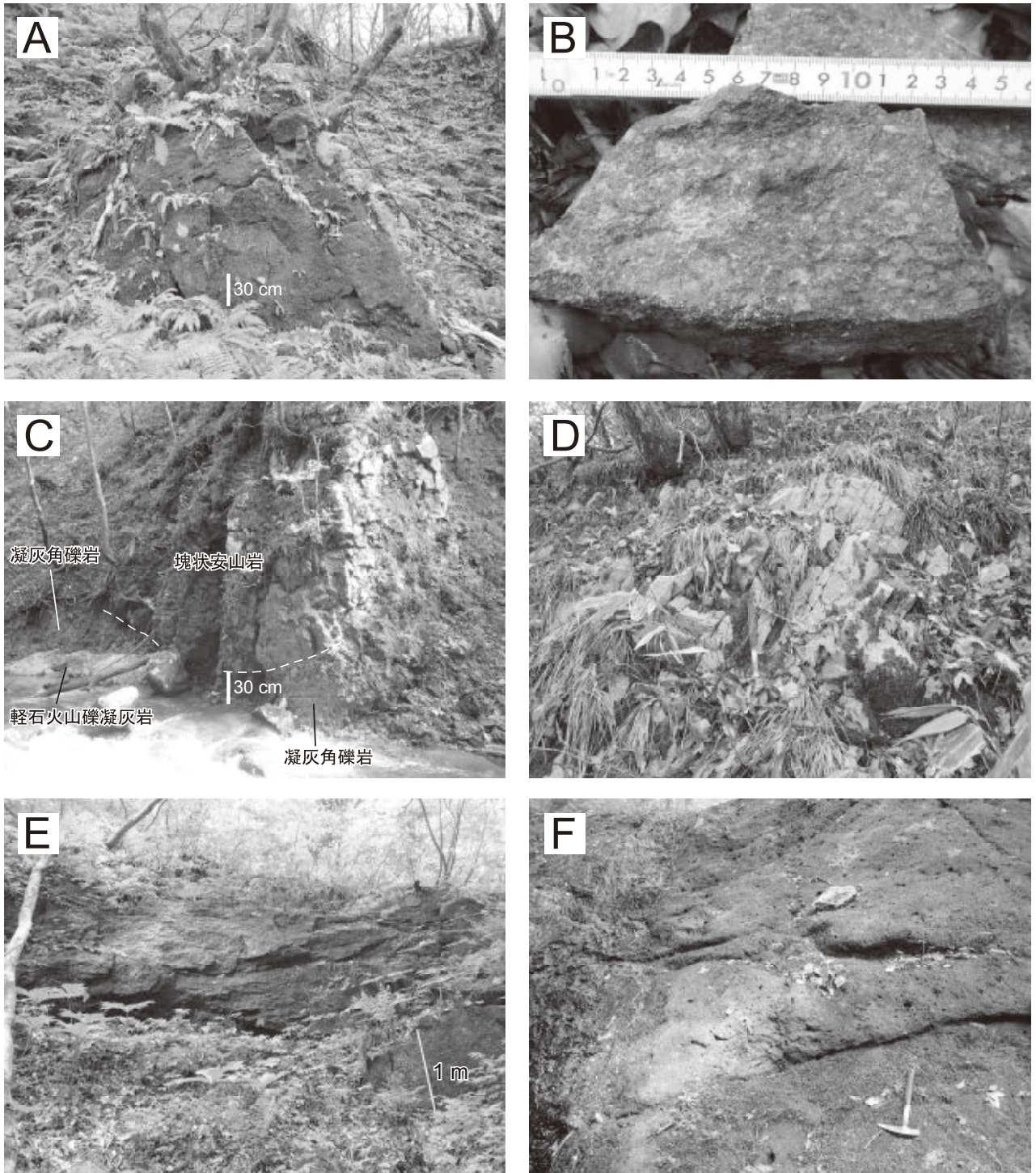
本堆積物は、井上ほか(1973a)では中新統の「貫入岩類 未詳安山岩」、通商産業省資源エネルギー庁(1976a)では中新統の「和田川層」あるいは「十和田火山第I期溶岩」、村岡・高倉(1988)では鮮新統の「三ツ森安山岩」あるいは中新統の「和田川層」の一部とされてきた(第 6. 1 図)。

田代川火山岩は、分布が断片的で、露出も極めて悪い。そのため、その詳細な層序・岩相・内部構造は明らかではない。本火山岩は、複数の地形的ピークを構成し、岩石学的特徴が多様性に富むことから、厳密には複数の火山体、複数の時代に細分される可能性が高い。しかしながら、本報告では十分なデータを得ることができなかったため、1つの単位として一括して扱うことにする。

模式地 秋田県鹿角市田代川の地点 6-15 付近(第 6. 7 図, 付図 5)。

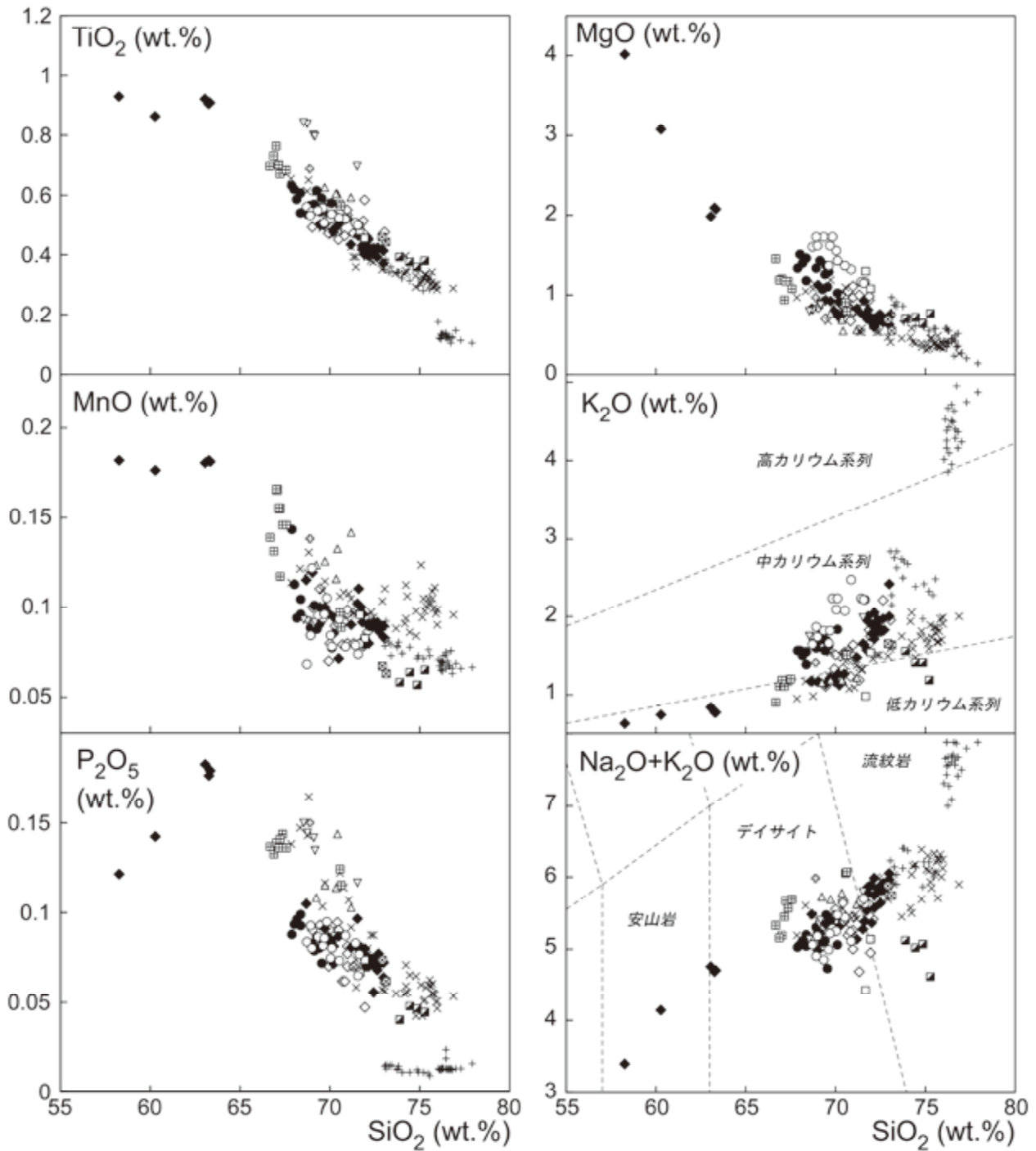
分布及び層厚 本地域南東部の熊取平^{くまとりたい}周辺地域において断片的な分布を示し、広森山、田代森、西ノ森、東ノ森の各ピークを構成するほか、田代川流域の一部(地点 6-15 付近)で露出する。地表で確認できる層厚は、広森山付近で 180 m 以上、西ノ森付近で 250 m 以上である。

通商産業省資源エネルギー庁(1983)の試錐資料によれば、広森山北西の 57MAHD-1、東ノ森北西の 57MAHD-3 において、本火山岩に相当すると思われる



第 6. 4 図 中ノ平火砕流堆積物、田代川火山岩及び御判如森火砕流堆積物の露頭写真

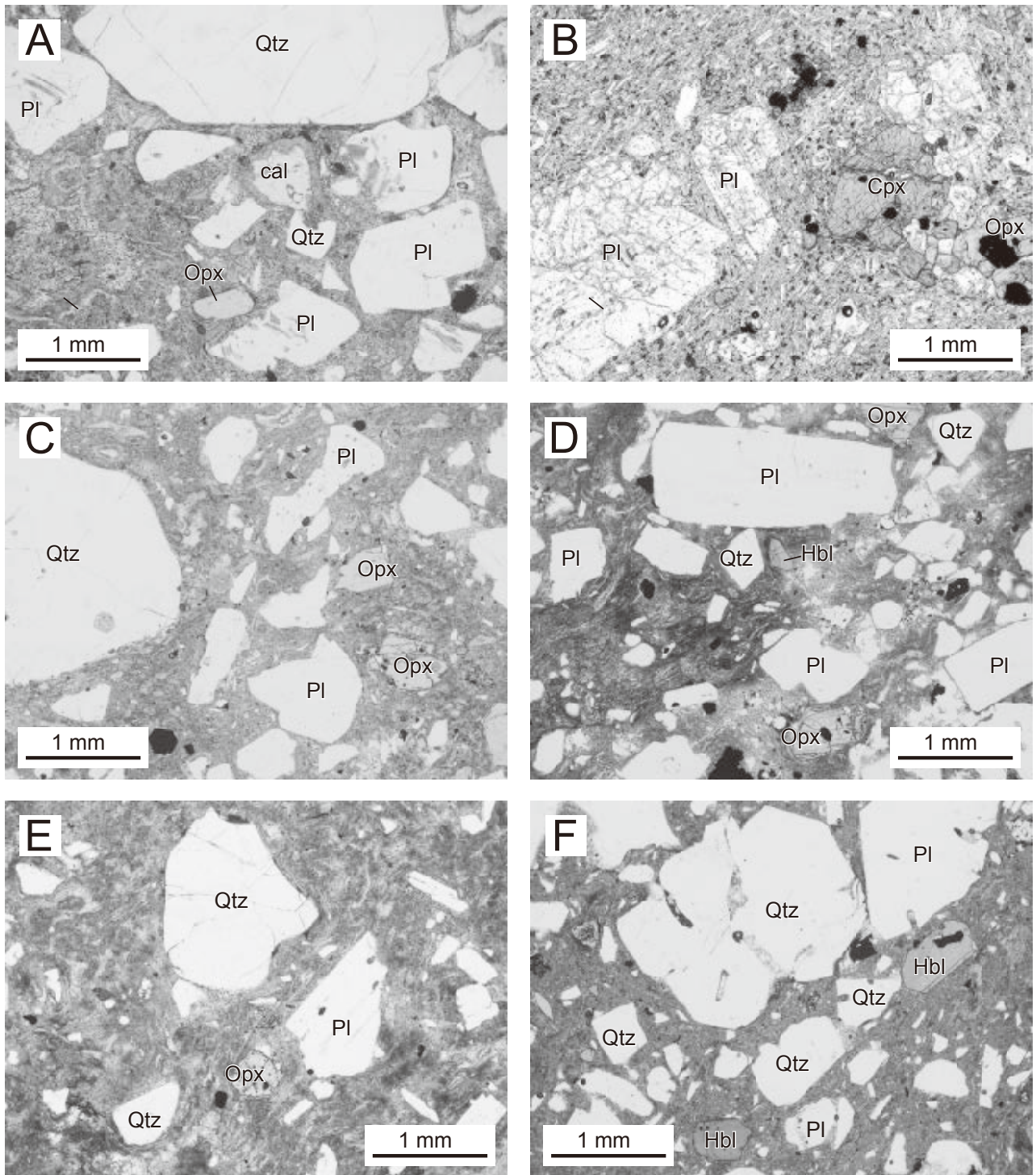
(A)：中ノ平火砕流堆積物のデイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩。小坂町中ノ平の地点 6-1 (付図 1)。(B)：中ノ平火砕流堆積物のデイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (接写)。小坂町中ノ平の地点 6-2 (付図 1)。(C)：田代川火山岩の模式地における産状。鹿角市田代川の地点 6-15 付近 (第 6. 7 図, 付図 5)。(D)：田代川火山岩の安山岩塊状溶岩。板状節理が発達している。鹿角市東ノ森の地点 6-18 (付図 5)。(E)：御判如森火砕流堆積物のデイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Oh₁)。平川市摺毛沢上流域の地点 6-4 (付図 1)。(F)：御判如森火砕流堆積物のデイサイト～流紋岩膠結火山礫凝灰岩 (Oh₂)。平川市登戸沢の地点 6-5 (付図 1)。



十和田湖地域内に分布が確認される火砕流堆積物		分布が確認できない火砕流堆積物	
◇ 八甲田第2期火砕流堆積物	⊠ 面無火砕流堆積物	△ 八甲田黄瀬火砕流堆積物	
◆ 八甲田第1期火砕流堆積物	⊞ 久吉火砕流堆積物	● 高峠火砕流堆積物	
◇ 黒滝火砕流堆積物	○ 御判如森火砕流堆積物	▽ 熊ノ沢火砕流堆積物	
■ 東の沢火砕流堆積物	□ 中ノ平火砕流堆積物	× 青荷凝灰岩	
		+	尾開山凝灰岩

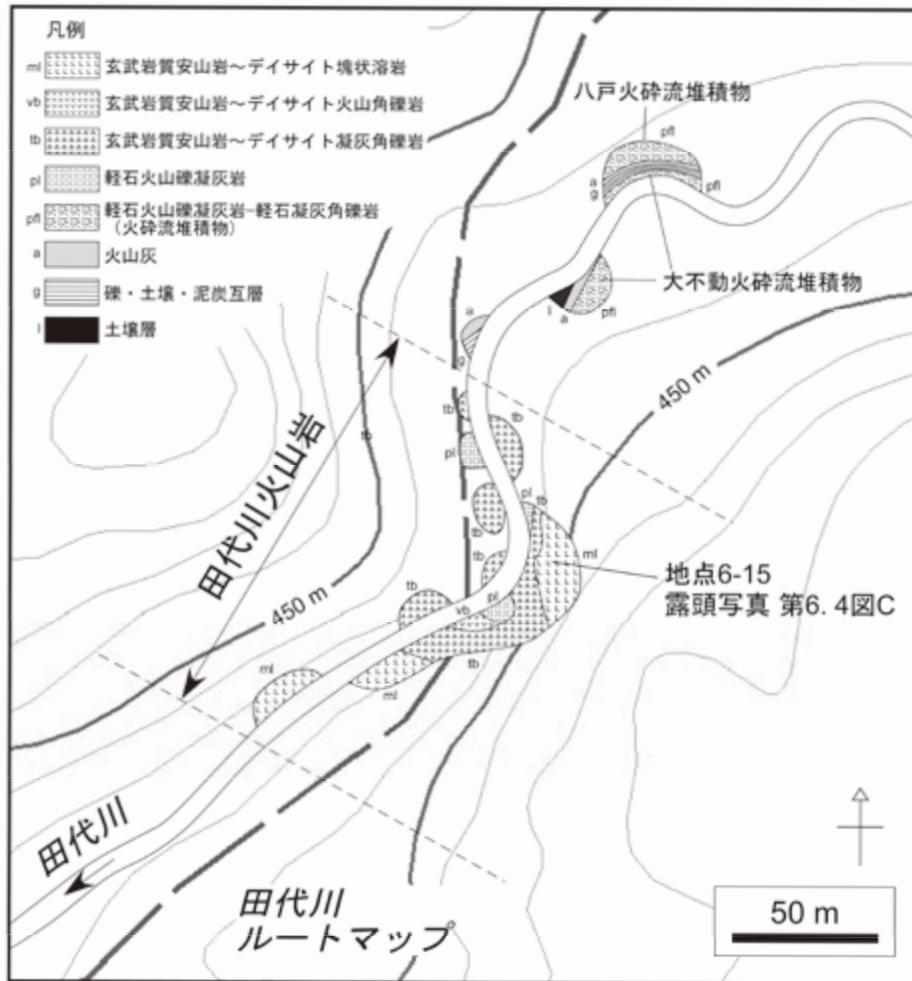
第 6. 5 図 後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物の主成分元素全岩化学組成

SiO₂-K₂O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO₂-Na₂O+K₂O 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による. 分析値は本報告 (第 6. 2 表), 工藤ほか (2006), Kudo *et al.* (2007) による.



第 6. 6 図 中ノ平火砕流堆積物，田代川火山岩，御判如森火砕流堆積物，久吉火砕流堆積物，面無火砕流堆積物及び東の沢火砕流堆積物の偏光顕微鏡写真

(A)：中ノ平火砕流堆積物のデイサイト溶結火山礫凝灰岩（試料番号 13052704）。(B)：田代川火山岩の安山岩塊状溶岩（試料番号 16111501）。(C)：御判如森火砕流堆積物のデイサイト溶結火山礫凝灰岩（試料番号 17060102）。(D)：久吉火砕流堆積物のデイサイト溶結火山礫凝灰岩（試料番号 16082808）。(E)：面無火砕流堆積物の流紋岩溶結凝灰岩（試料番号 16102711）。(F)：東の沢火砕流堆積物の流紋岩溶結凝灰岩（試料番号 13091908）。Cpx：単斜輝石，Hbl：普通角閃石，Opx：斜方輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英。すべて単ボラー。詳しい岩石記載は本文を参照。



第 6. 7 図 田代川流域のルートマップ
 ルート Ts. 位置は付図 5 を参照. 基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用.

岩からなる。一部ではそれらを母材としたスランプ堆積物を含む。本火山岩は、いくつかの凸状のピークを構成するものの、十和田火山起源の降下火砕堆積物に広く覆われているため、露出が極めて悪い。そのため、岩相を確認できる場所はごく僅かしか存在しない。露頭数が少ないので、以下ではほぼ全ての露頭について記載を行う。

広森山付近では、広森山東方の林道沿いに 2ヶ所の小露頭が認められる。これらの露頭では、高さ 1～2 m 程度のブロック状の節理が発達した安山岩塊状溶岩が露出する。

田代森付近の地点 6-16 (付図 5) では、十和田火山起源の降下火砕堆積物の下位に、単一岩種のデイサイト角礫からなる巨礫層が認められる。本火山岩の本体ではないと思われるが、田代森の小ピークを起源とする崖錐堆積物と推定される。

西ノ森付近の地点 6-17 (付図 5) では、高さ 1 m のデイサイト塊状溶岩が露出する。西ノ森の山体については、これが確認できた唯一の露頭である。その他は、地表面の転石しか確認できていない。

東ノ森山頂付近の 2ヶ所においては、安山岩塊状溶岩の小規模な露出が確認できる。そのうち、地点 6-18 (付図 5) では、縦 2 m × 横 5 m 程の規模で板状節理が発達した安山岩塊状溶岩が露出する (第 6. 4 図 D)。

田代川流域の地点 6-15 付近 (付図 5) では、最も規模の大きな露出が認められる (第 6. 7 図)。ここで見られるのはスランプ堆積物であるが、最も露出が良く、様々な岩相を確認できることから、この付近を本火山岩の模式地とした。ここでは、玄武岩質安山岩～デイサイトの塊状溶岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩が認められる (第 6. 7 図)。これらは境界が複雑に入り組んでおり (第 6. 4 図 C)、一部ではブロック状に包含されることから、スランプ堆積物と判断される。塊状溶岩は、一部が高温酸化して赤紫色を呈する。火山角礫岩は、単一岩種のデイサイト角礫で構成され、放射状の冷却節理を持つ礫に富むことから、水冷破碎溶岩と考えられる。凝灰角礫岩は、塊状で様々な岩種の火山岩角礫からなり、シルト岩の偽礫を含むことから、重力流堆積物起源と考えられる。軽石火山礫凝灰岩は塊状で安山岩巨

礫を交える。

岩石記載・全岩化学組成

田代川火山岩の岩石記載表を第 6. 3 表に示す。本火山岩を構成する岩石は、全て斑状組織を示す。斑晶鉱物としては、主に斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含むが、一部の岩石では石英斑晶やかんらん石（仮像）を含む（第 6. 3 表）。

全岩 SiO₂ 量は 53.4 ~ 67.9 wt.% と広い組成幅を示す（第 6. 2 表、第 6. 3 表）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩～デイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。本火山岩は、他の前期～中期更新世の溶岩類と比較すると、全体的に低い K₂O 量、アルカリ量で特徴づけられる（第 6. 8 図）。ただし、SiO₂ が最も高い側では、本火山岩は宇樽部川火砕岩・溶岩と同様な K₂O 量、アルカリ量を示す。しかしながら、TiO₂、P₂O₅ のハーカー図では両者に組成差が認められる。

斑状単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩 (試料番号 16111501, 第 6. 6 図 B)

産地：秋田県鹿角市東ノ森山頂の地点 6-18 (付図 5)。

産状：塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量：62.99 wt.% (第 6. 2 表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下、斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下、単斜輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下、不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で、いずれも自形～半自形を呈する。一部の斑晶は粘土鉱物に置換されている。石基は、長柱状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填する隠微晶質物質、シリカ鉱物やガラス等で構成される。

堆積環境 スランプ堆積物中に高温酸化した塊状溶岩と水冷破碎溶岩の両方を産することから、乾陸環境、水底環境の双方が想定されるが、詳細は不明である。

年代 本火山岩に関する既存の年代資料は存在しない。層序関係からは、下部～中部中新統の瀬の沢層を覆うと推定されること、十和田火山噴出物に覆われることしかわからない。本火山岩は、前期～中期更新世の溶岩類とはやや異なる全岩化学組成を示すことから（第 6. 8 図）、それらよりも古い可能性が考えられる。

試錐資料 57MAHD-1（通商産業省資源エネルギー庁、1983）によれば、本火山岩に相当すると思われる安山岩溶岩は、溶結凝灰岩に覆われる（第 5. 1 図）。この溶結凝灰岩は、前述のように約 2.5 Ma の東の沢火砕流堆積物に対比される可能性がある。また、同試錐資料によれば、

上記の安山岩溶岩は、本報告で「未区分上部中新統～下部更新統」とした火山碎屑岩を覆う（第 5. 1 図）。この火山碎屑岩の下部を構成する溶結凝灰岩からは、3.2 ± 0.5 Ma のジルコン FT 年代が報告されている（第 5. 1 図；通商産業省資源エネルギー庁、1983）。この火山碎屑岩と一連と思われる地層は、模式地西方の試錐 56MAHD-3（通商産業省資源エネルギー庁、1982）でも深度 84.7 ~ 467.6 m にわたって確認されている。分布深度から考えると、田代川・田代森付近の本火山岩は、これらの火山碎屑岩よりは上位層準と推定される（地質断面図参照）。以上のことから、本火山岩の年代は後期鮮新世と推定される。

6. 4 御判如森火砕流堆積物 (Oh₁, Oh₂)

地層名 新称。

定義 青森県平川市御判如森～摺毛沢流域付近に分布し、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、御判如森火砕流堆積物と定義する。

本堆積物は、村岡・高倉（1988）では「尾開山凝灰岩」あるいは「虹貝凝灰岩」の一部とされてきた（第 6. 2 図）。また、Kudo *et al.*（2007）により「虹貝凝灰岩」として全岩化学組成データが報告されている。

模式地 青森県平川市摺毛沢上流域（第 6. 9 図）。

分布及び層厚 本地域北西部の御判如森付近、摺毛沢上流域、登戸沢流域、無沢流域に分布する。温川沢上流域にも局所的な小分布が認められる。層厚は最も厚いところで約 350 m 以上ある。

層序関係 中部中新統の東又層及び砂子沢川層を覆い、無沢層、青荷層及び十和田火山噴出物に覆われる。

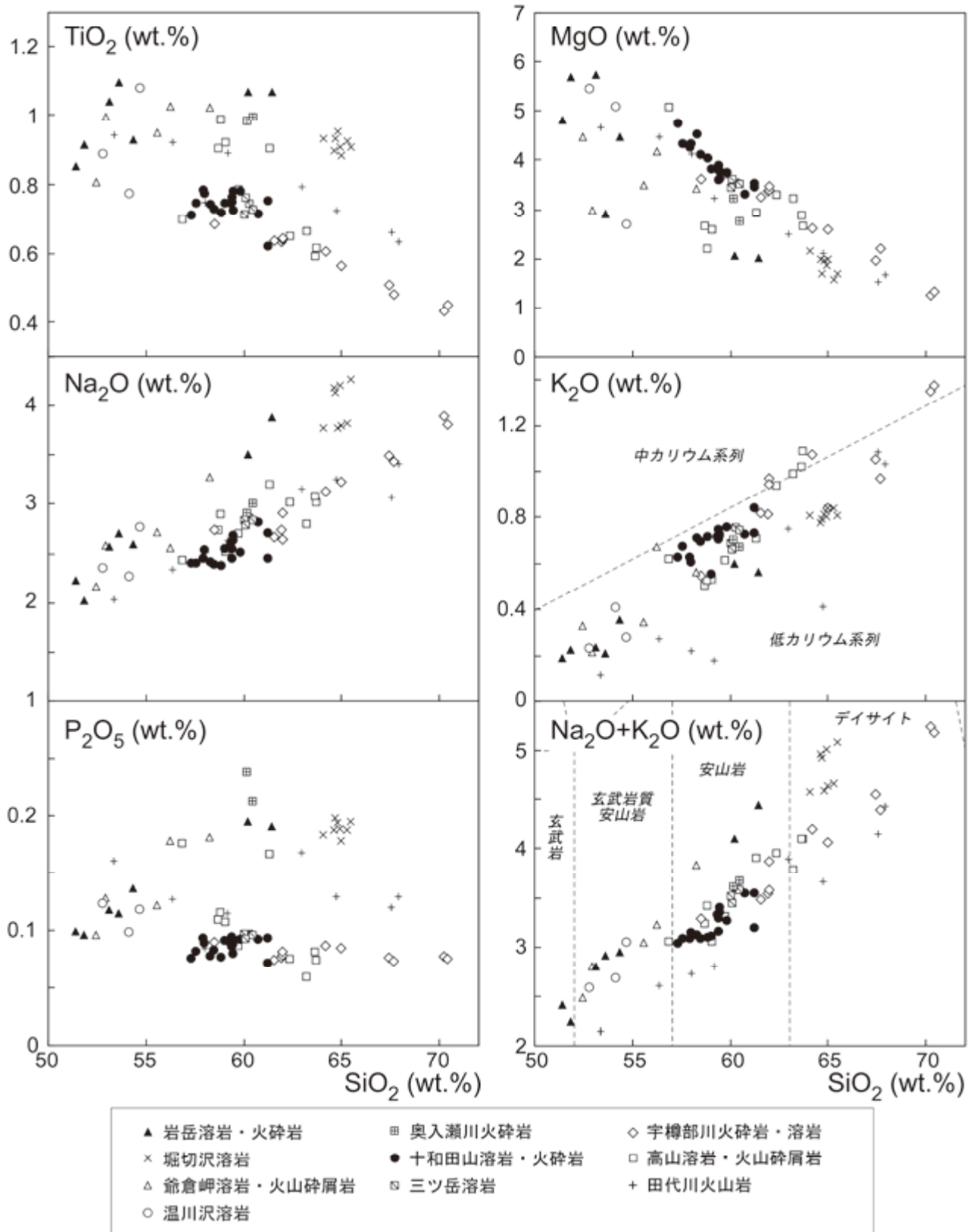
岩相 溶結相 (Oh₁) と非溶結相 (Oh₂) に区分される。Oh₁ が本堆積物の主体を成す。Oh₂ は本堆積物の中部に挟まれ、40 ~ 50 m 程度の厚さで側方に連続する（第 6. 9 図）。なお、Oh₁ としたのものの中には、局所的に非溶結相が認められることがあるが、これらは地質図上での表現が困難なため、Oh₁ に一括して示した。

溶結相 (Oh₁) 溶結した塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物からなる。不規則な節理～板状節理が発達した溶結火山礫凝灰岩として産する（第 6. 4 図 E）。溶結度は場所により弱溶結～強溶結と変化する。結晶に富み、長径 7 mm に及ぶ大型の石英結晶、長径 5 mm に及ぶ斜長石斑晶が目立つ。基質は褐灰色～灰色～青灰色と様々な色を呈するが、褐灰色を呈する場合が多い。長径 5 cm 以下の淡褐灰色軽石や偏平化した褐灰色溶結レンズを含む。異質岩片を普遍的に含む。そのサイズは長径 3 cm 以下であることが多いが、局所的に長径 30 cm に及ぶことがある。異質岩片の岩種は、流紋岩、溶結凝灰岩、泥岩、砂岩などからなる。本岩相は、Oh₂ を挟んで下部と上部に区分できるが（第 6. 9 図）、両者で岩相や

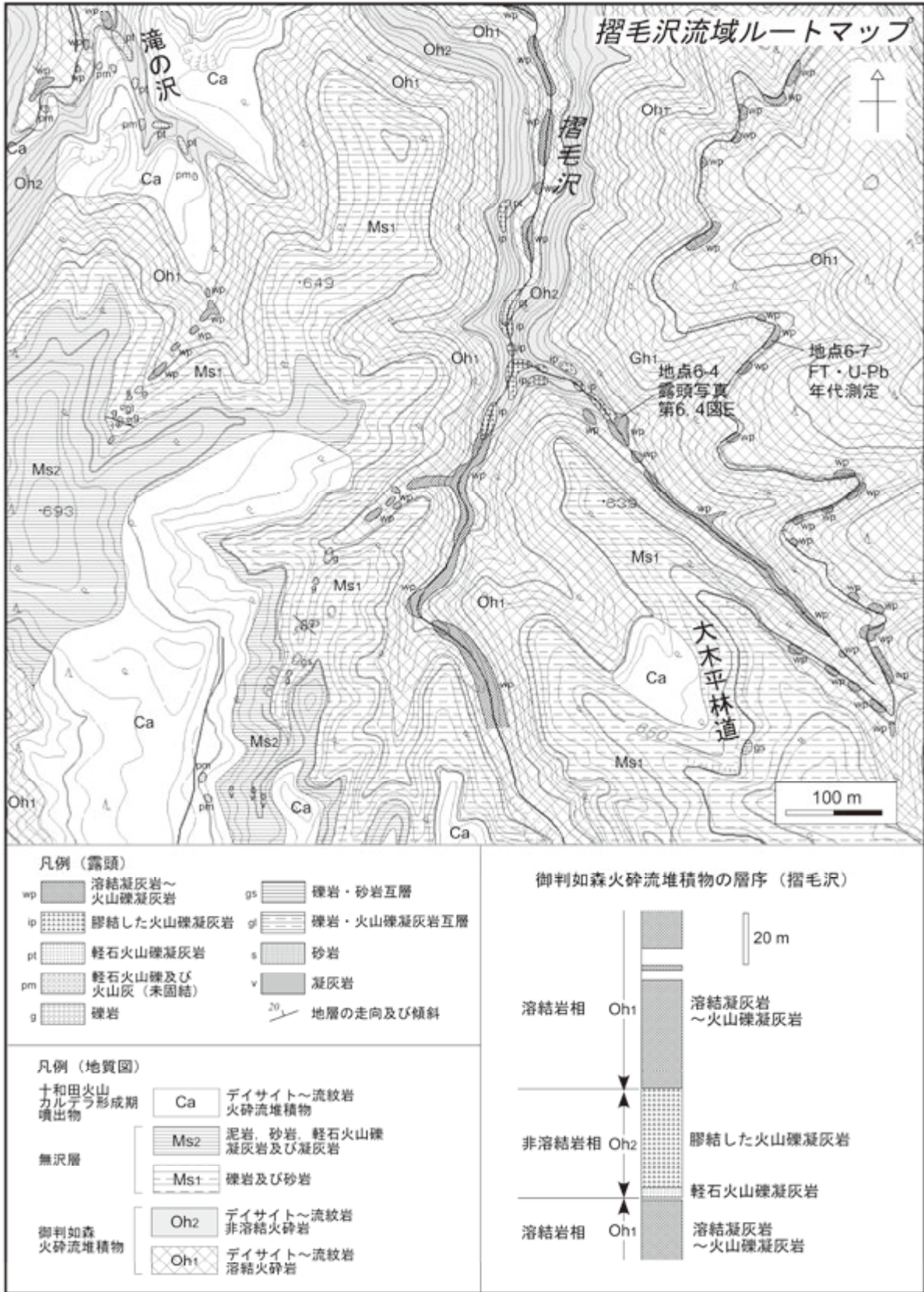
第 6. 3 表 後期鮮新世～中期更新世溶岩類の岩石記載表

サンプル番号	地層名 (1)	岩相記号	産状 (2)	SiO ₂ (3)	岩石名 (4)	斑晶鉱物 (5)							
						Pl	Opx	Cpx	Hbl	Ol	Opq	Qtz	
13060204	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	51.40	B	◎	+	+		○	+		
16052308B	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	51.82	B	◎		+		○	tr		
14060407	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	53.10	BA	◎	○			+			
15060805	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	53.62	BA	◎	+	+			+		
15061110	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	54.32	BA	◎	○	+		(tr)			
15060804	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	60.22	A	◎	+	+			+		
13060205A	岩岳溶岩・火砕岩	lw	L	61.43	A	○	+	+			+		
16091705	堀切沢溶岩	Hr	L	64.03	D	◎	○	○			○		
13060209	堀切沢溶岩	Hr	L	64.59	D	◎	○	○			○		
15061107	堀切沢溶岩	Hr	L	64.69	D	◎	○	○			○		
16091917	堀切沢溶岩	Hr	L	64.79	D	◎	+	+			+		
13052717	堀切沢溶岩	Hr	L	64.89	D	◎	○	○			+		
16091704	堀切沢溶岩	Hr	L	64.99	D	◎	○	○			○		
13091805	堀切沢溶岩	Hr	L	65.46	D	◎	○	○			○		
16091916	堀切沢溶岩	Hr	L	65.31	D	◎	+	+			+		
13060203	爺倉岬溶岩・火山砕屑岩	Zk	SAL	52.42	BA	◎	+	+					
13052716	爺倉岬溶岩・火山砕屑岩	Zk	RSAL	52.94	BA	◎	+	+			+		
13052611	爺倉岬溶岩・火山砕屑岩	Zk	L	55.54	BA	◎	○	+			+		
13052718	爺倉岬溶岩・火山砕屑岩	Zk	SAL	56.26	BA	◎	○	+			+		
13052719	爺倉岬溶岩・火山砕屑岩	Zk	SAL	58.25	A	◎	○	○			○		
14060317	温川沢溶岩	Nr	L	52.77	BA	◎	○	+		+			
14060412	温川沢溶岩	Nr	SAL	54.13	BA	◎	○	+			+		
14060316	温川沢溶岩	Nr	L	54.66	BA	◎	+	+			+		
13060502	奥入瀬川火砕岩	Or	PF	60.12	A	○	+	+			+		
13060504	奥入瀬川火砕岩	Or	PF	60.47	A	○	+	+			+		
14102907	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	57.25	A	◎	○	○		+	○		
14082912	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	57.51	A	◎	○	○			+		
14102909	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	57.91	A	◎	○	○			+		
14102910	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	57.93	A	◎	○	○			+		
14083017	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	58.24	A	◎	○	○		+	○		
16092122	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	58.45	A	◎	○	○			+		
16092111	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	58.83	A	◎	○	○		(+)?	+		
14090706	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	58.97	A	◎	○	○			+		
14102701	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	LC	59.29	A	◎	○	○			○		
16092119	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	59.35	A	◎	○	○			○		
14090401	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	59.36	A	◎	○	○			○		
14090402	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	59.39	A	◎	○	○			+		
14102702	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	59.43	A	◎	○	○			○		
14102211	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	59.80	A	◎	○	○			+		
14090403	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	60.68	A	◎	○	○			○		
16092120	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₂	L	61.18	A	◎	○	○			○		
14090314	十和田山溶岩・火砕岩	Tw ₁	BAF	61.19	A	◎	○	○			○	+	
15061501	三ツ岳溶岩	Mt	L	60.00	A	◎	○	○			○		
15061502	三ツ岳溶岩	Mt	L	60.09	A	◎	○	○			○		
14090708	三ツ岳溶岩	Mt	L	60.30	A	◎	○	○			○		
14090709	三ツ岳溶岩	Mt	L	60.48	A	◎	○	○			○		
14060918A	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	LC (inc.)	58.53	A	+	+	+			+	+	
14092305	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	61.58	A	◎	○	+	tr		+	+	
14061004	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	61.93	A	◎	○	○			○	tr	
14102502	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₁	L	61.95	A	◎	○	○			+		
14102505	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₁	L	61.98	A	◎	○	○			+	+	
14102303	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	64.16	D	◎	○	○			○	+	
14061001	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	64.97	D	◎	○	○			○	+	
13092508	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	67.43	D	◎	+	+	?		+	+	
14060918P	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	LC	67.65	D	◎	+	+	?		+	○	
13092504	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	SAL	70.26	D	◎	+	+	+		+	○	
14092302	宇樽部川火砕岩・溶岩	Ut ₂	BAF	70.44	D	◎	+	+	+		+	○	
15111306	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	SAL	56.83	BA	◎	○	○			+		
13060105A	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	RSAL	58.67	A	◎	+	+			+		
15111302	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	SAL	58.79	A	◎	+	+			+		
15111301-2	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	RSAL	59.02	A	◎	+	+			+		
15111308	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	LC	59.73	A	◎	○	○		(tr)	+		
15111307	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	L?	61.30	A	◎	○	+			+		
14102305	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₂	WPF	62.37	A	◎	○	+			+	+	
15111309A	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₁	PF	63.23	D	◎	○	+			+		
14103001	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₂	WPF	63.67	D	◎	○	+			+	+	
14082906	高山溶岩・火山砕屑岩	Ty ₂	WPF	63.65	D	◎	○	+			+	+	
14101601	田代川火山岩(広森山)	Ts	L	57.98	A	◎	○	○			+	+	
16051903	田代川火山岩(西ノ森)	Ts	転石	56.34	BA	◎	○	○			+		
16051902	田代川火山岩(西ノ森)	Ts	L	67.89	D	◎	+	+			+		
16111501	田代川火山岩(東ノ森)	Ts	L	62.99	A	◎	○	○			+		
14101612	田代川火山岩(田代森)	Ts	産鏝	67.54	D	◎	+	+			+	+	
16092705	田代川火山岩(田代川)	Ts	TB	53.35	BA	◎	+	+		(+)?			
16092704	田代川火山岩(田代川)	Ts	L?	59.19	A	◎	○	○			+		
16092706	田代川火山岩(田代川)	Ts	VB	64.71	D	◎	○	○			+		

(1) 田代川火山岩については括弧内に採取地名を示す。(2) L: 塊状溶岩, LC: 溶岩クリンカー, SAL: 水冷破砕溶岩, RSAL: 再堆積した水冷破砕溶岩, BAF: フロックアンドアッシュフロー堆積物, PF: 降下火砕堆積物, WPF: 溶結した降下火砕堆積物, VB: 火山角礫岩, TB: 凝灰角礫岩, inc.: 苦鉄質包有物。(3) 100%に再計算した全岩化学組成データに基づく。田代川火山岩以外のデータについては工藤(2018b)を引用。(4) B: 玄武岩, BA: 玄武岩質安山岩, A: 安山岩, D: デイサイト。(5) Pl: 斜長石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Ol: かんらん石, Opq: 不透明鉱物, Qtz: 石英, (): 仮像。斑晶量: 多い◎>○>+少ない, tr: ごく微量, ?: 変質のため不明。



第 6. 8 図 後期鮮新世～中期更新世溶岩類の主成分元素全岩化学組成
 SiO_2 - K_2O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による. 分析値は工藤 (2018b) 及び本報告 (第 6. 2 表) による.



第 6. 9 図 摺毛沢流域のルートマップ
 基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用.

岩質に差は認められない。

非溶結相 (Oh₂) 非溶結塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物からなる。比較的軟質な軽石火山礫凝灰岩 (非膠結部) あるいは強度に膠結した火山礫凝灰岩 (膠結部) として産する。膠結部が本岩相の大部分を占める。非膠結部は本岩相部分の最下部で認められる (第 6. 9 図)。膠結部と非膠結部の境界は、非常にシャープであるが、構成物や粒径に変化は認められない。このことから、膠結部と非膠結部の差は、固結作用の違いによるものと考えられる。膠結部は溶結岩相よりも硬く固結しており、ハンマーで叩くと火花が散るほどである。

非膠結部は、明灰色を呈する塊状の軽石火山礫凝灰岩からなり、長径 3 cm 以下の繊維状の白色軽石を含む。膠結部は、灰色～淡褐灰色を呈する塊状の硬質火山礫凝灰岩からなる (第 6. 4 図 F)。膠結部も長径 6 cm 以下の繊維状白色軽石を含むが、その大部分は脱落して空洞となっている (第 6. 4 図 F)。非膠結部・膠結部双方とも、長径数 cm 以下の異質岩片に非常に富み、その量比は堆積物全体の 5～6 割にも及ぶ。異質岩片は多様な火山岩及び堆積岩からなるが、黒色の硬質泥岩が最も多い。膠結部と溶結相の境界は、露頭では漸移的ではっきりしない。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含む (第 6. 1 表)。また、微斑晶サイズ (長径 0.3 mm 以下) ではあるが、微量 (1 枚の薄片中に数個～0 個程度) の普通角閃石を含む。さらに、極めて稀ではあるが、試料によっては長径 0.2 mm 以下の黒雲母を極微量含むことがある。

全岩 SiO₂ 量は 68.7～71.6 wt.% であり (第 6. 1 表, 第 6. 2 表; Kudo *et al.*, 2007), SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では中カリウム系列の領域にプロットされる (第 6. 5 図)。本堆積物は、北隣の八甲田山地域、北東隣の十和田地域に分布する高峠^{たかとうげ}火砕流堆積物 (工藤ほか, 2006) に類似した組成を示すが、同じ SiO₂ 量で比較すると、本堆積物の方が MgO に富む特徴が認められる (第 6. 5 図)。また、本堆積物は高峠火砕流堆積物には含まれない普通角閃石・黒雲母を含むことから (第 6. 1 表)、高峠火砕流堆積物とは明確に区別できる。

斑状普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結火山礫凝灰岩

(試料番号 17060102, 第 6. 6 図 C)

産地: 青森県平川市根越^{ねこしきわ}上流の地点 6-6 (付図 1)。

産状: 溶結火山礫凝灰岩。

全岩 SiO₂ 量: 69.57 wt.% (第 6. 2 表)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物、普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 3.5 mm 以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものが多い。単斜輝石斑晶は長径 1.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～他形を呈する。普通角閃石斑晶は薄片中に 1 個のみ確認される。長径 0.2 mm 以下で、半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、褐色ガラス及び脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。石基の一部にスフェルライトが認められる。長径 4 mm 以下の変質火山岩や凝灰岩の岩片を含む。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。今回、御判如森北西の地点 6-7 (第 6. 9 図, 付図 1) で採取した本堆積物の溶結火山礫凝灰岩を対象として、ジルコン同一粒子による FT・U-Pb 年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定の結果、2.9 ± 0.4 Ma の FT 年代、3.24 ± 0.35 Ma の U-Pb 年代が得られた (第 6. 4 表)。両者の年代は、誤差の範囲で一致する。本報告では誤差のより小さな U-Pb 年代を採用し、本堆積物の噴出年代を後期鮮新世の約 3.2 Ma と判断する (第 6. 3 図)。

噴出源及び対比 噴出源は不明である。村岡・高倉 (1988) は、本堆積物を湯ノ沢カルデラ起源の尾開山凝灰岩もしくは碓ヶ関カルデラ起源の虹貝凝灰岩 (村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990) の一部としていた (第 6. 2 図)。しかしながら、本堆積物と尾開山凝灰岩の全岩化学組成は、ハーカー図上で一致しない (第 6. 5 図)。また、尾開山凝灰岩には黒雲母や普通角閃石斑晶が多く含まれるが (村岡・長谷, 1990; Kudo *et al.*, 2007)、本堆積物には微斑晶サイズの黒雲母・普通角閃石がごく稀に認められるのみであり (第 6. 1 表)、記載岩石学的特徴にも相違が認められる。

一方、虹貝凝灰岩は、碓ヶ関カルデラを噴出源とする約 2.5 Ma の火砕流堆積物として位置付けられたものである (村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。しかし、その実態は、岩相や岩石学的特徴が大きく異なる複数の火砕流堆積物が一括されたものである (Kudo *et al.*, 2007)。そのため、虹貝凝灰岩とされてきた火砕流堆積物群については、今後詳細な地質学的検討が必要であり、その噴出源については個別の火砕流堆積物毎に再検討する必要がある。そのため、本報告では虹貝凝灰岩との対比は避け、新称で本堆積物を定義した。

第 6. 4 表 後期鮮新世～中期更新世火砕流堆積物のジルコン FT・U-Pb 年代測定結果

試料名	地質区分	産状*	採取地点	(1)				(2), (3)		(4)	(5)	(6), (7), (8)		(9)					
				測定方法	結晶数	ρ_s (cm ⁻³)	自発核分裂飛跡 N_f	U 総計数 N_U (cm ⁻²)	ρ_{ustd} (×10 ⁴ cm ⁻²)	Nusd	Zeta 値 (cm ² ・yr ⁻¹)	相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	U (ppm)	FT 年代値 (Ma) Age ± 1σ	U-Pb 年代値 (Ma) Age ± 2σ	コンコーダント 粒子数	最若年代 集回の 粒子数	
15052201	黒滝火砕流堆積物	WP	地点6-35	Ext.S	25	3.46 × 10 ⁻⁴	20	2.35 × 10 ⁻⁸	135593	2255	21689	45.6 ± 3.4	0.902	89	100	1.5 ± 0.4	1.80 ± 0.10	20	17
13091908	東の沢火砕流堆積物	WP	地点6-20	Ext.S	30	1.19 × 10 ⁻⁵	78	1.10 × 10 ⁻⁹	71909	363.7	17845	41.2 ± 1.7	0.393	0	290	1.6 ± 0.2	2.54 ± 0.11	16	16
16061408	御判如森火砕流堆積物	WP	地点6-7	Ext.S	30	9.65 × 10 ⁻⁴	52	4.22 × 10 ⁻¹⁰	22724865	308100	217674	41.1 ± 1.7	0.327	77	130	2.9 ± 0.4	3.24 ± 0.35	20	20

(1) 測定方法：LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS)

(2) ²³⁸U 濃度, U-Pb 年代測定用標準試料: 91500

(3) レーザービーム径: 35 μm (15052201), 25 μm (13091908), 15 μm × 4 点 (Galvano) (16061408).

(4) r: ρ_s と ρ_u の相関係数

(5) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

* WP: 溶結火砕岩

(6) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot (\rho_u/\rho_s) \cdot \rho_{ustd}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\sum N_f + 1/\sum N_U + 1/\sum N_{ustd} + (\sigma_\xi/\xi)^2]^{1/2}$

(8) ²³⁸U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{10} \text{ yr}^{-1}$

(9) 最若粒子集団から求めた ²³⁸U-²⁰⁶Pb 年代の加重平均

測定機関: 株式会社 京都フィジション・トラック

6. 5 無沢層 (Ms₁, Ms₂)

地層名 新称.

定義 青森県平川市摺毛沢上流域, 無沢上流域, 鍋倉沢上流域に分布し, 御判如森火砕流堆積物を覆い, 久吉火砕流堆積物に覆われる, 礫岩, 砂岩及び泥岩を主体とする地層を無沢層と定義する. 本層は既存研究では認識されていない.

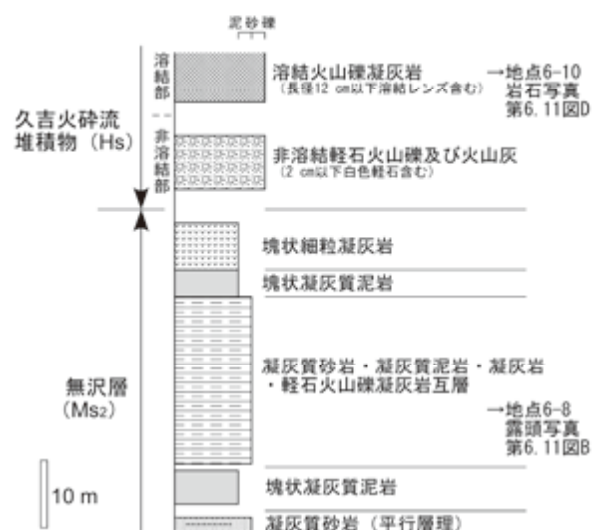
模式地 模式地を青森県平川市無沢最上流部の地点 6-8 付近 (第 6. 10 図, 付図 1) とする. ただし, 模式地付近では礫岩を主体とする岩相 (Ms₁) が見られない. そこで, 典型的な Ms₁ を見られる場所として, 青森県平川市根越沢の地点 6-9 付近 (付図 1) を副模式地とする.

分布及び層厚 本地域北西部の摺毛沢上流域～無沢上流域～鍋倉沢上流域にかけて分布する. 北西～東西走向で, 南西～南方に 10° 以下で緩く傾斜する. 層厚は最も厚いところで 80～100 m である.

層序関係 侵食面を介して御判如森火砕流堆積物を覆い, 久吉火砕流堆積物に覆われる (第 6. 10 図). 鍋倉沢上流域では, 分布状況から見てジュラ系を直接覆うと推定される.

岩相 礫岩及び砂岩からなる粗粒岩相 (Ms₁) と泥岩, 砂岩, 軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる細粒岩相 (Ms₂) に区分される. Ms₁ は本層分布域の東部, Ms₂ は西部で認められる. Ms₁ は Ms₂ に覆われる (第 6. 9 図).

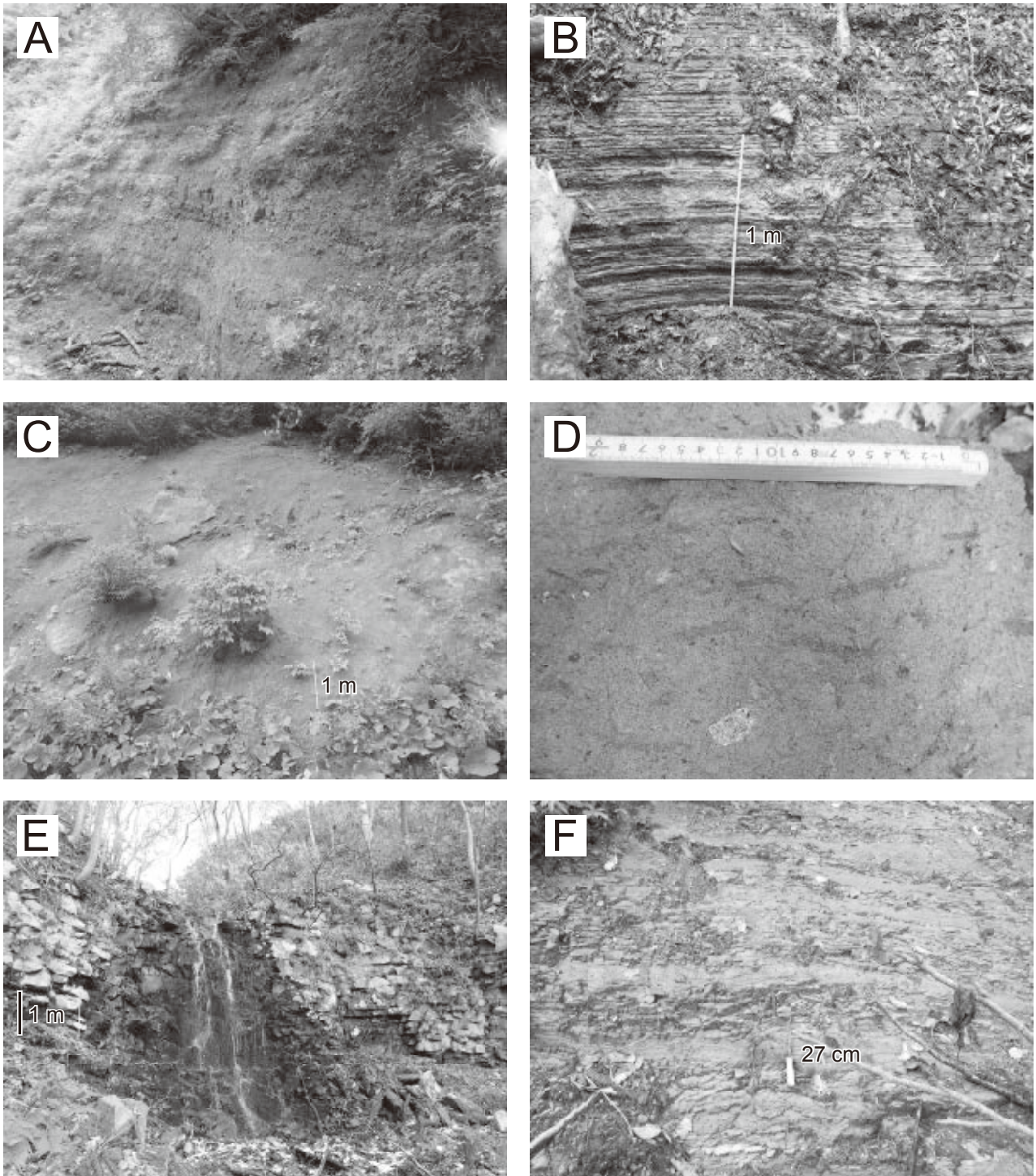
粗粒岩相 (Ms₁): 礫岩と砂岩の互層からなる (第 6. 11 図 A). 礫岩層の厚さは数 m 程度, 砂岩層の厚さは数十 cm 以下である. 礫岩は巨～中礫サイズの垂角礫から構成され, 塊状, 基質支持で, 非常に淘汰が悪い. 礫種は泥岩, 斑状流紋岩, 無斑晶状流紋岩, 凝灰岩, 火山礫凝灰岩, 軽石など非常に雑多である. このような特徴から, 礫岩層の多くは土石流堆積物起源と考えられる. 砂岩は褐色～灰色を呈し, しばしば細～中礫を交える. 弱い



第 6. 10 図 無沢層の模式地における産状を示す柱状図 柱状図作成ルート Ms. 位置は付図 1 を参照.

平行層理あるいは斜交層理が発達することがある.

細粒岩相 (Ms₂): 泥岩, 砂岩, 軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩の互層からなり, 一部で礫岩を伴う. また, 一部ではこれらのスランプ堆積物が認められる. 全体的に凝灰質であり, 灰白色～灰色, 淡褐色といった明るい色を呈する. 模式地においては, 凝灰質泥岩や凝灰岩からなる塊状部と凝灰質泥・砂岩, 凝灰岩, 軽石火山礫凝灰岩からなる細互層部が数 m～数十 m 間隔で互層する (第 6. 10 図). 塊状部は厚さ 2～7 m の凝灰質泥岩もしくは凝灰岩からなる. 細互層部は, 平行ラミナが発達した凝灰質泥岩, 凝灰質砂岩, 凝灰岩, 軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩が数 cm 以下の厚さで細かく互層する (第 6. 11 図 B). 凝灰質砂岩は塊状のものと平行層理が見られるものがある. 軽石火山礫凝灰岩は, 塊状で, 凝灰質泥岩の偽礫を多く含むことから, 重力流堆積物起源と考えられる. また, 本岩相中には, 一部で凝灰質な細～中礫層



第 6. 11 図 無沢層，久吉火砕流堆積物，面無火砕流堆積物及び神田川層の露頭写真

(A)：無沢層の粗粒岩相 (M_{S1}) を構成する礫岩・砂岩互層。平川市根越沢の地点 6-9 (付図 1)。(B)：無沢層の細粒岩相 (M_{S2}) を構成する凝灰質泥岩・砂岩・凝灰岩・軽石火山礫凝灰岩互層。平川市無沢最上流の地点 6-8 (第 6. 10 図；付図 1)。(C)：久吉火砕流堆積物のデイサイト溶結火山礫凝灰岩。平川市鍋倉沢上流の地点 6-11 (付図 1)。(D)：久吉火砕流堆積物のデイサイト溶結火山礫凝灰岩の接写写真。平川市無沢最上流の地点 6-10 (第 6. 10 図；付図 1)。(E)：面無火砕流堆積物の流紋岩溶結凝灰岩。板状節理が発達する。小坂町笹森南方の地点 6-14 (付図 4)。(F)：神田川層の凝灰質砂岩・泥岩互層。小坂町神田川上流の地点 6-19 (付図 2)。

を含むことがある。これらは、塊状、基質支持で、結晶質火山灰の基質と多種の亜角礫で構成される。

堆積環境 Ms_1 は礫岩と砂岩からなり、礫岩層の多くは土石流堆積物と考えられる。これらは乾陸環境で堆積した御判如森火砕流堆積物を侵食面を介して覆う。以上の特徴から、少なくとも Ms_1 は河川性あるいは湖沼性の堆積物と考えられる。 Ms_2 は凝灰質泥岩や凝灰岩などの細粒物を主体としており、厚さ数 m におよぶ塊状の凝灰質泥岩の挟在で特徴づけられる(第 6. 10 図)。これらを堆積させるためには、静水域が必要であることから、 Ms_2 の堆積環境としては湖沼環境が推定される。

年代 本層に関する既存の年代資料は存在しない。御判如森火砕流堆積物を覆い、久吉火砕流堆積物に覆われる関係より、本層の堆積年代は後期鮮新世と判断される(第 6. 3 図)。ただし、久吉火砕流堆積物の年代が不確定であることから、前期更新世の可能性も否定できない。

6. 6 久吉火砕流堆積物 (Hs)

地層名 新称。

定義 青森県平川市無沢～鍋倉沢～鍋子沢最上流域に分布し、無沢層を覆い、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、久吉火砕流堆積物と定義する。本堆積物は既存研究では認識されていない。村岡・高倉(1988)や中嶋(1989)の地質図では、「十和田火山噴出物」や「虹貝凝灰岩」に一括され示されている。

模式地 青森県平川市無沢最上流部の地点 6-10 付近(第 6. 10 図、付図 1)。

分布及び層厚 本地域北西部の無沢～鍋倉沢～鍋子沢最上流域にまとまって分布する他、小屋場沢上流、根越沢上流、温川沢最上流部にも断片的な分布が認められる。層厚は最も厚いところで約 150 m ある。

層序関係 無沢層以下の地層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 非溶結～溶結岩相を示す塊状のデイサイト火砕流堆積物である。溶結岩相を主体とする。非溶結岩相は本堆積物の基底部で見られることが多い(第 6. 10 図)。溶結岩相は弱～中程度に溶結した火山礫凝灰岩からなる。節理の発達は貧弱で、のっぺりとした露岩を成す(第 6. 11 図 C)。長径 12 cm 以下の扁平化した溶結レンズをしばしば含む(第 6. 11 図 D)。溶結岩相の基質は灰色～青灰色～褐灰色を呈し、溶結レンズは暗灰色を呈する。長径 5 cm 以下の石質岩片を少量含む。非溶結岩相は、長径 3 cm 以下の軽石をまばらに含む軽石火山礫凝灰岩からなる。基質は淡褐灰色を呈し、長径 2 cm 以下の石質岩片を少量含む。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物とし

て斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物と微量(1枚の薄片中に数個～0個程度)の普通角閃石を含む(第 6. 1 表)。

全岩 SiO_2 量は 65.6～70.7 wt.%である(第 6. 1 表、第 6. 2 表)。このうち、全岩試料の SiO_2 量が 65.6～66.5 wt.%、溶結レンズ部分の SiO_2 量が 69.7 wt.%である(第 6. 2 表)。 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 図ではデイサイトの領域に、 SiO_2-K_2O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる(第 6. 5 図)。本堆積物は、八甲田第 1 期火砕流堆積物とよく似た岩相を示すものの、 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 図などでは他の火砕流堆積物とは異なる固有の組成を示す(第 6. 5 図)。

斑状普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結火山礫凝灰岩

(試料番号 16082808、第 6. 6 図 D)

産地：青森県平川市鍋倉沢上流の地点 6-12 (付図 1)。

産状：溶結火山礫凝灰岩。

全岩 SiO_2 量：66.90 wt.% (第 6. 2 表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物、普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 1.2 mm 以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものが多い。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～他形を呈する。普通角閃石斑晶は薄片中に 2 個確認される。長径 0.5 mm 以下で、自～半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。層序関係からは、約 3.2 Ma の御判如森火砕流堆積物よりも若く、61 ka の奥瀬火砕流堆積物よりも古いことしかわからない。層序総括図等(第 6. 3 図)では、便宜上、鮮新世と更新世の境界付近の層準として示した。

噴出源 噴出源は不明である。また、本地域外での分布や対比についても不明である。

6. 7 面無火砕流堆積物 (Tn)

地層名 新称。

定義 秋田県鹿角市中滝南方及び小坂町笹森南方に局所的に分布し、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、面無火砕流堆積物と定義する。本堆積物は既存研究では認識されていない。

模式地 秋田県鹿角市中滝と面無沢の間に位置する地点6-13付近(付図5)。

分布及び層厚 模式地の地点6-13付近と小坂町笹森南方の地点6-14付近(付図4)に局所的に分布する。層厚は最も厚いところで約90mある。

層序関係 中部中新統の砂子沢川層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 中程度に溶結した塊状の流紋岩火砕流堆積物である。板状節理が発達した灰色～青灰色を呈する溶結凝灰岩として産する(第6.11図E)。明瞭な溶結レンズは認められない。ごく稀に長径5mm以下の変質火山岩岩片を含む。溶結レンズを含まず、岩片も稀なため、非常に均質な岩相を示す。そのため、一見ただけでは溶岩と誤認しやすいが、薄片観察により溶結凝灰岩と判断される。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物と微量(1枚の薄片中に数個～0個程度)の普通角閃石を含む(第6.1表)。

全岩SiO₂量は72.9～73.1wt.%である(第6.1表、第6.2表)。SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では中カリウム系列の領域にプロットされる(第6.5図)。本堆積物は、八甲田第1期火砕流堆積物とよく似た岩相を示すものの、TiO₂、MnO、K₂Oのハーカー図などにおいて、他の火砕流堆積物とは異なる固有の組成を示す(第6.5図)。

斑状普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石流紋岩溶結凝灰岩(試料番号16102711、第6.6図E)

産地：秋田県鹿角市中滝南方の地点6-13(付図5)。

産状：溶結凝灰岩。

全岩SiO₂量：73.11wt.% (第6.2表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物、普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径2.2mm以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径2.8mm以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものが多い。斜方輝石斑晶は長径1.5mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2mm以下で、自形～他形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.6mm以下で自形～他形を呈する。普通角閃石斑晶は薄片中に1個のみ確認される。長径0.4mm以下で、半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しな

い。層序関係からは、中部中新統よりも若く、15.5kaの八戸火砕流堆積物よりも古いことしかわからない。本堆積物は、変質の程度が軽微であることから、中ノ平火砕流堆積物や御判如森火砕流堆積物よりも若いと考えられ、少なくとも上部鮮新統以上の地層と推定される。層序総括図等(第6.3図)では、便宜上、鮮新世と更新世の境界付近の層準として示した。

噴出源 噴出源は不明である。また、本地域外での分布や対比についても不明である。

6.8 神田川層(Kd)

地層名 新称。

定義 秋田県小坂町神田川上流域及び青森県宇樽部南東域に分布し、カラ沢火砕流堆積物、高山溶岩・火山碎屑岩、宇樽部川火砕岩・溶岩の下位層準にある、礫岩、砂岩及び泥岩を主体とする地層を神田川層と定義する。

本層は、通商産業省資源エネルギー庁(1976a)では「市ノ渡層」あるいは「和田川層」の一部とされていた。

模式地 秋田県小坂町神田川上流の地点6-19付近(付図3)。

分布及び層厚 本地域中央部の秋田県小坂町神田川上流域及び青森県宇樽部南東域に分布する。全体的に南北～北東走向で、東～南東に20°程度で傾斜する傾向が認められる。層厚は少なくとも200m以上ある。

層序関係 カラ沢火砕流堆積物、高山溶岩・火山碎屑岩、宇樽部川火砕岩・溶岩の下位層準にある(第6.12図、第6.13図)。高山東方では、高山溶岩・火山碎屑岩の溶結火砕岩(Ty₂)が、本層の塊状暗灰色泥岩を直接覆う(第6.12図)。本層と下位層の層序関係については、露頭情報が少なく推測の域を出ないが、宇樽部南東では上部中新統の松倉沢層を覆い、神田南方では松倉沢層と断層で接すると推定した。

岩相 礫岩、砂岩、泥岩、軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなり、岩相の多様性に富む。以下では、神田川上流域、高山東方、宇樽部川流域の3地域に分けて岩相記載を行う。

神田川上流域の本層は、凝灰質砂岩、凝灰岩及び軽石火山礫凝灰岩を主体とし、泥岩を伴う。これらは厚さ数cm以下の単位で細かく互層する部分が多い(第6.11図F)。全体的に凝灰質で、淡褐色～灰色と明るい色を呈する。平行層理が見られることが多い。軽石火山礫凝灰岩には泥岩偽礫が多く含まれる。

高山東方の本層は、神田川上流域と同様な凝灰質砂岩、凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩細互層に加え、厚さ数m～数十mの礫岩を複数の層準で挟在する(第6.12図)。礫岩はいずれも塊状、基質支持で非常に淘汰が悪く、巨礫サイズ以下の亜角礫で構成される。礫種は、多種多様な安山岩や溶結凝灰岩からなる。



第 6. 12 図 高山付近のルートマップ
 工藤 (2018b) を一部改変. 基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用.

宇樽部川流域の本層は、泥岩と軽石火山礫凝灰岩を主体とし、礫岩及び凝灰岩を伴う (第 6. 13 図). これらは厚さ数 m～数十 m の単位で互層する. また、泥岩を主な母材とするスランプ堆積物を頻繁に含む. 泥岩はいずれも塊状で、内部は暗灰色、風化面は赤褐色を呈する.

化石 宇樽部川流域に分布する暗灰色塊状泥岩 2 試料から、淡水生種の珪藻化石が産出した (第 6. 5 表).

堆積環境 淡水生種の珪藻化石が産出し (第 6. 5 表)、止水性種の *Aulacoseira distans*, *Aulacoseira italica* を含むことから、湖沼環境が推定される.

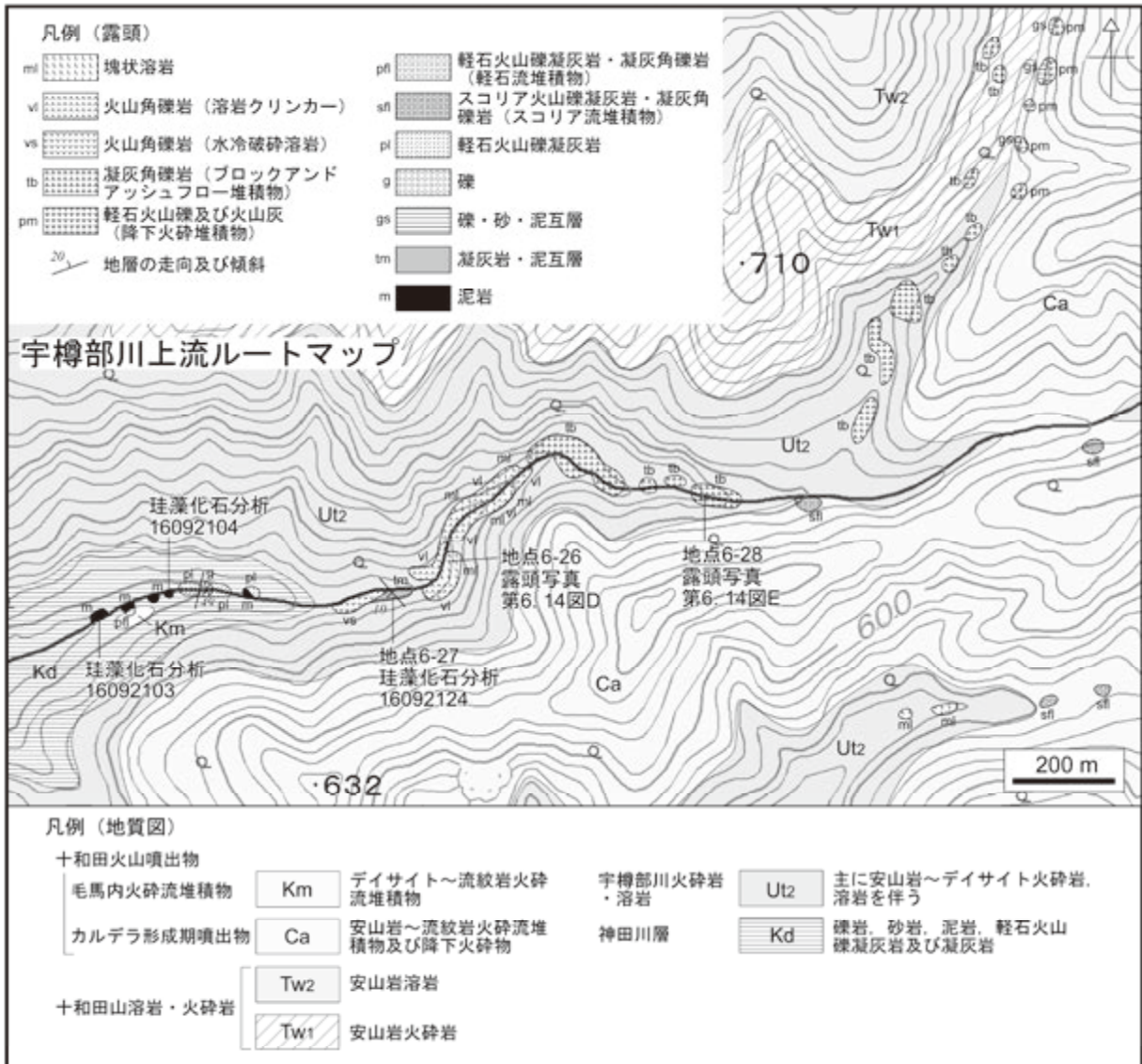
年代 神田川上流域及び高山東方における本層は、カラ沢火砕流堆積物、高山溶岩・火山砕屑岩の下位層準にあることから、2.5 Ma より古いと考えられる. 一方、

宇樽部川流域における本層は、宇樽部川火砕岩・溶岩の直下層準まで続くこと、宇樽部川火砕岩・溶岩の基底も湖沼環境が推定されることから、2 Ma 頃まで堆積が続いていたことを示唆する. 本層は上部中新統ほど固結していないことから、本層の下限年代は少なくとも鮮新世内にあると推定される.

6. 9 東の沢火砕流堆積物 (Hg)

地層名 新称.

定義 秋田県鹿角市東の沢～湯の又沢～青岩山北東に分布し、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、東の沢火砕流堆積物と定義する.



第 6. 13 図 宇樽部川上流域のルートマップ
 工藤（2018b）を一部改変・追加記載。基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

第 6. 5 表 珪藻化石分析結果

サンプル番号	16092103	16092104	16092124
地層名	神田川層	神田川層	宇樽部川火砕岩・溶岩
試料タイプ	泥岩	泥岩	泥岩
種			
<i>Opephora martyi</i> Heribaud	-	-	1
<i>Achnanthes</i> spp.	-	-	1
<i>Aulacoseira distans</i> (Ehr.) Simonsen	2	1	3
<i>Aulacoseira italica</i> (Ehr.) Simonsen	4	3	3
<i>Aulacoseira</i> spp.	9	6	14
<i>Cyclotella</i> spp.	2	3	7
<i>Pinnularia</i> spp.	-	-	1
<i>Pliocaenicus omarensis</i> (Kupts.) Stachura-S. & Khur.	-	-	148
<i>Stephanodiscus suzukii</i> Tuji & Kociolek	-	-	6
<i>Stephanodiscus</i> spp.	2	-	18
全カウント数	19	13	202

試料採取地点は第 6. 13 図を参照。

分析機関：パリオ・サーヴェイ株式会社。

本堆積物は、井上ほか（1973a）では「遠部層」、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では「田代平溶結凝灰岩」、村岡・高倉（1988）では「八甲田第2期火砕流堆積物」の一部とされてきた（第6.2図）。

模式地 秋田県鹿角市東の沢の地点6-20（第6.14図A、付図5）。

分布及び層厚 本地域南部の鹿角市東の沢～湯の又沢～青岩山北東に分布する。層厚は最も厚いところで約150 mある。試錐資料57MAHD-1（通商産業省資源エネルギー庁、1983）によれば、深度155.8～176 mに厚さ約20 mの溶結凝灰岩が存在する（第5.1図）。この溶結凝灰岩には、「石英、角閃石多し」との記載がある（通商産業省資源エネルギー庁、1983）。57MAHD-1周辺で石英と普通角閃石に富み、かつ溶結している火砕流堆積物は、東の沢火砕流堆積物しか存在しない。よって、この溶結凝灰岩は、東の沢火砕流堆積物に対比される可能性がある。

層序関係 未区分上部中新統～下部更新統とした火山砕屑岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 中～強溶結岩相を示す塊状の流紋岩火砕流堆積物である。方状～板状節理が発達した褐灰色の溶結凝灰岩あるいは溶結火山礫凝灰岩として産する（第6.14図A）。比較的均質な岩相を示し、溶結レンズや岩片を含むことは稀である。一部で長径2 cm以下のオレンジ色軽石、軽石質溶結レンズ、石質岩片を含む。長径5 mm程度の石英を多く含む。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、普通角閃石、不透明鉱物を含む（第6.1表）。試料によってはごく微量の斜方輝石や単斜輝石を含むことがある。本地域の溶結した火砕流堆積物の中では、最も普通角閃石を多く含むため、肉眼でも比較的容易に区別が可能である。

全岩SiO₂量は73.9～75.2 wt.%である（第6.1表、第6.2表）。SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第6.5図）。本堆積物は、他の火砕流堆積物とは区別可能な組成を示す（第6.5図）。

斑状普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩

（試料番号13091908、第6.6図F）

産地：秋田県鹿角市東の沢の地点6-20（第6.14図A、付図5）。

産状：溶結凝灰岩。

全岩SiO₂量：74.48 wt.%（第6.2表）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、普通角閃石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径3.5 mm以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径4.5

mm以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものが多い。普通角閃石斑晶は長径1 mm以下で、自～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.6 mm以下で自形～半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。今回、模式地の地点6-20（第6.14図A、付図5）で採取した本堆積物の溶結凝灰岩を対象として、ジルコン同一粒子によるFT・U-Pb年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定の結果、1.6 ± 0.2 MaのFT年代、2.54 ± 0.11 MaのU-Pb年代が得られた（第6.4表）。両者の年代は、誤差の範囲を越えて一致しない。FT年代は、全測定粒子30個のデータが大きくばらつき、 χ^2 検定にも失格する。一方、U-Pb年代は、コンコダント粒子16個が最若年代を示す単一年代集団を形成しており、妥当な年代と判断される。そこで、本報告ではU-Pb年代を採用し、本堆積物の噴出年代を前期更新世の約2.5 Maと判断する（第6.3図）。

噴出源 噴出源は不明である。また、本地域外での分布や対比についても不明である。

6.10 カラ沢火砕流堆積物（Ks）

地層名 工藤（2018b）による。

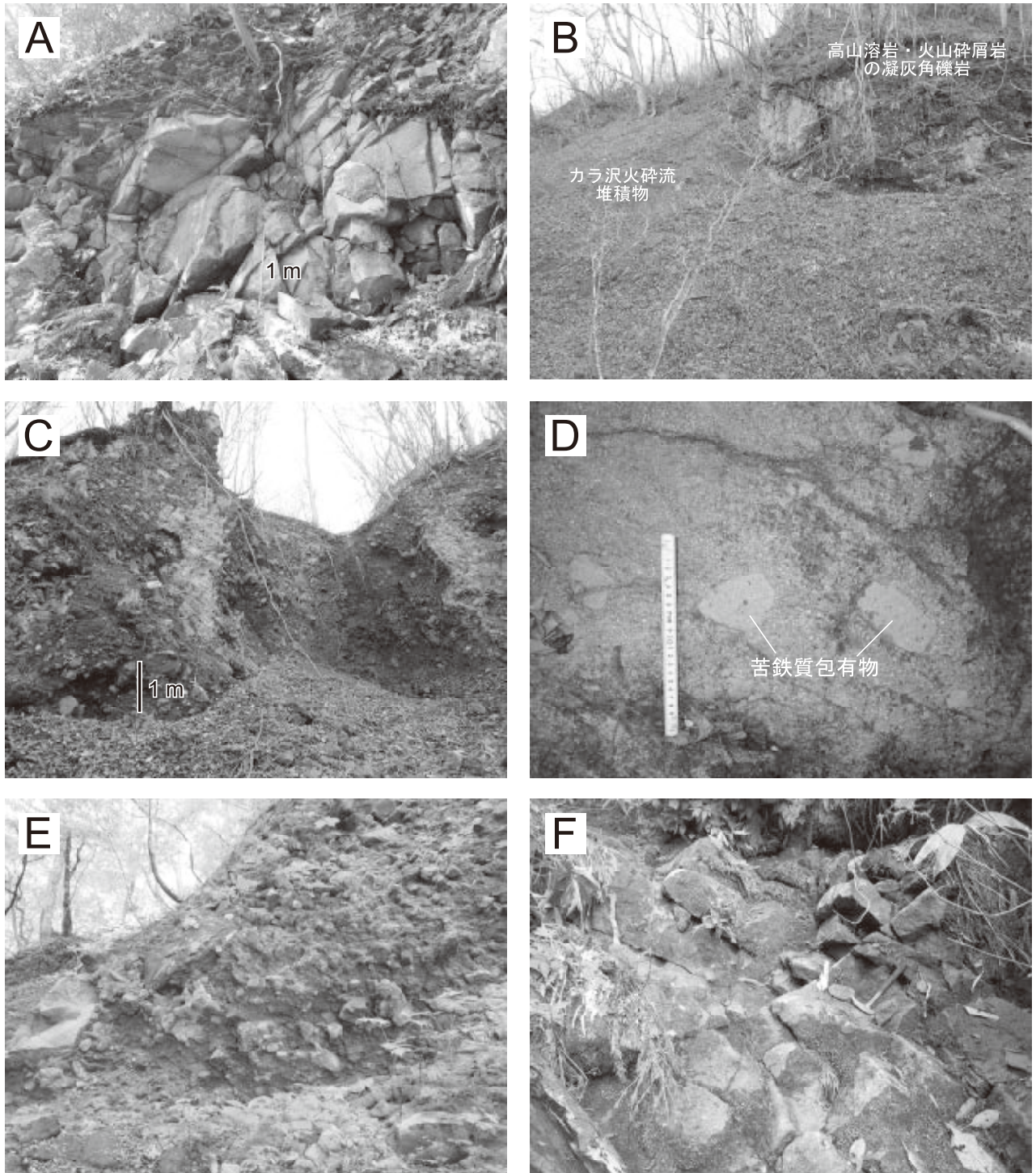
定義 工藤（2018b）は、十和田湖南方のカラ沢沿いにおいて、神田川層の上位、高山溶岩・火山砕屑岩の下位層準にある火砕流堆積物を、カラ沢火砕流堆積物と定義した。

本堆積物は、井上・蜂屋（1962）では「先八甲田カルデラ軽石流」、井上ほか（1973a）では「先八甲田カルデラ噴出物」、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa（1985）では「石ヶ戸凝灰岩」、村岡・高倉（1988）では「八甲田第2期火砕流堆積物」の一部とされていた（第6.2図）。

模式地 青森県十和田市奥瀬、十和田湖南方のカラ沢沿いの地点6-21及びその付近（工藤、2018b；第6.12図）。

分布及び層厚 十和田湖南方、小坂町神田南東から十和田市高山東方にかけて断続的に分布する。層厚は最大60 m程度である。

層序関係 神田川層を覆い、高山溶岩・火山砕屑岩に覆われる。カラ沢流域の地点6-22では、本堆積物が高山溶岩・火山砕屑岩の安山岩凝灰角礫岩に直接覆われる関係を確認できる（第6.12図、第6.14図B）。両者の



第 6. 14 図 東の沢火砕流堆積物，カラ沢火砕流堆積物，高山溶岩・火山碎屑岩，宇樽部川火砕岩・溶岩及び十和田山溶岩・火砕岩の露頭写真

(A)：東の沢火砕流堆積物の流紋岩溶結凝灰岩。鹿角市東の沢の地点 6-20 (付図 5)。 (B)：カラ沢火砕流堆積物を覆う高山溶岩・火山碎屑岩の凝灰角礫岩 (Ty_1)。十和田市宇樽部カラ沢流域の地点 6-22 (第 6. 12 図；付図 3)。 (C)：高山溶岩・火山碎屑岩の火山角礫岩 (水冷破碎溶岩) (Ty_1)。露頭の高さは 15 m 程度。十和田市宇樽部高山付近の地点 6-25 (第 6. 12 図；付図 3)。 (D)：宇樽部川火砕岩・溶岩の塊状溶岩 (Ut_2) で見られる苦鉄質包有物。十和田市宇樽部川上流の地点 6-26 (第 6. 13 図；付図 3)。 (E)：宇樽部川火砕岩・溶岩のブロックアンドアッシュフロー堆積物 (Ut_2)。露頭の高さは 5 m 程度。十和田市宇樽部川上流の地点 6-28 (第 6. 13 図；付図 3)。 (F)：十和田山溶岩・火砕岩の安山岩塊状溶岩 (Tw_2)。十和田山北方沢の地点 6-32 (付図 3)。

境界は起伏に富む。露出状況から、本堆積物の堆積後、侵食を受けてガリー状の谷地形が形成され、その谷地形を埋めるように高山溶岩・火山砕屑岩が堆積したと考えられる(工藤, 2018b)。地点6-21では、本堆積物は十和田火山先カルデラ期の溶岩に層厚2mの礫砂泥互層を介して覆われる(第6.12図)。

岩相 非溶結・塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物である。結晶に富み、長径5mm程度の大型の石英結晶が目立つ特徴的な岩相を示す。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近では、長径5cm以下の白色軽石、長径5cm以下の石質岩片を含む軽石火山礫凝灰岩として産する。また、長径15cm以下の泥岩偽礫を含むことがある。

高山西方での本堆積物は、模式地付近とは若干岩相が異なる。この付近での本堆積物は、長径15cm以下の白色軽石、長径6cm以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩として産する。基質は淡褐灰色火山灰からなる。模式地付近のものより石質岩片に富んでおり、基質の一部はより硬く固結している。硬く固結した部分では、しばしば軽石が風化して抜け落ち、その部分が空洞となっている。

岩石記載

全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。非常に結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。なお、高山西方での本堆積物は、単斜輝石を全く含まないが、岩相が模式地付近と若干異なることから、別の火砕流堆積物として区分できる可能性も指摘されている(工藤, 2018b)。

斑状単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩(試料番号13060114)

産地：青森県十和田市宇樽部南方、カラ沢流域の地点6-21(第6.12図、付図3)。

産状：厚さ10m以上の非溶結火砕流堆積物。

鏡下の特徴(実体顕微鏡による)：非常に結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径2mm以下の斜長石、石英、普通角閃石、長径1mm以下の斜方輝石、単斜輝石及び長径0.5mm以下の不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では、普通角閃石が最も多く、単斜輝石が最も少ない。石英結晶は両錐形のを多く含む。

堆積環境 本堆積物は、塊状無層理で乾陸堆積の火砕流堆積物に典型的な岩相を示すことから、乾陸環境で堆積したと考えられる。ただし、一部で泥岩偽礫を含むことから、一部は水底堆積であった可能性もある(工藤, 2018b)。

年代 工藤(2018b)により、本火砕流堆積物から 2.42 ± 0.07 MaのジルコンU-Pb年代が得られている(第6.3図)。

噴出源 噴出源は不明である。また、本地域外での分布や対比についても不明である。本堆積物は、高山溶岩・火山砕屑岩と密接に産するが(第6.12図)、高山溶岩・火山砕屑岩には含まれない普通角閃石を多く含むことから、少なくともこれらとは別の噴出源からもたらされたと考えられる(工藤, 2018b)。

6.11 高山溶岩・火山砕屑岩(Ty₁, Ty₂)

地層名 工藤(2018b)による。

定義 工藤(2018b)は、青森県十和田市宇樽部高山付近に分布し、カラ沢火砕流堆積物を覆い、十和田火山噴出物に覆われる溶岩及び火山砕屑岩からなる地層を、高山溶岩・火山砕屑岩と定義した。

本溶岩・火山砕屑岩は、井上・蜂屋(1962)では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか(1973a)では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口(1972)では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁(1976a)では「十和田火山第1期溶岩」の一部に区分されていた(第6.1図)。

模式地 青森県十和田市宇樽部高山付近(工藤, 2018b; 第6.12図)。

分布及び層厚 十和田市宇樽部高山付近に分布する。層厚は高山山頂付近で最大200mである。

層序関係 カラ沢火砕流堆積物を覆い、十和田火山噴出物に覆われる(第6.12図)。高山東方では、本溶岩・火山砕屑岩の溶結火砕岩(Ty₂)が神田川層の泥岩を直接覆う(第6.12図)。

岩相 玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山砕屑岩(Ty₁)、安山岩～デイサイト溶結火砕岩(Ty₂)の2つの岩相からなる。Ty₁が本溶岩・火山砕屑岩の主体を構成し、Ty₂は高山近辺のみで認められる(第6.12図)。

玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山砕屑岩(Ty₁)：玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山砕屑岩を主体とし、礫層・砂層を伴う。溶岩は水冷破碎溶岩を主体とし、一部で塊状溶岩を伴う。水冷破碎溶岩は、火山角礫岩として産し(第6.14図C)、礫のサイズは長径1m以下で、しばしばジグソー割れ目や放射状の冷却節理が認められる。水冷破碎溶岩を主とする部分は少なくとも層厚40m以上に達する。水冷破碎溶岩の間には、弱く成層した大礫層や平行層理の顕著な凝灰質砂層の挟在が見られることがある(第6.12図)。

カラ沢流域では複数岩種の安山岩～デイサイト礫で構成される凝灰角礫岩が産する(第6.12図)。これらは側方に追うと水冷破碎溶岩へと移化するので、水冷破碎溶岩の再堆積物であると考えられる。

高山西方では降下火砕堆積物が認められる。長径 80 cm 以下のやや発泡した安山岩～デイサイト岩塊及び火山礫からなり、一部では座布団状の形態をした火山弾が含まれる。粒径が粗く、礫支持で淘汰が悪いことから、火口近傍相と考えられる。一連の露頭において溶結火砕岩 (Ty₂) へと移化する。

安山岩～デイサイト溶結火砕岩 (Ty₂)：強溶結した塊状の安山岩～デイサイト溶結火砕岩からなる。厚さは少なくとも 100 m に達する。長径数 cm ～十数 cm の暗灰色溶結レンズを多く含む。それらは引き伸ばされて暗灰色部分と明灰色部分が不規則な縞模様を成すことが多い。長径数 cm 程度の石質岩片を含むことがある。幅数 m の不規則な粗い節理が発達する。本岩相は、Ty₁ の降下火砕堆積物から移化することから、溶結した降下火砕堆積物であると考えられる。粒径が粗いこと、強溶結していることから給源近傍相と判断される。

岩石記載・全岩化学組成

本溶岩・火山碎屑岩の岩石記載表を第 6. 3 表に示す。本火山岩を構成する岩石は、全て斑状組織を示す。Ty₁ は単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩からなり、一部ではかんらん石仮像が認められる。Ty₂ は単斜輝石斜方輝石安山岩～デイサイトからなる。いずれも斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、Ty₂ ではこれらに加えて石英斑晶が含まれる (第 6. 3 表)。

全岩 SiO₂ 量は Ty₁ が 56.8 ～ 63.2 wt. %、Ty₂ が 62.4 ～ 63.7 wt. % である (工藤, 2018b; 第 6. 3 表)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩～デイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる (第 6. 8 図)。ハーカー図上では、組成領域はあまり集中せず、TiO₂、MgO、P₂O₅ においてややばらつく (第 6. 8 図)。Ty₁ と Ty₂ で顕著な全岩化学組成の差は認められない。

斑状単斜輝石斜方輝石安山岩

(試料番号 15111302, 第 6. 15 図 A)

産地：青森県十和田市宇樽部南方、カラ沢流域の地点 6-23 (第 6. 12 図, 付図 3)。

産状：沢沿いに連続的に露出する水冷破碎溶岩。長径 1 m 以下の安山岩角礫で構成され、単一岩種で、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む。

岩相区分：Ty₁。

全岩 SiO₂ 量：58.79 wt. % (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石、斜方輝石、単斜輝石斑晶はいずれも長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～他形を呈する。石基は、針状の斜長石、長柱～粒状

の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、それらの隙間を埋めるシリカ鉱物等で構成される。石基にはぼんやりした石英パッチが散在する。

斑状単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結火砕岩

(試料番号 14103001, 第 6. 15 図 B)

産地：青森県十和田市宇樽部南方、高山東方の地点 6-24 (第 6. 12 図, 付図 3)。

産状：強溶結した降下火砕堆積物。

岩相区分：Ty₂。

全岩 SiO₂ 量：63.67 wt. % (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、石英、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～他形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石英斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態や破片状の形態を示すものが多い。不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で自形～半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。

堆積環境 少なくとも本溶岩・火山碎屑岩の下部においては、水冷破碎溶岩を産すること、水冷破碎溶岩を主とする部分が層厚 40 m 以上にわたって存在することから、これらは水底環境で堆積したと判断される。一方、本溶岩・火山碎屑岩の上部では溶結した降下火砕堆積物 (Ty₂) が認められることから、堆積途中で乾陸環境へと変化した可能性がある (工藤, 2018b)。

年代 工藤 (2018b) により、本溶岩・火山碎屑岩の水冷破碎溶岩から 2.53 ± 0.07 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている (第 6. 3 図)。

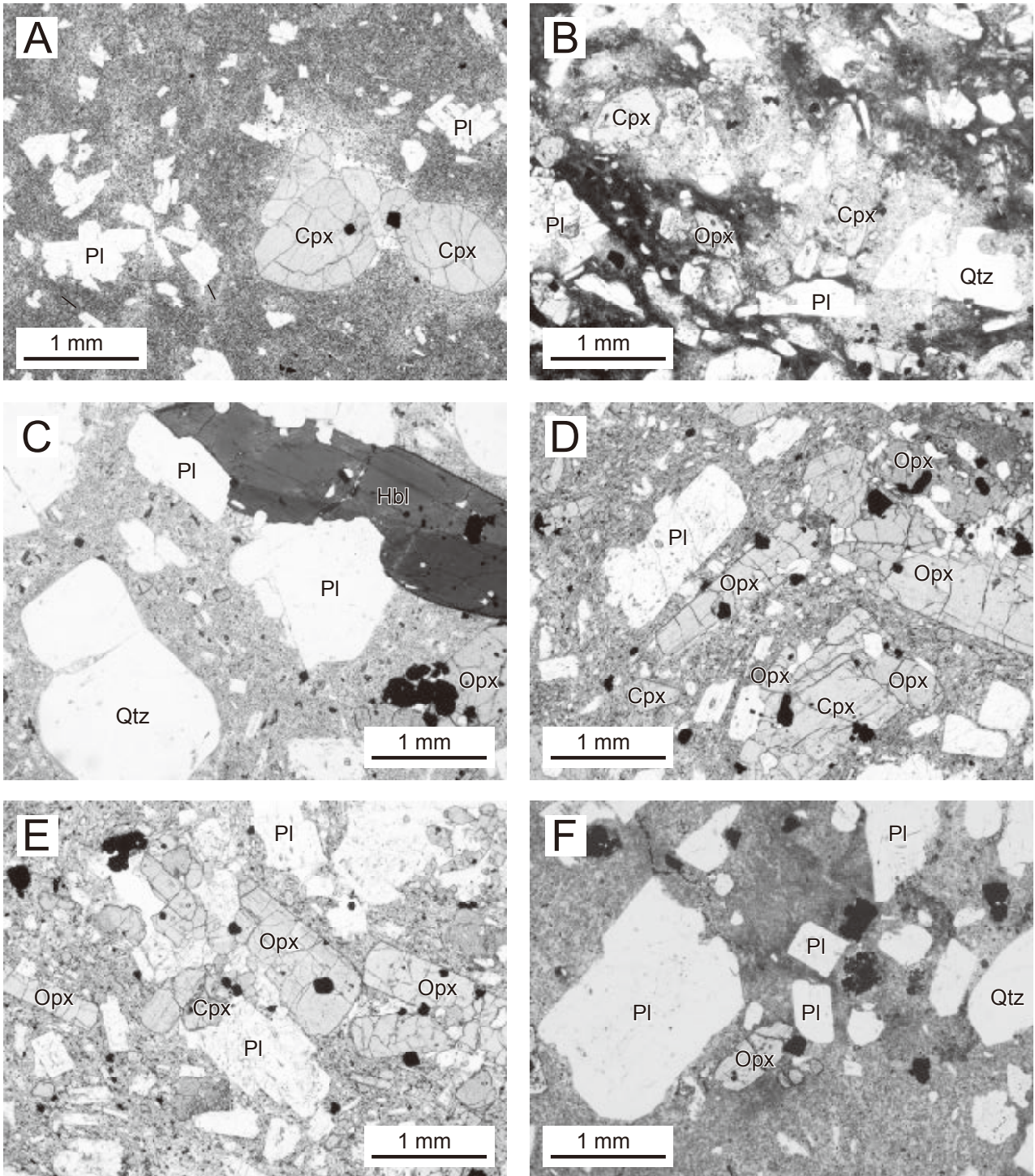
6. 12 宇樽部川火砕岩・溶岩 (Ut₁, Ut₂)

地層名 工藤 (2018b) による。

定義 工藤 (2018b) は、青森県十和田市宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布し、十和田山溶岩・火砕岩の下位層準にあり、普遍的に石英斑晶を含む岩石で特徴づけられる火砕岩及び溶岩からなる地層を、宇樽部川火砕岩・溶岩と定義した。

本火砕岩・溶岩は、井上ほか (1973a) では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口 (1972) では「十和田火山第一期溶岩類」、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では「十和田火山第 I 期溶岩」、Hayakawa (1985) では「十和田山、十和利山及び戸来岳火山」の一部に区分されていた (第 6. 1 図)。

模式地 青森県十和田市宇樽部川上流域 (工藤, 2018b; 第 6. 13 図)。



第 6. 15 図 高山溶岩・火山碎屑岩，宇樽部川火砕岩・溶岩，三ツ岳溶岩，十和田山溶岩・火砕岩及び黒滝火砕流堆積物の偏光顕微鏡写真

(A)：高山溶岩・火山碎屑岩の安山岩水冷破碎溶岩（試料番号 15111302）。(B)：高山溶岩・火山碎屑岩のデイサイト溶結火砕岩（試料番号 14103001）。(C)：宇樽部川火砕岩・溶岩のデイサイト水冷破碎溶岩（試料番号 13092504）。(D)：三ツ岳溶岩の安山岩溶岩（試料番号 15061501）。(E)：十和田山溶岩・火砕岩の安山岩溶岩クリンカー部（試料番号 14102701）。(F)：黒滝火砕流堆積物のデイサイト溶結凝灰岩（試料番号 15052201）。Cpx：単斜輝石，Hbl：普通角閃石，Opx：斜方輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

分布及び層厚 本地域東部の宇樽部川上流域及び十和利山付近に分布する。また、惣辺川上流域にも小規模な分布が認められる。層厚は、宇樽部川上流域で最大 130 m、十和利山山頂部付近で最大 200 m である。

層序関係 十和田火山噴出物に覆われる。宇樽部川上流域での露出状況から、神田川層を覆い、十和田山溶岩・火砕岩に覆われると判断される（第 6. 13 図）。

岩相 安山岩～デイサイト溶岩 (U_t_1) と、安山岩～デイサイト火砕岩が主体で一部溶岩を伴う岩相 (U_t_2) の 2 つに区分される。なお、 U_t_2 中の溶岩は、分布規模が小さく地質図規模で側方に追えないことから、火砕岩と一括して示している。本火砕岩・溶岩の主体を成すのは U_t_2 であり、 U_t_1 は十和利山山頂部や宇樽部川上流域の一部のみで認められる。

安山岩～デイサイト溶岩 (U_t_1)：安山岩～デイサイトの塊状溶岩からなる。十和利山山頂付近では、沢沿いに小規模塊状岩体の露頭、山体斜面上での塊状岩体の露岩として認められる。十和利山山頂部では、地形から溶岩ドームを構成していると考えられる。その他、宇樽部川上流域の一部においても、塊状溶岩の露出が認められる。

安山岩～デイサイト火砕岩主体の岩相 (U_t_2)：安山岩～デイサイト火砕岩を主体とし、一部で溶岩を伴う岩相である。火砕岩は、塊状で単一岩種の凝灰角礫岩からなる（第 6. 14 図 E）。礫は角～亜角礫からなり、そのサイズは最大長径 5 m に及ぶ。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩～デイサイト礫の細粉からなる火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらの火砕岩はブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

溶岩は、水冷破碎溶岩及びクリンカーを伴う塊状溶岩からなる。水冷破碎溶岩は、本火砕岩・溶岩の基底部のみで産し、火山角礫岩あるいは凝灰角礫岩からなる（第 6. 13 図）。長径数十 cm 以下の安山岩～デイサイト角礫からなり、ジグソー割目や放射状の冷却節理が認められる。地点 6-27（付図 3）では、水冷破碎溶岩の上位を泥岩と凝灰岩の細互層が直接覆う関係が観察される（第 6. 13 図）。

宇樽部川上流では、クリンカーを伴う塊状溶岩が産する。沢沿いに塊状部とクリンカー部（火山角礫岩）が産し、繰り返し移化する（第 6. 13 図）。クリンカー部の基質は高温酸化のため赤褐色を示す。地点 6-26（付図 3）では、長径 10 cm 以下の楕円球状の形態をした苦鉄質包有物を頻繁に含む（第 6. 14 図 D）。

岩石記載・全岩化学組成

本溶岩・火山碎屑岩の岩石記載表を第 6. 3 表に示す。本火山岩を構成する岩石は、全て斑状組織を示す。斑晶として、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、

石英及び不透明鉱物を含むが、組合せには多様性が認められる（第 6. 3 表）。普通角閃石斑晶は、より珪長質な岩石で多く含まれる傾向がある。石英斑晶は、ごく一部の試料を除き、普遍的に含まれる。

本火砕岩・溶岩を構成する岩石は、長径数十 cm 以下の楕円球状～不定形の苦鉄質包有物を含むことがある（第 6. 14 図 D）。一部では母岩と包有物が不規則に入り交じり、不均質な岩相を示す。苦鉄質包有物は、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、石英及び不透明鉱物を含むが、含有量は母岩より少ない。石英は母岩と較べて粗粒で、長柱状の斜長石・斜方輝石・単斜輝石と粒状の不透明鉱物が構成する網目状構造の隙間を、褐色ガラスや隠微晶質物質が充填する組織を示す。

全岩 SiO_2 量は 61.6～70.4 wt.% である（第 6. 3 表：工藤, 2018b）。苦鉄質包有物の全岩 SiO_2 量は 58.5 wt.%、それと共存する母岩の全岩 SiO_2 量は 67.7 wt.% である（第 6. 3 表：工藤, 2018b）。 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 図では安山岩～デイサイトの領域に、 SiO_2-K_2O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。 SiO_2 幅が比較的広く、ハーカー図において直線的な組成変化トレンドを示す（第 6. 8 図）。

斑状単斜輝石普通輝石斜方輝石デイサイト

（試料番号 13092504, 第 6. 15 図 C）

産地：青森県十和田市宇樽部川上流の地点 6-29（付図 3）。

産状：デイサイト水冷破碎溶岩。長径 40 cm 以下のデイサイト角礫で構成され、単一岩種で、放射状の冷却節理を持つ岩塊を含む。

岩相区分： U_t_2 。

全岩 SiO_2 量：70.26 wt.%（工藤, 2018b）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 4 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 3 mm 以下で、半自形～他形を呈する。角が丸くなっているものが多い。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径 4 mm 以下で、自形～他形を呈する。オパサイトリムを持つものが認められる。単斜輝石斑晶は長径 0.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形～他形を呈する。石英はフェルシティック組織を示し、微細な斜長石やシリカ鉱物等で構成される。

化石 宇樽部川上流域の地点 6-27（付図 3）において、水冷破碎溶岩を覆う泥岩・凝灰岩細互層中の泥岩試料（第 6. 13 図）から、淡水生種の珪藻化石が産出した（第 6. 5 表）。

堆積環境 本火砕岩・溶岩の基底部は、水冷破碎溶岩を産する。また、これを覆う泥岩・凝灰岩互層からは、

淡水生種の珪藻化石が産出し（第 6. 5 表）、止水性種が優占することから、湖沼環境が推定される。基底部以外については、高温酸化したブロックアンドアッシュフロー堆積物と溶岩から構成されることから、乾陸環境と判断される。

年代 工藤（2018b）により、本火砕岩・溶岩の水冷破碎溶岩から 1.59 ± 0.08 Ma のジルコン U-Pb 年代、ブロックアンドアッシュフロー堆積物から 1.97 ± 0.15 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている。また、本火砕岩・溶岩を覆う十和田山溶岩・火砕岩からは、 1.71 ± 0.05 Ma、 1.69 ± 0.04 Ma、 1.68 ± 0.03 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている（工藤，2018b）。以上の放射年代より、本火砕岩・溶岩の年代は、前期更新世の 2.1 ~ 1.7 Ma 付近と判断される。

6. 13 三ツ岳溶岩 (Mt)

地層名 工藤（2018b）による。

定義 工藤（2018b）は、本地域東端に位置する三ツ岳（山頂は東隣の田子地域内にある）の山体を構成する溶岩を、三ツ岳溶岩と定義した。

本溶岩は、谷口（1972）では「先十和田溶岩類」に、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では中新統の「和田川層」に、Hayakawa（1985）では「戸来岳火山」に、村岡・高倉（1988）では「御鼻部山溶岩」に区分されていた（第 6. 1 図）。

模式地 青森県十和田市惣辺川上流地域、三ツ岳北西山腹の地点 6-30 及びその付近（付図 3）。

分布及び層厚 本地域の東端部に分布し、ドーム状の火山体を構成する（第 1. 4 図）。本溶岩の分布は調査地域のさらに東方へと延長するが、これらの延長部分については、まだ十分な調査ができていないため、詳細は不明である。層厚は最大 350 m である。

層序関係 直接の層序関係は確認できていないが、露出・分布状況から、上部中新統の松倉沢層、宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと考えられる。

岩相 塊状の安山岩溶岩からなる。やや乱れた方状の節理が発達する。地形を考慮すると、本溶岩は複数の溶岩ドームから構成されると考えられる。

岩石記載・全岩化学組成

単斜輝石斜方輝石安山岩である（第 6. 3 表）。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。

全岩 SiO₂ 量は 60.0 ~ 60.5 wt.% である（第 6. 3 表；工藤，2018b）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。十和田山溶岩・火砕岩と良く似た全岩化学組成を示す（第 6. 8 図）

斑状単斜輝石斜方輝石安山岩

（試料番号 15061501，第 6. 15 図 D）

産地：青森県十和田市奥瀬、惣辺川上流枝沢の地点 6-30（付図 3）。

産状：沢沿いに連続的に露出する安山岩塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量：60.00 wt.%（工藤，2018b）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 4 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 4 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～他形を呈する。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。

堆積環境 塊状溶岩からなり、水冷破碎の証拠は認められないことから、乾陸環境と判断される。

年代 工藤（2018b）により、本溶岩から 1.71 ± 0.05 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている（第 6. 3 図）。

6. 14 十和田山溶岩・火砕岩 (Tw₁, Twg, Tw₂)

地層名 Hayakawa（1985）による「十和田山火山」に由来し、工藤（2018b）により「十和田山溶岩・火砕岩」と改称・再定義された。

定義 本地域東部に位置する十和田山の山体を構成する溶岩・火砕岩として定義される（工藤，2018b）。

本溶岩・火砕岩は、谷口（1972）では「先十和田溶岩類」に、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では中新統の「和田川層」に、村岡・高倉（1988）では「御鼻部山溶岩」に区分されていた（第 6. 1 図）。

模式地 青森県十和田市奥瀬、十和田山北東沢の地点 6-31、6-32 付近（工藤，2018b；付図 3）。

分布及び層厚 本地域の東部、十和田山とそれに隣接するピーク付近（第 1. 3 図）に分布し、それらを頂部とする火山体を構成する。層厚は十和田山山頂付近で最大 400 m と推定される。

層序関係 十和田山西方での露出状況から、上部中新統の松倉沢層を覆うと判断される。宇樽部川上流域での露出状況から、宇樽部川火砕岩・溶岩を覆うと判断される（第 6. 13 図）。また、各所にて十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 安山岩火砕岩 (Tw₁)、礫 (Twg)、安山岩溶岩 (Tw₂) の 3 つの岩相に区分される。本溶岩・火砕岩の主体を成すのは Tw₂ であり、Tw₁ は分布縁辺部のみで認められる。Tw₂ は複数の溶岩単層からなるが、溶岩の間には最大層厚 60 m の礫層を挟むことがある。この礫層を Twg とした。

単斜輝石斜方輝石安山岩火砕岩 (Tw_1): 塊状の安山岩火山角礫岩～凝灰角礫岩からなる。安山岩礫は単一岩種であり、そのサイズは最大長径 2 m に及ぶ。岩質は Tw_2 とほぼ同一である。安山岩礫には放射状の冷却節理が認められることがある。基質は安山岩礫の細粉である火山灰～細礫で構成され、一部は高温酸化のため赤褐色を呈する。以上の産状から、これらは主に Tw_2 を母材としたブロックアンドアッシュフロー堆積物であると考えられる。

礫 (Tw_g): 多様な安山岩の角～亜角礫で構成される大～巨礫層からなる。塊状・基質支持で淘汰が悪いものが多い。層厚は最大で 60 m である。 Tw_2 に伴って産すること、 Tw_2 に類似した安山岩礫から主に構成されることから、主に Tw_2 を母材とした再堆積物と考えられる。

単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩 (Tw_2): 青灰色～灰色を呈する塊状の安山岩溶岩からなる (第 6. 14 図 F)。方状～やや乱れた方状節理が発達することが多い。一部で安山岩角礫からなるクリンカーや崖錐堆積物を伴う。複数の溶岩単層から構成され、1 枚の溶岩の厚さは少なくとも 50 m 以上である。 Tw_2 の最上部は、地形から複数の溶岩ドームで構成されると考えられ、十和田山山頂部を構成する溶岩ドーム、十和田山東方の 995 m ピークを構成する溶岩ドーム、十和田山北方の標高 889 m ピークを構成する溶岩ドームの少なくとも 3 つが確認できる。

岩石記載・全岩化学組成

単斜輝石斜方輝石安山岩を主体とし、一部でかんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩を伴う (第 6. 3 表)。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、一部では例外的にかんらん石や石英が認められるものもある。

全岩 SiO_2 量は 57.3～61.2 wt. % である (工藤, 2018b; 第 6. 3 表)。 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 図では安山岩の領域に、 SiO_2-K_2O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 6. 8 図)。 Tw_1 と Tw_2 で顕著な岩質・全岩化学組成の差は認められない。

斑状単斜輝石斜方輝石安山岩

(試料番号 14102701, 第 6. 15 図 E)

産地: 青森県十和田市奥瀬, 十和田山北東沢の地点 6-33 (付図 3)。

産状: 沢沿いに露出する安山岩溶岩のクリンカー部。下流側では同じ岩質の塊状溶岩へと岩相が変化する。

岩相区分: Tw_2 。

全岩 SiO_2 量: 59.29 wt. % (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 3.5

mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で自形～他形を呈する。石基は、長～針状の斜長石、長柱～粒状の単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物、隙間を充填するシリカ鉱物等で構成される。

堆積環境 塊状溶岩を主体とすること、高温酸化したブロックアンドアッシュフロー堆積物を含むこと、水冷破碎の証拠は認められないことから、乾陸環境と判断される。

年代 工藤 (2018b) により、本溶岩・火砕岩の溶岩あるいはブロックアンドアッシュフロー堆積物から 1.71 ± 0.05 Ma, 1.69 ± 0.04 Ma, 1.68 ± 0.03 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている。1.7 Ma 前後の比較的短期間に噴出した溶岩・火砕岩からなると考えられる。

6. 15 青荷層

青荷層の名称は今泉 (1949) による。青荷層は、Muraoka and Hase (1981) により青荷凝灰岩と改称され、その後の地質図類 (村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990; 宝田・村岡, 2004) でも青荷凝灰岩の名称が踏襲されている。ただし、青荷凝灰岩は、実際には凝灰岩だけではなく、より粗粒な火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩のほか、溶岩、貫入岩、シルト岩、礫岩なども含む総合的な層序单元名として使用されている。このような層序单元名としては、「凝灰岩」ではなく、むしろ「層」が適している。以上の理由により、本報告では「青荷層」の名称を用いる。本地域内では、青荷層の一部層である温川土石流堆積物のごく僅かに分布するのみなので、以下では温川土石流堆積物に関する記載のみを行う。

6. 15. 1 温川土石流堆積物 (Nd)

地層名・定義 野澤 (2001) により、青荷層の一部層として命名・定義された。

模式地 青森県平川市滝ノ股川下流～中流 (野澤, 2001)。

分布及び層厚 本地域北西端部の青森県平川市摺毛沢流域において、ごく僅かな分布が認められる。ほぼ水平層をなし、本地域内での最大層厚は約 100 m である。

層序関係 分布状況から見て、御判如森火砕流堆積物を覆うと推定される。十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 礫層を主体とし、砂層を伴う。また、一部では泥層を伴う。礫層には基質支持のもの、礫支持のもの、塊状のもの、成層構造を持つもの、砂層や泥層と互層するものなど、様々なものが認められる。その中で最も卓越する礫層のタイプは、厚さが数 m 以上で、塊状、基質支持で、淘汰が悪く、巨礫サイズ以下の亜円礫で構成

される(第6.17図A)。このタイプの礫層は、礫のサイズがしばしば長径1mを越える。礫種は緻密な火山岩を主体とするが、白色軽石を主体とするものも認められる。これらは層相から土石流堆積物と判断される。また、成層したシルトや軽石火山礫凝灰岩からなる長径数m以上の巨大ブロックを含む礫層が認められることがある。

堆積環境 沖浦カルデラ内に生じたカルデラ湖底で堆積したと考えられている(野澤, 2001; 宝田・村岡, 2004)。

年代 青荷層の火山砕屑岩からは、1.7～0.9 Maの全岩K-Ar年代が報告されている(村岡, 1986)。温川土石流堆積物は、青荷層の中でも比較的下位層準に位置すると考えられている(野澤, 2001)。

6.16 黒滝火砕流堆積物(Kr)

地層名 新称。

定義 秋田県小坂町上向～小坂鉦山付近に分布し、岩相及び岩石学的特徴から他と区別可能な火砕流堆積物を、黒滝火砕流堆積物と定義する。

本堆積物は、渡邊(1925)では「堀切澤安山岩」と「本山凝灰岩」を合わせたもの、木下(1930)では「堀切澤安山岩」と「元山石英安山岩」の一部を合わせたものに相当する。村岡・高倉(1988)では「八甲田第2期火砕流堆積物」、中嶋(1989)では「十和田火山軽石流堆積物」の一部とされていた。

模式地 秋田県小坂町上向、黒滝神社付近の地点6-35(付図4)。

分布及び層厚 本地域南西部の小坂町上向～小坂鉦山付近に分布する。層厚は最も厚いところで約50mある。

層序関係 中部中新統の上向層、砂子沢川層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 中程度に溶結した塊状のデイサイト火砕流堆積物である。淡灰色～灰色を呈する結晶質な溶結凝灰岩として産し、節理の発達が貧弱な、のっぺりとした露岩を成す(第6.17図B)。一部では幅数十cm単位の粗い柱状節理が発達する場合もある。非常に均質な岩相を成し、ごく稀に長径2cm以下の偏平化した淡褐灰色溶結レンズ、長径1cm以下の石質岩片を含む。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物と微量(1枚の薄片中に数個～0個程度)の普通角閃石を含む(第6.1表)。

全岩SiO₂量は68.87 wt.%である(第6.1表, 第6.2表)。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では中カリウム系列の領域にプロットさ

れる(第6.5図)。本堆積物は、他の火砕流堆積物とは区別可能な組成を示す(第6.5図)。

斑状普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩(試料番号15052201, 第6.15図F)

産地: 秋田県小坂町上向、黒滝神社付近の地点6-35(第6.17図B; 付図4)。

産状: 溶結凝灰岩。

全岩SiO₂量: 68.87 wt.% (第6.2表)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物、普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径2.5mm以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径1.7mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶、単斜輝石斑晶は、いずれも長径1mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は薄片中に2個のみ確認される。長径0.3mm以下で、半自形を呈する。石基はほんやりしたユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆される。

年代 本堆積物に関する既存の年代資料は存在しない。今回、模式地の地点6-35(第6.17図B; 付図4)で採取した本堆積物の溶結凝灰岩を対象として、ジルコン同一粒子によるFT・U-Pb年代測定を行なった。年代測定は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。年代測定の結果、1.5 ± 0.4 MaのFT年代、1.60 ± 0.10 MaのU-Pb年代が得られた(第6.4表)。両者の年代は、誤差の範囲で一致する。本報告では誤差のより小さなU-Pb年代を採用し、本堆積物の噴出年代を前期更新世の約1.6 Maと判断する(第6.3図)。

噴出源 噴出源は不明である。また、本地域外での分布や対比についても不明である。

6.17 柴森層(Sb)

地層名 新称。

定義 青森県平川市温川沢流域及び柴森南東に分布し、温川沢溶岩とほぼ同層準にあり、礫岩、砂岩、泥岩及び火山砕屑岩からなる地層を、柴森層と定義する。模式地は温川沢流域であるが、工藤(2018b)により既に「温川沢溶岩」が定義されているため、地層名を「柴森層」とした。

本層は、通商産業省(1972)では大楽前層(小高ほか, 1969)、金属鉱業事業団(1977b)では碓ヶ間層(井上・三橋, 1962)、山田ほか(1988)では遠部層と碓ヶ間層、村岡・高倉(1988)では虹貝凝灰岩の一部として、工藤(2018b)では「未区分鮮新統～下部更新統」として示さ

れていた。本層に対しては、これまで「碓ヶ関層」の名称が使用される場合が多かった。しかし、「碓ヶ関層」は、村岡・長谷（1990）により再定義され、碓ヶ関カルデラ内に分布するものに限定された。そのため、本報告により新称を与えた。

模式地 青森県平川市、温川沢流域の地点6-55及びその付近（第6.16図、付図1）。

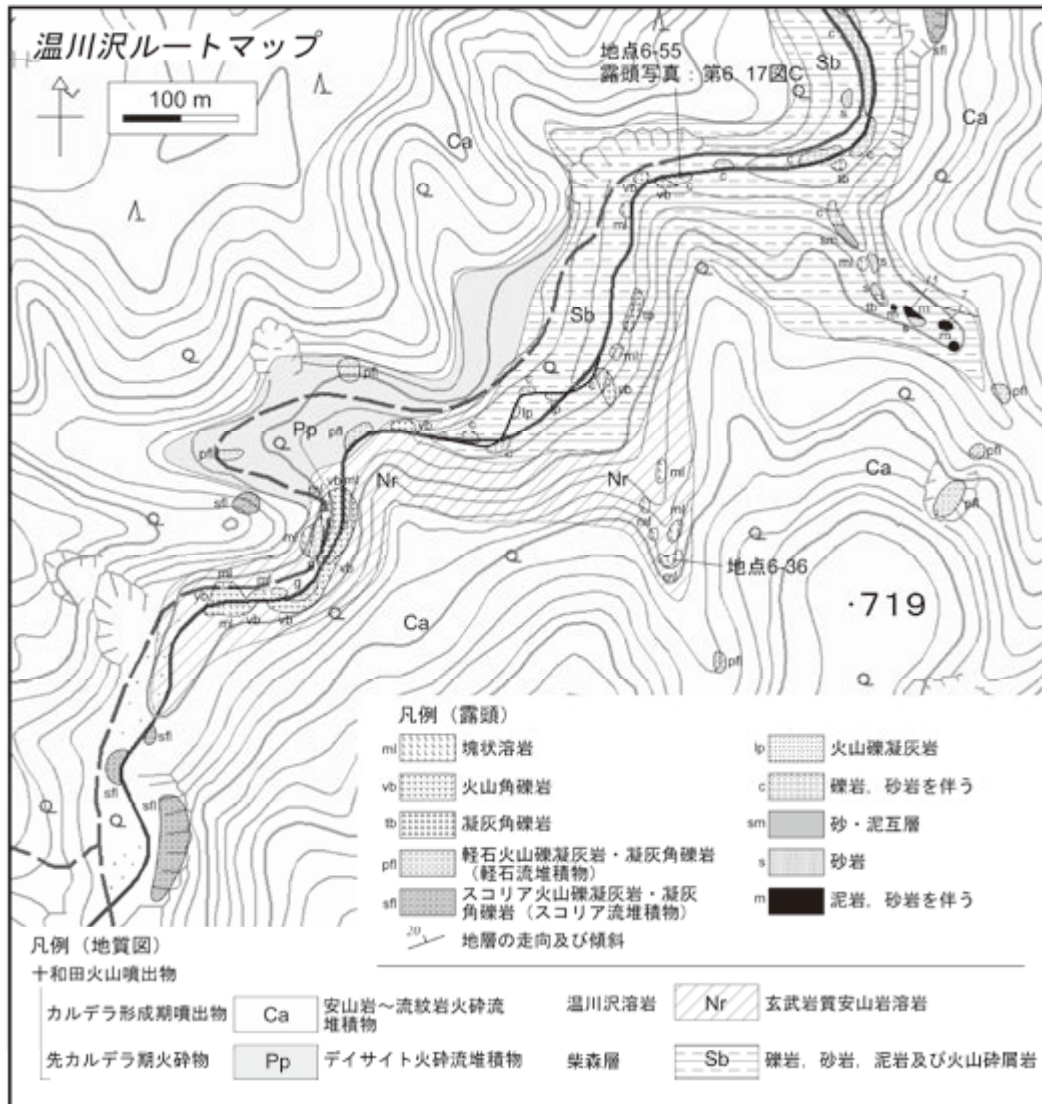
分布及び層厚 十和田湖地域北西部の平川市温川沢流域及び柴森南東に分布する。温川鉦山付近では、ほぼ東西走向で、北方に7～15°程度で傾斜する（第6.16図）。地表における垂直方向の分布は少なくとも60m以上に及ぶ。試錐資料によれば、52MAHK-1では層厚95.3mに及ぶ（通商産業省資源エネルギー庁、1978）。

層序関係 温川沢流域において、本層は温川沢溶岩に覆われる（第6.16図）。ただし、温川鉦山付近の試錐

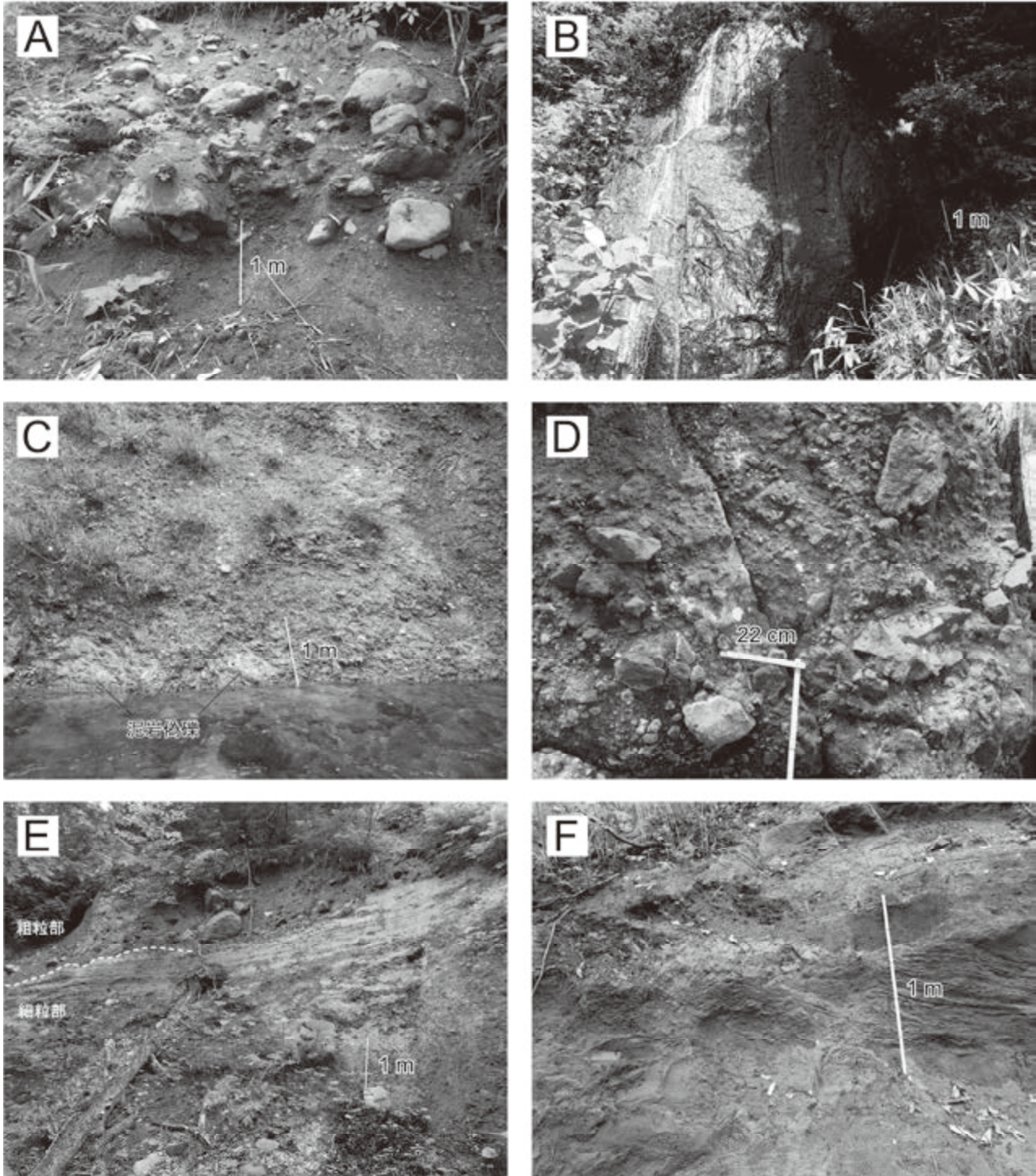
資料によれば（例えば、金属鉱業事業団、1977b、1978b）、本層は温川沢溶岩を挟む。したがって、本層の一部と温川沢溶岩は、同時異相の関係にあると判断される。柴森付近では、分布状況から堀切沢溶岩に覆われると推定される。

温川鉦山付近の試錐資料によれば、本層は「未区分上部中新統～下部更新統」のデイサイト～流紋岩火山碎屑物を主体とする岩相（uv）を覆う（例えば、金属鉱業事業団、1985）。なお、温川鉦山付近の地下断面図における、本層と「未区分上部中新統～下部更新統」の境界については、温川沢沿いと同様の岩相である礫岩、砂岩及び泥岩を主体とする部分を本層とし、それより下位の火山碎屑岩を主体とする部分を「未区分上部中新統～下部更新統」とした。

岩相 礫岩を主とし、砂岩、泥岩、火山礫凝灰岩及び



第6.16図 温川沢流域のルートマップ
工藤（2018b）を一部改変。基図に国土地理院発行の2万5千分の1地形図を使用。



第 6. 17 図 青荷層温川土石流堆積物，黒滝火砕流堆積物，柴森層，爺倉岬溶岩・火山碎屑岩及び滝ノ沢層の露頭写真
 (A)：青荷層温川土石流堆積物の礫層。平川市摺毛沢の地点 6-34 (付図 1)。 (B)：黒滝火砕流堆積物のデイサイト溶結凝灰岩。小坂町上向黒滝神社の地点 6-35 (付図 4)。 (C)：柴森層の礫岩。平川市温川沢の地点 6-55 (第 6. 16 図，付図 1)。 (D)：爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の玄武岩質安山岩～安山岩凝灰角礫岩。小坂町滝ノ沢の地点 6-37 (第 6. 19 図；付図 1)。 (E)：滝ノ沢層の礫層 (粗粒部) と泥勝ち互層 (細粒部) の互層 (Tk₁)。小坂町滝ノ沢の地点 6-41 (第 6. 19 図；付図 1)。 (F)：滝ノ沢層のスランプ堆積物。泥層を主体とし，中礫層のブロックを含む。小坂町滝ノ沢の地点 6-42 (第 6. 19 図；付図 1)。

凝灰岩を伴う。また、玄武岩質安山岩塊状溶岩、火山角礫岩及び凝灰岩礫岩からなるスランプ堆積物をしばしば伴う（第 6. 16 図）。

礫岩は、中礫～巨礫サイズの亜円～亜角礫で構成され、いずれも塊状・基質支持で、淘汰が悪く、泥岩偽礫を頻繁に含む（第 6. 17 図 C）。礫種は各種多様な火山岩礫からなる。礫岩の多くは、岩相から土石流堆積物と判断される。

砂岩は厚さ数 m 程度で塊状岩相を示すものや、厚さ十数 cm 以下の間隔で泥岩や礫岩と互層を成すものが見られる。泥岩は、露頭では最大 3 m の厚さで確認され、灰色を呈し、平行層理が認められる。泥岩は、数 cm 以下の間隔で極細粒砂と細互層を成すことがある。これらの一部はスランプにより乱れた成層構造を示す。

火山礫凝灰岩は、やや軟質で淡緑灰色を呈し、軽石火山礫を含むほか、長径 50 cm 以下の凝灰岩偽礫を頻繁に含む。

玄武岩質安山岩の塊状溶岩、火山角礫岩及び凝灰岩礫岩は、いずれも側方に分布が連続せず、礫岩や砂岩と不規則な境界で接することから（第 6. 16 図）、スランプ堆積物と判断される。

堆積環境 静水域の存在を示す厚さ数 m 以上に達する平行層理の発達した泥岩層、スランプして変形を受けた泥岩層、土石流堆積物の存在などから、湖沼環境と判断される。本層に挟まれる温川沢溶岩が水冷破碎溶岩であることもこれを支持する。

年代 温川沢溶岩を挟むことから、1.4 Ma 前後と判断される（第 6. 3 図）。

6. 18 温川沢溶岩 (Nr)

地層名 工藤 (2018b) による。

定義 工藤 (2018b) は、青森県平川市温川沢沿いに小規模に分布する溶岩を、温川沢溶岩と定義した。

本溶岩は、金属鉱業事業団 (1984) では「碓ヶ関層相当層の溶岩」、西谷ほか (1986) では「十和田火山堆積物」、村岡・高倉 (1988) では「御鼻部山溶岩」に区別されていた。

模式地 青森県平川市、温川沢枝沢の地点 6-36 及びその付近（第 6. 16 図、付図 1）。

分布及び層厚 模式地付近のみに分布する（第 6. 16 図）。層厚は 50 m 程度である。

層序関係 柴森層を覆い、十和田火山噴出物に覆われる（第 6. 16 図）。試錐データによれば、岩岳溶岩・火砕岩に覆われる（金属鉱業事業団, 1985）。

岩相 複数枚の玄武岩質安山岩溶岩からなる。溶岩は、塊状溶岩として産する場合と、水冷破碎を受けて火山角礫岩として産する場合がある。温川沢沿いでは、両者は側方への漸移関係にあり、一部では層厚 15 m の大礫層

を挟む（第 6. 16 図）。地点 6-36 付近では塊状溶岩が露出する。

岩石記載・全岩化学組成

かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩及び単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩からなる（第 6. 3 表）。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含み、一部の試料ではかんらん石を含む。

全岩 SiO₂ 量は 52.8 ~ 54.7 wt.% である（第 6. 3 表；工藤, 2018b）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。

斑状かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩
(試料番号 14060317, 第 6. 18 図 A)

産地: 青森県平川市、温川沢枝沢の地点 6-36（第 6. 16 図、付図 1）。

産状: 厚さ 3 m 以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量: 52.77 wt.% (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石を含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 5 mm 以下で、自形～半自形を呈する。かんらん石斑晶は長径 3.2 mm 以下で、半自形～他形を呈する。結晶外縁部がイデイングサイト化している。かんらん石斑晶は融食を受けてアメーバ状の形態を示すものや、斜方輝石の反応縁に取り囲まれているものが見られる。石基は、長～短柱状の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、粒状の不透明鉱物等で構成される。

堆積環境 水冷破碎溶岩を産すること、湖沼環境で堆積したと考えられる柴森層に挟まれることから、湖沼環境で堆積したと判断される。

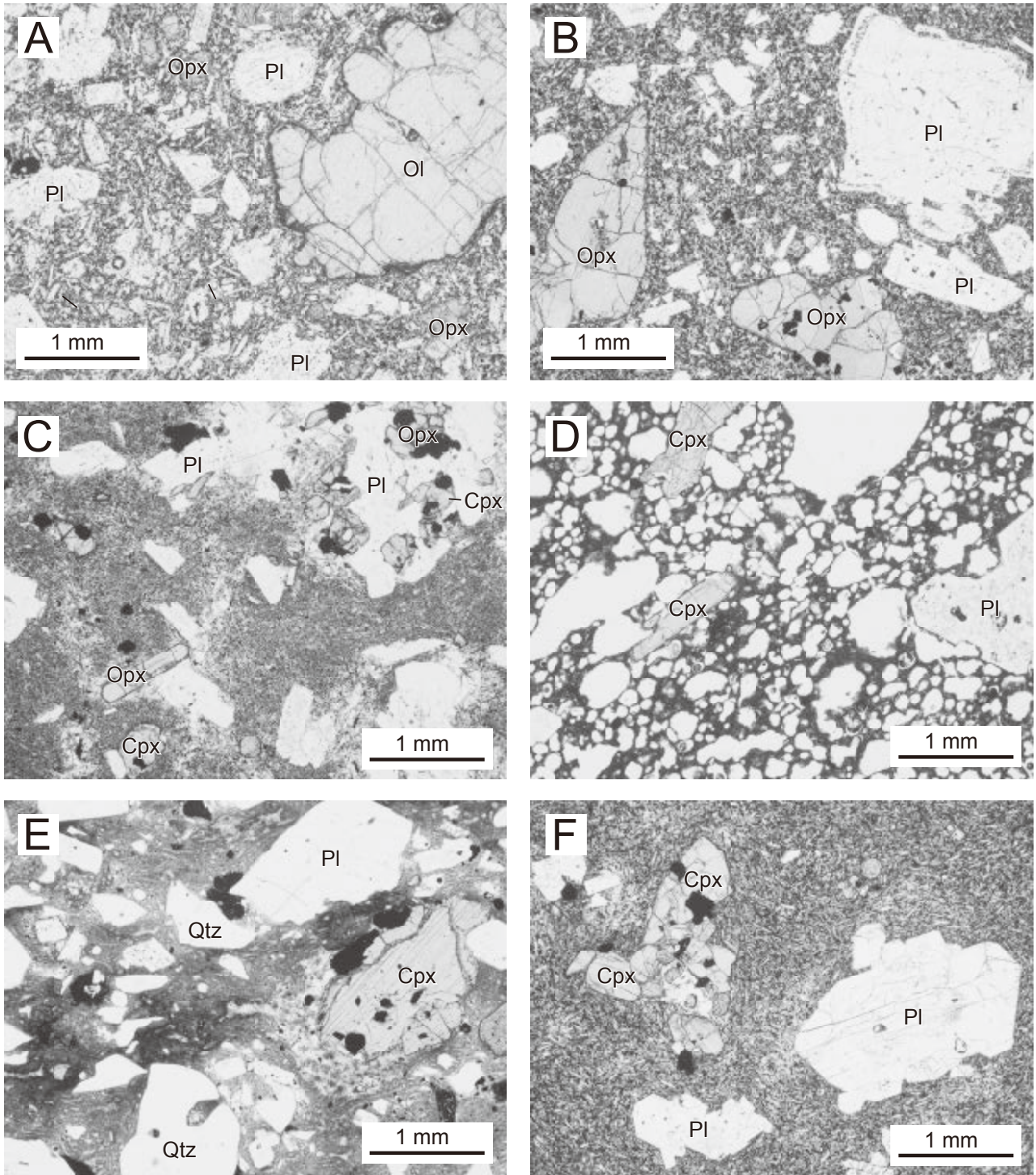
年代 工藤 (2018b) により、本溶岩から 1.42 ± 0.15 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている（第 6. 3 図）。

6. 19 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩 (Zk)

地層名 Hayakawa (1985) による「爺倉岬火山」に由来し、工藤 (2018b) により「爺倉岬溶岩・火山碎屑岩」と改称・再定義された。

定義 工藤 (2018b) は、秋田県小坂町爺倉岬付近に分布する水冷破碎溶岩と火山碎屑岩からなる地質ユニットを、爺倉岬溶岩・火山碎屑岩と定義した。

本溶岩・火山碎屑岩は、井上・蜂屋 (1962) では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか (1973a) では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口 (1972) で



第 6. 18 図 温川沢溶岩，爺倉岬溶岩・火山碎屑岩，堀切沢溶岩，奥入瀬川火砕岩，八甲田第 1 期火砕流堆積物及び岩岳溶岩・火砕岩の偏光顕微鏡写真

(A)：温川沢溶岩の玄武岩質安山岩溶岩（試料番号 14060317）。（B）：爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の玄武岩質安山岩溶岩（試料番号 13052611）。（C）：堀切沢溶岩のデイサイト溶岩（試料番号 13060209）。（D）：奥入瀬川火砕岩の安山岩スコリア（試料番号 13060504）。（E）：八甲田第 1 期火砕流堆積物のデイサイト溶結凝灰岩（試料番号 15102211）。（F）：岩岳溶岩・火砕岩の安山岩溶岩（試料番号 15060804）。 Cpx：単斜輝石，Ol：かんらん石，Opx：斜方輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

は「十和田火山第一期溶岩類」, 通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では「十和田火山第 I 期溶岩」, 西谷ほか (1986) では「十和田火山堆積物」, 村岡・高倉 (1988) では「御鼻部山溶岩」に区分されていた (第 6. 1 図)。

模式地 秋田県小坂町十和田湖北西岸の爺倉岬から滝ノ沢にかけての地域 (工藤, 2018b; 第 6. 19 図)。

分布及び層厚 十和田湖北西岸の水無沢～爺倉岬～滝ノ沢付近に分布する。爺倉岬付近では東西走向で北方に 10～15° 程度で傾斜する。地層の下限は十和田湖の湖面より下に没している。層厚は最も厚いところで少なくとも 150 m 以上はある。

層序関係 中部～下部中新統の砂子沢川層を覆い, 岩岳溶岩・火砕岩に覆われる。本溶岩・火山砕屑岩の下部は堀切沢溶岩に覆われる (第 6. 19 図)。一方, 上部は堀切沢溶岩及び滝ノ沢層下部と同時異相の関係にある (第 6. 19 図)。本溶岩・火山砕屑岩と滝ノ沢層下部は, 指交関係の可能性はある (工藤, 2018b; 第 6. 19 図)。

岩相 玄武岩質安山岩～安山岩の火山角礫岩, 凝灰角礫岩及び塊状溶岩からなる。主体を占めるのは, 単一岩種からなる塊状の火山角礫岩～凝灰角礫岩である。これらは長径数十 cm 以下の角礫からなり, 礫には放射状の冷却節理が頻繁に認められる。これらの火山角礫岩～凝灰角礫岩は, しばしば部分的に塊状溶岩部を伴う。以上の産状より, これらは水冷破碎溶岩と判断される。水冷破碎溶岩を主とする部分は, 少なくとも層厚 75～110 m 以上に達する。

滝ノ沢流域では, 多様な玄武岩質安山岩～安山岩礫からなる塊状の凝灰角礫岩が見られる (第 6. 17 図 D)。玄武岩質安山岩～安山岩礫は, 暗灰色～灰色～赤褐色と様々な色を呈し, やや発泡しているものから緻密なものまで多様である。礫は垂角礫～角礫からなり, その長径は最大 1 m に達する。礫には放射状の冷却節理が認められることがある。これらは火山噴出物の二次堆積物と考えられる。高温酸化を示唆する赤褐色の礫を含むことから, 一部に乾陸環境の堆積物を起源に持つ可能性がある。

岩石記載・全岩化学組成

単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩～安山岩からなる。斑状組織を示し, 斑晶鉱物として, 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石及び不透明鉱物が認められる (第 6. 3 表)。

全岩 SiO₂ 量は 52.4～58.3 wt.% である (第 6. 3 表; 工藤, 2018b)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩～安山岩の領域に, SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 6. 8 図)。

斑状かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩
(試料番号 13052611, 第 6. 18 図 B)

産地: 秋田県小坂町爺倉岬東方の地点 6-38 (第 6. 19 図,

付図 1)。

産状: 厚さ 2 m の玄武岩質安山岩塊状溶岩。上下を同質の火山角礫岩に挟まれており, 側方にも火山角礫岩へと移行することから, 水冷破碎溶岩の一部と考えられる。

全岩 SiO₂ 量: 55.54 wt.% (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で, 自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 2 mm 以下で, 自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 2.8 mm 以下で, 自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は薄片中に 1 個のみ認められ, 長径 0.5 mm 以下で他形を呈する。石基は, 長～短柱状の斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物等で構成される。

堆積環境 水冷破碎溶岩を産すること, 水冷破碎溶岩を主とする部分が少なくとも層厚 75～110 m 以上にわたって存在すること, 湖成層である滝ノ沢層と指交関係にあると考えられることから, 湖沼環境と判断される。

年代 工藤 (2018b) により, 本溶岩・火山砕屑岩の溶岩から 0.85 ± 0.11 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている。また, 本溶岩・火山砕屑岩を覆う岩岳溶岩・火砕岩からは, 0.82 ± 0.04 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている。これらの年代より, 本溶岩・火山砕屑岩の年代は前期更新世の 1～0.8 Ma 頃と判断される。

なお, 本溶岩・火山砕屑岩については, 佐々木ほか (1998) により, 1 試料から 0.45 ± 0.16 Ma, 0.62 ± 0.16 Ma の 2 つの石基 K-Ar 年代が報告されている。これらの年代は, 工藤 (2018b) による上記の K-Ar 年代よりも有意に若い。これらの年代の食い違いの要因については, 佐々木ほか (1998) が学会講演要旨であり, 試料採取地点や分析方法・条件等の詳しい記載がないため不明である。

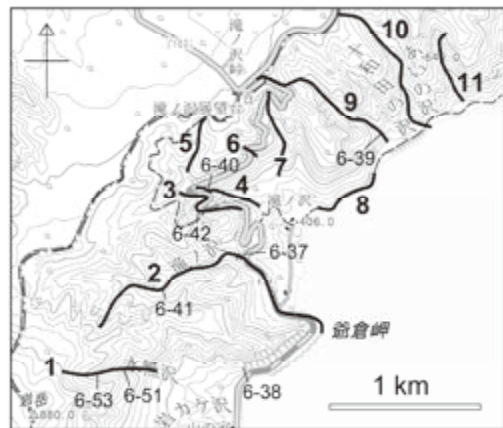
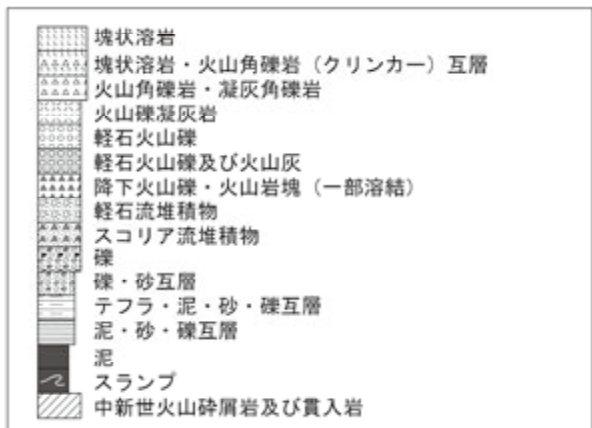
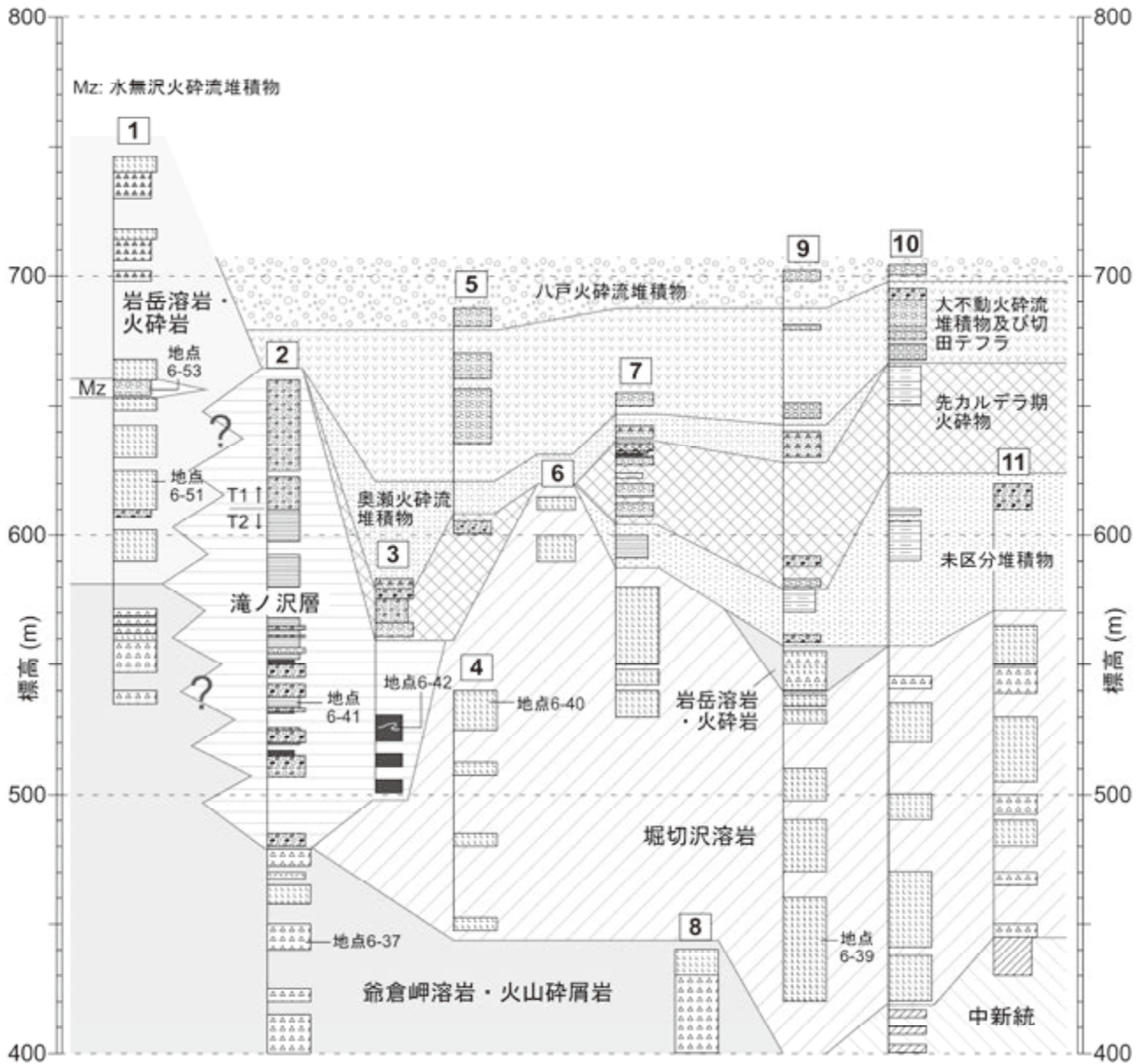
6. 20 堀切沢溶岩 (Hr)

地層名 工藤 (2018b) による。

定義 工藤 (2018b) は, 本地域の北部, 十和田湖北西～北岸沿いの地域及び本地域北西端の柴森付近に分布するデイサイト溶岩を堀切沢溶岩と定義した。

本溶岩は, 井上・蜂屋 (1962) では「十和田火山第一期噴出物」, 井上ほか (1973a) では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」, 谷口 (1972) では「十和田火山第一期溶岩類」, 通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では「十和田火山第 I 期溶岩」, 西谷ほか (1986) では「十和田火山堆積物」, 村岡・高倉 (1988) では「御鼻部山溶岩」, 宝田・村岡 (2004) では中新統の「^{いたどめ}板留層下部層」及び鮮新統の「^{ふじまもり}藤沢森溶岩」に区分されていた。

模式地 秋田県小坂町, 十和田湖北西岸の堀切沢流域 (工藤, 2018b)。



第 6. 19 図 滝ノ沢付近の地質柱状図
 工藤 (2018b) を一部改変・追加記載.

分布及び層厚 十和田湖北西岸～北岸にかけての地域と本地域北西端の柴森付近に分布する。層厚は最大で150～200 m程度である。本溶岩は溶岩ドームの集合体からなると推定されている(工藤, 2018b)。

層序関係 上部中新統の松倉沢層及び爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、滝ノ沢層、岩岳溶岩・火砕岩、中期～後期更新世河川堆積物及び十和田火山噴出物に覆われる(第6. 19図)。分布状況から見て、本溶岩は滝ノ沢層にアバットされると考えられる(第6. 19図)。模式地の堀切沢では、松倉沢層のやや緑色変質した凝灰角礫岩を、本溶岩のクリンカー部(火山角礫岩)が直接覆う関係が観察される(第6. 19図)。

岩相 デイサイトの塊状溶岩からなり、一部でクリンカーを伴う。塊状部には板状節理が発達することが多い。一部でやや乱れた方状節理が見られることもある。クリンカー部は、径数m以下の角礫で構成される火山角礫岩からなる。本溶岩は厚い塊状溶岩を主体としており、一部でクリンカー部を挟む以外は、他には何も挟まない(第6. 19図)。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示す単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む。これらはしばしば楕円球状～不定形の集斑晶を構成し、そのサイズは最大6 mmに達する。楕円球状の集斑晶に富む試料は、一見すると溶結凝灰岩のように見えることがある。

全岩SiO₂量は64.0～65.3 wt.%である(第6. 3表; 工藤, 2018b)。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第6. 8図)。ハーカー図では、他のユニットと識別可能な固有の組成を示す(第6. 8図)。本溶岩は、分布域は比較的広いものの、岩石学的性質は非常に均質である。

斑状単斜輝石斜方輝石デイサイト

(試料番号13060209, 第6. 18図C)

産地: 秋田県小坂町滝ノ沢の地点6-40(第6. 19図, 付図1)。

産状: 厚さ15 m以上のデイサイト塊状溶岩。

全岩SiO₂量: 64.59 wt.% (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径1.5 mm以下、斜方輝石斑晶は長径1.5 mm以下、単斜輝石斑晶は長径2 mm以下、不透明鉱物斑晶は長径0.4 mm以下で、いずれも自形～半自形を呈する。斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物は、しばしば不定形～楕円球状の集斑晶を構成する。そのサイズは長径6 mmに達する。サイズの大きな集斑晶は、微斑晶サイズで長柱状

の斜長石、単斜輝石、不透明鉱物が網目状構造を成し、その中に斑晶が含まれるような構造を示す。石基は、微晶質物質を主体とし、針状の斜長石、針状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物等を含む。

堆積環境 塊状溶岩からなり、水冷破碎の証拠は認められないことから、乾陸環境と判断される。ただし、湖沼環境で堆積した爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、湖成層の滝ノ沢層にアバットされることから、湖沼堆積の可能性は完全には否定できない(工藤, 2018b)。

年代 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、上部とは同時異相と見られることから、本溶岩の年代は前期更新世の0.8 Ma前後と考えられる(第6. 3図)。

6. 21 滝ノ沢層(Tk₁, Tk₂)

地層名 Hayakawa (1985)による。

定義 Hayakawa (1985)は、秋田県小坂町滝ノ沢付近に分布する礫、砂及び泥からなる地層を、滝ノ沢層と定義した。本層は、村岡・高倉(1988)では「岩屑流堆積物」の一部とされている。

模式地 Hayakawa (1985)は模式地を定めていない。工藤(2018b)は、本層の模式地を秋田県小坂町、十和田湖北西方の滝ノ沢流域(第6. 19図のルート2)とした。

分布及び層厚 十和田湖北西方の滝ノ沢付近に局所的に分布する(第6. 19図)。層厚は最大180 m程度である。

層序関係 爺倉岬溶岩・火山碎屑岩の下部を覆い、その上部とは同時異相の関係にある(第6. 19図)。本層の上部は、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にある(第6. 19図)。また、本層は堀切沢溶岩をアバットすると推定される(工藤, 2018b; 第6. 19図)。

岩相 礫、砂及び泥(Tk₁)、礫及び砂(Tk₂)の2つの岩相に区分される。Tk₁が本層の主要な岩相であり、Tk₂は本層最上部のみを構成する(第6. 19図)。Tk₁とTk₂の違いは泥を主要な構成物に含むか否かである。Tk₁はほぼ水平層を成す。Tk₂は東西走向で、7°前後で北方に傾斜する。

礫、砂及び泥(Tk₁): 礫、砂及び泥層で構成され、一部で軽石火山礫層を挟む。模式ルートの下流部では、厚さ1～8 m程度の礫層からなる“粗粒部”と、厚さ2～4 m程度の泥主体の泥・砂・礫互層あるいは泥層からなる“細粒部”が互層する産状を示す(第6. 17図E, 第6. 19図)。

“粗粒部”を構成する礫層は、巨～大礫の垂角～角礫で構成され、塊状で淘汰が悪く、基質支持で、しばしば下層を削り込んでいる(第6. 17図E)。インプリケーションは見られない。これらの特徴から、“粗粒部”は土石流堆積物からなると判断される。礫種は玄武岩質安山岩～安山岩を主体とする。

“細粒部”を構成する泥勝ち互層は、中礫サイズ以下の礫、砂及び泥から構成され、数十 cm 以下の単位で互層する（第 6. 17 図 E）。亜炭層の挟も認められる。砂礫層卓越部には斜交層理が認められる場合がある。泥層は灰色を呈し細かく成層する。

ルート 3（第 6. 19 図）においては、平行葉理の発達した腐植質の灰色泥層が見られる。一部でスランプしており、その部分では葉理が変形し、泥層中に孤立した巨礫やレンズ状の変形した中礫層を伴う（第 6. 17 図 F）。

礫及び砂 (Tk₂)：礫及び砂層を主体とし、テフラ及び泥層を伴う。これらは数十 cm 以下の単位で互層する。礫は細～中礫サイズのもので主体である。全体的に凝灰質であり、軽石礫が多く含まれる。泥層は含まれるものの Tk₁ よりは少なく、Tk₁ と Tk₂ の境界は泥の相対的割合で比較的明瞭に区分できる。

堆積環境 Tk₁ の一部については、泥層を主体とする層準があり、スランプ堆積物を伴うことから、Hayakawa (1985) の見解と同様に、湖成層と考えられる。その他の部分については、水底環境で堆積した爺倉岬溶岩・火山砕屑岩、乾陸環境で堆積した岩岳溶岩・火砕岩と同時異相の関係にあること、土石流堆積物を頻りに挟むことから、湖成あるいは河成堆積物であると判断される。工藤 (2018b) は、本層を火山活動で生じた火山体間の局所的な低地に堆積した湖沼・河川堆積物として位置付けた。

年代 爺倉岬溶岩・火山砕屑岩の上部、岩岳溶岩・火砕岩の下部と同時異相の関係にあることから、本層の年代は前期～中期更新世の 0.8～0.7 Ma 頃と考えられる（第 6. 3 図）。

6. 22 奥入瀬川火砕岩 (Or)

地層名 宝田・村岡 (2004) による。

定義 Hayakawa (1985)、早川 (1993) は、青森県十和田市奥入瀬川流域において局所的に分布する火砕岩を見出し、これを「奥入瀬水底スコリア丘 (Oirase scoria cone)」と呼んだ。宝田・村岡 (2004) は、これを「奥入瀬川火砕岩」と改称した。

模式地 青森県十和田市、奥入瀬川流域の地点 6-44 付近 (宝田・村岡, 2004; 第 6. 20 図; 付図 3)

分布及び層厚 本地域北東端～北隣の八甲田山地域にかけて、奥入瀬川に沿った 700 m の範囲のみに分布する（第 6. 20 図）。本地域内では、その南端部がごく僅かに分布するのみである。地表部分で確認できる層厚は 20 m である。本火砕岩の下限が地表に露出していないので、全体の層厚は不明である。本火砕岩は、降下火砕堆積物から成り、粗粒な火山弾を含むこと、地層の形態が上に凸の形態を示すことから、火砕丘の一部であると推定される（工藤, 2018b）。

層序関係 子ノ口層に覆われる。地点 6-43 では、本火砕岩が子ノ口層の軽石火山礫凝灰岩に直接覆われる関係を観察できる（第 6. 21 図）。本火砕岩は、上に凸状の地層形態をしている（第 6. 20 図）。分布状況から見て、最も層厚が厚い部分は八甲田第 1 期火砕流堆積物に直接覆われる可能性がある（第 6. 20 図）。下位層との関係は、本火砕岩の下限が見えていないため不明である。

岩相 塊状の安山岩火山角礫岩～ラピリストーンからなる（第 6. 22 図 A）。火山岩塊～火山礫は、発泡の悪い黒色スコリアを主体とし、緻密な暗灰色安山岩岩片を伴う。スコリアは、長径数 mm 以下の球形～楕円球形の気泡を含む。火山岩塊のサイズは、最大で長径 50 cm に及ぶ。火山岩塊には放射状の冷却節理が普遍的に見られ、火山礫は冷却面で囲まれた多角形状の形態を示す。火山岩塊には、堆積面に伸長した座布団状の形態を示すものや不定形の形態を示すものがあり、これらは火山弾と考えられる（第 6. 22 図 A）。稀に子ノ口層起源と思われる淡褐色のシルト礫を含み、その長径は最大で 1.2 m に及ぶ。以上の堆積物は塊状・礫支持で火山灰サイズの粒子に乏しく、火山弾をたびたび含むことから、降下火砕堆積物であると判断される。

本火砕岩の最上部には特徴的な岩相が認められる。最大層厚約 1 m のスコリア巨礫を交える淡褐色シルト層である（第 6. 21 図、第 6. 22 図 B）。層厚は側方に変化し一定しない。基質支持で、スコリア巨礫の粒間をシルトが埋めるような岩相を示す。シルトにはスコリア巨礫の外形を取り巻くような波状の層理が発達する。

岩石記載・全岩化学組成

斜方輝石単斜輝石安山岩である。斑状組織を示し、斑晶として斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び不透明鉱物を含む（第 6. 3 表）。

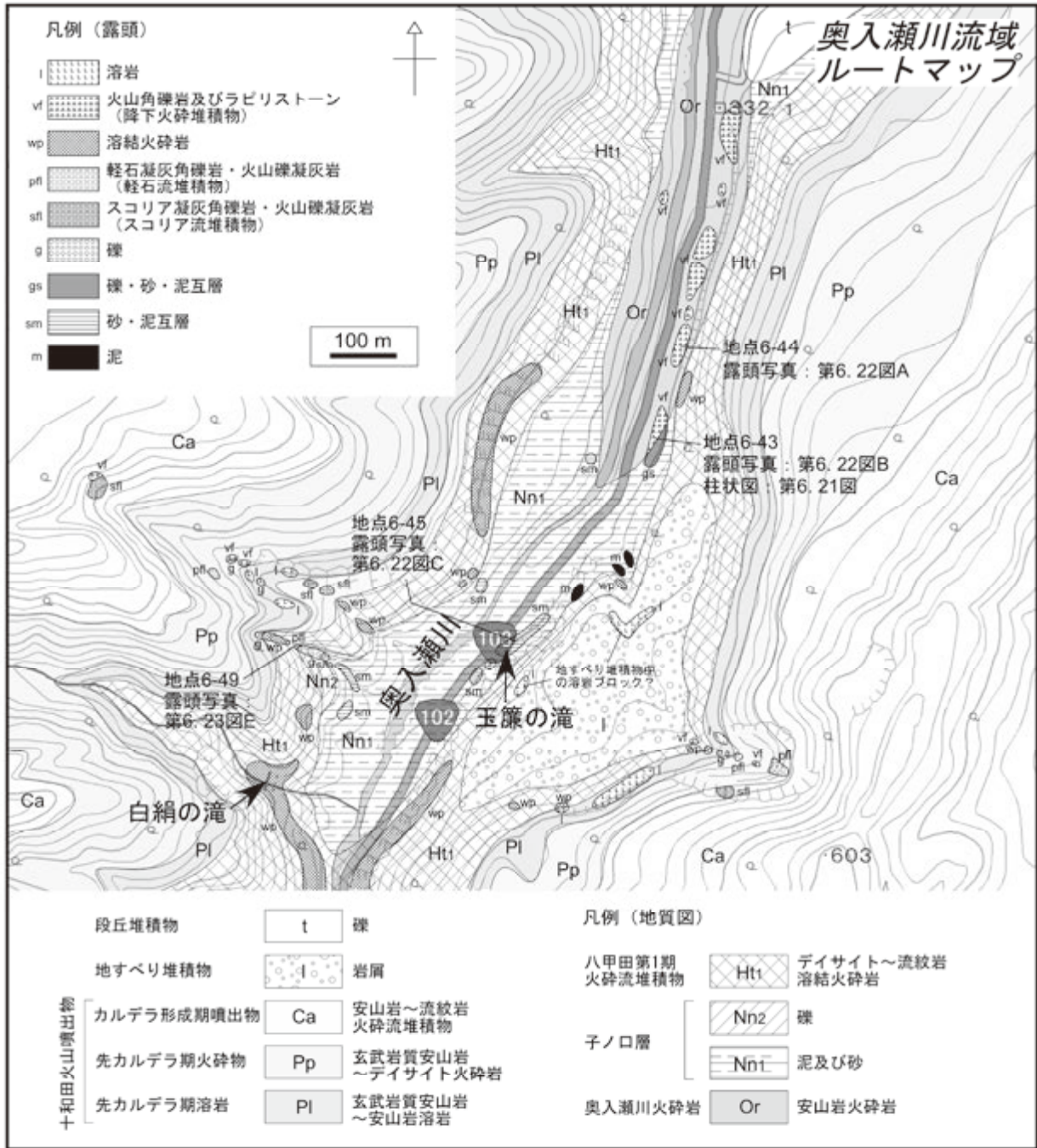
全岩 SiO₂ 量は 60.1～60.5 wt.% である（第 6. 3 表；工藤, 2018b）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。

斑状単斜輝石斜方輝石安山岩スコリア (試料番号 13060504, 第 6. 18 図 D)

産地: 青森県十和田市奥入瀬川流域の地点 6-44 (付図 3)。
産状: 降下スコリア堆積物。長径 50 cm 以下のスコリア火山岩塊・火山礫で構成される。

全岩 SiO₂ 量: 60.47 wt.% (工藤, 2018b)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。これらの斑晶は集斑晶を構成することがある。斜長石斑晶は長径 1.8 mm 以下、斜方輝石斑晶は長径 1.7 mm 以下、単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下、不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下で、いずれも自形～半自形を呈する。石基は、楕円球状～不



第 6. 20 図 奥入瀬川流域のルートマップ
 基図に国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図を使用。

定形の気泡を多く含む。石基は隠微晶質物質を主体とし、ガラス、針状の斜長石、針状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物等を伴う。

堆積環境 湖成層である子ノ口層に覆われること、放射状の冷却節理を持つ火山岩塊～火山礫を普遍的に含むことから、湖底環境と考えられる。

年代 八甲田第 1 期火砕流堆積物に覆われることから、0.76 Ma 以前と判断される。

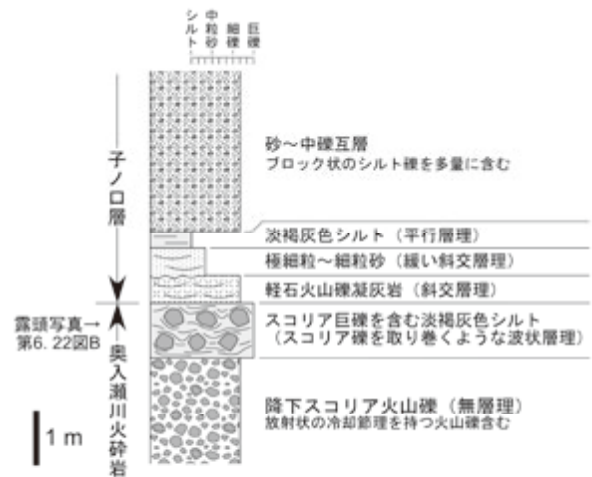
6. 23 子ノ口層 (Nn₁, Nn₂)

地層名 井上・蜂屋 (1962) による「子ノ口礫岩」に由来する。Hayakawa (1985) と村岡・高倉 (1988) は「子ノ口層」、宝田・村岡 (2004) は「子ノ口湖成層」とした。本論では、子ノ口層の構成物が礫岩だけではないこと、湖成堆積物以外も含むことから、「子ノ口層」の名称を採用する。

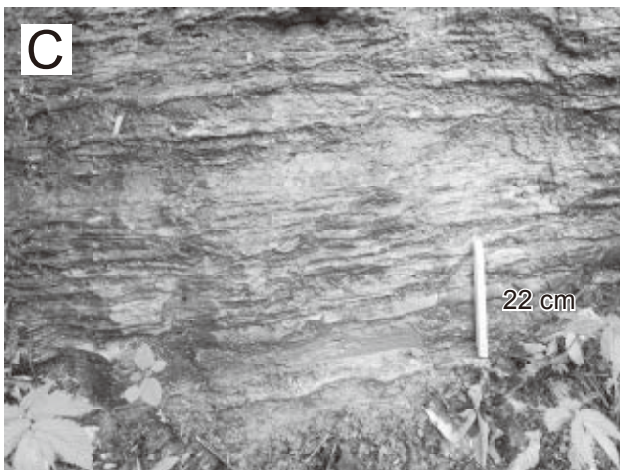
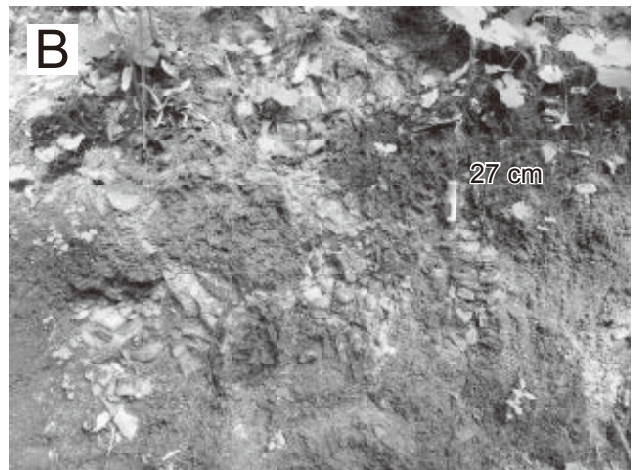
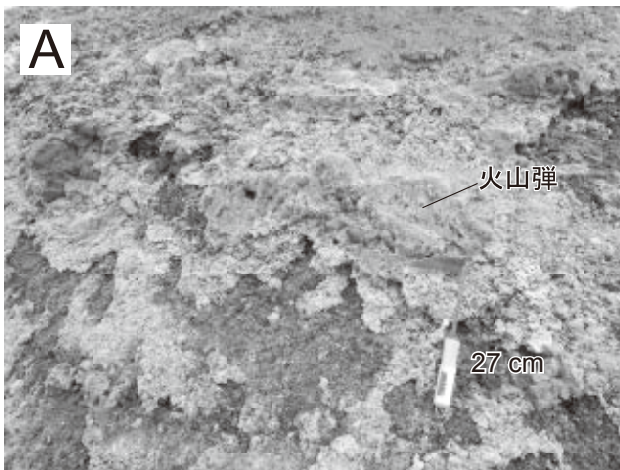
定義 井上・蜂屋（1962）は、青森県十和田市子ノ口付近と宇樽部南方に分布する礫層主体の地層を子ノ口礫岩と呼んだ。その後、Hayakawa(1985), 村岡・高倉(1988), 宝田・村岡（2004）では、定義が大きく改められ、子ノ口付近に分布する礫層主体の地層に、奥入瀬川のより下流部で見られる泥及び砂層を合わせたものが子ノ口層とされた。井上・蜂屋（1962）による宇樽部南方の「子ノ口礫岩」については、現在では露頭が認められず確定的なことは言えないが、地形から見て、本報告による宇樽部段丘堆積物に相当すると判断される。

本層は、河野（1939）の「礫質湖水堆積物」の一部に相当する。通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では、鮮新統の「市ノ渡層」（北村ほか，1972）に一括されている。

模式地 井上・蜂屋（1962）は模式地を設定していない。宝田・村岡（2004）は、本層の模式地を青森県十和田市奥入瀬川五両の滝付近とした。しかし、ここでは本



第6. 21 図 奥入瀬川火砕岩と子ノ口層の境界部の地質柱状図
奥入瀬川流域の地点6-43（第6. 20 図，付図3）



第6. 22 図 奥入瀬川火砕岩及び子ノ口層の露頭写真

(A)：奥入瀬川火砕岩の降下スコリア火山礫堆積物。火山弾を含む。十和田市奥入瀬川流域の地点6-44（第6. 20 図；付図3）。(B)：奥入瀬川火砕岩最上部のスコリア巨礫を交える淡褐色シルト層。十和田市奥入瀬川流域の地点6-43（第6. 20 図，第6. 21 図；付図3）。(C)：子ノ口層の泥岩・砂岩互層 (Nn_1)。十和田市奥入瀬川流域の地点6-45（第6. 20 図；付図3）。(D)：子ノ口層の礫砂互層 (Nn_2)。十和田市奥入瀬川流域の地点6-46（付図3）。

層のうち、本報告で Nn_2 とした岩相しか確認できない。そこで本報告では、 Nn_1 の岩相を確認できる場所として、奥入瀬川流域、玉簾の滝付近（第 6. 20 図）を本層の副模式地として設定する。

分布及び層厚 奥入瀬川流域～子ノ口付近にほぼ水平層を成して分布する。層厚は子ノ口付近で 50 m 程度である。ただし、これは分布縁辺部での層厚であり、分布中心の北東へ向かってより厚くなる可能性がある。分布域中心部での層厚は、下限が見えていないため不明である。

層序関係 上部中新統の松倉沢層をアバット不整合で覆う。奥入瀬川火砕岩を覆い（第 6. 21 図）、十和田火山噴出物に覆われる。八甲田第 1 期火砕流堆積物を挟む。

岩相 泥及び砂を主体とする岩相 (Nn_1)、礫及び砂を主体とする岩相 (Nn_2) の 2 つの岩相に区分される。 Nn_1 は白絹の滝より下流の奥入瀬川沿いに（第 6. 20 図）、 Nn_2 は九段ノ滝よりも上流側の奥入瀬川沿い～子ノ口付近に分布する。 Nn_1 と Nn_2 の主要な区分基準は、礫層を主体とするか否かである。 Nn_1 、 Nn_2 共に八甲田第 1 期火砕流堆積物に直接覆われることから、八甲田第 1 期火砕流堆積物直下の層準では両者は同時異相の関係にある。一方、八甲田第 1 期火砕流堆積物の上位には Nn_2 のみが認められる。

泥及び砂を主体とする岩相 (Nn_1)：泥層及び砂泥互層を主体とし、一部で礫層、砂礫互層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。泥層は青灰色～淡青灰色～黄白色を呈し、しばしば平行葉理が発達する。砂層は褐灰色を呈する。砂泥互層は泥と極細粒砂からなり、数 cm 以下の厚さで互層することが多い（第 6. 22 図 C）。砂泥互層の一部では厚さ数 mm 以下の細互層を成し、平行葉理が発達することもある。多くの砂泥互層は、それぞれの単層の厚さが側方に変化し、波打った層理を示す（第 6. 22 図 C）。一部では単層がレンズ状になっている場合もある。砂層の多くには斜交葉理が認められる。泥層及び砂泥互層には、火炎構造やコンポリュート層理などの脱水構造がしばしば認められる。礫層は、厚さ数 m 以下で泥層あるいは砂泥互層中に挟まれ、中礫以下のサイズで、砂と互層を成すことがある（第 6. 21 図）。まれに厚さ数 m 以下の軽石火山礫凝灰岩の挟在が見られることがある（第 6. 21 図）。

礫及び砂を主体とする岩相 (Nn_2)：礫層及び砂礫互層を主体とし（第 6. 22 図 D）、しばしば泥層及び軽石火山礫凝灰岩を伴う。礫層は亜角～亜円礫の巨礫～細礫からなり、塊状のもの、斜交層理が見られるもの、チャンネル状のもの、礫支持のもの、基質支持のものなど、様々な産状を示す。塊状・基質支持で、淘汰の悪い土石流堆積物の産状を示す礫層が多い。一部の礫層は、 Nn_1 起源と思われる泥偽礫を含む。礫種は各種緻密な火山岩及び軽石からなる。礫層はしばしば砂層と互層を成す（第

6. 22 図 D）。層厚 10 数 cm 以下の泥層・亜炭層や層厚数 10 cm 以下の軽石火山礫凝灰岩も互層に加わることがある。一部で礫・砂・泥からなるスランプ堆積物を挟む。

堆積環境 Hayakawa (1985)、村岡・高倉 (1988)、宝田・村岡 (2004) は、本層を湖成堆積物と解釈した。本報告においても、 Nn_1 については泥を主体とし、脱水構造が頻繁に認められることから、湖成堆積物と判断する。一方、 Nn_2 については、その大部分が溶結した八甲田第 1 期火砕流堆積物の上位にあること、砂礫層を主体としており、チャンネル状の礫層や斜交層理の発達した砂礫層を含むことから、その多くは河川性の堆積物であると考えられる。

年代 八甲田第 1 期火砕流堆積物を挟むことから、0.76 Ma 前後の時期と判断される。その上限・下限年代は不明確である（第 6. 3 図）。

6. 24 八甲田第 1 期火砕流堆積物 (Ht_1)

地層名 村岡・高倉 (1988) 及び村岡・長谷 (1990) による。

定義 村岡・高倉 (1988) 及び村岡・長谷 (1990) は、それまで田代平溶結凝灰岩（中川ほか、1972）と呼ばれていた八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物を 2 枚に区分し、下位から八甲田第 1 期火砕流堆積物、八甲田第 2 期火砕流堆積物と命名・定義した。

本地域内における本堆積物は、井上・蜂屋 (1962) では「先八甲田カルデラ軽石流」、井上ほか (1973a) では「先八甲田カルデラ噴出物」、谷口 (1972) では「先八甲田火砕流堆積物」、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa (1985) では「石ヶ戸凝灰岩」とされていた。

模式地 青森県十和田市黄瀬川中流域（村岡・長谷、1990）。

分布及び層厚 十和田市奥入瀬川流域から十和田湖北東岸にかけてまとまって分布するほか、十和田湖南西岸、鉛山南方、出前沢上流域、中滝付近にも小規模な分布が認められる。層厚は奥入瀬川流域で最大 150 m 程度である。

層序関係 中部～上部中新統の砂子沢川層、上部中新統の松倉沢層、中ノ平火砕流堆積物、奥入瀬川火砕岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。また、上下を子ノ口層に挟まれる。奥入瀬川流域の地点 6-49 では、本堆積物の非溶結相が、層厚 1 m の赤褐色ローム層を介して、子ノ口層の礫層 (Nn_2) を直接覆う関係を確認できる（第 6. 20 図）。

岩相 非溶結～強溶結岩相を示す塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物である。本地域では主に弱～強溶結凝灰岩～火山礫凝灰岩として産する（第 6. 23 図 A, B）。板状節理や方状節理が見られることが多いが、一部では

幅数十 cm 単位の粗い柱状節理が見られることもある。強溶結岩相では、肉眼で本質物質や岩片がほとんど確認できない場合が多いが、場所によっては水平方向に延びる長径数 cm 以下、幅数 mm 以下の溶結レンズが認められることがある。強溶結岩相の基質は、灰色～暗灰色を呈し、溶結レンズは黒色～暗灰色を呈する。結晶サイズは長径 2 mm 以下のものが多い。弱溶結岩相は、節理の発達が貧弱なのっぺりとした露岩を成し(第 6. 23 図 B)、基質は淡青灰色～淡灰色を呈し、長径 20 cm 以下の偏平化した淡灰色軽石をまばらに含む。本堆積物の基底部には、局所的に非溶結相が認められることがある。非溶結相は長径 20 cm 以下の白色軽石、石質岩片と基質の灰色～淡褐色火山灰で構成される(第 6. 23 図 C)。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物と微量(1枚の薄片中に1個以下程度)の普通角閃石を含む(第 6. 1 表)。石英は両錐形を示すものが多い。

全岩 SiO₂量は 58.2～73.0 wt.% の範囲にある(第 6. 1 表、第 6. 2 表; 工藤ほか, 2006; Kudo *et al.*, 2007)。ただし、全岩 SiO₂量が 58.2～63.3 wt.% を示すものは、本堆積物中に稀に含まれる黒色スコリアであり(工藤ほか, 2006; Kudo *et al.*, 2007)、これらを含むユニットは本地域内では認められない。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では安山岩～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる(第 6. 5 図)。

斑状普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩(試料番号 15102211, 第 6. 18 図 E)

産地: 秋田県鹿角市出前沢上流の地点 6-50 (付図 4)。

産状: 溶結凝灰岩。

全岩 SiO₂量: 69.92 wt.% (第 6. 2 表)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物を含む。また、微斑晶サイズであるがごく微量の普通角閃石を含む。斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～他形を呈する。石英斑晶は長径 2 mm 以下で、自形～他形を呈し、融食を受け丸みを帯びた形態を示すものも多く、アメーバ状の形態を示すものも含む。斜方輝石斑晶は長径 2.2 mm 以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.4 mm 以下で自形～半自形を呈する。普通角閃石は薄片中に 1 個のみ確認される。長径 0.1 mm 以下で、半自形を呈する。石基はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質で構成される。長径 1.5 mm 以下の変質火山岩岩片を少量含む。

堆積環境 溶結していることから、乾陸環境が示唆さ

れる。ただし、奥入瀬川流域では子ノ口層の湖成層(Nn₁)を覆うことから、この付近の一部では浅い水域が存在していたと考えられる。本堆積物によって、これらの水域は埋め立てられ、陸化したと考えられる。

年代 本堆積物からは多くの放射年代データが得られている。村岡・高倉(1988)及び村岡(1991)は、本堆積物の年代を複数の全岩 K-Ar 年代の平均値から 0.65 Ma とした。高島ほか(1990)は、本堆積物の年代を複数の石英 TL(熱ルミネッセンス)年代の平均値から 0.53 Ma とした。青森県(1996)は 0.93 ± 0.25 Ma のジルコン FT 年代、弘前市(2001)は 0.65 ± 0.16 Ma の FT 年代(測定対象は未記載)を報告している。工藤・佐藤(2001)は、0.87 ± 0.10 Ma, 0.90 ± 0.13 Ma の斜長石 K-Ar 年代、0.7 ± 0.4, 1.2 ± 0.7 Ma 全岩 K-Ar 年代を報告している。水垣・宝田(2003)、宝田・村岡(2004)は、石英斑晶の電子スピン共鳴(ESR)年代測定結果から 0.78～0.63 Ma の年代を得ている。Suzuki *et al.*(2005)は、0.44 ± 0.18 Ma, 0.58 ± 0.19 Ma のジルコン FT 年代、0.62 ± 0.06 Ma, 0.64 ± 0.05 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している。以上のように、放射年代値は手法によらず大きくばらつく傾向がある。

植木・鈴木(2004)は、本堆積物の古地磁気測定を行わない、正帯磁であることを示した。また、本堆積物前後の層序関係や既存の年代値から、本堆積物はブリュンヌクロン(0.78 Ma 以降)に堆積したと結論した。

一方、Suzuki *et al.*(2005)は、八甲田第 1 期火砕流堆積物の co-ignimbrite ash fall として、房総半島上総層群国本層中の国本 1 テフラ(徳橋・遠藤, 1984)、大坂層群中の今熊 I テフラ(Itihara *et al.*, 1975)および男鹿半島北浦層中の OT21 テフラ(的場, 1992)を広域対比し、それを八甲田国本テフラ(Hkd-Ku)と命名した。そして、八甲田国本テフラはブリュンヌ・松山クロン境界の直上、MIS(海洋酸素同位体ステージ)19.1-18.4 に位置することから、その降下年代を約 0.76 Ma と推定した。さらに、国本 1 テフラ、今熊 I テフラのジルコン FT 年代として、それぞれ 0.70 ± 0.25 Ma, 0.72 ± 0.28 Ma を報告している。

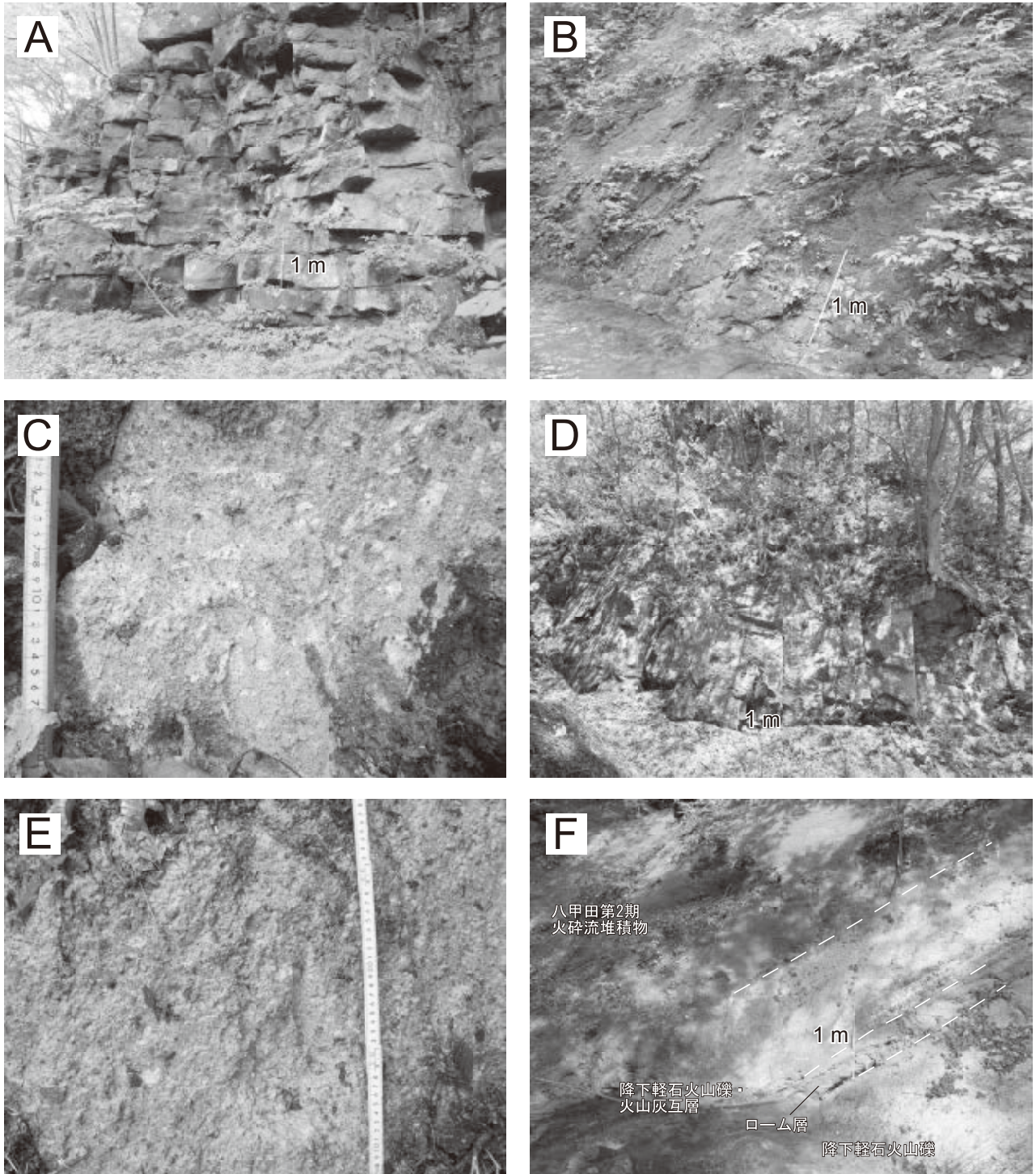
本報告では、Suzuki *et al.*(2005)による層位年代が現時点では最も妥当な年代と判断し、八甲田第 1 期火砕流堆積物の年代を約 76 万年前とする(第 6. 3 図)。

噴出源 本地域北方に位置する八甲田カルデラである(村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

6. 25 岩岳溶岩・火砕岩(Iw)

地層名 工藤(2018b)による。

定義 工藤(2018b)は、本地域の北西部に位置する岩岳の山体を構成する溶岩及び火砕岩を、岩岳溶岩・火砕岩と定義した。



第 6. 23 図 八甲田第 1 期火砕流堆積物，岩岳溶岩・火砕岩，水無沢火砕流堆積物及び八甲田第 2 期火砕流堆積物の露頭写真
 (A)：八甲田第 1 期火砕流堆積物の強溶結相。板状節理が発達する。十和田市奥入瀬川流域の地点 6-47 (付図 3)。(B)：八甲田第 1 期火砕流堆積物の弱溶結相。節理の発達が貧弱な、のっぺりとした露岩を成す。十和田市寒沢流域の地点 6-48(付図 3)。(C)：八甲田第 1 期火砕流堆積物の非溶結相。十和田市奥入瀬川流域の地点 6-49(第 6. 20 図;付図 1)。(D)：岩岳溶岩・火砕岩の玄武岩溶岩。小坂町水無沢の地点 6-51 (第 6. 19 図, 付図 1)。(E)：水無沢火砕流堆積物の接写写真。小坂町水無沢の地点 6-53 (第 6. 19 図, 付図 1)。(F)：八甲田第 2 期火砕流堆積物の弱溶結岩相と直下に伴う降下火砕流堆積物。十和田市小惣辺沢流域の地点 6-54 (付図 3)。

本溶岩・火砕岩は、井上・蜂屋（1962）では「十和田火山第一期噴出物」、井上ほか（1973a）では「十和田火山噴出物第一期安山岩質玄武岩」、谷口（1972）では「十和田火山第一期溶岩類」、西谷ほか（1986）では「十和田火山堆積物」、村岡・高倉（1988）では「御鼻部山溶岩」に区分されていた（第 6. 1 図）。

模式地 秋田県小坂町，岩岳東斜面の水無沢流域（工藤，2018b；第 6. 19 図のルート 1）。

分布及び層厚 本地域北西部，岩岳付近に分布し，岩岳山頂をピークとする山体を構成する。また，十和田湖北西岸，十和田の沢西方にも小規模に分布する。層厚は岩岳山頂付近で最大 280 m である。本溶岩・火砕岩は，現在の岩岳山頂付近に噴出中心を持つ成層火山体を構成していたと推定されている（工藤，2018b）。

層序関係 中部～上部中新統の砂子沢川層，爺倉岬溶岩・火山砕屑岩及び堀切沢溶岩を覆い，中期～後期更新世河川堆積物，十和田火山噴出物に覆われる（第 6. 19 図）。本溶岩・火砕岩の下部は，滝ノ沢層の上部と同時異相の関係にある（第 6. 19 図）。本溶岩・火砕岩の中部に水無沢火砕流堆積物を挟む（第 6. 19 図）。

岩相 玄武岩～安山岩溶岩（第 6. 23 図 D）を主体とし，一部で降下火砕堆積物を伴う（第 6. 19 図）。溶岩は，中心の塊状部と上下のクリンカー部からなる。溶岩の塊状部は厚さ 1～10 m 程度，クリンカー部の厚さは 1 m 以下のことが多い。溶岩の間には礫層が挟まれることがある。塊状部には幅 60 cm 以上の粗い柱状節理や（第 6. 23 図 D），幅十数 cm 以下の板状節理が認められる。

模式地の水無沢流域では，本溶岩・火砕岩の上部に降下火砕堆積物と溶岩の互層が認められる（第 6. 19 図）。降下火砕堆積物は，長径 20 cm 以下のスコリアや軽石等からなる複数の降下ユニットの積み重なりからなり，その層厚は 10 m を超える場合がある。一部では溶結した降下スコリア堆積物が見られ，黒色の溶結レンズが認められる。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示す玄武岩～安山岩からなる。斑晶鉱物として，斜長石，斜方輝石，単斜輝石，かんらん石及び不透明鉱物が認められるが，組合せには多様性がある（第 6. 3 表）。かんらん石斑晶は，玄武岩～玄武岩質安山岩のみで認められる。

全岩 SiO₂ 量は 51.4～61.4 wt.% である（第 6. 3 表；工藤，2018b）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質～安山岩の領域に，SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 8 図）。

斑状斜方輝石単斜輝石安山岩

（試料番号 15060804，第 6. 18 図 F）

産地：秋田県小坂町，岩岳南南東の地点 6-52（付図 1）。

産状：厚さ 4 m 以上の玄武岩質安山岩塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量：60.22 wt.%（工藤，2018b）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物を含む。斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1 mm 以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.4 mm 以下で自形～他形を呈する。石基は，針状の斜長石，長柱状～粒状の単斜輝石，粒状の不透明鉱物等で構成される。

堆積環境 塊状溶岩を主体とし，それらに水冷破碎の証拠が認められないこと，一部の降下火砕堆積物が溶結していることから，乾陸環境と判断される。

年代 工藤（2018b）により，本溶岩・火砕岩の溶岩から 0.82 ± 0.04 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている（第 6. 3 図）。また，本溶岩・火砕岩の中部に挟まれる水無沢火砕流堆積物からは，0.72 ± 0.07 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られている（工藤，2018b）。本溶岩・火砕岩の下部にある爺倉岬溶岩・火山砕屑岩からは，0.85 ± 0.11 Ma の石基 K-Ar 年代が得られている（工藤，2018b）。工藤（2018b）は本溶岩・火砕岩の年代を 0.8～0.6 Ma 頃と推定した。

6. 26 水無沢火砕流堆積物（Mz）

地層名 工藤（2018b）による。

定義 工藤（2018b）は，岩岳東斜面の水無沢沿いにおいて，岩岳溶岩・火砕岩に挟まれて産する火砕流堆積物を，水無沢火砕流堆積物と定義した。

本堆積物は，村岡・高倉（1988）の地質図では「虹貝凝灰岩」として示されていた。

模式地 秋田県小坂町，岩岳東斜面の水無沢沿いの地点 6-53（工藤，2018b；第 6. 19 図，付図 1）。

分布及び層厚 模式地でしか確認されていない（第 6. 19 図）。露頭で確認できる層厚は 6 m 以上であり，下位層の露出状況から見て 10 m は超えないと考えられる。

層序関係 岩岳溶岩・火砕岩に挟まれる（第 6. 19 図）。模式地の地点 6-53 では，層厚 6 m 以上の本堆積物が，層厚 7 m 以上の安山岩溶岩に直接覆われる関係が観察される。

岩相 非溶結・塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物である。長径 3 cm 以下の白色軽石及びやや発泡した黒色ガラス質岩片，長径 5 cm 以下の石質岩片を含む軽石火山礫凝灰岩として産する（第 6. 23 図 E）。基質は淡褐灰色火山灰からなる。本堆積物は，八甲田第 1 期火砕流堆積物の非溶結相とよく似た岩相を示すが，普通角閃石を普遍的に含むことから，両者は鉱物組合せにより明瞭に区別できる。

岩石記載

全岩化学組成分析は行っていないが、斑晶鉱物組合せからデイサイト～流紋岩質と推定される。結晶質であり、斑晶サイズの結晶として、斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石及び不透明鉱物に加え、ごく微量の単斜輝石を含む。斜方輝石と普通角閃石はほぼ同量含まれる。

斑状単斜輝石含有普通角閃石斜方輝石デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩（試料番号 13060205B）

産地：秋田県小坂町、岩岳東斜面の水無沢沿いの地点 6-53（工藤, 2018b；第 6. 19 図, 付図 1）。

産状：厚さ 6 m 以上の非溶結火砕流堆積物（第 6. 23 図 E）。

鏡下の特徴（実体顕微鏡による）：結晶質である。斑晶サイズの結晶として、長径 2 mm 以下の斜長石、石英、長径 1 mm 以下の斜方輝石、普通角閃石、長径 0.5 mm 以下の不透明鉱物とごく微量の単斜輝石を含む。

堆積環境 乾陸堆積の岩岳溶岩・火砕岩に挟まれることから、同様に乾陸環境と判断される。

年代 工藤（2018b）により、本火砕流堆積物から 0.72 ± 0.07 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られている（第 6. 3 図）。

噴出源 噴出源は不明である。本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩と密接に産するが（第 6. 19 図）、岩岳溶岩・火砕岩は玄武岩～安山岩からなり石英・普通角閃石斑晶を含まないことから、両者では岩質・斑晶鉱物組合せに大きな違いが認められる。このことから、少なくとも本堆積物は岩岳溶岩・火砕岩とは別の噴出源からもたらされたと考えられる（工藤, 2018b）。

6. 27 八甲田第 2 期火砕流堆積物 (Ht2)

地層名 村岡・高倉（1988）及び村岡・長谷（1990）による。

定義 村岡・高倉（1988）及び村岡・長谷（1990）は、それまで田代平溶結凝灰岩（中川ほか, 1972）と呼ばれていた八甲田カルデラ起源の火砕流堆積物を 2 枚に区分し、下位から八甲田第 1 期火砕流堆積物、八甲田第 2 期火砕流堆積物と命名・定義した。

本地域内における本堆積物は、井上ほか（1973a）では「先八甲田カルデラ噴出物」、谷口（1972）では「先八甲田火砕流堆積物」、通商産業省資源エネルギー庁（1976a）では「田代平溶結凝灰岩」、Hayakawa（1985）では「石ヶ戸凝灰岩」とされていた。

模式地 青森県青森市荒川沿いの井線の滝付近（村岡・長谷, 1990）。

分布及び層厚 本地域では、北東部の惣辺川流域及びその支流に沿ってわずかに分布するのみである。本地域

での層厚は最大で 20 m 程度である。

層序関係 惣辺川支流沿いでは、「未区分上部中新統～下部更新統」とした軽石火山礫凝灰岩や溶結凝灰岩を覆い、十和田火山噴出物に覆われる。

岩相 弱～中溶結岩相を示す塊状のデイサイト～流紋岩火砕流堆積物である。弱溶結岩相が多い。節理の発達には貧弱で、のっぺりとした露岩を成す（第 6. 23 図 F）。基質は淡青灰色～淡灰色を示す。含まれる結晶は、最大で長径 3 mm 程度である。本質レンズ、軽石及び岩片はまれにしか認められず、サイズも長径 1 cm 以下と小さいことが多い。しかし、一部では長径 10 cm 以下の淡灰色～灰色を呈する本質レンズが認められることもある。本質レンズの形態は楕円球状～不規則形のものが多いが、短径数 mm、長径数 cm の引き伸ばされた形状のものも産する。

十和田市小惣辺沢の地点 6-54（付図 3）では、本堆積物が降下テフラと古土壤層の互層を覆う（第 6. 24 図）。この地点での本堆積物は、直下に層厚 1.3 m の降下火砕流堆積物を伴う（第 6. 24 図）。この降下火砕流堆積物は、上北平野で分布が確認されている八甲田 TE-1 テフラ（岩崎, 1983；工藤, 2005）に対比される可能性がある。より下位のテフラについては、詳細な対比の検討はできていない。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を示し、結晶に非常に富む。斑晶鉱物として斜長石、石英、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物と微量（1 枚の薄片中に 1 個以下程度）の普通角閃石を含む（第 6. 1 表；工藤ほか, 2006）。石英は両錐形を示すものが多い。

全岩 SiO₂ 量は 69.0～73.1 wt.% の範囲にある（第 6. 1 表；工藤ほか, 2006；Kudo *et al.*, 2007）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低～中カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 5 図）。

堆積環境 溶結していること、古土壤層を覆うことから（第 6. 24 図）、乾陸環境と判断される。

年代 本堆積物からは多くの放射年代データが得られている。西村ほか（1977）は 2.0, 2.1 Ma のジルコン FT 年代を報告している。ただし、これらの年代は層序と明らかに矛盾する。村岡・高倉（1988）及び村岡（1991）は、本堆積物の年代を複数の全岩 K-Ar 年代の平均値から 0.40 Ma とした。高島ほか（1990）は、本堆積物の年代を複数の石英 TL 年代の平均値から 0.25 Ma とした。NEDO（1993）は 0.41 ± 0.06 Ma、弘前市（2001）は 0.37 ± 0.08 Ma の FT 年代（共に測定対象は未記載）を報告している。青森県（1996）は 0.25 ± 0.08 Ma のジルコン FT 年代を報告している。工藤・佐藤（2001）は、0.5

± 0.2, 0.6 ± 0.2, 0.4 ± 0.2 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している。水垣・宝田 (2003), 宝田・村岡 (2004) は、石英斑晶の電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定結果から 0.75 ~ 0.42 Ma の年代を得ている。以上のように、放射年代値は手法によらず大きくばらつく傾向がある。

本堆積物の直下には、八甲田 TE-1 テフラが認められている (工藤, 2005)。八甲田 TE-1 テフラは、本地域東方の上北平野において、地蔵平テフラ (岩崎, 1983; 宮内, 1985) よりもやや上位の層準に挟まれる (岩崎, 1983; 工藤, 2005; 桑原, 2009)。上北平野においては、海成段丘の区分と編年が精力的に行われ、段丘構成層と降下テフラの層序関係が比較的詳細に判明している (例えば、東北地方第四紀研究グループ, 1969; 宮内, 1985; Miyauchi, 1987; 桑原, 2004)。このうち、海成段丘の七百段丘は、地蔵平テフラ以上のテフラ (八甲田 TE-1 テフラを含む) に覆われることが判明している (宮内, 1985; Miyauchi, 1987)。この七百段丘は、MIS9 の段丘と考えられている (桑原, 2009)。したがって、地蔵平テフラ及び八甲田 TE-1 テフラの年代は、0.3 Ma よりも少し若いと判断される。なお、地蔵平テフラからは、0.33 ± 0.06 Ma のジルコン FT 年代が報告されており (大和, 2005)、上記の考えと調和的である。

本報告では、年代値が大きくばらつく放射年代データは採用せず、海成段丘との関係により推定される年代から、八甲田第 2 期火砕流堆積物の年代をおおよそ 0.3 Ma 頃と判断する (第 6. 3 図)。

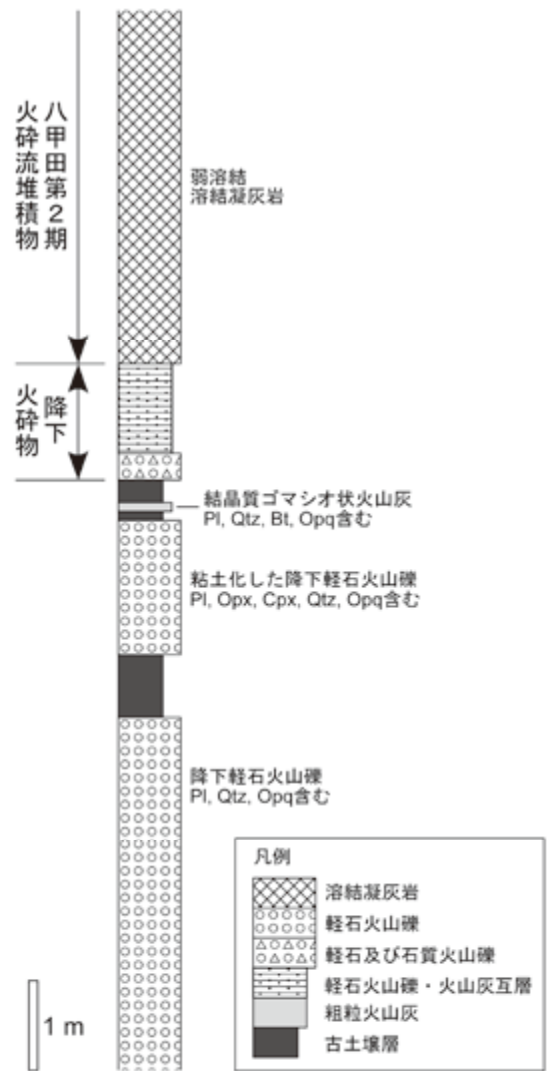
噴出源 本地域北方に位置する八甲田カルデラである (村岡・高倉, 1988; 村岡・長谷, 1990)。

6. 28 未区分堆積物 (u)

定義 本地域では、八甲田第 1 期火砕流堆積物、子ノ口層、岩岳溶岩・火砕岩、堀切沢溶岩よりも上位、十和田火山後カルデラ期噴出物よりも下位において、複数層準で礫層及び砂層を主体とする堆積物が認められる。これらの多くについては、層厚が数 m 以下、層位が断続的で、分布も極めて局所的であるため、地質図には表現不可能である。しかし、一部については、層厚が 10 m を越える場合や、側方に広く連続する場合など、地質図スケールで表現可能なものがある。これらを「未区分堆積物」として一括して地質図に示した。

分布及び層厚 岩岳北西、十和田湖北西岸付近 (第 6. 19 図)、鉛山南方、長引山東方、揚の沢上流域、発荷峠付近、西の沢上流域、東の沢上流域、広森川とその支流、熊取沢、カラ沢上流域、宇樽部川流域、寒沢上流域など、本地域各所で断片的な分布を示す。層厚は、20 ~ 30 m 以下がほとんどであるが、十和田湖北西岸付近では最大 80 m、長引山東方では最大 70 m に達する。

層序関係 八甲田第 1 期火砕流堆積物、子ノ口層、岩



第 6. 24 図 八甲田第 2 期火砕流堆積物とその直下層準の産状を示す地質柱状図
十和田市小惣沢の地点 6-54 (付図 3)

岳溶岩・火砕岩、堀切沢溶岩よりも上位層準、十和田火山後カルデラ期噴出物よりも下位層準にある。十和田火山先カルデラ期～カルデラ形成期堆積物とは指交関係にある。

岩相 礫層を主体とし、砂層、泥層及びテフラ層を伴う。礫層には様々な層相のものがあり、礫のサイズも巨礫～細礫、円磨度も垂角礫～円礫と多様である。塊状、基質支持で淘汰が悪い土石流堆積物の層相を示す礫層が多い。礫層の礫種は多様な火山岩からなる。十和田火山堆積物と指交関係にある部分では、十和田火山の溶岩、軽石やスコリアを母材とした礫層が頻繁に認められる。特に、奥瀬火砕流堆積物と大不動火砕流堆積物の間、大不動火砕流堆積物と八戸火砕流堆積物の間に、土石流堆

積物の層相を示す礫層が頻繁に挟まれる。これらは十和田火山噴出物の再堆積物と判断される。

テフラ層はいずれも層厚数十 cm 以下で、降下火山灰層、降下軽石火山礫層、降下スコリア火山礫層などからなる。粘土化しているものが多い。大半は十和田火山先カルデラ期以前のものであり、対比は困難である。

堆積環境 乾陸環境で堆積した地層間に挟まれるこ

と、少なからず円磨された礫からなる礫層を主体とすること、土石流堆積物の層相を示す礫層を多く含むことから、河成堆積物あるいは小規模な湖成堆積物と判断される。

年代 層序関係から、中期～後期更新世の 0.6 ～ 0.015 Ma と判断される。

第7章 十和田火山噴出物（中部更新統～完新統）

（工藤 崇）

7.1 研究史，概要及び火砕流堆積物の識別

7.1.1 研究史

十和田火山噴出物については、これまでに多くの研究報告がある。その中で最も古いものは、原田（1889）である。原田（1889）は、主に地形観察に基づき、十和田湖が陥没により生じた湖であること、中山半島と御倉半島が火山体で、中湖が火口であることを示した。その後、木下（1929）は、十和田湖付近の地質概略図を初めて示した。富田（1929）は、木下（1929）の地質概略図を一部修正するとともに、十和田火山噴出物に関する地質・岩石記載を行い、十和田火山の発達史を論じた。木下（1931）は、7万5千分の1地質図幅「小坂」において、その当時では最も詳細な十和田湖周辺の地質図を示した。河野（1939）は、より詳細な十和田湖付近の地質図を示すとともに、十和田火山噴出物の岩石学的特徴について論じた。

1940～50年代末には、十和田火山噴出物に関する目立った研究報告例は確認できない。八木ほか（1960）は、十和田火山起源の火砕流堆積物を対象として、軽石の密度と岩石学的性質を示し、溶結凝灰岩の生成について考察を行った。藤原（1960）は、秋田県米代川沿いの河成段丘と十和田火山噴出物の層位的関係を示した。井上・蜂屋（1962）は、十和田湖付近の地質図を示し、十和田火山噴出物の地質記載を行った。Kuno *et al.*（1964）は、十和田火山起源の火砕流堆積物について粒径測定を行ない、それらのデータから火砕流の定置機構について考察を行った。Satoh（1966）は、秋田県小坂町付近に分布する十和田火山起源の火砕流堆積物層序を示した。内藤（1966）は、秋田県側に分布する十和田火山起源のテフラ層序を構築するとともに、米代川流域の河成段丘との層位的関係を示した。平山・市川（1966）は、秋田県米代川流域に分布する火山泥流堆積物について報告し、十和田火山の活動に起因するものであると論じた。Chiba（1966）は、十和田火山噴出物の全岩化学組成を示し、マグマの成因について考察を行った。谷口（1972）は、十和田湖周辺地域の地質図を示すとともに、十和田火山噴出物の岩石学的特徴を示し、マグマの成因について考察を行った。井上ほか（1973a）は、秋田県総合地質図幅として5万分の1地質図「十和田湖」を作成し、十和田湖周辺の地質図を示した。通商産業省資源エネルギー庁（1976a）は、奥羽脊梁山地の夏泊半島から本地域南

端部にかけての広域にわたる5万分の1地質図を作成し、十和田湖周辺の地質図を示した。

上述した研究と併行して、1950年代末以降には、中川久夫氏や大池昭二氏を中心としたグループにより、十和田火山東麓の上北平野において、段丘堆積物とテフラについて詳細な調査が行われた。これらの調査・研究により、十和田火山噴出物の層序は著しく詳細化した。大池ほか（1959）は、青森県八戸市付近における段丘堆積物とテフラの関係を報告した。中川（1963）は、青森県の第四系の記載を行う中で、上北平野や馬淵川流域の段丘堆積物とテフラについて記載を行った。大池ほか（1966）は、岩手県～青森県馬淵川流域の河成段丘堆積物とテフラの層位的関係を示した。東北地方第四紀研究グループ（1969）は、上北平野における河成・海成段丘堆積物とテフラについて詳細な報告を行い、海水準変動について考察を行った。大池ほか（1970）、中川（1972）は、八戸市付近における河成・海成段丘堆積物とテフラについて報告を行った。以上の研究報告では、テフラの記載が行なわれてはいるものの、その目的はあくまで段丘編年にあった。しかし、1970年代以降になると、研究目的はそれらのテフラの給源である十和田火山活動史の解明へと向けられていった。

大池（1972）は、十和田火山後カルデラ期の降下テフラ層序を構築し、それらの等層厚線図を示した。中川ほか（1972）は、それまでに行われた研究成果を総括し、火砕流堆積物の広域対比を行うとともに、十和田火山の発達史について考察を行った。大池（1976）は、十和田湖の湖底地形について考察を行い、火山活動史との関連を論じた。大池・中川（1979）は、上北平野南部におけるテフラ層序について総括的な報告を行い、各テフラの等層厚線図と膨大な柱状図データを示した。この報告書により、上北平野のテフラ層序がほぼ確立されたと言っても過言ではない。残念ながら、1981年には大池昭二氏が47才という若さで他界してしまうが、その後も大池昭二氏が遺したデータを反映して、研究が継続された。斎藤・大池（1984）は、中湖付近における火口近傍相の層序と岩石記載を報告し、十和田火山の活動史を論じた。松山・大池（1986）、中川ほか（1986）は、十和田火山噴出物と火山活動史について総括的な報告を行った。中川ほか（1986）では、その当時までに知られていた十和田火山起源テフラ全てについて等層厚線図が示された。

1980年代以降も十和田火山噴出物の研究が数多く行

われた。この中で最も重要な成果となったのは、早川由紀夫氏による一連の研究成果である。早川 (1983a), Hayakawa (1990) は、八戸テフラの詳細な産状・分布を示し、噴火様式及び堆積機構について考察を行った。早川 (1983b) は、噴火エピソード C 噴出物の産状・分布・ ^{14}C 年代を示し、給源位置と噴火様式について考察を行った。Hayakawa (1985) は、十和田火山噴出物の詳細な層序を確立し、火山活動史を構築するとともに、十和田火山の階段ダイアグラムを示した。これらの研究によって提示された層序と火山活動史は、その後若干の修正が加えられてはいるものの、その価値は未だに失っておらず、その後の研究の基盤となり続けている。早川 (1993) は、十和田火山噴出物の巡検案内書を記し、その後にくく多くの研究者により有効活用された。早川・小山 (1998) は、古文書等の再検討を行ない、町田ほか (1981) によって示された噴火記録が噴火エピソード A と考えて矛盾がないことを示し、噴火のクライマックスが西暦 915 年 8 月 17 日に発生したと推定した。

1980 ~ 1990 年代には、早川由紀夫氏による研究と併行して、以下のような研究が行われた。町田ほか (1981) は、噴火エピソード A 噴出物の記載を行ない、古文書に記された延喜十五年 (西暦 915 年) の噴火記録が、噴火エピソード A の噴火記録である可能性を初めて指摘した。倉沢ほか (1986) は、十和田火山噴出物の Sr 同位体比を報告し、マグマの成因について考察を行った。村岡・高倉 (1988) は、八甲田地熱地域地質図として、十和田湖地域を含む 10 万分の 1 スケールの地質図を示した。鎌田 (1989, 1991) は、噴火エピソード A の降下火砕堆積物について、産状・分布・岩石学的性質を示すとともに、噴出時期について考察を行った。Hunter and Blake (1995) は、十和田火山噴出物の岩石学的特徴を示し、マグマ成因と供給系の発達について議論を行った。久利・栗田 (1999) は、十和田火山後カルデラ期噴出物の石基ガラス化学組成やガラス包有物化学組成分析等を行ない、マグマ組成の時間変化を明らかにした。

十和田火山の研究は 2000 年代以降も精力的に行われている。柴ほか (2001) は、後カルデラ期噴出物を対象として、石基ガラスの化学組成を報告した。藤本 (2003) は、十和田火山噴出物の一部について、軽石の密度や磁鉄鉱含有量を報告した。久利・栗田 (2003) は、後カルデラ期初期の噴出物である二ノ倉スコリアについて、主に層序学的データに基づき、11 枚の降下火砕堆積物に細分した。引き続き久利・栗田 (2004) は、二ノ倉スコリアの岩石学的データを示し、後カルデラ期初期のマグマプロセスについて考察を行った。宝田・村岡 (2004) は、5 万分の 1 地質図幅「八甲田山」において、十和田火山噴出物の記載を行った。柴・佐々木 (2006) は、十和田火山カルデラ形成期以降の噴出物について、石基ガラス化学組成の時間変化を示した。久利・谷口 (2007) は、

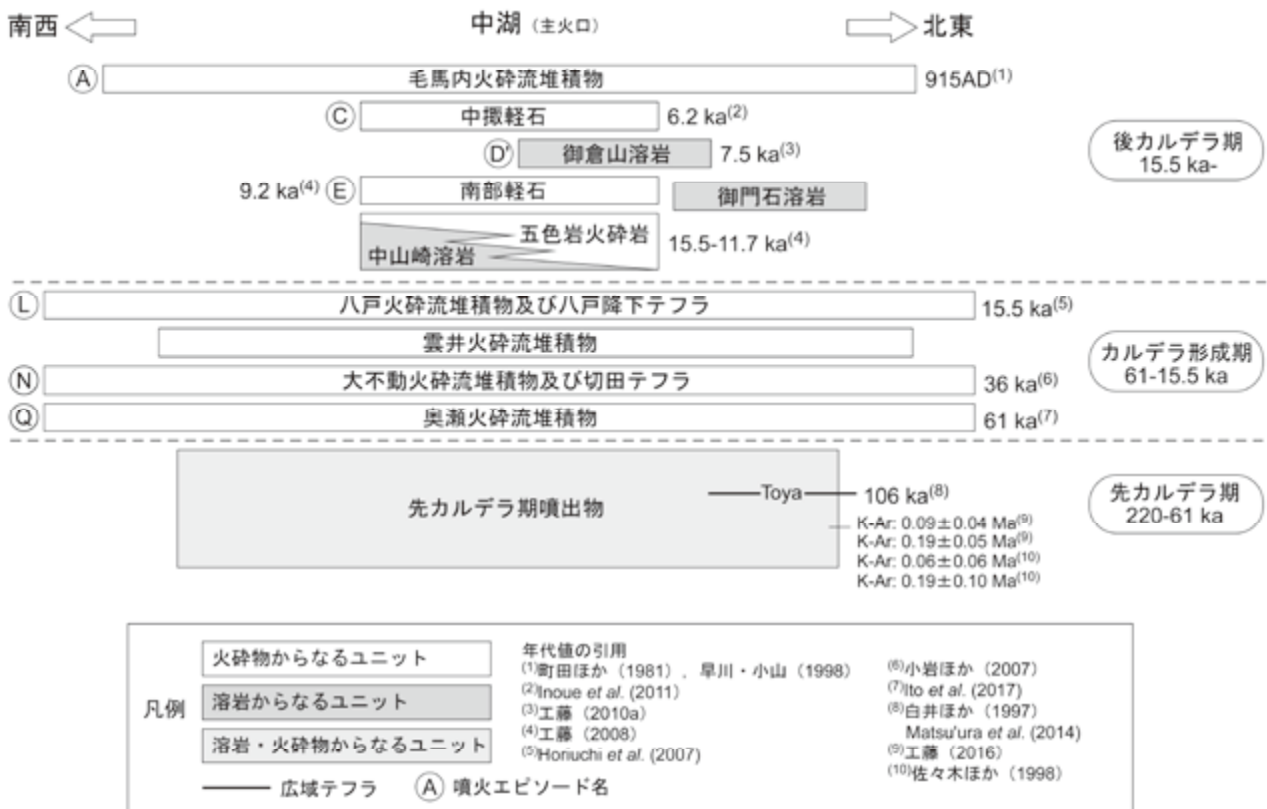
噴火エピソード G 噴出物の産状・粒径分布・岩石学的特徴を示し、マグマプロセスについて考察を行った。

工藤・佐々木 (2007), 工藤 (2008) は、後カルデラ期噴出物の ^{14}C 年代を報告するとともに、噴火発生頻度の時代変化について論じた。松浦・植木 (2008) は、噴火エピソード A の火砕サージ堆積物について、岩石磁気学的手法から定置温度を推定した。工藤 (2010a) は、詳細な層序学的データ及び岩石学的データから、それまで十和田火山最新の噴出物とされてきた御倉山溶岩が 7.5 ka の噴火エピソード D' で生成されたものであることを示すとともに、噴火エピソード D' の噴火推移を明らかにした。工藤 (2010b) は、御門石溶岩の岩石学的特徴を報告し、後カルデラ期を通じたマグマ組成の時間変化傾向との比較から、御門石溶岩の形成時期を推定した。工藤・小林 (2013) は、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物の ^{14}C 年代及びジルコン FT 年代を報告した。広井 (2014) は、津波堆積物を用いた年稿編年法により、噴火エピソード A のより詳細な年代の推定を試みた。広井ほか (2015), Hiroi and Miyamoto (2016) は、噴火エピソード A 噴出物の詳細な層序を報告し、噴火エピソード A の噴火様式及び噴火推移について論じた。工藤 (2016) は、先カルデラ期溶岩の K-Ar 年代を報告し、遠方テフラの年代も考慮した上で、十和田火山の活動開始時期が 0.22 Ma 以降であると論じた。Ito *et al.* (2017) は、先カルデラ期～カルデラ形成期噴出物の OSL 年代を報告した。工藤 (2018a) は、先カルデラ期噴出物に挟まれて産する洞爺火山灰の産状と記載岩石学的特徴を示した。Yamamoto *et al.* (2018) は、十和田火山噴出物の Sr 同位体比及び Zr/Th の時代変化を示し、マグマ供給系の変化が噴火エピソード Q と P の間に起こったことを示した。

7. 1. 2 概要

十和田火山噴出物は、給源である十和田湖を中心として、十和田湖地域の全域に広く分布する。十和田火山噴出物の層序を示すブロックダイアグラムを第 7. 1 図に示す。十和田火山の層序区分については、基本的には斎藤・大池 (1984), Hayakawa (1985), 工藤 (2010a), 広井ほか (2015) を踏襲している。しかし、先カルデラ期噴出物を一括した点、新たに見つかった雲井火砕流堆積物を加えた点において、従来のものとは異なっている (第 7. 1 図)。

十和田火山噴出物層序の確立に際しては、多数の全岩化学組成分析を行ない、既存研究による全岩化学組成データ (工藤, 2010a, b; Yamamoto *et al.*, 2018) と合わせて層序区分に活用した。そのため、本報告書には多数の岩石学的データを掲載している。火山岩の岩石名については、全岩分析データを用いて、国際地学連合 (IUGS) の分類案 (Le Bas *et al.*, 1986; Le Bas and



第7.1図 十和田火山噴出物の層序を示すブロックダイアグラム
 地質図に示さない地質ユニットは省略してある。後カルデラ期の詳細な層序については、第7.10図を参照。

Streckeisen, 1991) に従って記載した。

十和田火山の活動以前の0.6～0.22 Maには、約40万年間の火山活動休止期が存在したと推定されており、この火山活動休止期より後の活動が十和田火山の活動と定義される(工藤, 2018b)。十和田火山の活動は、先カルデラ期(220～61 ka)、カルデラ形成期(61～15.5 ka)、後カルデラ期(15.5 ka～現在)の3つの活動期に区分される(Hayakawa, 1985)。なお、ここでの各活動期の年代は、Horiuchi *et al.* (2007)、工藤 (2016)、Ito *et al.* (2017) による。この活動期区分は、比較的規模の大きな火砕流噴火が複数回発生してカルデラを形成した時期を「カルデラ形成期」として位置付け、それ以前の時期を「先カルデラ期」、それ以降の時期を「後カルデラ期」として位置付けたものである。この活動期の区分に従うと、十和田火山噴出物は、先カルデラ期噴出物、カルデラ形成期噴出物、後カルデラ期噴出物の大きく3つに区分される(第7.1図)。また、個々の噴火イベントは噴火休止期を示す土壌層を境として、「噴火エピソード」毎に区分され、上位からA, B, Cの順にアルファベットを用いて命名・整理されている(Hayakawa, 1985)。ただし、このアルファベットを用いた噴火エピソードの区分は、先カルデラ期～カルデラ形成期の一部の噴火ではエピソード名が未確定で、アルファベットが付与され

ていない噴火も存在する。一方、後カルデラ期の噴火エピソードG以降では、御門石溶岩を除いて、全ての噴火エピソードについて区分・対比が確立されている。そこで、噴火エピソードG以降の噴出物については、「噴火エピソードG噴出物」、「噴火エピソードF噴出物」という形式で、噴火エピソード毎に噴出物の総称名で地層名を表記した。

先カルデラ期は、十和田カルデラ内に噴出中心が存在したと推定され、度重なる噴火により多数の溶岩・火砕物がもたらされ、成層火山体を形成した時期である。先カルデラ期噴出物は、玄武岩質安山岩～流紋岩の多数の溶岩、降下火砕堆積物、火砕流堆積物、火砕サージ堆積物からなり、貫入岩を伴う。

カルデラ形成期は、先カルデラ期に比較して、より規模の大きな火砕流噴火が複数回発生し、十和田カルデラを形成した時期である。カルデラ形成期噴出物は、奥瀬火砕流堆積物及びレッドパミステフラ、大不動火砕流堆積物及び切田テフラ、雲井火砕流堆積物、八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラなどからなる(第7.1図)。岩質は安山岩～流紋岩に及ぶ。カルデラ形成期においては、大規模な火砕流噴火が繰り返し起こることによって、カルデラの陥没が段階的に進み、八戸火砕流堆積物及び八戸テフラの噴火(噴火エピソードL)によって、現在の

十和田カルデラの原形が形成されたと考えられている (Hayakawa, 1985).

後カルデラ期は、十和田カルデラ形成以後の時期として位置付けられる。後カルデラ期噴出物は、中山崎溶岩、五色岩火砕岩、二ノ倉スコリア、御門石溶岩、噴火エピソード G, F, E, D, D', C, B, A 噴出物からなる。これらは主に降下火砕堆積物からなり、溶岩、火砕サージ堆積物及び火砕流堆積物を伴う。岩質は玄武岩質安山岩～流紋岩に及ぶ。後カルデラ期噴出物は、十和田カルデラ内で活動を開始した小規模な成層火山（五色岩火山：Hayakawa, 1985）の活動とその山腹での側噴火により形成された噴出物からなる。十和田火山最新の噴出物は、西暦 915 年に発生した噴火エピソード A 噴出物である。この時の噴火では、爆発的噴火により降下火砕堆積物と火砕サージ堆積物が堆積した後、十和田湖の周囲に火砕流が流れ下り、毛馬内火砕流堆積物を形成した（広井ほか, 2015）。

7. 1. 3 火砕流堆積物の識別

カルデラ形成期の大不動火砕流堆積物と八戸火砕流堆積物、後カルデラ期の毛馬内火砕流堆積物は、野外において非常によく似た岩相を示す。そのため、それぞれの火砕流堆積物が単独で産する場合に、露頭で得られる情報のみでは識別が困難であることが多い。実際に、様々な研究報告において、これら三者を誤認しているケースが頻繁に認められる。これらの三者を識別するためには、軽石の全岩化学組成を用いることが最も確実な方法である。しかし、全ての露頭で全岩化学組成分析を行うことは作業量的に困難であり、より簡便な識別方法が実用的である。本報告では、上記三者の比較的簡便な識別方法について紹介しておく。本報告においても、全岩化学組成分析を行わなかったものについては、以下のいずれかの方法で識別している。

1) 各火砕流堆積物の直下に伴う降下火砕堆積物の特徴がそれぞれ異なるため、火砕流堆積物本体で識別できなくとも、降下火砕堆積物が露出していれば、比較的容易に識別が可能である。また、火砕流堆積物直下の土壤層がクロボクであれば、それは毛馬内火砕流堆積物である。

2) 八戸火砕流堆積物は、大不動火砕流堆積物よりも灰色軽石に富み、その色も濃いことから、ある程度の経験を積めば 7～8 割の確率で識別に成功する。ただし、大不動火砕流堆積物にも淡灰色軽石が少量含まれるので、注意が必要である。また、毛馬内火砕流堆積物については、含まれる灰色軽石の量は少ないものの、八戸火砕流堆積物と同様な濃い色の灰色軽石を含むため、こちらも注意が必要である。

3) 八戸火砕流堆積物は普通角閃石斑晶を含むが、大不動火砕流堆積物と毛馬内火砕流堆積物は普通角閃石斑

晶を含まない。ただし、八戸火砕流堆積物に含まれる普通角閃石斑晶は、含有量が 0.1 vol.% 程度でそれほど量が多くない場合が多いので、野外でのルーペ観察だけではわからない場合も多い。水洗した火砕流堆積物の基質試料を実体顕微鏡で観察するのが有効である。

なお、古澤（2017）は、大不動火砕流堆積物にも普通角閃石が認められるため、普通角閃石の有無だけでは八戸火砕流堆積物との識別はできないと主張している。しかし、古澤（2017）が検討したのは 0.125～0.0625 mm の小さなサイズの結晶であり、これらは実体顕微鏡での鑑定がより困難なサイズである。著者のこれまでの経験によれば、斑晶サイズ（おおよそ 0.3 mm 以上）の結晶で検討を行えば、ほぼ確実に両者を識別可能である。ただし、斑晶鉱物組合せでは、大不動火砕流堆積物と毛馬内火砕流堆積物の識別は不可能である。

4) 大不動火砕流堆積物には、ブロック状の形態を呈する、曇りガラス状の灰色火山ガラス片が多く含まれるが、八戸火砕流堆積物にはほとんど含まれない。この特徴は、火砕流堆積物の基質部分の試料を水洗し、実体顕微鏡観察をすることで確認できる。ただし、上記のガラス片は毛馬内火砕流堆積物にも少量含まれることから、大不動火砕流堆積物と毛馬内火砕流堆積物の識別は困難である。

毛馬内火砕流堆積物の識別法としては、これまでは黒曜岩岩片を多く含む特徴が用いられることが多かった。しかし、黒曜岩岩片は大不動火砕流堆積物にも比較的多く含まれ、八戸火砕流堆積物にも少量含まれることから、有効な判別法とは言い難い。特に、黒曜岩岩片の有無だけでは、大不動火砕流堆積物と毛馬内火砕流堆積物の識別は不可能である。実際に、宝田・村岡（2004）は、一部の露頭で両者を誤認している。

以上のように、八戸火砕流堆積物と大不動・毛馬内火砕流堆積物に関しては、多くの識別方法があり、その判別は比較的容易である。しかしながら、大不動火砕流堆積物と毛馬内火砕流堆積物については、全岩化学組成と降下火砕堆積物・土壤層の特徴以外では、識別は非常に困難と言わざるを得ない。特に、谷埋め型の厚く堆積した毛馬内火砕流堆積物は、大不動火砕流堆積物との識別が難しい。そのため、本報告の地質図においても、誤認している部分がないとは言い切れないことをあらかじめ記しておく。

7. 2 先カルデラ期噴出物 (Pl, Pi, Pp)

地層名 本報告では、十和田火山先カルデラ期の噴出物と貫入岩を、「先カルデラ期噴出物」と総称する。「先カルデラ期」の定義は Hayakawa (1985) による。

本報告による先カルデラ期噴出物は、1980 年代前半までは「十和田火山第一期噴出物」（井上・蜂屋、

1962),「十和田火山第一期溶岩類」(谷口, 1972),「十和田火山第I期溶岩」(通商産業省資源エネルギー庁, 1976a)と, いずれも「火山名」に「第一期」を付した形で呼ばれていた(第6.1図)。その後, Hayakawa (1985)は, 先カルデラ期噴出物を「御鼻部山溶岩流」, 「青樫火山」, 「発荷火山」の3つに区分し, それぞれが別々の噴出中心からもたらされたと考えた。その後の研究報告でも, 基本的には Hayakawa (1985)による区分が踏襲されている。ただし, 村岡・高倉(1988)は, 先カルデラ期噴出物全体を「御鼻部山溶岩」と呼んだ。その後, 地層名としての「青樫火山」, 「発荷火山」の名称は, それぞれ「青樫山火砕岩・溶岩」(宝田・村岡, 2004), 「発荷溶岩・火砕岩」(工藤, 2016)と改称された。

なお, Hayakawa (1985)は, 「御鼻部山溶岩流」を十和田火山起源ではなく, 南八甲田火山群起源と考えた。その後, 村岡・高倉(1988), 宝田・村岡(2004)は, 「御鼻部山溶岩流」を十和田火山起源としたが, その理由は明記されていない。工藤(2016)は, 「御鼻部山溶岩流」の分布が十和田カルデラの北壁に限られること, 南八甲田火山群の火山体末端から6 km 離れていること, 地形的にも南八甲田火山群から流れてきたとは考えにくいことから, 「御鼻部山溶岩流」を十和田火山起源と判断した。

上述のように, Hayakawa (1985)以来, 先カルデラ期噴出物は, 御鼻部山溶岩流, 青樫山火砕岩・溶岩, 発荷溶岩・火砕岩の3つの地質ユニットに区分されてきた。しかしながら, 本報告では以下の理由により, この3区分を採用しない。

1) 御鼻部山溶岩流, 青樫山火砕岩・溶岩, 発荷溶岩・火砕岩がそれぞれ別々の噴出中心からの産物とする明確な証拠が存在しないこと。上記の3つの地質ユニットは, 分布域が離れており, 互いに接しないことから区分され, 別々の噴出中心が想定された。しかし, 元々は1つの火山体であったものが, 十和田カルデラの陥没により分断されているだけの可能性も十分に考えられる。実際に, 工藤(2017)は, 青樫山火砕岩・溶岩と発荷溶岩・火砕岩を構成する一部の火砕流堆積物が対比されることを示した。また, 本報告の調査により得られた岩石学的データによると, 上記3つの地質ユニットで, 系統的な岩石学的特徴の違いは認められない。現状では, 別々の噴出中心を支持する積極的な証拠は存在しない。

2) 青樫山火砕岩・溶岩と発荷溶岩・火砕岩が同時期の地層と判断されること。工藤(2016)は, K-Ar年代などから両者が同時期の噴出物である可能性を示唆した。また, 前述の通り, 工藤(2017)は, 両者の一部を構成する火砕流堆積物が対比されることから, 両者が同時期の噴出物であると考えた。ただし, 御鼻部山溶岩流については, 青樫山火砕岩・溶岩と発荷溶岩・火砕岩よりもやや古いK-Ar年代を示すことから(工藤, 2016), 噴出時期がより古い可能性がある。

以上のように, 御鼻部山溶岩流, 青樫山火砕岩・溶岩, 発荷溶岩・火砕岩は, 元々は1つの火山体を構成していた可能性が十分に考えられる。その場合, これらはカルデラ陥没のため分断されているだけに過ぎないことになる。本報告では, 上記3つの区分を用いることは, 暗に別々の給源を示すことになるため, 避けるべきと判断した。先カルデラ期噴出物の区分については, 工藤(2017)が指摘した火砕流堆積物の対比も含め, 今後更なる検討が必要である。以上の理由から, 本報告では, 「先カルデラ期噴出物」という総称を地層名として用いる。

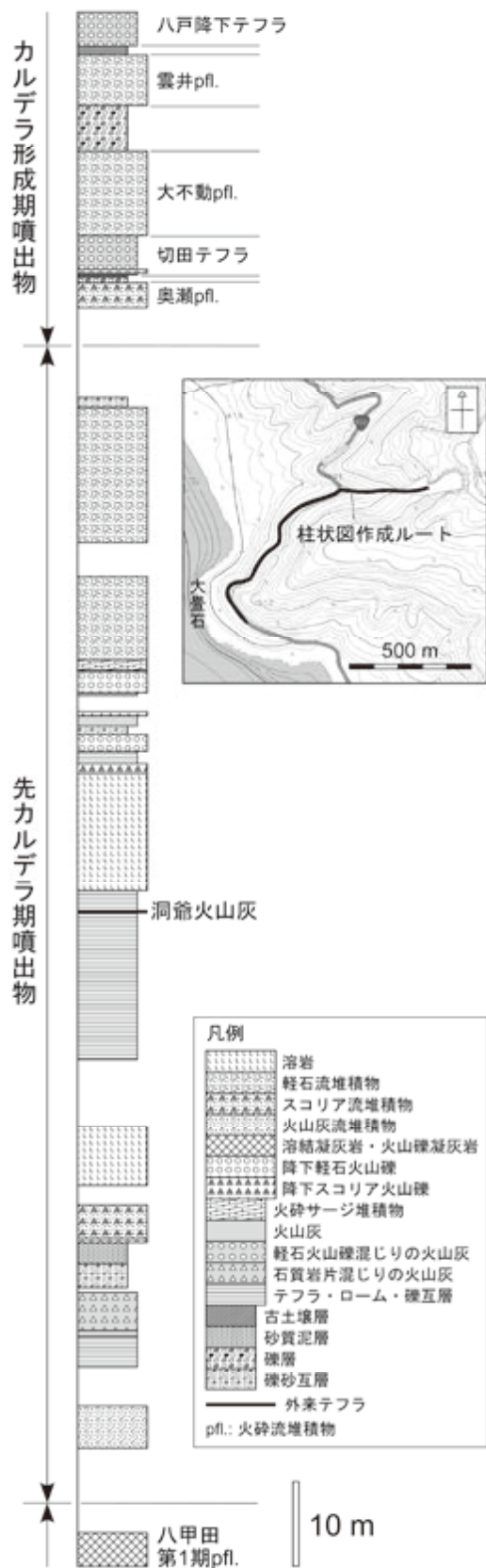
模式地 青森県十和田市青樫山の十和田カルデラ北東壁付近(第7.2図)を模式地とする。ただし, 模式地付近では火砕物が主体で溶岩の挟みが稀であることから, 溶岩主体の岩相が見られる場所として, 秋田県小坂町発荷付近(第7.3図のルート5~9付近)を副模式地とする。

分布及び層厚 主に十和田カルデラ壁と奥入瀬渓谷の谷壁に露出し, 青樫山(第7.2図)~奥入瀬渓谷にかけての地域, 十和田湖南西~南岸の現頭倉~発荷~赤岩山~高山南西にかけての地域(第7.3図)に分布する。また, 滝ノ沢付近(第6.19図), 温川沢流域, 出前沢, 揚の沢, 土滝沢, 根津塔沢川, 中滝付近にも断片的に分布する。層厚は, 青樫山付近で140 m程度(第7.2図), 発荷付近で200 m程度(第7.3図)である。十和田カルデラ壁での観察によれば, 先カルデラ期噴出物は, カルデラ中心から外に向かって10°前後で傾斜し, 溶結火砕岩が認められないことから, 噴出中心の位置は十和田カルデラの内部に存在したと考えられる。先カルデラ期噴出物は, 溶岩と火砕物の互層から構成されることから, 成層火山体を構成していたと考えられる。

層序関係 岩岳溶岩・火砕岩以下の地層を覆う(第6.19図)。十和田湖沿岸では, 八甲田第1期火砕流堆積物や中新統を覆う(第7.2図; 第7.3図)。また, 十和田火山カルデラ形成期噴出物及び後カルデラ期噴出物に覆われる(第6.19図; 第7.2図; 第7.3図)。

岩相 玄武岩質安山岩~安山岩溶岩と玄武岩質安山岩~流紋岩火砕物を主体とし, 一部で安山岩岩脈を伴う。地質図では, 溶岩(P1), 貫入岩(Pi), 火砕物(Pp)の3つに区分して示した。P1とPpは指交関係にある(第7.3図)。Piは1岩体しか認められておらず, 中新統に貫入する。なお, 先カルデラ期噴出物は, しばしば礫層を挟む(第7.2図; 第7.3図)。これらの礫層については, 地質図で表現可能なものは「未区分堆積物(u)」として示したが, それ以外のものはP1やPpに一括して示した。

溶岩(P1): 多数の玄武岩質安山岩~安山岩溶岩からなる(第7.4図A, B)。斑状組織を示すものが主体であるが, 一部で無斑晶状組織を示すものも認められる。溶岩は, 塊状部と上下のクリンカー部からなる。塊状部の厚さは2~8 mのことが多く, 最大で35 mに及ぶこ



第7.2図 十和田市青樫山で得られた地質柱状図

とがある。クリンカー部の厚さは2m以下のことが多く、5～6mに達することもある。塊状部にはしばしば幅数十cm以下の柱状節理が認められ（第7.4図A、B）、一部では板状節理や不規則な節理も認められる。

貫入岩 (Pi)：斑状組織を示す安山岩岩脈からなる（第7.4図C）。十和田湖西岸のよどの岬付近で、1岩体のみ認められ、砂子沢川層の淡緑灰色火山礫凝灰岩に貫入する。貫入面から垂直に柱状節理が発達する（第7.4図C）。岩脈の幅は最大約80mであり、側方へ追うと砂子沢川層中に尖滅する。新鮮で、岩石学的特徴がPiに一致することから、先カルデラ期噴出物に一括した。

火砕物 (Pp)：多数の火砕流堆積物と膨大な枚数の降下火砕堆積物からなり、一部で火砕サージ堆積物を伴う（第7.2図；第7.3図）。岩質は玄武岩質安山岩～流紋岩と多様である。火砕流堆積物単層の厚さは30m以下、降下火砕堆積物単層の厚さは5m以下である。これらはしばしば互層を成し（第7.4図F）、火砕物の間には層厚数m以下の礫層や古土壌層を伴う（第7.2図；第7.3図）。

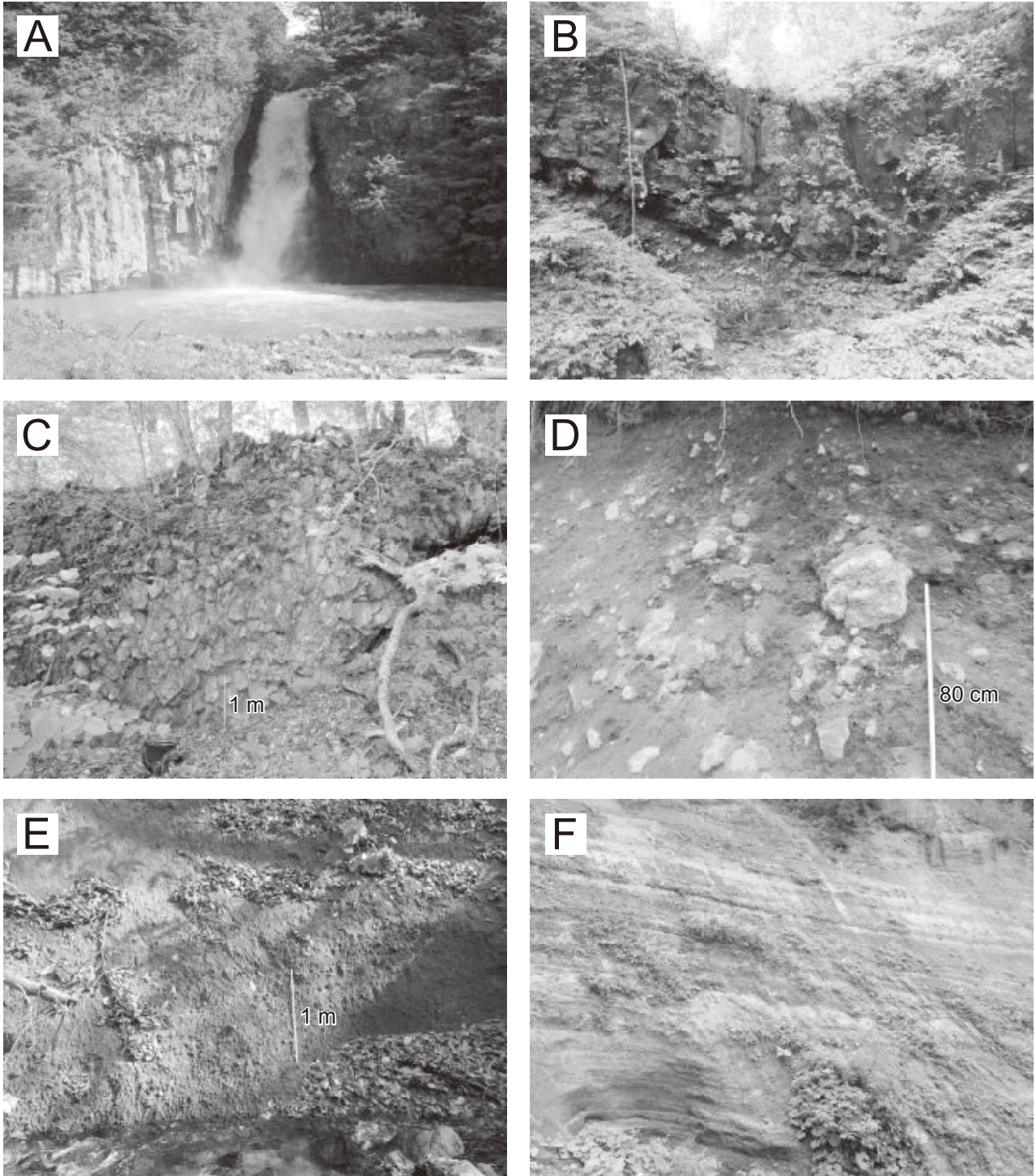
火砕流堆積物としては、軽石流堆積物（第7.4図E）、スコリア流堆積物、スコリア・軽石流堆積物、ブロックアンドアッシュフロー堆積物（第7.4図D）、火山灰流堆積物など、様々なタイプが認められる。いずれも非溶結である。一部の火砕流堆積物の直下層準には、火砕サージ堆積物を伴うことがある（第7.2図；第7.3図）。いずれの火砕流堆積物も、カルデラ形成期最初の奥瀬火砕流堆積物よりも分布域は狭く、より小規模と推定される。工藤（2017）は、その一部を区分・対比しているが、詳細については今後の課題である。

降下火砕堆積物としては、軽石火山礫からなるもの、スコリア火山礫からなるもの、本質石質火山礫からなるもの、火山灰からなるものなど、様々なタイプが認められる（第7.4図F）。いずれも非溶結である。枚数が膨大なため、詳細な区分や対比はできていない。工藤（2018a）は、一部の降下火砕堆積物について、上北平野に分布するテフラとの対比を試みているが、詳細については今後の課題である。

本火砕物中には、洞爺カルデラ起源の洞爺火山灰（Toya：町田ほか、1987）が挟まれる（第7.2図；Hayakawa, 1985；早川, 1993；工藤, 2018a）。洞爺火山灰は、淡黄白色を呈するガラス質細粒火山灰であり、十和田湖地域での層厚は10～22cm程度である（工藤, 2018a）。

岩石記載・全岩化学組成

先カルデラ期噴出物の岩石記載表を第7.1表に示す。先カルデラ期噴出物を構成する岩石は、溶岩が玄武岩質安山岩～安山岩、貫入岩が安山岩、火砕物が玄武岩質安山岩～流紋岩からなる。斑状組織を示すもの



第7.4図 十和田火山先カルデラ期噴出物の露頭写真

(A)：安山岩溶岩 (Pl) の露頭。下半部に柱状節理，上半部にエンブラチャが発達している。滝の落差は18 m。鹿角市中滝「銚子の滝」の地点7-1 (付図5)。(B)：安山岩溶岩 (Pl) の露頭。柱状節理が発達した厚さ5 mの塊状部と，基底にある厚さ1 mのクリンカーからなる。小坂町神田川上流の地点7-2 (付図3)。(C)：安山岩岩脈 (Pi) の露頭。母岩が選択的に侵食され，岩脈の側面が露出している。小坂町よどの岬の地点7-3 (付図2)。(D)：玄武岩質安山岩～安山岩ブロックアンドアッシュフロー堆積物 (Pp) の露頭。長径40 cm以下のやや発泡した本質岩塊と基質の暗灰色火山灰からなる。小坂町発荷の地点7-4 (付図2)。(E)：デイサイト軽石流堆積物 (Pp) の露頭。長径15 cm以下の灰色軽石と基質の褐色火山灰からなる。鹿角市場の沢の地点7-5 (付図3)。(F)：火砕物とローム層の互層 (Pp)。火砕物は大部分が降下火砕堆積物であるが，最上部のものは火砕流堆積物の可能性がある。露頭の高さは10～15 m。十和田市子ノ口東方の地点7-6 (付図3)。

第 7. 1 表 先カルデラ期噴出物の岩石記載表

サンプル番号	地層名	岩相記号	産状 (1)	SiO ₂ (2)	岩石名 (3)	斑晶鉱物 (4)					特記事項
						Pl	Opx	Cpx	Ol	Opg	
Ao-44	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfa.	54.84	BA	◎	+	+	+	+	
Ao-5	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfa.	57.94	A	◎	+	○		○	
Hk-15	先カルデラ期噴出物	Pp	Sfl.	59.64	A	◎	+	+		+	
Ao-4	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfa.	60.34	A	○	+	+		+	
Ao-6	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfa.	61.96	A	○	+	+		+	
Ao-33	先カルデラ期噴出物	Pp	Sfl.	62.34	A	◎	+	+	+	+	
Ao-39	先カルデラ期噴出物	Pp	SPfl.	65.29	D	○	+	+		+	
Ao-15	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfl.	68.13	D	+	+	+		+	
Ao-14	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfl.	68.19	D	○	+	+		+	
Ao-13	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfl.	68.63	D	+	+	+		+	
Ao-36	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfl.	70.54	D	+	+	+		+	無斑晶状
Ao-38	先カルデラ期噴出物	Pp	Pfa.	71.52	R	+	+	+		+	無斑晶状
Pi-1	先カルデラ期噴出物	Pi	岩脈	60.16	A	○	+	+		+	
Hk-3	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	52.82	BA	◎	+		+		
Hk-1	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	53.04	BA	◎	+	+	○		
Hk-10	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	53.44	BA	◎	+		+		
Ao-48	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	53.89	BA	◎	○		+		
Ao-52	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	54.96	BA	◎	+	+		+	
Ao-25	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	55.42	BA	◎	+	+	tr	+	
Ao-1	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	56.55	BA	◎	+	+		+	
Hk-16	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	57.03	A	+	+	+			無斑晶状
Ao-27	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	57.29	A	◎	○	○		+	
Ao-19	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	57.61	A	◎	+	+		+	
Ao-3	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	57.61	A	◎	+	+		+	
Ao-28	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	58.04	A	◎	+	+		+	
Ao-45	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	59.20	A	○	+	+		+	
Hk-11	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	59.34	A	+	tr	+		+	無斑晶状
Oh-1	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	59.38	A	◎	+	+		+	
Hk-7	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	59.58	A	◎	○	○		+	
Hk-17	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	60.20	A	+	tr	+		+	無斑晶状
Hk-2	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	61.26	A	◎	○	○		○	
Ao-53	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	61.29	A	○	+	+		+	
Ao-2	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	61.37	A	◎	○	○		+	
Hk-5	先カルデラ期噴出物	Pl	溶岩	62.06	A	◎	○	○		+	

(1)Pfa.: 降下火砕堆積物, Pfl.: 軽石流堆積物, Sfl.: スコリア流堆積物, SPfl.: 軽石・スコリア流堆積物, (2)100%に再計算した全岩化学組成データに基づく, (3)BA: 玄武岩質安山岩, A: 安山岩, D: デイサイト, R: 流紋岩, (4)Pl: 斜長石, Opx: 斜方輝石,

が主体であるが、一部で無斑晶状組織を示すものが認められる。斑晶として含まれる鉱物は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び不透明鉱物であり、組合せには多様性が認められる（第 7. 1 表）。普通角閃石斑晶と石英斑晶は認められない。

全岩 SiO₂ 量は 52.8 ~ 71.5 wt.% である（第 7. 5 図；付表 1）。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第 7. 5 図）。同様な SiO₂ 量で比較すると、溶岩と貫入岩は火砕物よりも若干 Na₂O に富む傾向が認められる（第 7. 5 図）。また、火砕物の一部には P₂O₅ 量が低いものが認められる（第 7. 5 図）。先カルデラ期噴出物は、後カルデラ期噴出物よりも Na₂O 量が高く、K₂O 量が若干低い特徴が認められる（第 7. 5 図）。

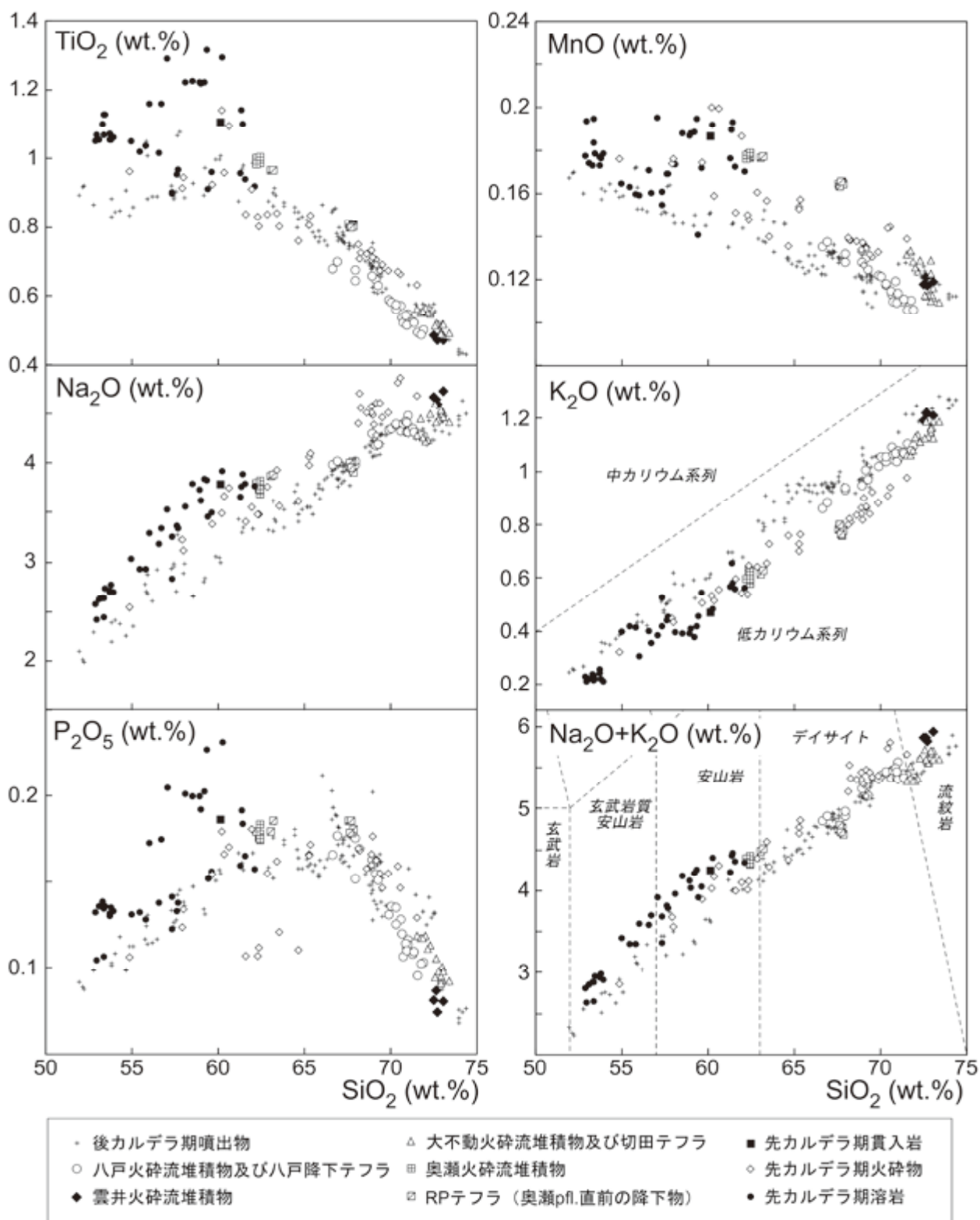
斑状斜方輝石かんらん石玄武岩質安山岩 (試料番号 Hk-3, 第 7. 6 図 A)

産地：秋田県小坂町発荷の地点 7-7 (付図 2)。
産状：厚さ 5 m の玄武岩質安山岩溶岩 (Pl)。上下にクリンカーを伴う。
全岩 SiO₂ 量：52.82 wt.% (付表 1)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、かんらん石、斜方輝石を含む。斜長石斑晶は長径 3 mm 以下で、自形～半自形を呈する。かんらん石斑晶は長径 1.5 mm 以下で、自形～他形を呈する。融食を受けたものや斜方輝石の反応縁に取り囲まれたものが認められる。斜方輝石斑晶は長径 0.8 mm 以下で、自形～半自形を呈する。石基は、長柱状の斜長石、短柱状の単斜輝石、粒状の不透明鉱物で構成され、完晶質である。

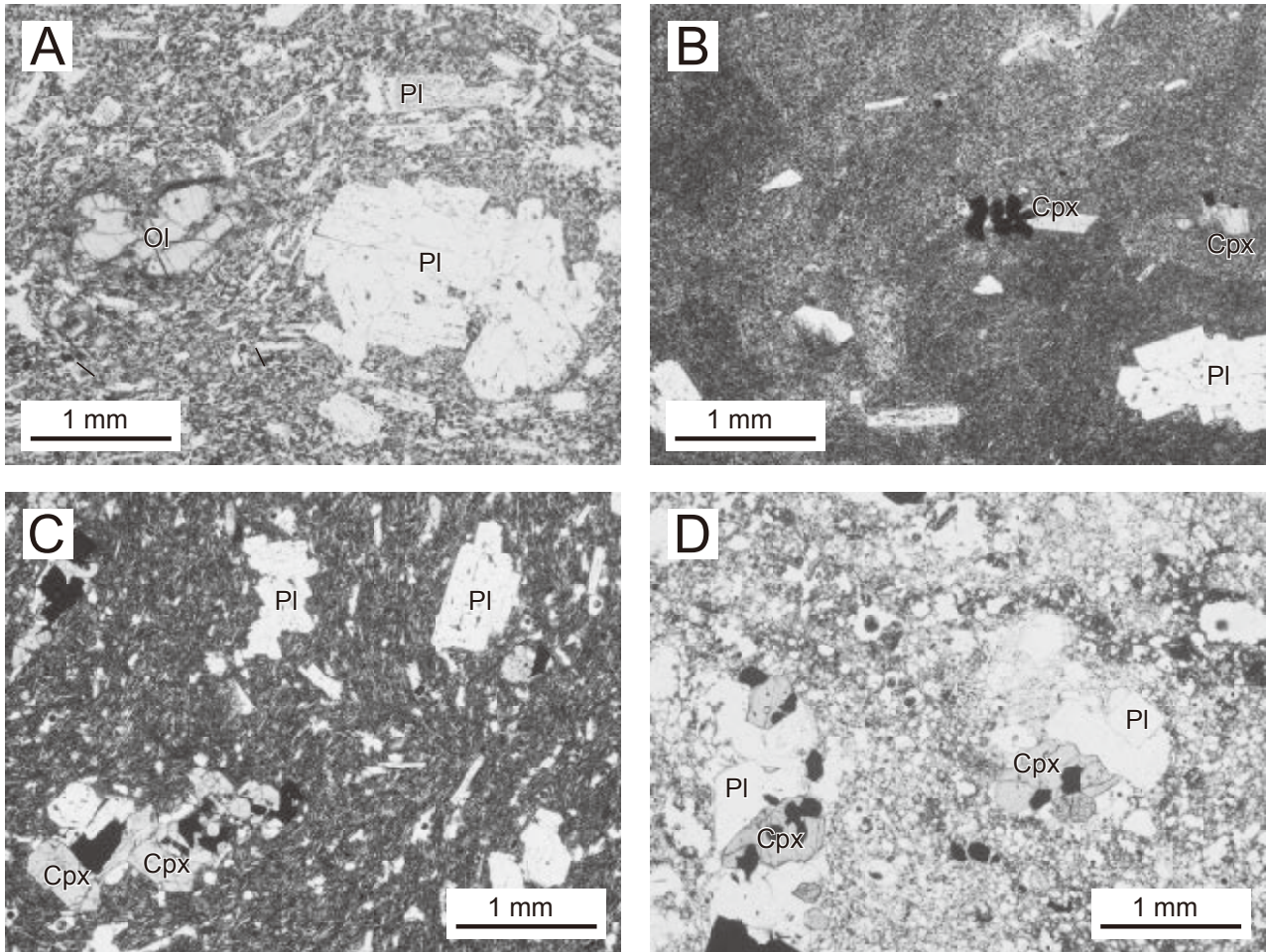
無斑晶状安山岩 (試料番号 Hk-11, 第 7. 6 図 B)

産地：秋田県小坂町発荷の地点 7-8 (付図 2)。
産状：厚さ 35 m の安山岩溶岩 (Pl)。板状節理が発達する。基底部に厚さ 30 cm のクリンカーを伴う。
全岩 SiO₂ 量：59.34 wt.% (付表 1)。
鏡下の特徴：無斑晶状組織を示す。斑晶を極少量まばらに含む。斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石、不透明鉱物及び斜方輝石を含む。いずれも自～半自形を呈する。各斑晶のサイズは、斜長石が長径 1.2 mm 以下、単斜輝石が長径 0.5 mm 以下、不透明鉱物が 0.5 mm 以下、斜方輝石が長径 0.7 mm 以下である。石基は、長柱～針状の斜長石、粒状の不透明鉱物と隠微晶質物質で構成される。



第7.5図 十和田火山噴出物の主成分元素全岩化学組成

SiO₂-K₂O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO₂-Na₂O+K₂O 図における境界線は Le Bas et al. (1986) による. 分析値は本報告, 工藤 (2010a, b), Yamamoto et al. (2018) による (付表1~4). pfl: 火砕流堆積物.



第 7. 6 図 十和田火山先カルデラ期噴出物の偏光顕微鏡写真

(A)：玄武岩質安山岩溶岩（試料番号 Hk-3）. (B)：無斑晶状安山岩溶岩（試料番号 Hk-11）. (C)：安山岩岩脈（試料番号 Pi-1）. (D)：スコリア・軽石流堆積物中の縞状スコリア火山礫（試料番号 Ao-39）. Cpx：単斜輝石, Ol：かんらん石, Pl：斜長石. すべて単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照.

斑状斜方輝石単斜輝石安山岩 (試料番号 Pi-1, 第 7. 6 図 C)

産地：秋田県小坂町よどの岬の地点 7-3（第 7. 4 図 C；付図 2）.

産状：幅 1.5 m の安山岩岩脈 (Pi).

全岩 SiO₂ 量：60.16 wt.%（付表 1）.

鏡下の特徴：斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物を含む. いずれも自～半自形を呈する. 各斑晶のサイズは, 斜長石が長径 1.2 mm 以下, 単斜輝石が長径 1 mm 以下, 斜方輝石が長径 0.8 mm 以下, 不透明鉱物が 0.4 mm 以下である. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 石基は, 長柱～針状の斜長石, 長柱状の単斜輝石, 粒状の不透明鉱物, 隠微晶質物質及びガラスで構成される.

斑状単斜輝石斜方輝石デイサイト (試料番号 Ao-39, 第 7. 6 図 D)

産地：青森県十和田市青樫山の地点 7-9（付図 3）.

産状：厚さ 8 m のスコリア・軽石流堆積物 (Pp) 中の縞状スコリア火山礫. 堆積物は, 黒色スコリア, 白色軽石, 縞状スコリア・軽石火山礫と基質の褐灰色火山灰で構成される.

全岩 SiO₂ 量：65.29 wt.%（付表 1）.

鏡下の特徴：斑状組織を示す. 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 不透明鉱物を含む. いずれも自～半自形を呈する. 各斑晶のサイズは, 斜長石が長径 2.5 mm 以下, 斜方輝石が長径 1 mm 以下, 単斜輝石が長径 0.8 mm 以下, 不透明鉱物が 0.8 mm 以下である. これらの斑晶はしばしば集斑晶を構成する. 石基は, 発泡した透明～淡褐色ガラスを主体とし, 長柱～針状の斜長石, 長柱状の単斜輝石と斜方輝石, 粒状の不透明鉱物を含む. 石基中の斜長石はしばしば骸晶の形態を示す.

堆積環境 溶岩に水冷破碎の証拠が認められないこ

と、古土壌層を頻繁に挟むことから、乾陸環境と判断される。

年代 佐々木ほか(1998)は、先カルデラ期噴出物の溶岩から 0.19 ± 0.10 Ma, 0.06 ± 0.06 Ma の石基 K-Ar 年代を報告した。また、工藤(2016)は、先カルデラ期噴出物の溶岩から 0.19 ± 0.05 Ma, 0.09 ± 0.04 Ma の石基 K-Ar 年代を報告した。工藤(2016)は、十和田火山東麓の上北平野におけるテフラの年代と層序から、十和田火山の活動開始時期を 0.22 Ma 以降と推定し、溶岩から得られた K-Ar 年代と矛盾しないことを指摘した。

先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰の堆積年代は、海洋コアの酸素同位体層序より 106 ka と見積もられている(白井ほか, 1997; Matsu'ura *et al.*, 2014)。また、先カルデラ期噴出物を覆う奥瀬火砕流堆積物の年代は、ローム層の石英 OSL 年代から 61 ± 4 ka と見積もられている(Ito *et al.*, 2017)。以上より、先カルデラ期噴出物の堆積年代は 220 ~ 61 ka と判断される。

7. 3 カルデラ形成期噴出物

本報告では、十和田火山カルデラ形成期の噴出物を、「カルデラ形成期噴出物」と総称する。「カルデラ形成期」の定義は Hayakawa (1985) による。カルデラ形成期は、先カルデラ期に比較して、より規模の大きな火砕流噴火が複数回発生し、十和田カルデラを形成した時期である。カルデラ形成期噴出物は、61 ~ 15.5 ka の噴出物で、下位より奥瀬火砕流堆積物及びレッドパミステフラ、大不動火砕流堆積物及び切田テフラ、雲井火砕流堆積物、八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラからなる。実際には、これらの噴出物の間にも複数の降下火砕堆積物が存在するが(例えば、Hayakawa, 1985; 工藤, 2018c)、地質図に表現できるほどの層厚・分布を示さないこと、一部については区分や対比についてより詳細な検討が必要であることから、本報告では記載を省略する。

7. 3. 1 奥瀬火砕流堆積物 (OK) 及びレッドパミステフラ

地層名 奥瀬火砕流堆積物の名称は、大池・中川(1979)の「奥瀬火砕流」に由来する。その後、Hayakawa (1985)では「Okuse ignimbrite」、早川(1993)及び村岡・高倉(1988)では「奥瀬火砕流堆積物」とされた。宝田・村岡(2004)は、給源火山名を付与して「十和田奥瀬火砕流堆積物」と表記し、工藤(2005)もこの表記に従った。本報告では、早川(1993)及び村岡・高倉(1988)に従い「奥瀬火砕流堆積物」と呼ぶ。奥瀬火砕流堆積物は、中川ほか(1972)による「高館 b 火山灰流凝灰岩」に相当する。

奥瀬火砕流堆積物は、その直下にしばしば降下火砕堆積物を伴う。この降下火砕堆積物は、赤色浮石:RP(東北地方第四紀研究グループ, 1969)、レッドパミス:RP(大

池・中川, 1979)あるいは十和田レッド:To-Rd(町田・新井, 1992, 2003)と呼ばれている。本報告ではこれを、大池・中川(1979)、工藤(2005)に倣い、レッドパミス(RP)テフラと呼ぶ。RPテフラは、奥瀬火砕流堆積物と一連の噴火による産物であり、これらをもたらした噴火は、Hayakawa(1985)により「噴火エピソードQ」と名付けられている。

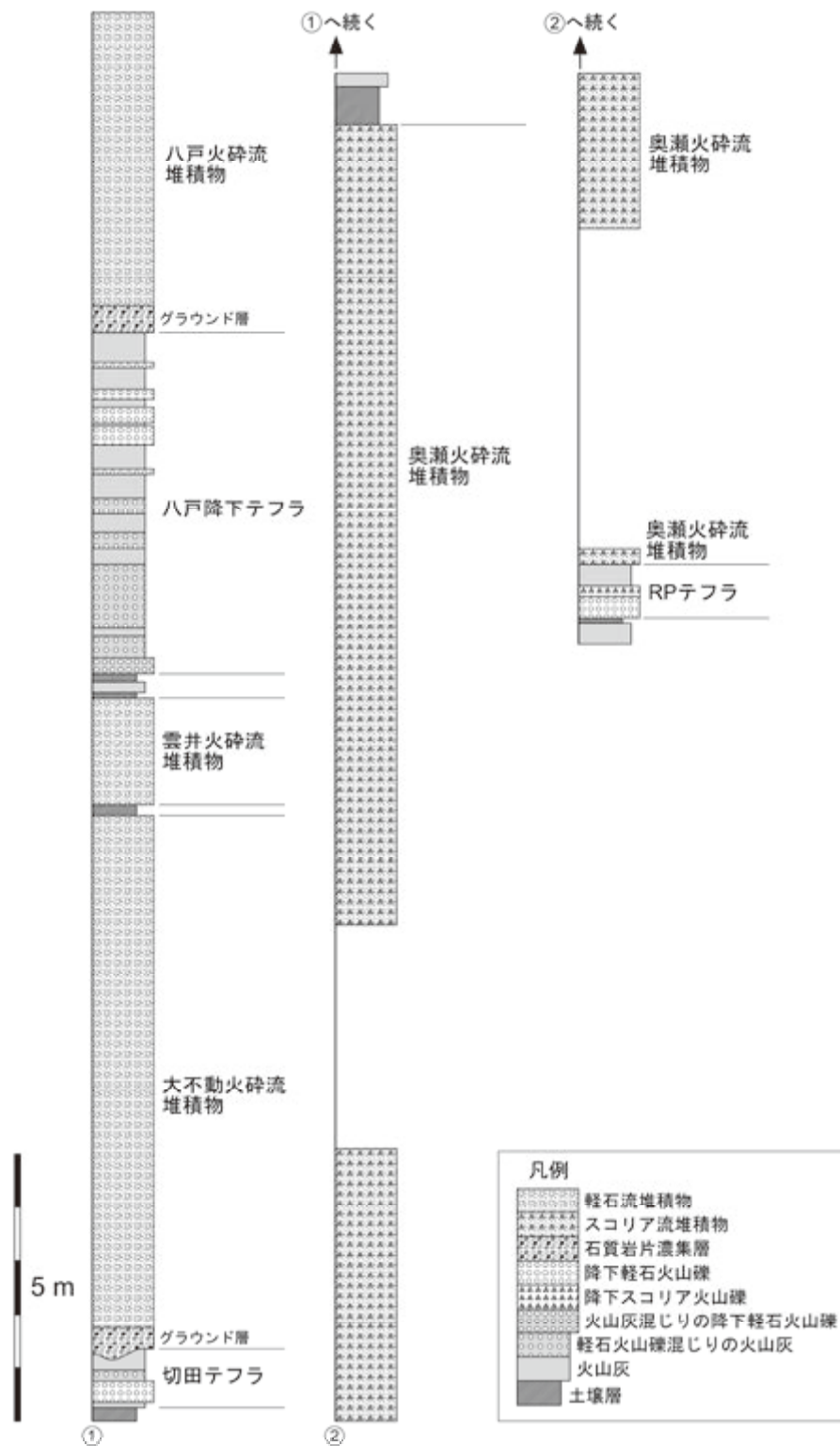
模式地 奥瀬火砕流堆積物の命名文献である大池・中川(1979)には、模式地の記載がない。その後、松山・大池(1986)は、奥瀬火砕流堆積物の模式地を、十和田市奥瀬仙ノ沢付近(北東隣の十和田図幅内)と記載している。本堆積物の模式地については、命名文献で定められていなかったため混乱が生じ、宝田・村岡(2004)では別の場所に模式地が設定された。本報告では、本堆積物の模式地を、その場所を明記した最も古い文献である松山・大池(1986)に従う。RPテフラの模式地は、東北町甲地付近である(東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

分布及び層厚 奥瀬火砕流堆積物は、十和田湖地域のほぼ全域にわたり断片的に分布する。大不動火砕流堆積物と八戸火砕流堆積物に広く覆われるため、地表での分布は断片的となっているが、それらの下位には広く伏在していると考えられる。層厚は、温川沢上流域や宇樽部川上流域において最大 60 ~ 70 m に達する。

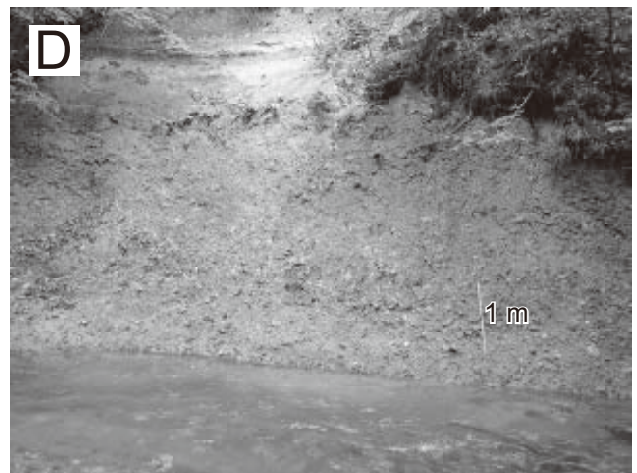
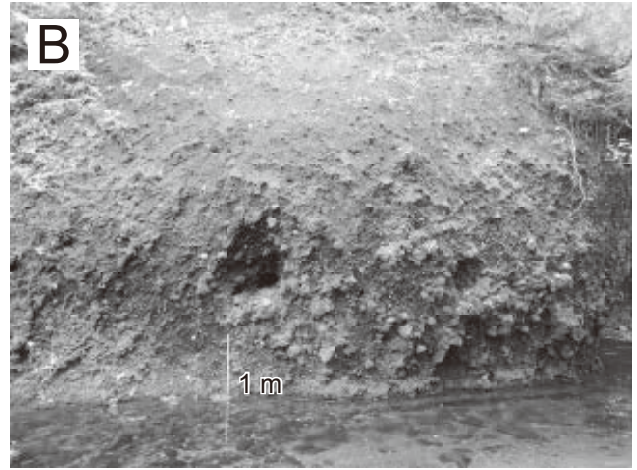
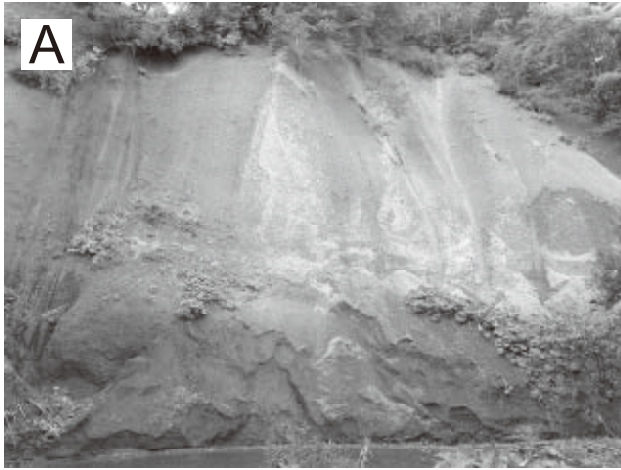
RPテフラの層厚は、最大でも 5 m 程度であり、多くの場所では 2 m 以下である。そのため、地質図では RPテフラを省略し、奥瀬火砕流堆積物の分布のみを示した。

層序関係 十和田火山先カルデラ期噴出物以下の地層を覆い、大不動火砕流堆積物以上の地層に覆われる(第 6. 19 図; 第 7. 2 図; 第 7. 7 図)。なお、奥瀬火砕流堆積物は、上下の地層との間に礫層や砂礫層を介する場合が多い。これらの礫層及び砂礫層のうち、地質図スケールで追跡可能なものは、「未区分堆積物(u)」として示した。

岩相 奥瀬火砕流堆積物は、非溶結・塊状の安山岩スコリア流堆積物である(第 7. 8 図 A, B)。本堆積物は、長径 50 cm 以下のスコリアを多く含み、長径 1 m 以下の石質岩片を伴う。スコリアと石質岩片のサイズは長径 20 cm 以下であることが多い。スコリアは、やや角の取れた垂角礫で、無斑晶状で発泡度は悪い。カリフラワー状の表面形態を持つものが認められる。ごく稀に 3 mm 程度の斜長石斑晶を含むことがある。スコリアは、新鮮なものは黒色を呈するが、風化変質を受けると褐灰色となり、さらに風化変質したものは黄褐色に変化する。スコリアは、発泡度が良いものほど風化変質を被っている。そのため、様々な発泡度のスコリアが共存すると、同一の露頭で黒色スコリアと黄褐色スコリアが見られる場合がある。従来の研究報告では、これをスコリアと軽石の共産出と記載する場合があったが、元々はどちらも黒色



第 7. 7 図 十和田火山カルデラ形成期噴出物の柱状図
 十和田市惣辺沢枝沢の地点 7-10 (付図 3).



第7.8図 十和田火山カルデラ形成期噴出物の露頭写真（その1）

(A)：奥瀬火砕流堆積物。露頭の高さは約30 m。十和田市惣辺川流域の地点7-11（付図3）。(B)：奥瀬火砕流堆積物。鹿角市大楽前沢上流の地点7-12（付図4）。(C)：大不動火砕流堆積物。最大厚さ3 m程度のレンズ状の角礫濃集層を挟む。露頭の高さは約10 m。平川市小屋場沢の地点7-14（付図1）。(D)：大不動火砕流堆積物中の軽石濃集帯。長径20 cm以下の軽石が濃集する。鹿角市小国川沿いの地点7-15（付図5）。

スコリアである。石質岩片は、玄武岩質安山岩及び安山岩を主体とし、変質した火山岩、凝灰岩及び堆積岩を伴う。基質は褐色～淡褐色の粗粒～細粒火山灰で構成される。稀に長径1.5 m以下の炭化木片を含むことがある。

奥瀬火砕流堆積物には、稀に厚さ数 m 程度の複数のフローユニットが認められることがある。含まれる火山礫・岩塊のサイズと含有密度の差により、シャープなフローユニット境界が認められ、各ユニット内部は塊状岩相を示す。また、稀に層厚数十 cm 程度のレンズ状の角礫層を挟むことがある。奥瀬火砕流堆積物の上位には、奥瀬火砕流堆積物を母材とした礫層や砂礫層からなる二次堆積物が認められることが多い。

RP テフラは3枚のユニットで構成される。これを下部、中部、上部ユニットと呼ぶことにする。下部ユニットは、降下軽石火山礫層で、主に無斑晶状白色軽石で構成される。軽石は高温酸化のためピンク色を呈することがある。中部ユニットは、降下スコリア火山礫・火山岩

塊層で、主に発泡の悪い黒色～暗灰色無斑晶状スコリアで構成される。放射状の冷却節理を持つ火山弾が含まれることがある。中部ユニットのスコリアは、奥瀬火砕流堆積物のスコリアとほぼ同じ岩質を示す。上部ユニットは、褐色色を呈する降下火山灰層であり、長径1 cm以下の火山豆石を頻繁に含む。いずれのユニットも層厚は数十 cm 程度であることが多いが、十和田カルデラに近づくほど層厚が厚化し、十和田山北西の地点7-12では厚さ約5 mの降下スコリア火山岩塊層（中部ユニット）が、宇樽部川上流域の地点7-13では厚さ4 m以上の降下火山灰層（上部ユニット）が認められる（いずれの地点でも他のユニットは露出しない）。

岩石記載・全岩化学組成

奥瀬火砕流堆積物及びRP テフラは、無斑晶状安山岩～デイサイトスコリア及び無斑晶状デイサイト軽石からなる。前者は奥瀬火砕流堆積物とRP テフラ中部

ユニット、後者は RP テフラ下部ユニットを構成する。両者が1つの堆積物中に混在することはない。いずれも斑晶量は2～3 vol.%程度で、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第7.2表)。

全岩 SiO₂量は、スコリアが62.2～63.2 wt.%, 軽石が67.6～67.8 wt.%であり、それぞれの組成は均質で、両者の間には明瞭な組成ギャップが認められる(第7.5図;付表2)。奥瀬火砕流堆積物と RP テフラ中部ユニットを構成するスコリアの組成は類似するが、後者の方がやや SiO₂に富む傾向がある。SiO₂-Na₂O+K₂O図では、奥瀬火砕流堆積物中のスコリアが安山岩、RP テフラのスコリアと軽石がデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.5図)。奥瀬火砕流堆積物及び RP テフラは、カルデラ形成期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.5図)。

堆積環境 乾陸上で堆積した典型的な火砕流堆積物の岩相を示し、しばしば土壌層を直接覆うこと(例えば、第7.7図)、炭化木片を含むことから、主に乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 年代が得られているテフラとローム層の層厚との関係から、Hayakawa (1985)により55 ka、宮内(1985)により70～50 kaの年代が見積もられている。上北平野における海成段丘との層位関係からは、RP テフラは MIS5a とされる柴山段丘(東北地方第四紀研究グループ、1969)を覆うとされている(宮内、1985;桑原、2009)。工藤・小林(2013)は、奥瀬火砕流堆積物から0.09 ± 0.03 Maのジルコン FT年代を報告した。Ito *et al.* (2017)は、RP テフラ上下層準のローム層中の石英粒子について OSL年代測定を行ない、年代値とローム層の厚さから、RP テフラの年代として61 ± 4 kaを示した。この年代は、Hayakawa (1985)、宮内(1985)による推定年代とも調和的であり、柴山段丘との関係とも矛盾しない。そこで本報告では、奥瀬火砕流堆積物及び RP テフラの年代を約61 kaと判断する。

7.3.2 大不動火砕流堆積物及び切田テフラ (Of)

地層名 大不動火砕流堆積物の名称は、東北地方第四紀研究グループ(1969)による「大不動浮石流凝灰岩層」に由来する。その後、Hayakawa (1985)では「Ofudo ignimbrite」、早川(1993)では「大不動火砕流堆積物」と表記された。宝田・村岡(2004)は、これに給源火山名を付与して「十和田大不動火砕流堆積物」と表記し、工藤(2005)、辻野ほか(2018)もこの表記に従った。本報告では、早川(1993)に従い「大不動火砕流堆積物」と呼ぶ。大不動火砕流堆積物は、内藤(1966)の「高市火砕流堆積物」に相当する。

大不動火砕流堆積物は、その直下にしばしば降下火砕堆積物を伴う。この降下火砕堆積物は、バスケット浮石1:BP1(東北地方第四紀研究グループ、1969)あるいは切田降下火砕堆積物(Kirida fallout deposits)(Hayakawa, 1985)と呼ばれている。本報告では、より詳しいユニット区分を行った Hayakawa (1985)による名称を用い、これらを切田(KR)テフラと呼ぶ。また、本報告では、大不動火砕流堆積物直下の層準に認められる火砕サージ堆積物も切田テフラに含めた。切田テフラは、大不動火砕流堆積物と一連の噴火による産物であり、これらをもたらした噴火は、Hayakawa (1985)により「噴火エピソードN」と名付けられている。

模式地 大不動火砕流堆積物の模式地は、青森県十和田市大不動付近(北東隣の十和田図幅内)である(東北地方第四紀研究グループ、1969)。なお、宝田・村岡(2004)は、本堆積物の模式地を別の場所に新たに設定しているが、その理由は明記されていない。本報告では、本堆積物の模式地を命名文献(東北地方第四紀研究グループ、1969)に従う。切田テフラの模式地は定められていない。

層序関係 奥瀬火砕流堆積物以下の地層を覆い、雲井火砕流堆積物以上の地層に覆われる(第6.19図;第7.2図;第7.3図;第7.7図)。なお、大不動火砕流堆積物は、上下の地層との間に礫層や砂礫層を介する機会が多い。これらの礫層及び砂礫層のうち、地質図スケールで追跡可能なものは、「未区分堆積物(u)」として示した。

分布及び層厚 十和田湖地域のほぼ全域に広く分布する。ただし、八戸火砕流堆積物に広く覆われるために、地表での分布は主に河川沿いの谷壁に集中している。大不動火砕流堆積物の層厚は最大で50 m程度である。

切田テフラの層厚は、十和田湖近傍では10 mを越える場合がある。おおそ層厚5 mを越える切田テフラについては、大不動火砕流堆積物の分布と併せて地質図に示した。

岩相 大不動火砕流堆積物は、非溶結・塊状のデイサイト～流紋岩軽石流堆積物である(第7.8図C, D)。本堆積物は、長径20 cm以下の軽石を多く含み、長径20 cm以下の石質岩片を少量伴う。軽石は、大部分が白色軽石からなり、一部で淡灰色軽石をごく少量含む。軽石の発泡は良く、球形-長孔型の気泡が多く見られ、部分的には繊維状の発泡組織が見られることもある。軽石の円磨度は垂角～垂円である。石質岩片は、安山岩、玄武岩質安山岩、デイサイト及び変質火山岩からなる。また、長径2～3 cm以下の黒曜岩岩片を含む。基質は淡褐色を呈する細粒～粗粒火山灰からなる。本堆積物はしばしば炭化木片を含む。

大不動火砕流堆積物には、部分的に軽石火山礫・火山岩塊の濃集帯が認められることがある(第7.8図D)。濃集帯は、厚さが3 m以下で、礫支持構造を示し、濃集帯とそれ以外の部分との境界は漸移的である。また、大

第7.2表 カルデラ形成期～後カルデラ期噴出物のモード組成

噴火エピソード	地質ユニット	試料番号	試料タイプ	地質・岩相区分(1)	方法(2)	モード組成(vol.%) (3)									SiO ₂ (4)	文献(5)
						Pl	Opx	Cpx	Hbl	Ol	Opq	斑晶	石基			
A	毛馬内火砕流堆積物	Ak-1	白色軽石	Km	B	10.3	0.8	0.2	0.0	0.0	0.2	11.5	88.5		K1	
A	大湯火砕流堆積物-1	Ao-1	白色軽石		B	8.7	0.6	0.2	0.0	0.0	0.2	9.7	90.3		K1	
B	迷ヶ平軽石	Bm-2	白色軽石		B	6.5	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	7.3	92.7		K1	
B	迷ヶ平軽石	Bm-1	黒曜石岩片		A	6.5	0.6	0.3	0.0	0.0	0.6	7.8	92.2	74.15	K1	
C	宇樽部火山灰	Cu-1	白色軽石	C	B	18.6	1.5	1.7	0.0	0.0	0.7	22.4	77.6		K1	
C	宇樽部火山灰	Cu-2	白色軽石	C	B	17.0	1.7	1.6	0.0	0.0	0.3	20.5	79.5		K1	
C	金ヶ沢軽石	Ck-1	白色軽石	C	B	17.9	1.4	1.2	0.0	0.0	0.7	21.2	78.8		K1	
C	中振軽石	Cc-2	白色軽石	C	B	15.0	1.4	1.1	0.0	0.1	0.4	18.0	82.0		K1	
C	中振軽石	Cc-1	灰色軽石	C	A	14.4	1.8	1.2	0.0	0.5	1.1	18.9	81.1		K1	
C	中振軽石	Pm-1	白色軽石	C	B	15.1	2.0	1.5	0.0	0.0	0.9	19.5	80.5		K1	
D'	御倉山溶岩	Og-3	溶岩	Og	A	9.2	0.8	0.3	0.0	0.0	0.3	10.6	89.4	69.44	K1	
D'	御倉山溶岩	Og-2	溶岩	Og	A	9.5	0.6	0.3	0.0	0.0	0.4	10.8	89.2	69.21	K1	
D'	御倉山溶岩	Og-4	溶岩	Og	A	8.8	0.6	0.4	0.0	0.0	0.3	10.0	90.0	69.41	K1	
D'	御倉山溶岩	Og-1	溶岩	Og	A	9.4	0.7	0.4	0.0	0.0	0.7	11.2	88.8	68.98	K1	
D'	御倉山溶岩	Dg-1	溶岩崖錐	Ogt	A	8.2	0.5	0.4	0.0	0.0	0.4	9.5	90.5	69.49	K1	
D'	御倉山溶岩	Dg-2	溶岩崖錐	Ogt	A	9.3	0.6	0.3	0.0	0.0	0.5	10.7	89.3	69.37	K1	
D'	戸来火山灰	DI-1	本質岩片		A	9.6	0.6	0.3	0.0	0.0	0.5	11.1	88.9	69.42	K1	
D'	戸来火山灰	DI-2	本質岩片		A	8.7	0.7	0.7	0.0	0.0	0.5	10.7	89.3	69.21	K1	
D'	戸来火山灰	D'h-1	淡灰色軽石		A	6.4	0.4	0.3	0.0	0.0	0.5	7.5	92.5	68.89	K1	
D'	戸来火山灰	D'h-2	淡灰色軽石		A	6.5	0.6	0.3	0.0	0.0	0.4	7.8	92.2		K1	
D'	戸来火山灰	D'h-3	淡灰色軽石		A	6.3	0.7	0.3	0.0	0.0	0.3	7.6	92.4		K1	
D	小国軽石	Do-2	白色軽石		B	7.6	0.5	0.3	0.0	tr	0.1	8.6	91.4		K1	
D	小国軽石	Do-1	白色軽石		B	7.8	0.6	0.5	0.0	tr	0.2	9.1	90.9		K1	
D	小国軽石	Do-3	灰色軽石		A	6.8	0.7	0.5	0.0	0.0	0.4	8.4	91.6	69.55	K1	
E	南部軽石	En-3	淡色軽石	E	B	18.0	2.2	1.5	0.0	0.0	0.6	22.3	77.7		K1	
E	南部軽石	En-1	淡色軽石	E	B	17.4	2.8	2.5	0.0	0.0	0.9	23.5	76.5		K1	
E	南部軽石	En-2	淡色軽石	E	B	15.4	2.9	2.8	0.0	0.0	1.4	22.5	77.5		K1	
F	椋山火山灰	Fk-1	スコリア	Gs	A	10.8	3.0	2.8	0.0	0.0	0.9	17.5	82.5		K1	
F	夏坂スコリア	Fn-1	スコリア	Gs	A	8.2	0.3	1.3	0.0	0.0	0.5	10.3	89.7		K1	
F	夏坂スコリア	Fn-2	スコリア	Gs	A	5.8	0.3	0.8	0.0	tr	0.6	7.5	92.5	61.41	K1	
G	新郷軽石	Gs-1	白色軽石		B	12.2	0.6	0.5	0.0	0.0	0.3	13.6	86.4	66.66	K1	
	御門石溶岩	GSJR51450	溶岩	Gm	A	13.9	1.5	1.9	0.0	0.0	1.5	18.8	81.2	66.36	K2	
	二の倉スコリア	H'-1	スコリア	Gs	A	10.9	1.6	0.8	0.0	0.1	0.1	13.6	86.4	57.97		
	二の倉スコリア	H-1	スコリア	Gs	A	19.1	1.0	1.8	0.0	2.4	0.0	24.4	75.6	51.93		
	二の倉スコリア	I-3	スコリア	Gs	A	20.8	0.4	0.7	0.0	1.3	0.1	23.2	76.8			
	二の倉スコリア	J-1	スコリア	Gs	A	2.9	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	3.2	96.8	55.81		
	二の倉スコリア	K'-3	スコリア	Gs	A	18.3	3.0	2.7	0.0	0.1	0.1	24.2	75.8			
	二の倉スコリア	K-2	スコリア	Gs	A	12.4	0.8	1.2	0.0	tr	0.0	14.4	85.6	56.22		
	中山崎溶岩	Nk-1	溶岩	Nk	A	22.6	2.9	2.6	0.0	0.0	1.0	29.1	70.9	61.15		
	中山崎溶岩	Nk-5	溶岩	Nk	A	21.9	5.9	1.1	0.0	0.3	0.0	29.2	70.8	53.82		
	中山崎溶岩	Nk-8	溶岩	Nk	A	18.8	1.7	0.4	0.0	0.8	0.4	22.0	78.0	57.46		
L	八戸火砕流堆積物	Lh-9	白色軽石	Hc	B	6.3	0.9	0.6	tr	tr	0.5	8.3	91.7	69.09		
L	八戸火砕流堆積物	Lh-4	白色軽石	Hc	B	9.7	1.2	0.5	0.1	0.0	0.5	12.0	88.0	71.87		
L	八戸降下テフラ(HP4)	HP4-2	白色軽石	Hc	B	9.9	1.1	0.6	tr	0.0	0.4	12.0	88.0	67.95		
	雲井火砕流堆積物	M-6	淡灰色軽石	Ku	B	1.8	0.1	tr	0.0	0.0	0.0	2.0	98.0	72.73		
N	大不動火砕流堆積物	No-1	白色軽石	Of	B	8.6	0.7	0.1	0.0	0.0	0.2	9.5	90.5	73.05		
N	切田3軽石	KR3-5	白色軽石	Of	B	7.2	0.7	0.4	0.0	0.0	0.2	8.6	91.4	71.70		
Q	奥瀬火砕流堆積物	Qo-6	スコリア	Ok	A	2.0	0.2	tr	0.0	0.0	0.1	2.3	97.7	62.42		
Q	RP	Q-1	白色軽石		B	2.4	0.6	0.3	0.0	0.0	0.1	3.4	96.6	67.75		

(1) 地質図及び本文を参照。(2) 方法A: 溶岩, スコリア, 発泡の悪い軽石を対象とした。通常の岩石薄片を用い、ポイントカウンターで1試料につき計3000~4000点カウントして求めた。方法B: 発泡の良い軽石を対象とした。重さ10~30 g程度の1個~数個の軽石を準備し、乾燥させて重さを計測した。それらの軽石を乳鉢を用いて粉碎した後、水簸してガラス部分を捨て、結晶だけを残した。結晶は乾燥させて重さを計り、全体の重さから結晶分を引いてガラス部分の重さを算出した。結晶は篩を用いて径0.5 mm以上および0.5-0.355 mmに振り分け、それぞれについて樹脂を用いて固め、薄片を作成した。それらの薄片を用いて、ポイントカウンターでそれぞれ計800~1500点カウントし、各鉱物の体積量比を算出した。ガラスと結晶全体の重さはLipman (1967) によるガラスと結晶全体の推定密度を用いて体積に換算し、それらの体積量比と各結晶の体積量比を用いてモード組成を算出した。(3) Pl: 斜長石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Ol: かんらん石, Opq: 不透明鉱物, tr: ごく微量。(4) 100%に再計算した全岩化学組成データに基づく。(5) K1: 工藤(2010a), K2: 工藤(2010b)。

不動火砕流堆積物は、堆積物中にレンズ状の角礫層を挟むことがある(第7.8図C)。角礫層の層厚は3m以下で、礫支持で主に長径50cm以下の石質岩片で構成される。これらの角礫層は、産状からラグブレッチャ層と考えられる。

地点7-10(付図3)では、大不動火砕流堆積物の基底底部において、長径5cm以下の石質岩片に富む厚さ最大50cmのグラウンド層が認められる。グラウンド層は、下位に存在する切田テフラを削り込んでいる。

大不動火砕流堆積物の直上には、本堆積物を不整合に覆う、礫層や砂礫層が見られることがある。これらは、構成物から判断して本堆積物の再堆積物と考えられる。

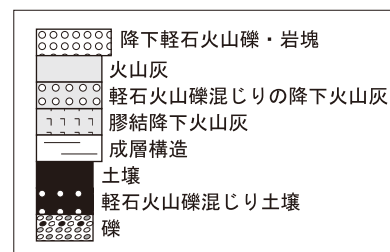
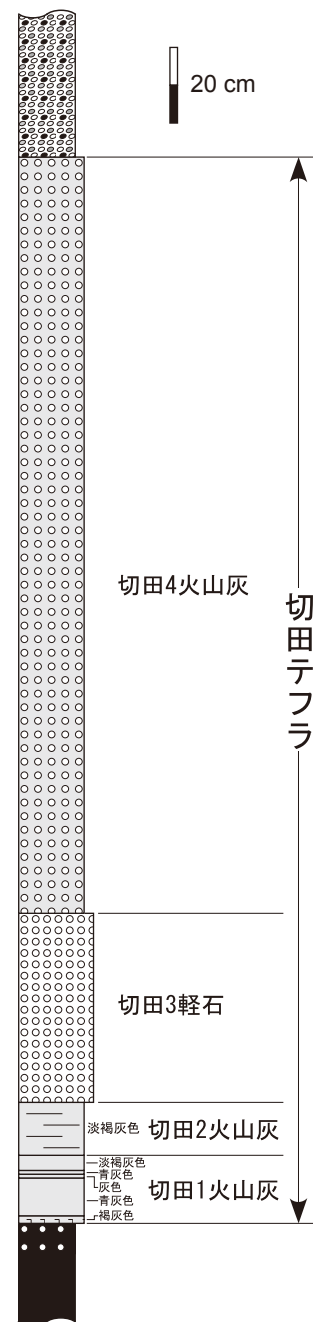
切田テフラは、下位より切田1火山灰、切田2火山灰、切田3軽石及び切田4火山灰の4つの降下ユニットに区分されている(Hayakawa, 1985)。十和田湖地域では、それら全ての降下ユニットが確認される。代表例として、十和田市宇樽部川上流域の地点7-13(付図3)で得られた切田テフラの柱状図を第7.9図に示す。切田1火山灰は、褐灰色～淡褐灰色～灰色～青灰色と様々な色を呈する降下火山灰の互層からなる。切田2火山灰は、淡褐灰色を呈し、細かく成層した降下火山灰層からなる。切田3軽石は、長径数cm以下の白色軽石からなる降下軽石火山礫層である。切田4火山灰は、灰白色を呈する軽石火山礫混じりの降下火山灰層で、淘汰が悪い特徴を示す。切田4火山灰は、塊状岩相を示すことがあるが、場所によっては、軽石火山礫の含有率の違いによる成層構造を示す。火山豆石を含むこともある。また、切田4火山灰の層準には、火砕サージ堆積物が認められることがある。火砕サージ堆積物は白色軽石火山礫と灰白色火山灰の互層からなり、斜交層理が認められる。冷却節理を持つ軽石が頻繁に認められる。火砕サージ堆積物と軽石火山礫混じりの降下火山灰層は、しばしば互層を成す。その厚さは十和田湖近傍では10mを越えることがある。

岩石記載・全岩化学組成

大不動火砕流堆積物及び切田テフラの岩質は、デイサイト～流紋岩である。軽石の斑晶量は9vol.%程度で、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第7.2表)。

軽石の全岩SiO₂量は71.5～73.4wt.%である(第7.5図;付表2)。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.5図)。なお、デイサイトの領域に入るのは、切田テフラ中の一部の軽石に限られる。大不動火砕流堆積物及び切田テフラは、カルデラ形成期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.5図)。

堆積環境 乾陸上で堆積した典型的な火砕流堆積物の



第7.9図 切田テフラの柱状図
十和田市宇樽部川上流域の地点7-13(付図3)。

岩相を示し、しばしばローム層を直接覆うこと（第7.2図；第7.7図）、炭化木片を含むことから、主に乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 これまでに報告されている¹⁴C年代値を第7.3表に示す。¹⁴C年代値は19,450～34,080 BPの幅を示し、ややばらつくものの、西暦2000年以降に報告されたものは30 ka BP前後に集中する。青木・新井（2000）は、三陸沖で得られた海底コア中において本堆積物に対比される火山灰層を見だし、その堆積年代を酸素同位対比層序より29.0～29.6 ka（暦年代）と推定した。しかし、前述の通り、最近報告された¹⁴C年代値は30 ka BP前後に集中することから、本堆積物の年代は暦年に換算すると3万年前よりもやや古くなると考えられる。そこで本報告では、本堆積物の年代として、最新の¹⁴C年代値である小岩ほか（2007）による31,930 ± 210 BPを採用する。この年代値について、IntCal13データセット（Reimer *et al.*, 2013）、較正プログラムCALIB 7.1（Stuiver *et al.*, 2016）を用いて暦年較正すると、35,604～36,090 cal BP（1σ）となる。この結果より、本報告では本堆積物の年代を約3万6千年前と判断する。

7.3.3 雲井火砕流堆積物（Ku）

地層名 新称。今回初めて認識された火砕流堆積物である。八戸火砕流堆積物の下位、大不動火砕流堆積物の上位に位置し、無斑晶状淡灰色軽石で構成される軽石流堆積物を、雲井火砕流堆積物と定義する。

模式地 青森県十和田市養老沢林道沿いの地点7-10（第7.7図；付図3）及びその周辺。

分布及び層厚 青樺山付近、惣辺川流域、十和田山北西、高山南東、神田川上流域、温川流域、根津塔沢川、平川市黒沢流域に小規模に分布する。層厚は、高山南東で最大10 mある。その他の場所では、4 m以下であることが多い。

層序関係 大不動火砕流堆積物以下の地層を覆い、八戸火砕流堆積物以上の地層に覆われる（第7.2図；第7.7図）。上下の地層との間には、礫層や砂礫層を介する場合があるが、層厚が薄く分布が局所的なので、地質図では省略した。

岩相 非溶結で塊状の流紋岩軽石流堆積物である（第7.10図A、B）。本堆積物は、長径50 cm以下の軽石を多く含み、長径30 cm以下の石質岩片を伴う。軽石と石質岩片のサイズは長径20 cm以下であることが多い。軽石は、やや角の取れた亜角礫～角礫で、やや発泡の悪い無斑晶状淡灰色軽石からなる。冷却節理によってブロック状に割れる軽石をしばしば含む。石質岩片としては、変質した火山岩が認められるが、量は少ない。また、長径3 cm以下の黒曜岩岩片が見られることがある。基質は淡褐色～灰白色の粗粒～細粒火山灰で構成される。本堆積物は、無斑晶状で淡灰色を呈する軽石からなるこ

とで特徴付けられ、他の火砕流堆積物との識別も肉眼で比較的容易に行うことが可能である。

岩石記載・全岩化学組成

本堆積物は無斑晶状の流紋岩軽石からなる。軽石の斑晶量は2 vol.%程度で、斑晶鉱物としてわずかに斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む（第7.2表）。

軽石の全岩SiO₂量は72.5～73.1 wt.%であり、比較的均質な組成を示す（第7.5図；付表2）。SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる（第7.5図）。本堆積物は、カルデラ形成期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別することが可能である（第7.5図）。

堆積環境 乾陸上で堆積した典型的な火砕流堆積物の岩相を示し、しばしば土壌層を直接覆うことから（第7.7図）、主に乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 36 kaの大不動火砕流堆積物及び切田テフラを覆い、15.5 kaの八戸火砕流堆積物及び八戸テフラに覆われることから（第7.2図；第7.7図）、36～15.5 kaの間と判断される。

7.3.4 八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラ（Hc）

地層名 八戸火砕流堆積物の名称は、中川ほか（1972）による「八戸浮石流凝灰岩」に由来する。その後、Hayakawa（1985）では「Hachinohe ignimbrite」、早川（1993）では「八戸火砕流堆積物」と表記された。宝田・村岡（2004）は、これに給源火山名を付与して「十和田八戸火砕流堆積物」と表記し、工藤（2005）、辻野ほか（2018）もこの表記に従った。本報告では、早川（1993）に従い「八戸火砕流堆積物」と呼ぶ。八戸火砕流堆積物は、内藤（1966）による「鳥越火砕流堆積物」に相当する。

八戸火砕流堆積物は、その直下にしばしば降下火砕堆積物を伴う。この降下火砕堆積物は、八戸浮石層（大池ほか、1959；大池、1964；東北地方第四紀研究グループ、1969）、八戸降下浮石：HP（大池・中川、1979；松山・大池、1986）、八戸降下浮石層：HP（中川ほか、1986）、八戸火山灰部層：HP（早川、1983a）、八戸降下テフラ：HP（辻野ほか、2018）と呼ばれている。本報告では、辻野ほか（2018）に倣い、「八戸降下テフラ」と呼ぶ。八戸降下テフラは、大池ほか（1970）により、HP I～VIの合計6枚のユニットに区分されている。早川（1983a）、Hayakawa（1990）は、このユニット区分をアラビア数字を用いてHP1～6と言い換えている。また、本報告では、八戸火砕流堆積物の直下層準において、八戸降下テフラと指交関係にある火砕サージ堆積物を見出した。八戸降下テフラと火砕サージ堆積物は、八戸火砕

流堆積物と一連の噴火による産物であり、これらをもたらした噴火は、Hayakawa (1985) により「噴火エピソードL」と名付けられている。

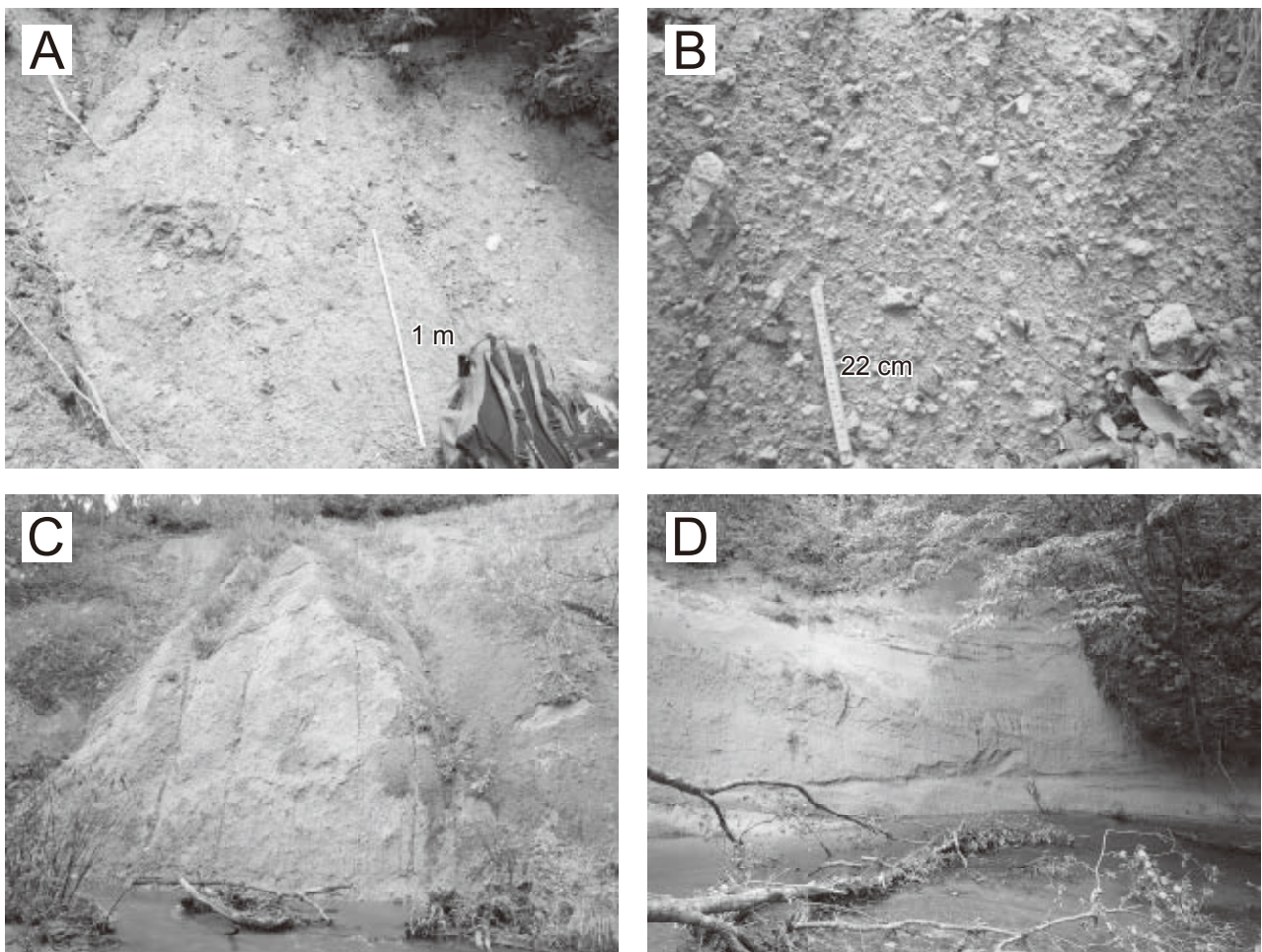
模式地 命名文献である中川ほか (1972) は、八戸火砕流堆積物の模式地を定めていない。その後、大池・中川 (1979) は、本堆積物の模式地を青森県五戸町ホド沢付近 (現在の地名では五戸町小渡^{こわた}付近) とした。本堆積物の模式地については、命名文献で定められていなかったため混乱が生じ、宝田・村岡 (2004) や工藤 (2005) ではそれぞれ別の場所に模式地が設定された。本報告では、本堆積物の模式地を、模式地を明記した最も古い文献である大池・中川 (1979) に従う。八戸降下テフラの模式地は、八戸市売市^{うりいち}、根城^{ねじょう}、糠塚^{ぬかづか}付近である (東北地方第四紀研究グループ, 1969)。

層序関係 雲井火砕流堆積物以下の地層を覆い、二ノ倉スコリア以上の地層に覆われる (第 6. 19 図; 第 7. 2 図; 第 7. 3 図; 第 7. 7 図; 第 7. 16 図)。なお、八戸火

砕流堆積物は、上下の地層との間に礫層や砂礫層を介する場合が多い。これらの礫層及び砂礫層のうち、地質図スケールで追跡可能なものは、「未区分堆積物 (u)」として示した。

分布及び層厚 十和田湖地域のほぼ全域に広く分布する。八戸火砕流堆積物は、一部を除き、十和田カルデラ縁ではおおよそ標高 700 m 以上の地形的高所を避ける場合が多く、選択的に低所に堆積している。標高 700 m 以上の場所を覆っているのは、主に八戸降下テフラであるが、場所によっては八戸火砕流堆積物の場合もあり、単純ではない。八戸火砕流堆積物は、十和田湖の周囲に広大な火砕流堆積面を形成している。これらの火砕流堆積面は、河川侵食を受けて段丘化している。小坂町荒川流域の火砕流堆積面については、内藤 (1966) により鳥越面と呼ばれている。八戸火砕流堆積物の層厚は最大で 60 m 程度である。

八戸降下テフラの層厚は、十和田市養老沢林道沿いの



第 7. 10 図 十和田火山カルデラ形成期噴出物の露頭写真 (その 2)

(A) : 雲井火砕流堆積物。十和田市松倉沢上流域の地点 7-16 (付図 3)。 (B) : 雲井火砕流堆積物。十和田市青樺山付近の地点 7-17 (付図 3)。 (C) : 八戸火砕流堆積物。露頭の高さは約 40 m。鹿角市田代川沿いの地点 7-18 (付図 5)。 (D) : 八戸降下テフラと同層準にある火砕サージ堆積物。露頭の高さは約 7 m。鹿角市小国川沿いの地点 7-19 (付図 5)。

第 7. 3 表 大不動・八戸火砕流堆積物に関する ^{14}C 年代一覧表

地質ユニット	文献	^{14}C 年代(BP)	測定対象	採取地点 (図幅単位)	
十和田大不動火砕流堆積物(Of) 及び切田テフラ(KR)	一色ほか(1965)	25,700±900	Of中の炭化木片	米内沢図幅内	
	一色ほか(1965)	28,300±1,500	Of直下の草炭	鷹巣図幅内	
	岡崎・佐藤(1965)	>33,000	Of直下の泥炭	大館図幅内	
	中川・大池(1968)	25,850±1,360	Of直下の泥炭	七戸図幅内?	
	佐藤(1969)	>31,900	炭化木片	田子図幅内	
	大池(1978)	25,560±1,340	Of中の炭化木片	十和田図幅内	
	大池(1978)	23,140±1,020	KR直下土壌中の木片	十和田図幅内	
	Omoto(1978)	>31,180	Of中の炭化木片	米内沢図幅内	
	Omoto(1979)	26,900+1,480/-1260	Of中のcarbonate	米内沢図幅内	
	Hayakawa(1985)	19,450±780	不明	十和田図幅内	
	Hayakawa(1985)	30,130±2,590	不明	田子図幅内	
	山口(1993)	28,090±1,120	不明	碓ヶ関図幅内	
	山口(1993)	>36,130	不明	弘前図幅内	
	山口(1993)	>37,850	不明	弘前図幅内	
	山口(1993)	>36,980	不明	弘前図幅内	
	山口(2000a)	29,180±680	Of中の炭化物	青森西部図幅内	
	山口(2000a)	29,170±940	Of中の炭化物	青森西部図幅内	
	山口(2000b)	32,600±510	Of直下土壌中の埋没樹	弘前図幅内	
	青森市教育委員会(2000)	32,380±410	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内	
	青森市教育委員会(2000)	32,700±440	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内	
	青森市教育委員会(2000)	31,440±370	Of中の埋没樹木	青森東部図幅内	
	弘前市(2001)	22,070±140	Of中の炭化物	青森西部図幅内	
	弘前市(2001)	25,300±690	Of中の炭化物	黒石図幅内	
	弘前市(2001)	34,080±1,520	Of中の炭化材	黒石図幅内	
	筒井ほか(2002)	30,071±376	Of中の炭化木片	不明. 八幡平もしくは森吉山図幅	
	小岩ほか(2007)	31,930±210	Of直下の泥炭	金木図幅内	
	十和田八戸火砕流堆積物(Hc) 及び八戸降下テフラ(HP)	大池(1964)	12,700±260	Hc中の炭化木片	八戸図幅内
		岡崎・佐藤(1965)	12,000±250	Hc直下泥炭中の木片	大館図幅内
		岡崎・佐藤(1965)	10,400±200	Hc中の炭化木片	大館図幅内
		一色ほか(1965)	12,200±250	Hc中の炭化木片	鷹巣図幅内
大池・庄子(1977)		13,960±510	HP直下土壌中の炭化木片	八戸図幅内	
大池ほか(1977)		13,770±510	HP直下の埋没樹幹	三戸図幅内	
Omoto(1978)		12,590±315	Hc中の木片	米内沢図幅内	
太田ほか(1979)		13,370±280	Hc中の炭化木片	七戸図幅内	
太田ほか(1979)		13,500±240	Hc直下土壌中の木片	七戸図幅内	
辻ほか(1983)		17,320±840	HP直下の泥	八甲田山図幅内	
Miura and Yamanaka(1980)		13,200±225	HP直下の泥	八甲田山図幅内	
Hayakawa(1985)		13,050±320	不明	十和田図幅内	
Hayakawa(1985)		13,120±260	不明	十和田図幅内	
Hayakawa(1985)		13,450±320	不明	八甲田山図幅内	
Hayakawa(1985)		12,630±320	不明	能代図幅内	
Hayakawa(1985)		12,460±520	不明	十和田湖図幅内	
Hayakawa(1985)		10,680±360	不明	十和田湖図幅内	
Hayakawa(1985)		13,190±300	不明	花輪図幅内	
NEDO(1986)		14,000±190	Hc直下の泥炭	青森東部図幅内	
山口(1993)		12,730±210	不明	碓ヶ関図幅内	
山口(1993)		12,960±210	不明	碓ヶ関図幅内	
山口(1993)		13,100±190	樹幹	碓ヶ関図幅内	
山口(1993)		13,170±170	樹幹	碓ヶ関図幅内	
山口(2000b)		12,980±70	Hc直下泥炭中の埋没樹	碓ヶ関図幅内	
山口(2000b)		13,080±60	Hc直下土壌中の埋没樹	黒石図幅内	
Horiuchi <i>et al.</i> (2007)		12,976~13,272 (26個の年代データ)	HP中の埋没林樹幹	十和田図幅内 田子図幅内	
小川ほか(2011)		13,010±50	Hc中の炭化木片	田子図幅内	

地点7-10では約6.5 mある。給源近傍では八戸降下テフラと火砕サージ堆積物が互層を成し、それらの全層厚は十和田市青樫山付近で最大40 mに達する。おおよそ層厚5 mを越える八戸降下テフラ及び火砕サージ堆積物については、八戸火砕流堆積物の分布と併せて地質図に示した。十和田市青樫山付近では、八戸火砕流堆積物と併せて合計90 mの層厚に達する。

岩相 八戸火砕流堆積物は、非溶結・塊状のデイサイト～流紋岩軽石流堆積物である(第7.10図C)。本堆積物は、長径40 cm以下の軽石を多く含み、長径60 cm以下の石質岩片を少量伴う。軽石には、白色軽石、灰色軽石及び白灰の縞状軽石が認められる。量比では白色軽石が最も多い。灰色軽石の量比は場所により差が見られるが、多い場所では全体の3割ほどを占めることがある。軽石の発泡は良好で、球形～長孔型の気泡が見られる。部分的に繊維状の発泡組織が見られることもある。軽石の円磨度は亜角～亜円である。石質岩片は、安山岩、玄武岩質安山岩、デイサイト及び変質火山岩からなる。基質は淡褐灰色を呈し、細粒～粗粒火山灰で構成される。本堆積物はしばしば炭化木片を含む。

八戸火砕流堆積物には、部分的に軽石や石質岩片の濃集帯が認められることがある。濃集帯は幅数m以下で礫支持構造を示す。また、八戸火砕流堆積物の基底部には、石質岩片が濃集したグラウンド層が認められることがある。グラウンド層は、下位に存在する八戸降下テフラを削り込んでいる。大不動火砕流堆積物の直上には、本堆積物を不整合に覆う、礫層や砂礫層が見られることがある。これらは、構成物から判断して本堆積物の再堆積物と考えられる。

八戸降下テフラは、降下軽石火山礫層、降下火山灰層及び軽石火山礫混じりの降下火山灰層からなる。その中でも軽石火山礫混じりの降下火山灰層が主体を成す(第7.7図)。軽石火山礫混じりの降下火山灰層は、淘汰が悪く、しばしば軽石火山礫の含有率の違いによる弱い成層構造を示す。火砕サージ堆積物は、八戸降下テフラと指交関係にあり、白色軽石火山礫と灰白色火山灰の互層からなり、斜交層理が認められる(第7.10図D)。

八戸降下テフラは、山麓の上北平野ではHP1～6の6つのユニットに区分されている。しかし、十和田湖地域内での八戸降下テフラは、火砕サージ堆積物と指交関係にあり、それらの層厚は最大40 mに達する。これらは膨大な枚数の降下単位・フローユニットで構成されており、詳細なユニット区分・対比の検討はできていない。早川(1983a)及びHayakawa(1990)は、八戸降下テフラについて詳細な層序・岩相の観察と粒度組成分析を行い、これらが水蒸気プリニアン噴火の産物であることを示している。

岩石記載・全岩化学組成

八戸火砕流堆積物及び八戸降下テフラの岩質は、デイサイト～流紋岩である。軽石の斑晶量は8～12 vol.%で、斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石及び不透明鉱物を共通に含む(第7.2表)。一部の試料では、微量のかんらん石を含むものがある(第7.2表)。

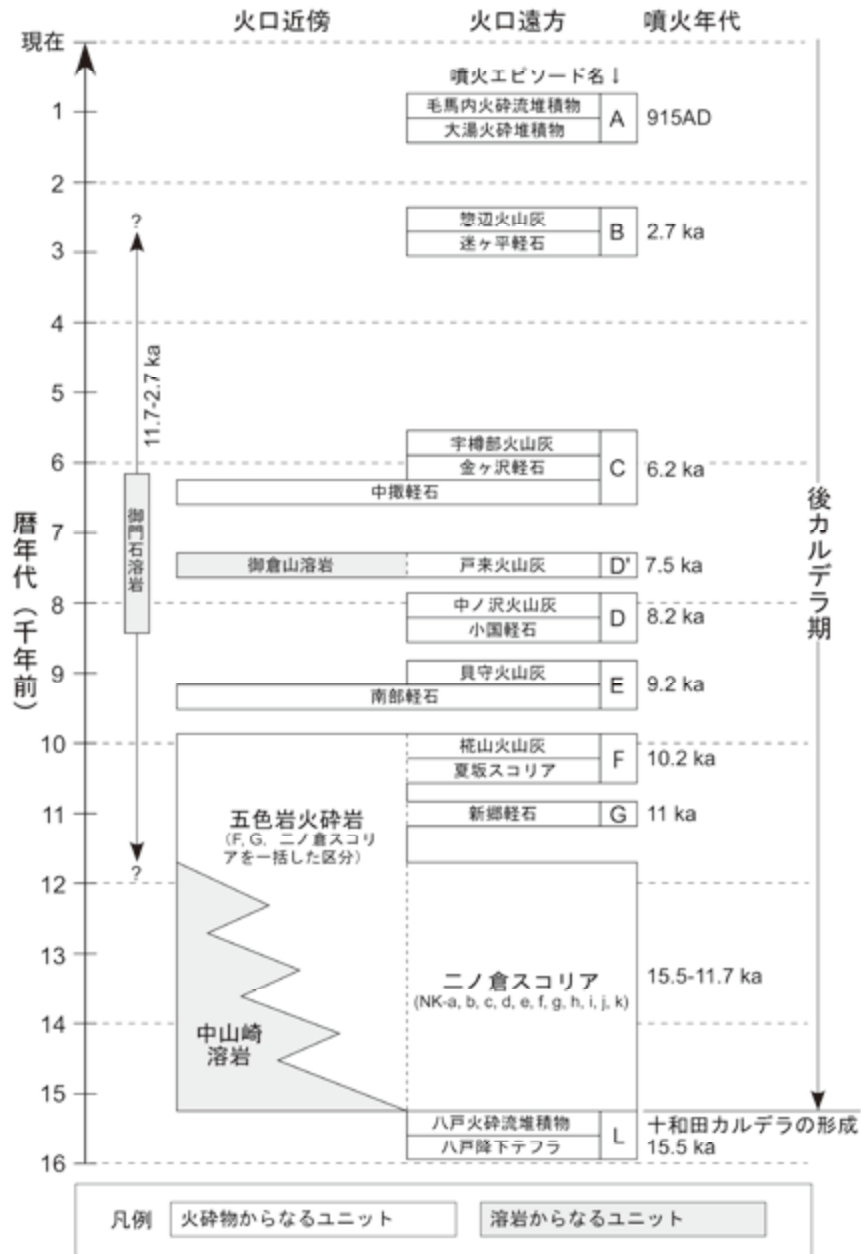
軽石の全岩SiO₂量は66.6～71.9 wt.%であり、ハーカー図では直線的な組成変化トレンドを示す(第7.5図;付表2)。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイト～流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.5図)。八戸火砕流堆積物及び八戸テフラは、カルデラ形成期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.5図)。

堆積環境 乾陸堆積した典型的な火砕流堆積物の岩相を示し、しばしばローム層を直接覆うこと、炭化木片を含むことから、主に乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 これまでに報告されている¹⁴C年代値を第6.3表に示す。¹⁴C年代値は10,400～17,320 BPの幅を示すが、多くが13 ka BP前後に集中する。Horiuchi *et al.*(2007)は、本堆積物直下の八戸降下テフラ中の樹皮付き埋没林樹幹2本について¹⁴C年代測定を行ない、それぞれの最外年輪5本部分の年代データから、本堆積物の年代を暦年で約15.5 kaとした。この年代は、立ち木状態で火砕流に埋もれた樹幹から得られたものであり、これまでに得られた¹⁴C年代値の中でも、噴火年代を示すデータとして最も確度が高いものである。一方、青木・新井(2000)は、三陸沖で得られた海底コア中において本堆積物に対比される火山灰層を見だし、その堆積年代を酸素同位体比層序より14.9～15.3 kaと推定した。また、小川ほか(2011)は、本堆積物中に含まれる石英結晶から、赤色熱ルミネッセンス法により16.5 ± 4.7 ka、恒温加熱赤色熱ルミネッセンス法により13.7 ± 4.9 kaの年代値を報告した。本報告では、Horiuchi *et al.*(2007)による¹⁴C年代を採用し、本堆積物の年代を15.5 kaと判断する。なお、寺田ほか(1994)は、本堆積物中の埋没林の年輪年代学的検討から、この噴火イベントの起こった季節を冬と推定した。

7.4 後カルデラ期噴出物

本報告では、十和田火山後カルデラ期の噴出物を、「後カルデラ期噴出物」と総称する。「後カルデラ期」の定義はHayakawa(1985)による。後カルデラ期は、十和田カルデラ形成以後の時期として位置付けられる。後カルデラ期噴出物は15.5 ka以降の噴出物で、中山崎溶岩、



第 7. 11 図 十和田火山後カルデラ期噴出物の層序と年代
噴火年代は暦年代で示した。

五色岩火砕岩、ニノ倉スコリア、御門石溶岩、噴火エピソード G, F, E, D, D', C, B, A 噴出物からなる (第 7. 11 図)。後カルデラ期噴出物は、先カルデラ期やカルデラ形成期とは異なり、小規模な噴火の堆積物も含めて、詳細な層序区分が確立されている (第 7. 11 図)。以下では、地質図に非表示のものも含めて、後カルデラ期の全ての噴出物について記載を行う。

後カルデラ期噴出物は、その多くが降下火砕堆積物からなる。降下火砕堆積物は、地形をマントルベッティングして覆う特徴がある。また、その層厚は数十 cm 以下のものが多い。そのため、降下火砕堆積物の全てをユニッ

ト別に地質図上に表現することは非常に困難である。また、それらを一括して地質図に表現した場合には、基盤を成す地質が読み取れなくなり、地質図としての利用に支障をきたすことになる。そのため、後カルデラ期噴出物については、以下の基準に従って地質図を作画した。

1) 降下火砕堆積物は、原則として地質図には表現しない。

例外として、十和田湖中湖付近では降下火砕堆積物群が明瞭な成層火山体の地形を構成し、その層厚が 120 m を越えることから、その部分に限り、降下火砕堆積物の分布を地質図に示した。

2) 火砕サージ堆積物は、地質図には表現しない。

火砕サージ堆積物は、ごく一部を除いて層厚が数10 cm 以下と薄く、降下火砕堆積物と互層を成して産する場合が多いため、これだけを抜き出して地質図に表現することは困難である。

3) 火砕流堆積物は、層厚の大小を問わず、地質図に表現する。

毛馬内火砕流堆積物のみが該当する。毛馬内火砕流堆積物は、層厚が数 m 以下と薄い、十和田火山噴出物の最上部を構成するので、地質図での表現が容易である。また、作図方法を検討した結果、分布を表現しても基盤地質の読み取りに支障をきたさないと判断した。

7. 4. 1 中山崎溶岩 (Nk, Nki)

地層名 中川ほか (1972) による。ただし、中川ほか (1972) では地層名が登場するのみで、詳細な記載は行われていない。その後、「中山崎溶岩」の詳細な記載は、斎藤・大池 (1984) によりなされた。

中山崎溶岩は、河野 (1939) による「中央火口丘安山岩質玄武岩」、井上・蜂屋 (1962) による「十和田火山第二期噴出物安山岩質玄武岩」の一部、谷口 (1972) による「第二期溶岩類」の一部、井上ほか (1973a) による「十和田火山二期玄武岩」の一部、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) による「十和田火山第 II 期溶岩」の一部、Hayakawa (1985) による「Lava of Goshikiwa volcano」、村岡・高倉 (1988) による「五色岩溶岩」、Hunter and Blake (1995) による「Nakanoumi lavas」に相当する。本報告で「中山崎溶岩」の名称を採用した理由は、この名称が「地名+单元名」の原則に従った地層名の中では一番古いものであるからである。

模式地 中川ほか (1972) は模式地を定めていない。斎藤・大池 (1984) は、中山崎溶岩の典型的な露頭が十和田市休屋の占場で見られると記述している。よって本報告では、中山崎溶岩の模式地を十和田市休屋の占場付近とする。

分布及び層厚 十和田湖中心部の中湖を取り巻いて分布し、中山半島及び御倉半島の土台を構成する。これらは、かつて中湖付近に噴出中心が存在した成層火山「五色岩火山」の山麓部に相当する (Hayakawa, 1985)。層厚は、地層の下限が湖水下にあるので詳細は不明である。ただし、火山体の地形が湖底約 70 m 付近まで認められること、中山崎溶岩の最高標高が 543.3 m であることから、少なくとも層厚 200 m 以上はあると推定される。

層序関係 五色岩火砕岩の下部とは指交関係にある (第 7. 11 図)。中山半島千鶴崎付近においては、五色岩火砕岩が中山崎溶岩に挟まれる関係が認められる。また、中山崎溶岩は、五色岩火砕岩の上部以上の地層に覆われる (第 7. 12 図 A)。中山崎溶岩の下限が見えていないので、下位層との関係は不明である。

岩相 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩及び貫入岩からなる。地質図では、溶岩 (Nk) と貫入岩 (Nki) の 2 つに区分して示した。

溶岩 (Nk) : 多数の玄武岩質安山岩～安山岩溶岩からなる (第 7. 12 図 A ; 第 7. 13 図 A)。溶岩は全て斑状組織を示す。溶岩は、塊状部と上下のクリンカー部からなる。塊状部の厚さは 2～5 m のことが多く、最大で 30 m に及ぶ。クリンカー部の厚さは 3 m 以下のことが多い。クリンカー部は赤褐色に高温酸化していることがある。占場付近の地点 7-20 (付図 2) では、高さ約 35 m 露頭に合計 8 枚の溶岩が確認され、厚さ 8～1 m の塊状溶岩と厚さ 3～0.5 m のクリンカーが互層を構成する。塊状部には、しばしば幅数十 cm 以下の柱状節理が認められる (第 7. 13 図 A)。剣岩 (第 7. 12 図 A) では、湾曲した板状節理が認められる。湖水面からの高さ 3 m の範囲では、水冷破碎を示唆する不規則な冷却節理が認められることがある。

貫入岩 (Nki) : 玄武岩質安山岩～安山岩岩脈からなる。確認できた岩脈は 4 本で、いずれも Nk に貫入する。五色岩火砕岩に貫入するかどうかは未確認である。中湖周囲において、獅子崎、烏帽子岩 (第 7. 12 図 A)、日暮崎 (第 7. 13 図 B) などの突出した地形を構成する。いずれも中湖中心から外側に向かって、放射状に貫入する。岩脈の幅は 10～20 m である。しばしば貫入面から垂直方向に入る節理が認められる。

岩石記載・全岩化学組成

中山崎溶岩のモード組成を第 7. 2 表、岩石記載表を第 7. 4 表に示す。中山崎溶岩を構成する岩石は玄武岩質安山岩～安山岩である。全て斑状組織を示す。斑晶量は 22～29 vol.% である。斑晶として含まれる鉱物は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び不透明鉱物であるが、苦鉄質な岩石では不透明鉱物に欠き、珪長質な岩石ではかんらん石に欠く (第 7. 4 表)。

全岩 SiO₂ 量は 52.8～61.2 wt.% である (第 7. 14 図; 付表 4)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩～安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図)。同時期に降下堆積した二ノ倉スコリアと類似した全岩化学組成を示す (第 7. 14 図)。

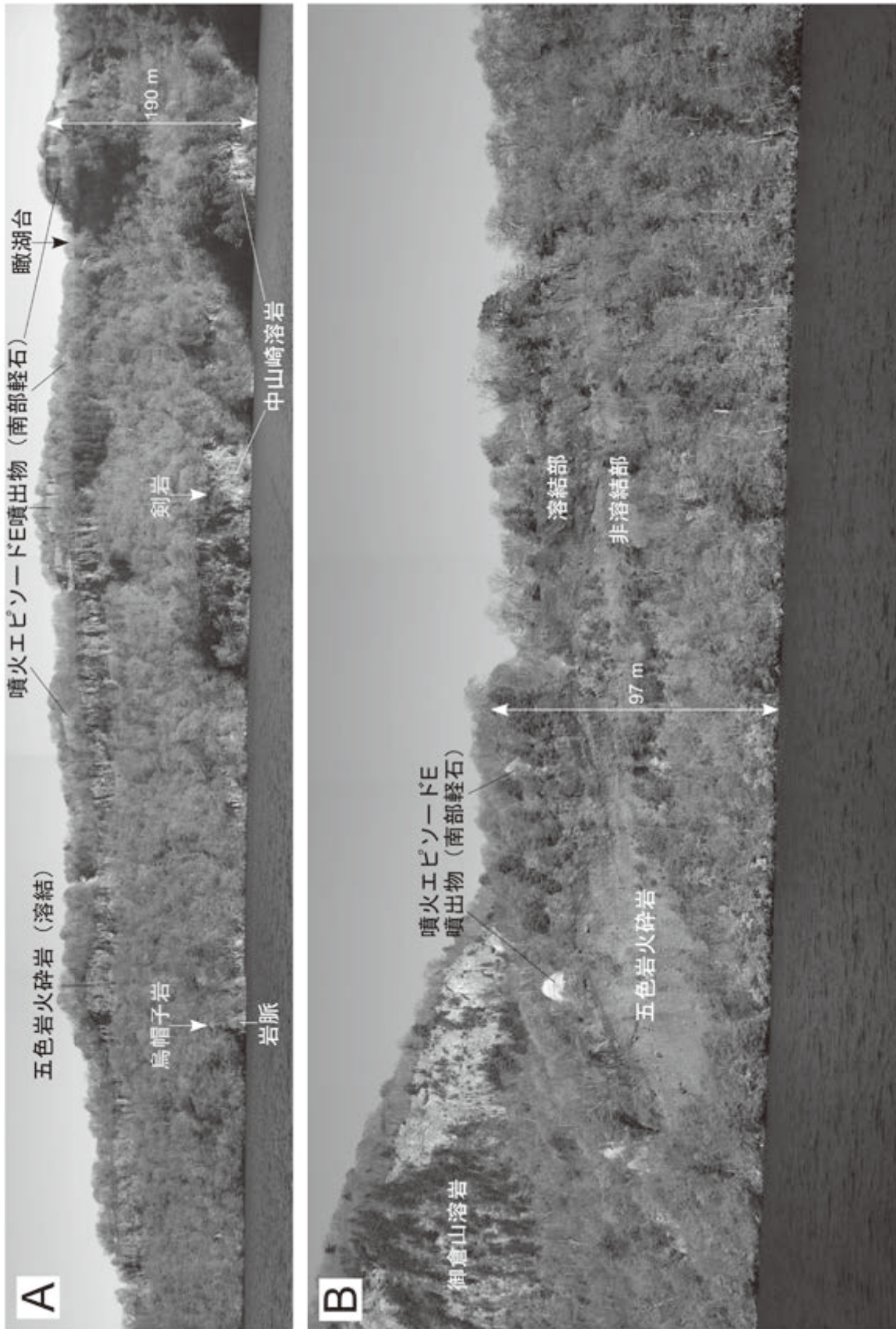
斑状かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩質安山岩 (試料番号 Nk-10, 第 7. 15 図 A)

産地: 青森県十和田市休屋, 中山半島の地点 7-23 (付図 2)。

産状: 厚さ 7 m 以上の玄武岩質安山岩溶岩。

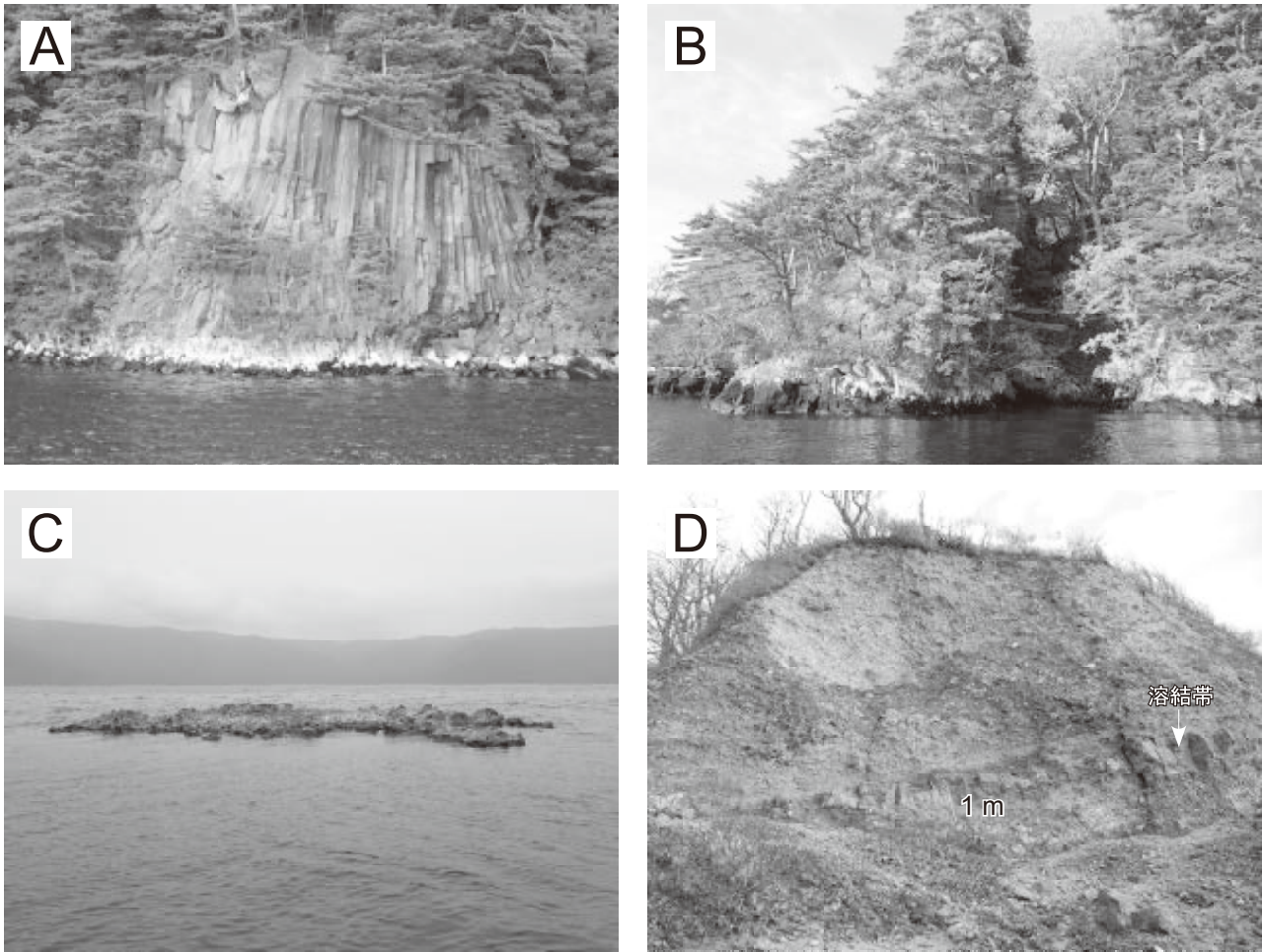
全岩 SiO₂ 量: 52.81 wt.% (付表 4)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、



第7.12図 十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真 (その1)

(A): 中湖カルデラ壁に露出する中山崎溶岩, 五色岩火砕岩及び噴火エピソードE噴出物. 中湖から剣岩方面を望む. (B): 中湖カルデラ壁に露出する五色岩火砕岩, 噴火エピソードE噴出物及び御倉山溶岩. 中湖から五色岩方面を望む.



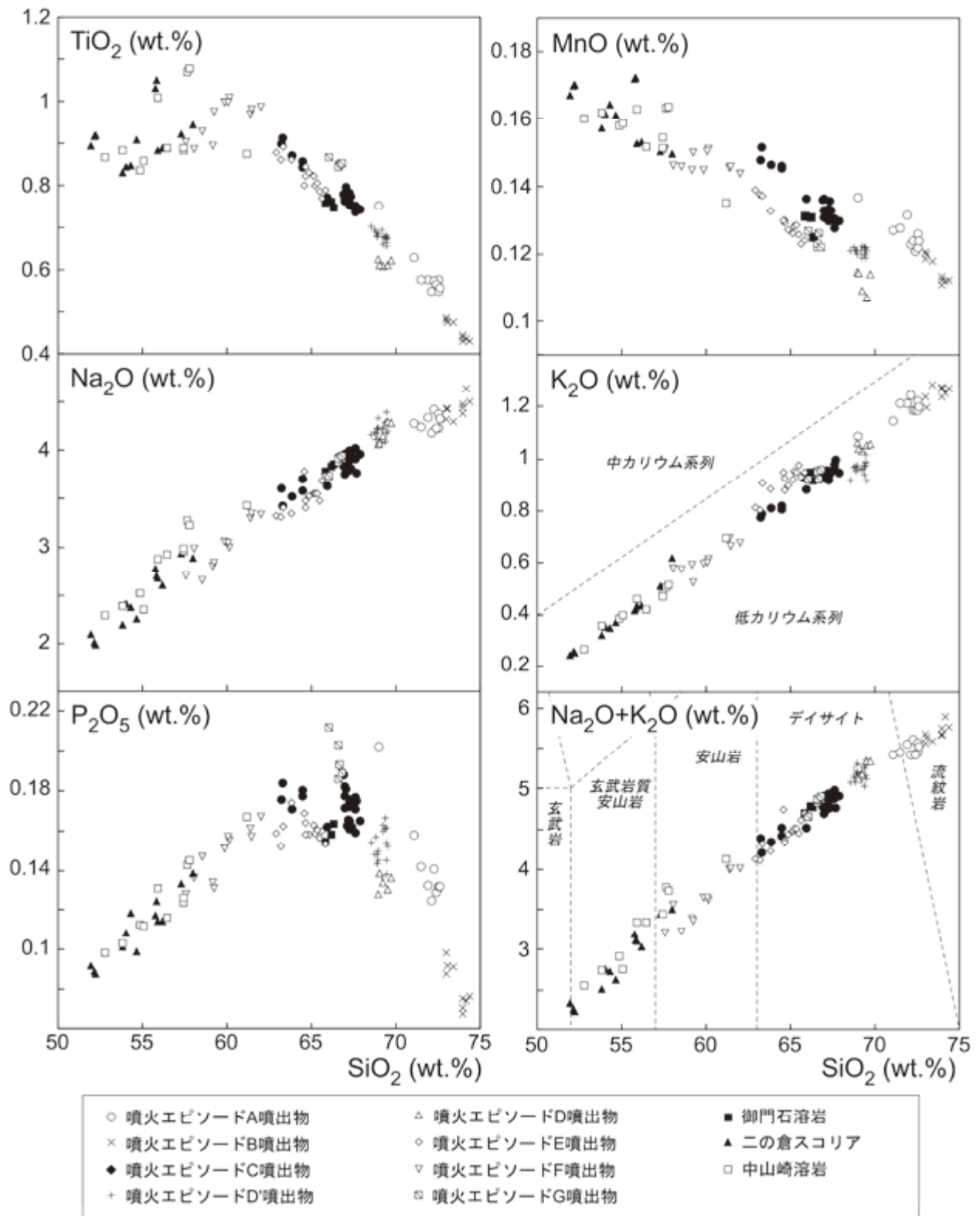
第7.13図 十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真(その2)

(A): 中山崎溶岩の玄武岩質安山岩～安山岩溶岩. 柱状節理が発達する. 露頭の高さは約20m. 十和田湖中山半島「六方岩」の地点7-21(付図2). (B): 中山崎溶岩の玄武岩質安山岩～安山岩岩脈. 岩脈の幅は15m程度. 十和田湖御倉半島「日暮崎」の地点7-22(付図2). (C): 御門石溶岩の露頭. 島の直径は数m程度. 湖面からの高さは数十cm程度. 十和田湖中心部の御門石. (D): 噴火エピソードE噴出物, 南部軽石の降下軽石火山岩塊層. 一部が溶結している. 中湖カルデラ壁, 瞰湖北方の地点7-26(付図2).

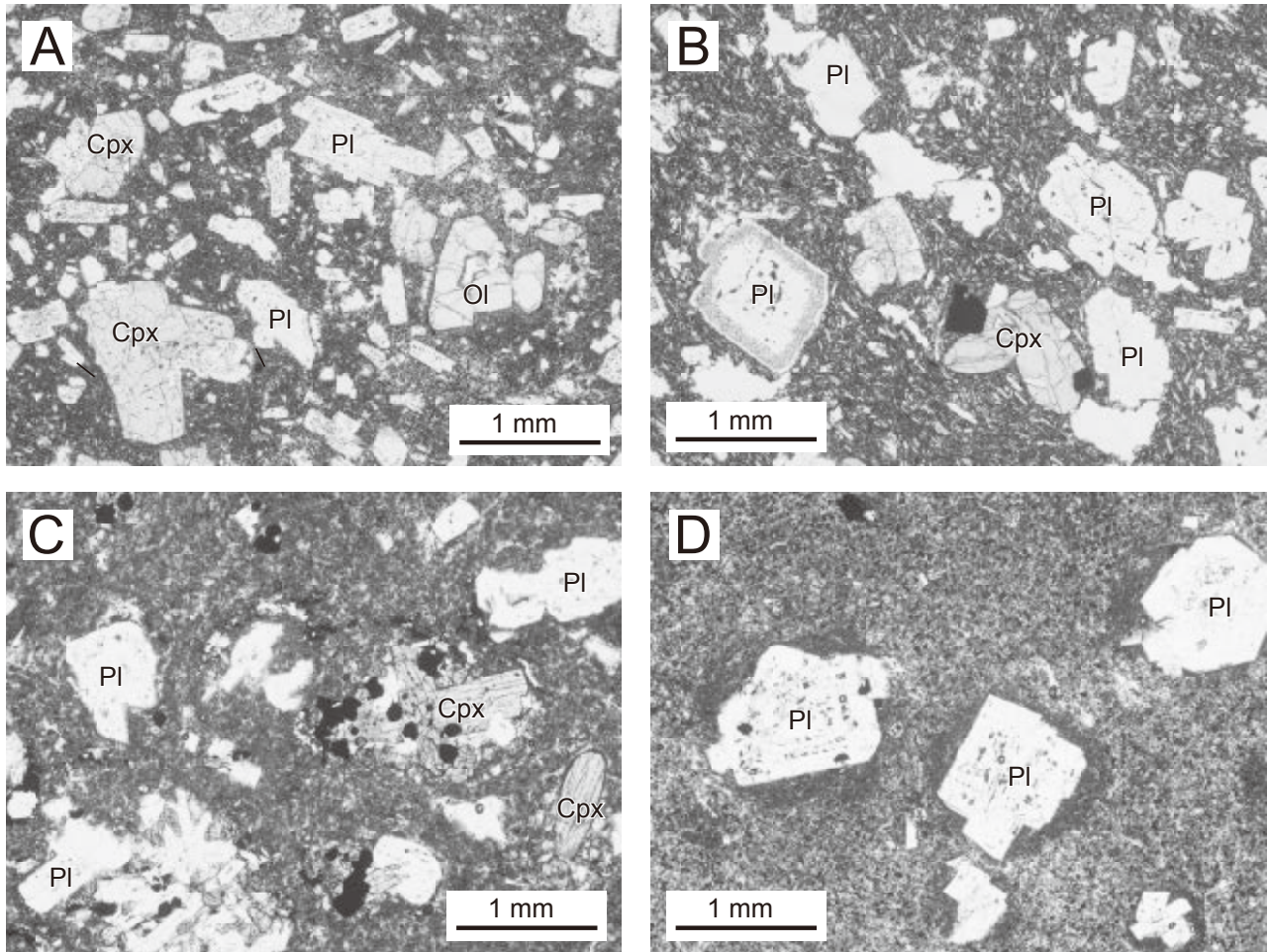
第7.4表 中山崎溶岩の岩石記載表

サンプル番号	地層名	岩相記号	産状	SiO ₂ (1)	岩石名 (2)	斑晶鉱物 (3)				
						Pl	Opx	Cpx	Ol	Opq
Nk-10	中山崎溶岩	Nk	溶岩	52.81	BA	◎	○	○	○	
Nk-5	中山崎溶岩	Nk	溶岩	53.82	BA	◎	○	○	+	
Nk-6	中山崎溶岩	Nk	溶岩	54.86	BA	◎	○	+	tr	
Nk-11	中山崎溶岩	Nk	溶岩	55.08	BA	◎	○	○	+	
Nk-2	中山崎溶岩	Nk	溶岩	55.91	BA	◎	○	+	tr	+
Nk-4	中山崎溶岩	Nk	溶岩	56.48	BA	◎	○	○	tr	+
Nk-9	中山崎溶岩	Nk	溶岩	57.40	A	◎	○	○	+	+
Nk-8	中山崎溶岩	Nk	溶岩	57.46	A	◎	+	○	+	+
Nk-3	中山崎溶岩	Nk	溶岩	57.66	A	◎	+	+		+
Nk-7	中山崎溶岩	Nk	溶岩	57.80	A	◎	+	+		+
Nk-1	中山崎溶岩	Nk	溶岩	61.15	A	◎	○	○		○

(1) 100%に再計算した全岩化学組成データに基づく。(2)BA:玄武岩質安山岩, A:安山岩。(3)Pl:斜長石, Opx:斜方輝石, Cpx:単斜輝石, Ol:かんらん石, Opq:不透明鉱物. 斑晶量:多い◎>○>+少ない, tr:ごく微量.



第7.14図 十和田火山後カルデラ噴出物の主成分元素全岩化学組成
 SiO₂-K₂O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO₂-Na₂O+K₂O 図における境界線は Le Bas *et al.* (1986) による. 分析値は本報告, 工藤 (2010a, b), Yamamoto *et al.* (2018) による (付表1~4).



第7.15図 十和田火山後カルデラ期噴出物の偏光顕微鏡写真
 (A)：中山崎溶岩の玄武岩質安山岩溶岩（試料番号 Nk-10）。（B）：中山崎溶岩の安山岩溶岩（試料番号 Nk-9）。（C）：御門石溶岩のデイサイト溶岩（試料番号 GSJ R51450）。（D）：御倉山溶岩のデイサイト溶岩（試料番号 Og-2）。Cpx：単斜輝石，Ol：かんらん石，Pl：斜長石。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

斜方輝石，単斜輝石，かんらん石を含む。斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で，自形～半自形を呈する。以上の斑晶はしばしば集斑晶を構成する。かんらん石斑晶は長径 2.8 mm 以下で，自形～他形を呈する。他形を示すものは，斜方輝石の反応縁に取り囲まれている。石基は，長～短柱状の斜長石，長～短柱状の単斜輝石，粒状の不透明鉱物で構成され，完晶質である。

斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 1.7 mm 以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 0.7 mm 以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下で，自形～半自形を呈する。以上の斑晶はしばしば集斑晶を構成する。かんらん石斑晶は長径 1.8 mm 以下で，自形～他形を呈する。その一部は斜方輝石の反応縁に取り囲まれている。石基は，長柱状の斜長石，斜方輝石，単斜輝石，粒状の不透明鉱物及び少量の褐色ガラスで構成される。

斑状かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩
 (試料番号 Nk-9，第7.15図B)

産地：青森県十和田市宇樽部西方の地点7-24（付図2）。
 産状：厚さ 2.5 m 以上の安山岩溶岩。
 全岩 SiO₂ 量：57.40 wt.%（付表4）。
 鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物，かんらん石を含む。

堆積環境 現在陸上で露出する溶岩の大部分は，塊状溶岩とクリンカー部の組合せからなり，しばしば高温酸化したクリンカー部を伴うことから，乾陸環境と判断される。また，湖水面から 3 m の範囲に水冷破碎を示唆する節理が認められること，湖水下にも分布が延長すると推定されることから，一部は湖底環境と判断される。

年代 中山崎溶岩は，二ノ倉スコリアと同時期の活動

により形成されたと考えられている (Hayakawa, 1985). ニノ倉スコリアの年代は, 工藤 (2008) により 15.5 ~ 11.7 ka とされている. よって, 中山崎溶岩の年代は 15.5 ~ 11.7 ka と判断される.

7. 4. 2 五色岩火砕岩 (Gs)

地層名 斎藤・大池 (1984) による「五色岩火山角礫岩」を改称し, 「五色岩火砕岩」とする. 改称の理由は, 「五色岩火砕岩」を構成する堆積物が「火山角礫岩」だけではなく, 旧称を用いると誤解が生じる恐れがあるためである.

本報告では, 中湖カルデラ付近に分布し, 中山崎溶岩と一部指交関係にあるとともに, 中山崎溶岩を覆い, 噴火エピソード E 噴出物に覆われる地層に対して, 五色岩火砕岩の名称を用いる. これは, 中山崎溶岩と一部指交関係にある点を除けば, 斎藤・大池 (1984) による定義と同じものである.

五色岩火砕岩は, ニノ倉スコリア, 噴火エピソード G 堆積物, 噴火エピソード F 堆積物の火口近傍相に相当する (第 7. 11 図). そのため厳密には, 五色岩火砕岩を上記 3 者に区分して示すべきである. 少なくとも, 五色岩^{かんこだい}~ 礫湖台付近に分布する五色岩火砕岩最上部の降下火砕堆積物に限れば, 岩石学的特徴により噴火エピソード F 堆積物に対比することが可能である. しかし, それ以外の部分については, 中湖カルデラ壁が絶壁となっていて容易に調査できないこともあり, 対応関係を十分に解明できていない. また, 中湖カルデラ壁において, 噴火エピソード F 堆積物の下限も明らかにできていない. そのため, 五色岩火砕岩の細分は現時点では困難であることから, 一括して示した.

なお, 本報告による「五色岩火砕岩」を, 「ニノ倉スコリア」あるいは「ニノ倉降下スコリア堆積物」として示した研究報告例がある (Hayakawa, 1985; 村岡・高倉, 1988). しかしながら, 厳密には五色岩火砕岩の最上部は噴火エピソード F 噴出物であるため, 「ニノ倉スコリア」として示すのは, 重複した区分となるため不適当である.

五色岩火砕岩は, 河野 (1939) による「中央火口丘集塊岩」, 井上・蜂屋 (1962) による「十和田火山第二期噴出物安山岩質玄武岩」の一部, 谷口 (1972) による「第二期溶岩類」の一部, 井上ほか (1973a) による「十和田火山二期玄武岩」の一部, 通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) による「十和田火山第 II 期溶岩」の一部, Hayakawa (1985) による「ニノ倉スコリア」, 村岡・高倉 (1988) による「ニノ倉降下スコリア堆積物」に相当する.

模式地 斎藤・大池 (1984) は, 五色岩火砕岩の典型的な岩相が五色岩付近で見られると記述しているものの, 模式地を定めていない. 本報告では, 五色岩火砕岩

の模式地を中湖カルデラ壁の五色岩付近とする.

分布及び層厚 十和田湖中心部の中湖を取り巻いて分布する. 層厚は, 礫湖台付近で最大となり, 90 ~ 100 m である.

層序関係 中湖南岸~東岸では, 中山崎溶岩を覆う (第 7. 12 図 A). 一方, 中山半島千鶴崎付近では, 中山崎溶岩に挟まれる. 以上のことから, 五色岩火砕岩の大部分は中山崎溶岩を覆うものの, 一部については中山崎溶岩と指交関係にあると判断される. 五色岩火砕岩は, 噴火エピソード E 噴出物に覆われる (第 7. 12 図 B).

岩相 玄武岩~安山岩の降下火砕堆積物を主体とする. 降下火砕堆積物としては, 黒色~暗灰色スコリアからなるものが主体であるが, 発泡の悪い暗灰色ガラス質本質岩片からなるものも認められる. スコリアや本質岩片のサイズは, 長径 30 cm 以下である. 降下火砕堆積物は, しばしば中山崎溶岩由来の玄武岩質安山岩~安山岩岩塊を含み, その長径は 5 ~ 6 m に及ぶことがある. 降下火砕堆積物は, 岩塊サイズ以上で構成されることが多いが, 一部では火山礫サイズ~火山灰サイズからなるものを伴う. 層厚数 cm 以下の間隔で, 降下スコリア火山礫層と降下火山灰層が互層を成す部分も認められる.

五色岩火砕岩最上部を構成する降下スコリア火山岩塊層は, 全岩化学組成から噴火エピソード F 堆積物に対比される. この降下スコリア火山岩塊層は, 礫湖台~烏帽子岩付近では強溶結岩相を示し, 柱状節理が発達する (第 7. 12 図 A). その北方延長は, 五色岩付近にも分布する. 五色岩付近では, 降下スコリア火山岩塊層の最上部 10 m 程が弱溶結し暗灰色を呈するのに対し, それ以外の部分は非溶結で高温酸化のため赤褐色を呈する (第 7. 12 図 B).

五色岩付近の地点 7-25 (付図 2) では, 上記の噴火エピソード F 堆積物に対比される降下スコリア火山岩塊層の下位に, 厚さ約 15 m に及ぶ角礫混じりの成層した褐灰色火山灰層が見られる. この層は, 火山灰を主体とするものの, 長径 2 m 以下の中山崎溶岩起源の玄武岩質安山岩~安山岩礫や放射状の冷却節理を持つガラス質暗灰色安山岩礫をまばらに含む. また, 一部で斜交層理を示し, レンズ状の角礫濃集層を挟む. 同様の堆積物は, 他の場所でも見られることがある. 工藤 (2010a) はこの堆積物を「火砕物や溶岩を母材とした二次堆積物」としたが, 火砕サージ堆積物の可能性も考えられる.

堆積環境 一部で溶結岩相が見られること, 高温酸化していることから, その多くは乾陸環境と判断される. しかし, 五色岩火砕岩は湖水下へと分布が延長しているため, 湖底環境で堆積した部分もあると考えられる.

年代 五色岩火砕岩は, ニノ倉スコリア, 噴火エピソード G 堆積物, 噴火エピソード F 堆積物の火口近傍相に相当することから, その堆積年代は 15.5 ~ 10.2 ka である.

7. 4. 3 ニノ倉スコリア (地質図では非表示)

地層名 大池 (1972) による「ニノ倉火山灰」に由来する。その後、Hayakawa (1985) により、「ニノ倉スコリア」と改称・再定義された。本報告では、Hayakawa (1985) による名称・定義に従う。

ニノ倉スコリアは、噴火エピソード L と G の間に発生した断続的な火山活動による複数の降下火砕堆積物の総称である (Hayakawa, 1985)。Hayakawa (1985) は、ニノ倉スコリア中の顕著な降下スコリア火山礫層として、H, I, J, K の 4 枚を識別した。その後、久利・栗田 (2003) は、ニノ倉スコリアを HK-a ~ k の 11 枚のユニットに細分した。しかし、本報告で確認したニノ倉スコリアと上記ユニットの対応関係については、詳細な検討を行っていないため不明である。

模式地 青森県新郷村ニノ倉ダム付近 (大池, 1972)。

分布及び層厚 十和田湖地域の東半部に広く分布する。ニノ倉スコリアの等層厚線図は、Hayakawa (1985)、久利・栗田 (2003) により示されている。層厚は、鹿角市赤岩山南東の地点 7-33 (付図 2) で約 3 m、十和田市惣辺川流域の地点 7-41 (付図 3) で約 5 m である (第 7. 16 図)。

層序関係 八戸火砕流堆積物以下の地層を覆い、噴火エピソード G 噴出物以上の地層に覆われる (第 7. 16 図)。

岩相 多数の降下スコリア火山礫層及び降下火山灰層からなり、層厚数 cm 以下の厚さで互層を構成する (第 7. 16 図; 第 7. 17 図 A)。場所や層準によっては厚さ数

cm 以下の褐色土壌層を挟む (第 7. 16 図)。降下スコリア火山礫層は、黒色~暗灰色スコリアあるいは高温酸化した赤褐色スコリアからなる。発泡の良いスコリアほど赤褐色を呈する傾向がある。スコリアは風化変質を受けると黄褐色~オレンジ色を呈する。降下火山灰層は、黒灰色~褐灰色~淡褐灰色を呈する細粒~粗粒火山灰からなる。

岩石記載・全岩化学組成

ニノ倉スコリアの岩質は玄武岩~安山岩である。スコリアの斑晶量は 3~24 vol.% と多様性がある (第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石、かんらん石及び不透明鉱物を含むが、組合せには多様性が認められる (第 7. 2 表)。

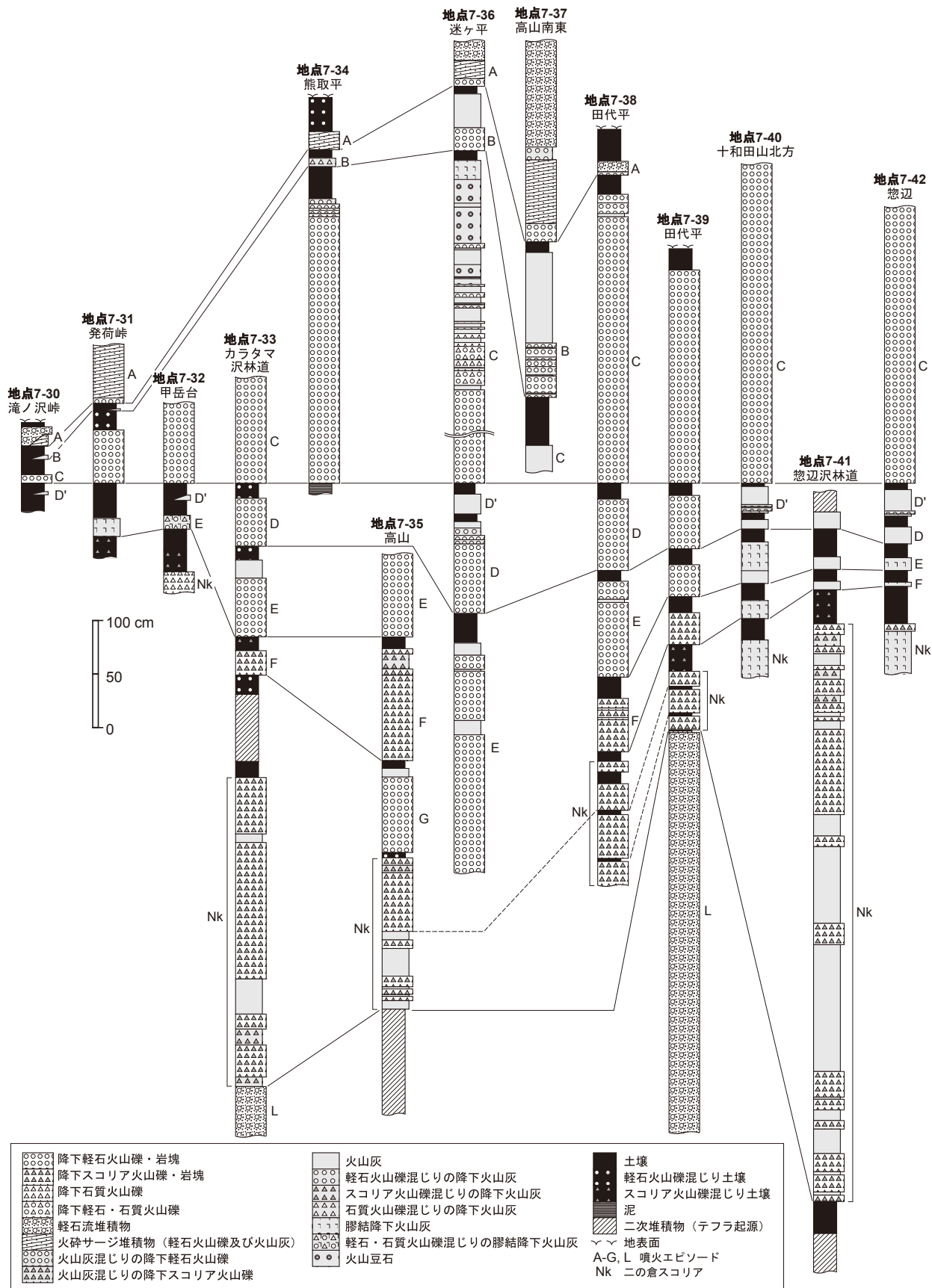
スコリアの全岩 SiO₂ 量は 51.9~58.0 wt.% である (第 7. 14 図; 付表 4)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩~安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図)。同時期に噴出した中山崎溶岩と類似した全岩化学組成を示す (第 7. 14 図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれるとともに、土壌層を挟むことが多いことから、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

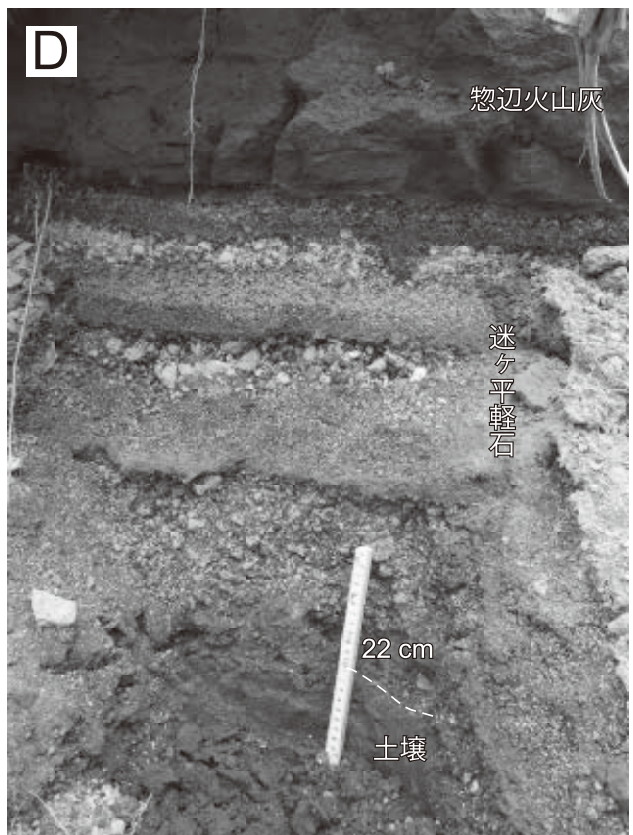
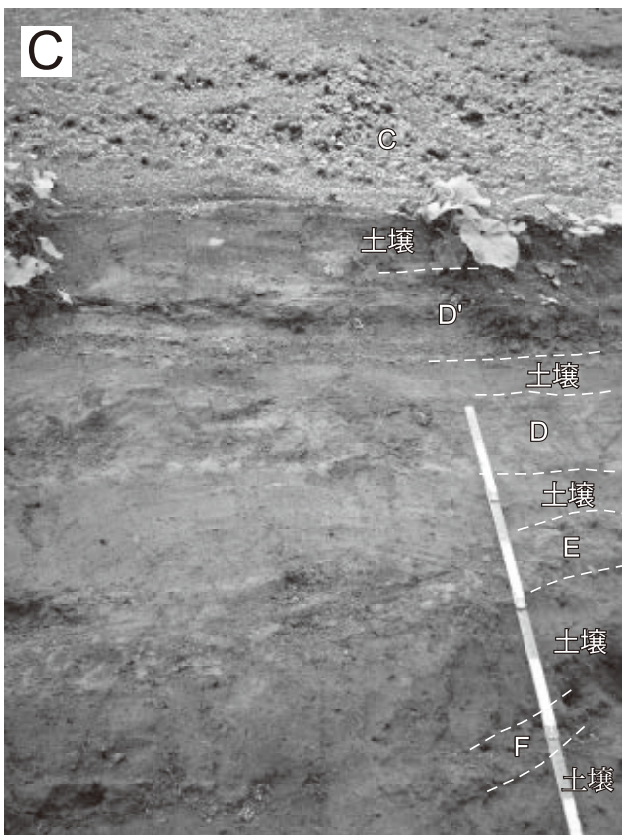
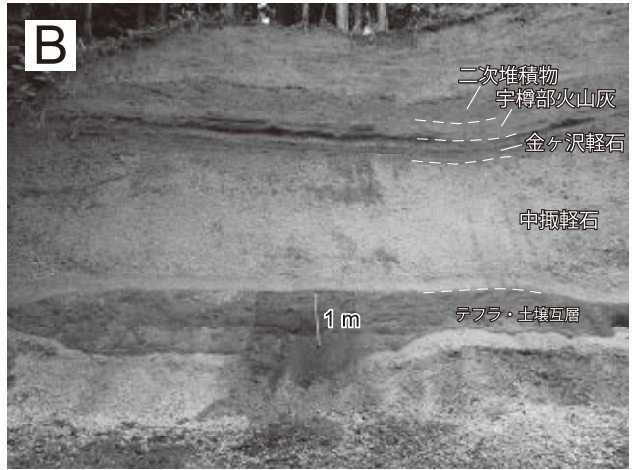
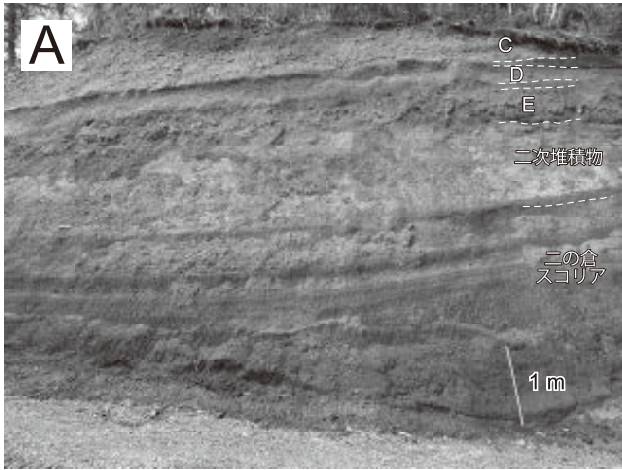
年代 ニノ倉スコリアの堆積は、噴火エピソード L の直後から始まったと考えられている (Hayakawa,

第 7. 5 表 後カルデラ期噴出物に関する ¹⁴C 年代一覧表

噴火エピソード名	文献	¹⁴ C 年代 (BP)	サンプル	採取地点	備考
噴火エピソード B	工藤・佐々木 (2007)	2,550±20	直下土壌	十和田湖図幅内	
噴火エピソード C	松井ほか (1969)	6,550±170	直下土壌	十和田図幅内	
	田高 (1976)	4,200±110	直下土壌	八甲山山図幅内	
	田高 (1976)	5,250±120	直下泥炭	青森東部図幅内	
	辻ほか (1983)	4,680±120	直下泥炭	青森東部図幅内	
	早川 (1983b)	5,390±140	炭化木片	十和田湖図幅内	
	NEDO (1986)	5,310±130	泥炭	八甲山山図幅内	
	後藤・辻 (2000)	5,110±70	直下泥炭	青森東部図幅内	
	後藤・辻 (2000)	5,120±110	直下泥炭	青森東部図幅内	
	工藤ほか (2003)	5,250±90	直下土壌	八甲山山図幅内	
	工藤ほか (2003)	5,320±90	直下土壌	八甲山山図幅内	
	Inoue et al. (2011)	5,440±40	直下土壌	田子図幅内	
噴火エピソード D'	工藤・佐々木 (2007)	6,670±25	直下土壌	十和田湖図幅内	
噴火エピソード D	工藤・佐々木 (2007)	6,830±25	直下土壌	十和田湖図幅内	噴火年代を示していない可能性あり (工藤・佐々木, 2007)。
	工藤・佐々木 (2007)	7,420±25	直下土壌	田子図幅内	
噴火エピソード E	大池・高橋 (1970)	8,600±250	炭化木片	十和田湖図幅内	
	Hayakawa (1985)	8,370±170	炭化木片	十和田湖図幅内	
	工藤 (2008)	8,110±30	直下土壌	田子図幅内	
噴火エピソード F	工藤・佐々木 (2007)	8,110±30	直下土壌	田子図幅内	噴火年代を示していない可能性あり (工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2008)。
噴火エピソード G	工藤・佐々木 (2007)	9,330±35	直下土壌	田子図幅内	
	工藤 (2008)	9,970±30	直下土壌	田子図幅内	
ニノ倉スコリア	辻 (2014)	12,285±250	直下泥炭	田子図幅内	



第7.16図 十和田火山後カルデラ期噴出物の地質柱状図
各地点の位置は付図を参照。



第7.17図 十和田火山後カルデラ期噴出物の露頭写真（その3）

(A)：後カルデラ期の降下火砕堆積物。C：噴火エピソードCの中振軽石。D：噴火エピソードDの小国軽石。E：噴火エピソードEの南部軽石。鹿角市カラタマ沢林道の地点7-33（付図2）。(B)：噴火エピソードC堆積物の露頭。十和田市養老沢の地点7-27（付図3）。(C)：後カルデラ期の降下火砕堆積物。C：噴火エピソードCの中振軽石。D'：噴火エピソードD'の戸来火山灰。D：噴火エピソードDの中ノ沢火山灰。E：噴火エピソードEの貝守火山灰。十和田市惣辺の地点7-42（付図3）。(D)：噴火エピソードB噴出物の露頭。高山南東の地点7-37（付図3）。

1985；久利・栗田，2003）。工藤（2008）は，層序関係，噴火エピソードGの ^{14}C 年代，二ノ倉スコリアと噴火エピソードG噴出物間の土壌層の厚さから，二ノ倉スコリアの年代を15.5～11.7kaと判断した。辻（2014）は，二ノ倉スコリア直下の泥炭より， $12,285 \pm 250 \text{ BP}$ の ^{14}C 年代を報告している（第7.5表）。これを暦年校正

すると14ka前後となり，工藤（2008）の見解と矛盾しない。

7.4.4 御門石溶岩（Gm）

地層名 谷口（1972）による。Hayakawa（1985）では「御門石溶岩ドーム」と表記された。その他の研究報告

では、「御倉山溶岩」に一括されて表現されてきた。

「御門石」の読みについては混乱が認められる。地名辞典等を参照しても、「ごもんいし」「ごもんせき」「みかどいし」の3通りの読みが別々の書籍に記されており、統一されていない。そのため、研究報告間でも、「ごもんいし」(Hayakawa, 1985)、「ごもんせき」(松山・大池, 1986)、「みかどいし」(Chiba, 1966; 工藤, 2010b)と統一されていない。「御門石」の読みについては、地元住民の間では「ごもんいし」と呼ぶ人が最も多いようである。そこで本報告では、地元での読みと Hayakawa (1985) に従い、「御門石」を「ごもんいし」と呼ぶことにする。

模式地 谷口 (1972), Hayakawa (1985) では模式地の記載がない。しかし、どこを模式地とするかは自明である。御門石溶岩の模式地を、十和田湖中心部に位置する御門石とする。

分布及び層厚 御門石溶岩は十和田湖の中心部に位置する。御門石溶岩は、湖底面からの比高 70 m、直径約 620 m の溶岩ドームを成し、その体積は 0.013 km³ と見積もられている (工藤, 2010b)。溶岩ドーム最上部のごく一部のみが湖面すれすれに露出し (第 7. 13 図 C)、長径数 m 以下の複数の小島群を成す。

層序関係 溶岩ドーム本体がわずかに湖面上に露出するのみなので (第 7. 13 図 C)、層序関係は不明である。

岩相 灰色を呈するデイサイト塊状溶岩からなる (第 7. 13 図 C)。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を持つ斜方輝石単斜輝石デイサイトである。全岩 SiO₂ 量は 65.8 ~ 66.4 wt.% である (第 7. 14 図; 付表 4)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図)。御門石溶岩は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である (第 7. 14 図)。

斑状斜方輝石単斜輝石デイサイト

(試料番号 GSJ R51450, 第 7. 15 図 C)

産地: 青森県十和田市御門石。

産状: デイサイト塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量: 66.36 wt.% (工藤, 2010b; 付表 4)。

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として、斜長石 (13.9 vol.%), 単斜輝石 (1.9 vol.%), 斜方輝石 (1.6 vol.%), 不透明鉱物 (1.5 vol.%) を含む (第 7. 2 表)。これらはしばしば集斑晶を形成する。斑晶量は 18.8 vol.% である。斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で、自形~他形を呈する。単斜輝石斑晶は長径 2 mm 以下で自形~半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径 1 mm 以下で自形~半自形を呈する。不

透明鉱物斑晶は長径 1.5 mm 以下で自形~他形を呈する。石基は針状の斜長石、隠微晶質物質及びガラスからなる。また、長径 2 cm 以下の包有物をしばしば含む。包有物は楕円球~アメーバ状の形状を示し、内部は長径 1 mm 以下の短冊状の斜長石、長径 0.5 mm 以下の粒状~長柱状の単斜輝石、斜方輝石及び粒状の不透明鉱物が網状構造を形成し、その隙間を褐色ガラスが埋めている。

堆積環境 湖水下深度 70 m まで続く溶岩ドーム地形を構成することから、水底環境と考えられる。

年代 御門石溶岩は、大部分が湖中に没しているため、その形成時期については未詳である。少なくとも現時点で知られている後カルデラ期のテフラとは、どれとも対比されない (工藤, 2010b)。後カルデラ期を通したマグマ組成の時間変化傾向と御門石溶岩の組成の比較から、11.7 ~ 2.7 ka の間のいずれかの時期に形成されたと推定されている (工藤, 2010b)。

7. 4. 5 噴火エピソード G 噴出物 (新郷軽石) (地質図では非表示)

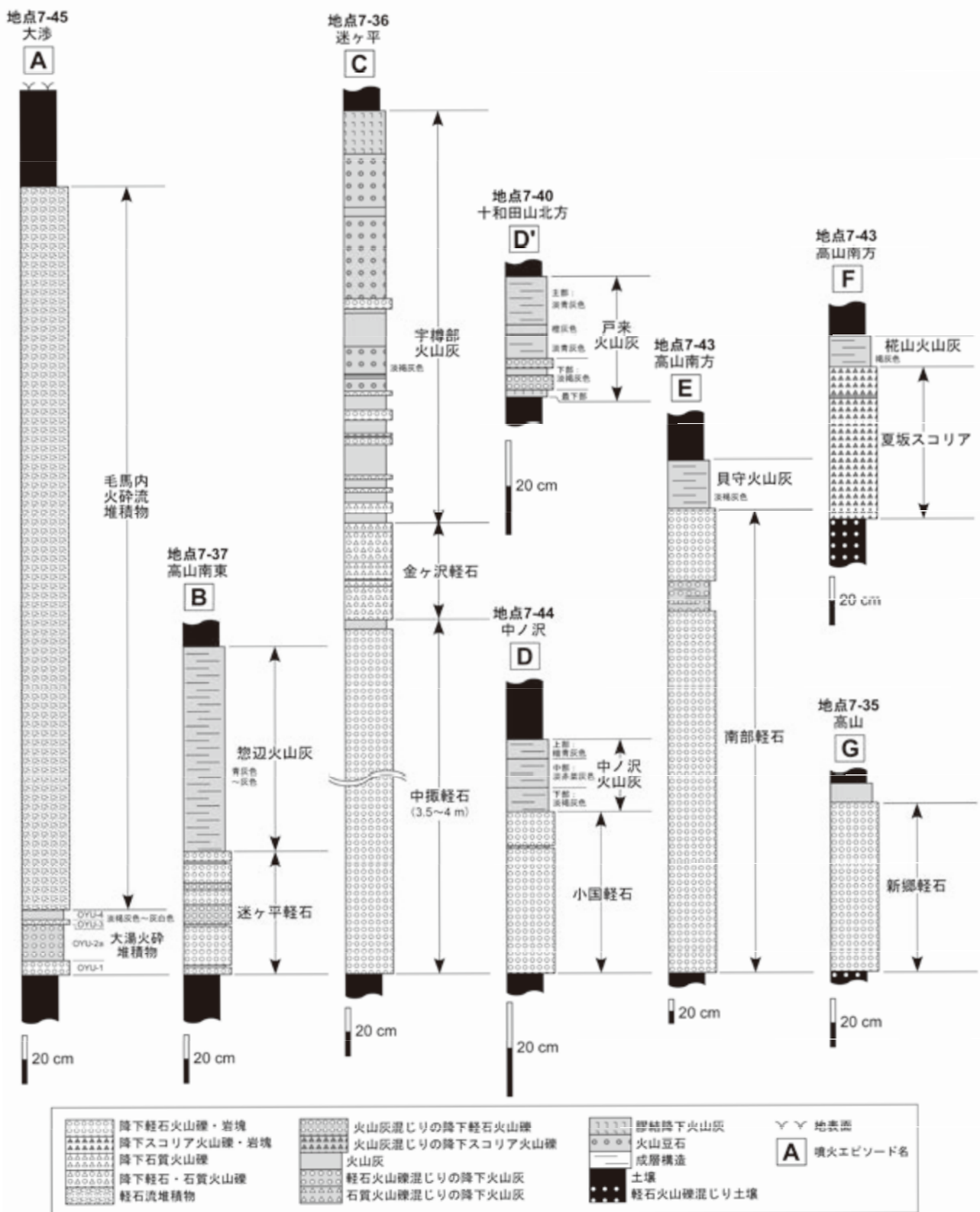
地層名 本報告では、噴火エピソード G (Hayakawa, 1985) による噴出物を、「噴火エピソード G 噴出物」と総称する。噴火エピソード G 噴出物は、「新郷軽石」の 1 ユニットのみが知られている (第 7. 11 図)。「新郷軽石」の命名は、Hayakawa (1985) による。なお今回、十和田市高山の地点 7-35 において、新郷軽石の上位に降下火山灰層が新たに見出されたが (第 7. 18 図)、まだ 1 露頭でしか確認できておらず、詳細が不明なため、特に名称は与えていない。

模式地 定められていない。

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし、東方に分布軸を持って、南北約 6 km の狭い範囲に分布する。噴火エピソード G 噴出物の等層厚線図は、Hayakawa (1985), 久利・谷口 (2007) により示されている。層厚は、十和田市高山付近の地点 7-35 (付図 3) で 71 cm である (第 7. 16 図; 第 7. 18 図)。

層序関係 ニノ倉スコリア以下の地層を覆い、噴火エピソード F 噴出物以上の地層に覆われる (第 7. 16 図)。

岩相 新郷軽石は、デイサイトの降下軽石火山礫・火山岩塊層からなる。白色軽石、灰色軽石、白灰縞状軽石からなり、少量の石質岩片を伴う。地点 7-35 (付図 3) では、下部から中部へと正級化し、中部から上部へと逆級化する構造が認められる。新郷軽石については、より詳細な岩相記載が久利・谷口 (2007) によりなされている。地点 7-35 では、新郷軽石を直接覆う層厚 8 cm の暗灰色降下粗粒火山灰層が認められる。この火山灰層については、まだ 1 地点でしか確認できていないため、分布等の詳細は不明である。



第7.18図 噴火エピソードA～G噴出物の模式的層序を示す地質柱状図
各地点の位置は付図を参照。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソード G 噴出物の岩質は斜方輝石単斜輝石デイサイトである。斑晶量は 14 vol.% 程度である(第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第 7. 2 表)。

全岩 SiO₂ 量は 66.0 ~ 66.8 wt.% であり、均質な組成を示す(第 7. 14 図; 付表 4)。白色軽石と灰色軽石で組成差は認められない。SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第 7. 14 図)。噴火エピソード G 噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第 7. 14 図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソード G 噴出物直下の土壌層より、9,330 ± 35 BP (工藤・佐々木, 2007), 9,970 ± 30 BP (工藤, 2008) の ¹⁴C 年代が得られている(第 7. 5 表)。工藤(2008)は、これらの較正暦年代の平均値から、噴火エピソード G の年代を約 11 ka とした。

7. 4. 6 噴火エピソード F 噴出物(夏坂スコリア及び椀山火山灰)(地質図では非表示)

地層名 本報告では、噴火エピソード F (Hayakawa, 1985) による噴出物を、「噴火エピソード F 噴出物」と総称する。噴火エピソード F 噴出物は、下位より「夏坂軽石」, 「椀山火山灰」の 2 ユニットからなる(第 7. 11 図; 第 7. 18 図)。各ユニットの命名は、Hayakawa (1985) による。

模式地 定められていない。ただし、Hayakawa (1985) は、模式層序を観察できる場所として、青森県田子町大黒森北西を挙げている。

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし、南東～東南東に分布軸を持つ。噴火エピソード F 噴出物の等層厚線図は、Hayakawa (1985) により示されている。層厚は、十和田市高山付近の地点 7-35 (付図 3) で夏坂スコリアが 86 cm, 椀山火山灰が 19 cm ある(第 7. 16 図)。

層序関係 噴火エピソード G 噴出物以下の地層を覆い、噴火エピソード E 噴出物以上の地層に覆われる(第 7. 16 図)。

岩相 夏坂スコリアは、安山岩の降下スコリア火山礫・火山岩塊層からなる(第 7. 18 図)。黒色～暗灰色スコリアからなり、少量の石質岩片を伴う。風化変質したスコリアは黄褐色を呈する。粒径は数 cm 程度だが、噴出源に近づくにつれ増大し、中湖カルデラ壁では数十 cm 程度となる。

椀山火山灰は、褐灰色を呈する成層した降下火山灰層である(第 7. 17 図 C; 第 7. 18 図)。噴出源に近づく

スコリア火山礫混じりの火山灰層となる。火山灰層は、場所によって程度の差はあるが、硬く締まっている。

前述のように、噴火エピソード F 噴出物は、給源近傍では五色岩火砕岩の最上部を構成する(第 7. 11 図)。給源近傍では、粒径が粗いため、夏坂スコリアと椀山火山灰の区別ができていない。給源近傍における岩相は、五色岩火砕岩の項を参照のこと。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソード F 噴出物の岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩である。斑晶量は 8 ~ 18 vol.% と多様性がある(第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含み、一部の試料で微量のかんらん石を含む(第 7. 2 表)。

全岩 SiO₂ 量は 57.6 ~ 62.0 wt.% である(第 7. 14 図; 付表 4)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図では安山岩の領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第 7. 14 図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソード F 噴出物直下の土壌層より、8,110 ± 30 BP の ¹⁴C 年代が得られている(工藤・佐々木, 2007; 第 7. 5 表)。ただし、この年代は、若い炭素で汚染された年代の可能性が指摘されている(工藤・佐々木, 2007; 工藤, 2008)。工藤(2008)は、噴火エピソード G と E の年代と、それらの間の土壌層の厚さより、噴火エピソード F の年代を約 10.2 ka とした。

7. 4. 7 噴火エピソード E 噴出物(南部軽石及び貝守火山灰)(E)

地層名 本報告では、噴火エピソード E (Hayakawa, 1985) による噴出物を、「噴火エピソード E 噴出物」と総称する。噴火エピソード E 噴出物は、下位より「南部軽石」, 「貝守火山灰」の 2 ユニットからなる(第 7. 11 図; 第 7. 18 図)。「南部軽石」の名称は、中川(1963)による「南部浮石」に由来し、Hayakawa (1985) により改称・再定義されたものである。「南部軽石」は、斎藤・大池(1984)による「瞰湖台浮石」に相当する。「貝守火山灰」の命名は、Hayakawa (1985) による。

なお、高橋(1999)が紹介した地点 7 (本報告の地点 7-29; 付図 3) の露頭は、層序対比が誤っているため注意が必要である。実際には、「中セリ降下軽石」, 「金ヶ沢降下軽石」とされた部分が南部軽石、「宇樽部降下火山灰」とされた部分が貝守火山灰に相当する。

模式地 「南部浮石」の模式地は、青森県南部町赤石付近(大池ほか, 1966)あるいは青森県南部町・三戸町付近(大池, 1972)とされている。貝守火山灰の模式地は定められていない。

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし、そこから東南東に分布軸を持つ。噴火エピソードE噴出物の等層厚線図は、大池(1972)、Hayakawa(1985)、中川ほか(1986)により示されている。地質図では、後カルデラ期の中央火口丘を構成する部分のみ分布を表現した。この部分では、噴火エピソードE噴出物のうち、南部軽石のみが認められることから(第7.11図)、地質図には南部軽石のみを示した。

南部軽石の層厚は、給源近傍の瞰湖台では約25m(第7.12図A)、給源からやや離れた鹿角市高山南方の地点7-43(付図3)では3.9mある(第7.18図)。貝守火山灰は、瞰湖台では確認できないが、十和田市宇樽部の地点7-29(付図3)では層厚4.2m、地点7-43(付図3)では層厚40cmである(第7.18図)。

層序関係 噴火エピソードF噴出物以下の地層を覆い、噴火エピソードD噴出物以上の地層に覆われる(第7.12図;第7.16図;第7.17図A,C)。

岩相 南部軽石は、デイサイトの降下軽石火山礫・火山岩塊層からなり(第7.12図;第7.13図D;第7.17図A)、一部で降下火山灰層及び火砕サージ堆積物を挟む。降下軽石火山礫・火山岩塊層は、淡橙色～淡ピンク色軽石を主体とし、少量の灰色軽石、暗灰色スコリア及び石質岩片を伴う。風化変質を受けた軽石は、オレンジ色を呈する。軽石及び石質岩片の粒径は、数cm～20cm程度で、噴出源に近づくにつれ増大し、中湖カルデラ壁では最大長径50cmとなる。火口近傍における南部軽石には、溶結岩相が認められる。溶結度は上下方向、側方に変化する(第7.13図D)。強溶結した部分は、暗褐色～暗灰色を呈し、軽石の外形が不明瞭となる。しばしば溶結レンズを含む。弱溶結した部分は、橙灰色を呈し、扁平化した軽石を含む。給源近傍での南部軽石は、基底部に層厚10cm程度の炭化木片層を伴うことがある。

南部軽石は、層厚25cm以下の成層した降下火山灰層を少なくとも2層準で挟むことから(第7.16図、地点7-35の柱状図)、大きく3枚の降下軽石ユニットに区分できる。ただし、給源遠方においては、降下火山灰層は1層準しか確認できない(例えば、第7.18図)。中湖カルデラ近傍では、上記の降下火山灰層の層準に火砕サージ堆積物が認められることがある(工藤,2010a)。火砕サージ堆積物は、成層した粗粒火山灰～火山礫層からなり、各単層の層厚は5cm以下で、斜交層理が認められる。

貝守火山灰は、給源近傍(十和田カルデラ内側)では、淡褐色～褐色～橙灰色～淡青灰色と様々な色を呈する成層した降下火山灰層あるいは軽石火山礫混じりの降下火山灰層を主体とし、層厚数cm以下の降下軽石火山礫層を頻繁に挟む。給源遠方(十和田カルデラ外側)では、一部成層した淡褐色～褐色を呈する降下火山灰

層となる(第7.17図C;第7.18図)。火山灰層は硬く締まっていることが多い。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソードE噴出物の岩質は、単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶量は22～24 vol.%である(第7.2表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第7.2表)。

全岩SiO₂量は57.6～62.0 wt.%である(第7.14図;付表4)。淡橙色～淡ピンク色軽石、灰色軽石、暗灰色スコリアで顕著な組成差は認められない。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.14図)。噴火エピソードE噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.14図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソードE噴出物の放射年代としては、南部軽石中の炭化木片より8,600±250 BP(大池・高橋,1970)、8,370±170 BP(Hayakawa,1985)、直下の土壌層から8,110±30 BP(工藤,2008)の¹⁴C年代が得られている(第7.5表)。これらの年代値を根拠として、工藤(2008)は噴火エピソードEの年代を9.2kaとした。

7.4.8 噴火エピソードD噴出物(小国軽石及び中ノ沢火山灰)(地質図では非表示)

地層名 本報告では、噴火エピソードD(Hayakawa,1985)による噴出物を、「噴火エピソードD噴出物」と総称する。噴火エピソードD噴出物は、下位より「小国軽石」,「中ノ沢火山灰」の2ユニットからなる(第7.11図;第7.18図)。「小国軽石」の命名はHayakawa(1985)、「中ノ沢火山灰」の命名は工藤(2010a)による。「小国軽石」は、松山・大池(1986)による「椋山浮石」に相当する。

模式地 小国軽石の模式地は定められていない。中ノ沢火山灰の模式地は、青森県三戸町中ノ沢付近の地点7-44である(工藤,2010a;第7.18図;付図3)。

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし、小国軽石は噴出源から南東に分布軸を、中ノ沢火山灰は噴出源から東方に分布軸を持つ。双方とも中湖カルデラ近傍では分布が確認されていない。噴火エピソードD噴出物の等層厚線図は、Hayakawa(1985)、中川ほか(1986)、工藤(2010a)により示されている。層厚は、鹿角市迷ヶ平付近の地点7-36(付図3)で小国軽石が75cm、中ノ沢火山灰が17cmある(第7.16図)。

層序関係 噴火エピソードE噴出物以下の地層を覆い、噴火エピソードD噴出物以上の地層に覆われる(第

7. 16 図；第 7. 17 図 A, C).

岩相 小国軽石は、デイサイトの降下軽石火山礫層からなる。主に白色軽石で構成され、発泡の悪い灰色軽石及び石質岩片を伴う。白色軽石の多くは風化のため黄白色を呈する。小国軽石の上部には厚さ 0.5 mm 以下の薄い細粒あるいは粗粒火山灰層が挟まれており、これを境に 2 枚の降下軽石ユニットに区分できる場合がある (第 7. 18 図)。

中ノ沢火山灰は、岩相から下部、中部、上部の 3 つのユニットに区分される (第 7. 18 図)。いずれも弱く成層した細粒～粗粒火山灰層で、下部ユニットは淡褐色、中部ユニットは赤紫灰色、上部ユニットは青灰色を呈する。上部及び中部ユニットは細粒火山灰を主体とするが、下部ユニットは粗粒火山灰の割合が多く、5 mm 以下の軽石を交え淘汰が悪い。いずれのユニットも長径 5 mm 以下の球状～楕円球状の気泡を多く含む。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソード D 噴出物の岩質は、かんらん石含有単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶量は 8～9 vol.% である (第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物とごく微量のかんらん石を含む (第 7. 2 表)。

全岩 SiO₂ 量は 69.0～69.8 wt.% であり、均質な組成を示す (第 7. 14 図；付表 3)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図)。噴火エピソード D 噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である (第 7. 14 図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソード D 噴出物直下の土壌層より、7,420 ± 25 BP, 6,830 ± 25 BP の ¹⁴C 年代が得られている (工藤・佐々木, 2007; 第 7. 5 表)。工藤・佐々木 (2007) は、噴火エピソード D の年代として、前者の年代値を採用した。この年代の較正暦年代 (工藤・佐々木, 2007) より、噴火エピソード D の年代は約 8.2 ka と判断される。

7. 4. 9 噴火エピソード D' 噴出物 (御倉山溶岩及び戸来火山灰)

本報告では、噴火エピソード D' (Hayakawa, 1985) による噴出物を、「噴火エピソード D' 噴出物」と総称する。噴火エピソード D' 噴出物は、「御倉山溶岩」と「戸来火山灰」の 2 つのユニットからなる (第 7. 11 図)。以下では、それぞれ項を分けて記載する。

7. 4. 9. 1 御倉山溶岩 (Og)

地層名 河野 (1939) による「御倉山安山岩質溶岩」に由来し、井上・蜂屋 (1962)、谷口 (1972)、斎藤・大池 (1984) により「御倉山溶岩」とされた。井上ほか (1973a) では「御倉山安山岩溶岩」、通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) では「十和田火山第 III 期溶岩」、Hayakawa (1985) では「御倉山溶岩ドーム」と表記されている。

模式地 先行研究報告では模式地に関する言及はない。しかし、どこを模式地とするかは自明である。御倉山溶岩の模式地を、十和田湖御倉半島先端に位置する御倉山付近とする。

分布及び層厚 御倉山溶岩は、十和田湖御倉半島先端部に位置する、直径約 1.5 km、比高約 300 m の溶岩ドームを成す。

層序関係 御倉山溶岩は、中湖カルデラ壁において、噴火エピソード E 噴出物と五色岩火砕岩を覆う (工藤, 2010a; 第 7. 12 図 B)。また、噴火エピソード C 噴出物に覆われる (工藤, 2010a)。戸来火山灰とは同時異相の関係にある (工藤, 2010a)。

岩相 灰色～淡青灰色を呈するデイサイト溶岩からなる。溶岩ドームの表面にはパンケーキ状の溶岩じわが認められる。御倉山の周囲では、塊状溶岩の露岩が高さ 100～150 m の絶壁を成す (第 7. 12 図 B)。塊状溶岩にはしばしば数十 cm～数 m 間隔の柱状節理が発達する。溶岩ドームの基底部には厚さ数 m のクリンカーを伴う。一部の露頭では、長径 30 cm 以下の球状～楕円球状の包有物を頻繁に含む。これらの包有物は母岩と同質であるが、母岩よりも石基が細粒なため、母岩よりも暗色を呈する。

岩石記載・全岩化学組成

斑状組織を持つ単斜輝石斜方輝石デイサイトである。斑晶量は 10 vol.% 前後である (第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む (第 7. 2 表)。

全岩 SiO₂ 量は 69.2～69.5 wt.% と均質である (第 7. 14 図；付表 3)。SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図)。噴火エピソード D' 噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である (第 7. 14 図)。

斑状単斜輝石斜方輝石デイサイト

(試料番号 Og-2, 第 7. 15 図 D)

産地：青森県十和田市御倉山南東の地点 7-28 (付図 3)。

産状：デイサイト塊状溶岩。

全岩 SiO₂ 量：69.21 wt.% (Yamamoto *et al.*, 2018; 付表 3)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として、斜長石 (9.5 vol.%), 斜方輝石 (0.6 vol.%), 単斜輝石 (0.3 vol.%),

不透明鉱物 (0.3 vol.%) を含む (第 7. 2 表). これらはしばしば集斑晶を形成する. 斑晶量は 10.8 vol.% である. 斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で, 自形~半自形を呈する. 斜方輝石斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形~半自形を呈する. 単斜輝石斑晶は長径 1 mm 以下で自形~半自形を呈する. 不透明鉱物斑晶は長径 0.4 mm 以下で自形~半自形を呈する. 石基は長柱~針状の斜長石, 粒状の不透明鉱物及び隠微晶質物質からなる. 斑晶の周囲を取り巻く石基部分が周囲よりも細粒になっている (第 7. 15 図 D).

堆積環境 乾陸環境で堆積した五色岩火砕岩及び噴火エピソード E 噴出物を覆うこと, 溶岩に水冷破碎の証拠が見られないことから, 乾陸環境で堆積したと判断される. ただし, 御倉山溶岩の溶岩ドーム地形は湖水下へと延長しているため, 一部は湖底環境で堆積した部分があると推定される.

年代 御倉山溶岩は戸来火山灰と同時期の噴火により形成されたものなので, その形成年代は約 7.5 ka である (工藤, 2010a).

7. 4. 9. 2 戸来火山灰 (地質図では非表示)

地層名 工藤 (2010a) による. 工藤 (2010a) は, Hayakawa (1985) による噴火エピソード D' の火山灰に対して, 「戸来火山灰」という名称を与えた.

模式地 青森県十和田市, 十和田山北方の地点 7-40 (工藤, 2010a; 第 7. 16 図; 第 7. 18 図; 付図 3).

分布及び層厚 御倉山を噴出源とし, 東方に分布軸を持つ (工藤, 2010a). 戸来火山灰の等層厚線図は, 工藤 (2010a) により示されている.

層序関係 噴火エピソード D 噴出物以下の地層を覆い, 噴火エピソード C 噴出物以上の地層に覆われる (第 7. 16 図; 第 7. 17 図 B). 御倉山溶岩とは同時異相の関係にある (工藤, 2010a).

岩相 戸来火山灰は, デイサイトの降下火山灰・軽石火山礫層であり, 大きく最下部, 下部, 主部の 3 つの岩相に区分される (第 7. 18 図). 最下部は淡褐色を呈する堅く締まった細粒火山灰層である. 下部は細粒火山灰にコーティングされた軽石火山礫層と, それに挟在される 1 枚の淡褐色細粒火山灰層からなる. 軽石火山礫層は, 発泡の悪い淡灰色~灰色軽石, 石質岩片及びそれらをコーティングし空隙を充填する淡褐色細粒火山灰で構成され, 淘汰が悪い. 軽石・岩片の長径は最大で 5 cm に達する. 主部は, 淡青灰色~青灰色を呈する成層した細粒~粗粒火山灰層であり, 中間に橙灰色~褐色を呈する薄い細粒火山灰層を挟むことがある. 主部の構成物質は, 明灰色~暗灰色を呈するブロック状の新鮮なデイサイト岩片を主体とし, 少量の白色スポンジ状軽石, 変質岩片及び鉱物片を伴う. 主部は長径 5 mm 以下の球状~楕円球状の気泡を多く含む.

給源近傍では, 御倉山溶岩起源の崖錐堆積物中に, デイサイト本質岩片からなる最大層厚 37 cm の降下火山礫層が挟まれる (工藤, 2010a). この降下火山礫層は, 戸来火山灰の給源近傍相の一部に相当する可能性がある (工藤, 2010a).

岩石記載・全岩化学組成

戸来火山灰を構成する軽石及び本質岩片は, 単斜輝石斜方輝石デイサイトである. 斑晶量は, 本質岩片が 10 vol.% 前後, 軽石が 8 vol.% 程度である (第 7. 2 表). 斑晶鉱物として斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石及び不透明鉱物を含む (第 7. 2 表).

全岩 SiO₂ 量は 68.5 ~ 69.4 wt.% と比較的均質である (第 7. 14 図; 付表 3). SiO₂-Na₂O+K₂O 図ではデイサイトの領域に, SiO₂-K₂O 図では低カリウム系列の領域にプロットされる (第 7. 14 図). 噴火エピソード D' 噴出物は, 後カルデラ期の他の噴出物とは, 全岩化学組成により明瞭に区別可能である (第 7. 14 図).

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く, 大部分は乾陸環境で堆積したと判断される.

年代 噴火エピソード D' 噴出物直下の土壌層より, 6,670 ± 25 BP の ¹⁴C 年代が得られている (工藤・佐々木, 2007; 第 7. 5 表). この年代の較正暦年代 (工藤・佐々木, 2007) から, 噴火エピソード D' の年代は約 7.5 ka と判断される.

7. 4. 10 噴火エピソード C 噴出物 (中振軽石, 金ヶ沢軽石及び宇樽部火山灰) (C)

地層名 本報告では, 噴火エピソード C (Hayakawa, 1985) による噴出物を, 「噴火エピソード C 噴出物」と総称する. 噴火エピソード C 噴出物は, 下位より「中振軽石」, 「金ヶ沢軽石」, 「宇樽部火山灰」の 3 ユニットからなる (第 7. 11 図; 第 7. 17 図 B; 第 7. 18 図).

「中振軽石」の名称は, 大池ほか (1966) による「中振浮石」に由来し, 早川 (1983b) により改称・再定義されたものである. 「金ヶ沢軽石」, 「宇樽部火山灰」の命名は, 早川 (1983b) による.

なお, 高橋 (1999) が紹介した地点 7 (本報告の地点 7-29; 付図 3) の露頭は, 層序対比が誤っているため注意が必要である. 実際には, 「迷ヶ岱降下軽石」とされた部分が中振軽石と金ヶ沢降下軽石, 「惣刃降下火山灰」とされた部分が宇樽部火山灰に相当する.

模式地 青森県新郷村金ヶ沢 (早川, 1983b). なお, 宝田・村岡 (2004) は, 噴火エピソード C 噴出物の模式地を別の場所に新たに設定している. しかし, 模式地については, 本報告では再定義を行った早川 (1983b) に従う.

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし, やや

東よりの同心円状に分布する。噴火エピソードC噴出物の等層厚線図は、大池(1972)、早川(1983b)、Hayakawa(1985)、中川ほか(1986)により示されている。

噴火エピソードC噴出物は、十和田湖地域内に広く分布するが、地質図では後カルデラ期の中央火口丘を構成する部分のみ分布を表現した。この部分では、噴火エピソードC噴出物のうち、中振軽石のみが認められる(第7.11図)。なお、中湖カルデラ壁直近には噴火エピソードC噴出物はほとんど認められず、カルデラ壁から200m以上離れた場所から断片的に分布が認められるようになる。

層厚は、給源に近い十和田市宇樽部の地点7-29(付図3)においては、中振軽石が4.4m、金ヶ沢軽石が56cm、宇樽部火山灰が4m以上、給源からやや遠い十和田市養老沢の地点7-27(付図3)においては、中振軽石が3m、金ヶ沢軽石が64cm、宇樽部火山灰が45cmである(第7.17図B)。

層序関係 噴火エピソードD'噴出物以下の地層を覆い、噴火エピソードB噴出物以上の地層に覆われる(第7.16図;第7.17図A、C)。

岩相 中振軽石は、デイサイトの降下軽石火山礫・火山岩塊層からなる(第7.17図A、B、C)。降下軽石火山礫・火山岩塊層は比較的均質で、明瞭なユニット境界や上下方向の顕著な粒径変化は認められない。主に白色軽石で構成され、発泡の悪い灰色軽石及び石質岩片を伴う。白色軽石は風化を受けて黄白色を呈することが多い。噴出源近傍では、サイズの大きな軽石の内部が高温酸化のためピンク色を呈することがある。軽石及び石質岩片の粒径は、数cm~20cm程度である。中振軽石の最上部は、軽石の細片から構成される層厚数cm以下の降下粗粒火山灰層からなる(第7.18図)。

金ヶ沢軽石は、数枚の降下軽石・石質火山礫層からなる(第7.17図B;第7.18図)。降下軽石・石質火山礫層は、軽石を多く含むユニットと石質岩片を多く含むユニットが互層を成す。場所によっては層厚1cm以下の火山灰層を挟むことがある。全体的に下位の中振軽石よりも石質岩片に富む。

宇樽部火山灰は、淡褐色を呈する降下火山灰層を主体とし、層厚数cm以下の降下軽石火山礫層を度々挟む(第7.18図)。遠方では降下軽石火山礫の挟みは識別できなくなり、降下火山灰層のみとなる。火山灰層は、火山豆石を豊富に含み、層準によって硬く膠結する場合がある。また、本報告の調査では確認できなかったが、Hayakawa(1985)によれば、十和田カルデラ内に分布する宇樽部火山灰中には、火砕サージ堆積物も認められている。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソードC噴出物は、単斜輝石斜方輝石デ

イサイトを主体とし、かんらん石単斜輝石斜方輝石デイサイトを伴う。斑晶量は18~22vol.%である(第7.2表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を共通して含み、一部でかんらん石を含む(第7.2表)。

全岩SiO₂量は63.2~67.8wt.%である(第7.14図;付表4)。白色軽石と灰色軽石で顕著な組成差は認められない。SiO₂-Na₂O+K₂O図ではデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.14図)。噴火エピソードC噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.14図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソードCに関する¹⁴C年代はこれまでにいくつかの報告がある(第7.5表)。その中でも2000年代以降に測定されたものは、5,110~5,440BPの範囲に集中する。ここでは、最新の研究成果である、Inoue *et al.*(2011)により中振軽石直下の土壌から得られた5,440±40BPの年代値を、噴火エピソードCの年代として採用する。この年代の較正暦年代(Inoue *et al.*, 2011)より、噴火エピソードCの年代は約6.2kaと判断される。

7.4.11 噴火エピソードB噴出物(迷ヶ平軽石及び惣辺火山灰)(地質図では非表示)

地層名 本報告では、噴火エピソードB(Hayakawa, 1985)による噴出物を、「噴火エピソードB噴出物」と総称する。噴火エピソードB噴出物は、下位より「迷ヶ平軽石」^{まよがたい}、「惣辺火山灰」^{そうべ}の2ユニットからなる(第7.11図;第7.17図D;第7.18図)。各ユニットの命名は、Hayakawa(1985)による。噴火エピソードB噴出物は、大池(1972)による「十和田b降下火山灰」に相当する。

なお、高橋(1999)が紹介した地点7(本報告の地点7-29;付図3)の露頭は、層序対比が誤っているため注意が必要である。実際には、「迷ヶ平降下軽石」とされた部分が中振軽石と金ヶ沢降下軽石、「惣辺降下火山灰」とされた部分が宇樽部火山灰に相当し、ここでは噴火エピソードB噴出物は確認できない。

模式地 定められていない。模式的な層序を観察できる場所として、鹿角市高山南東の地点7-37(第7.17図D;第7.18図;付図3)を挙げておく。

分布及び層厚 十和田湖中湖付近を噴出源とし、そこから東南東~東方に分布軸を持つ。噴火エピソードB噴出物の等層厚線図は、Hayakawa(1985)、中川ほか(1986)により示されている。層厚は、高山南東の地点7-37(付図3)では、迷ヶ平軽石が51cm、惣辺火山灰が85cmである(第7.18図)。

層序関係 噴火エピソードC噴出物以下の地層を覆い、噴火エピソードA噴出物以上の地層に覆われる(第7.16図)。

岩相 迷ヶ平軽石は、複数の降下ユニットからなる流紋岩の降下軽石火山礫層で、層厚1cm以下の灰色降下火山灰層を少なくとも3枚伴う(第7.17図D;第7.18図)。主に白色軽石で構成され、発泡の悪い淡灰色軽石、灰色ブロック状本質岩片、黒曜岩岩片及び石質岩片を伴う。灰色ブロック状本質岩片と黒曜岩岩片は下部に多く含まれる。

惣迎火山灰は、青灰色を呈する成層した降下火山灰層からなる(第7.17図D;第7.18図)。径数mmの軽石を交えることがある。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソードB噴出物の岩質は、単斜輝石斜方輝石流紋岩である。斑晶量は7~8 vol.%である(第7.2表)。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第7.2表)。

全岩SiO₂量は73.0~74.4 wt.%である(第7.14図;付表4)。灰色ブロック状本質岩片と黒曜岩岩片は、軽石よりもSiO₂量に富む傾向がある。SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7.14図)。噴火エピソードB噴出物は、後カルデラ期の他の噴出物とは、全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7.14図)。

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く、大部分は乾陸環境で堆積したと判断される。

年代 噴火エピソードB噴出物直下の土壌層より、2,550 ± 20 BPの¹⁴C年代が得られている(工藤・佐々木, 2007;第7.5表)。この年代の較正暦年代(工藤・佐々木, 2007)から、噴火エピソードBの年代は約2.7 kaと判断される。

7.4.12 噴火エピソードA噴出物(大湯火砕堆積物及び毛馬内火砕流堆積物)

本報告では、噴火エピソードA(Hayakawa, 1985)による噴出物を、「噴火エピソードA噴出物」と総称する。噴火エピソードA噴出物は、下位より「大湯火砕堆積物」と「毛馬内火砕流堆積物」の2つのユニットからなる(第7.11図)。以下では、それぞれ項を分けて記載するが、岩石記載・全岩化学組成、堆積環境及び年代については、「毛馬内火砕流堆積物」の項でまとめて記載を行う。

7.4.12.1 大湯火砕堆積物(地質図では非表示)

地層名 大湯火砕堆積物の名称は、藤岡・佐藤(1953)による「大湯浮石層」に由来し、広井ほか(2015)によ

り改称・再定義されたものである。大湯火砕堆積物は、内藤(1966)による「大湯軽石質火山礫層」、大池(1972)による「十和田a降下火山灰」に相当する。

Hayakawa(1985)は、大湯火砕堆積物に相当する部分を「大湯降下火砕堆積物」と呼び、大湯1軽石、大湯2火山灰、大湯3軽石の3ユニットに区分した。これらの区分は、後述する広井ほか(2015)の区分に若干の改訂を経て引き継がれている。大湯火砕堆積物は、大湯火砕堆積物-1(OYU-1)、大湯火砕堆積物-2(OYU-2)、大湯火砕堆積物-3(OYU-3)、大湯火砕堆積物-4(OYU-4)、大湯火砕堆積物-S(OYU-S)に区分され、OYU-2はさらにOYU-2aとOYU-2bに細分されている(広井ほか, 2015)。

模式地 大湯火砕堆積物の模式地は、広井ほか(2015)により、ユニット毎に指定されている。それぞれの模式地は、OYU-1が小坂町小坂川上流(N40°24'11.8", E140°48'28.8"), OYU-2が鹿角市大渉(N40°20'49.9", E140°55'33.4"), OYU-3が鹿角市高井場山南方(N40°20'10.1", E140°48'54.1"), OYU-4が鹿角市迷ヶ平(N40°24'55.6", E140°57'23.1"), OYU-Sが鹿角市発荷峠西方(N40°24'23.4", E140°51'12.1")である。

分布及び層厚 十和田湖中湖を噴出源とし、南西に分布軸を持つ。大湯火砕堆積物の等層厚線図は、Hayakawa(1985)、鎌田(1989, 1991)、広井ほか(2015)により示されている。層厚は、給源に近い鹿角市高山南東の地点7-37(付図3)で89cm(第7.16図)、給源遠方の鹿角市大渉の地点7-45(付図5)で25cmである(第7.18図;第7.19図A)。

層序関係 噴火エピソードB噴出物以下の地層を覆い、毛馬内火砕流堆積物に覆われる(第7.16図)。

岩相 OYU-1は、ルーズな降下軽石火山礫層で、主に白色軽石からなり、少量の石質岩片を伴う(第7.19図A)。OYU-2aは、軽石火山礫混じりで灰白色を呈する塊状の降下火山灰層である(第7.19図A)。OYU-2bは、軽石火山礫層と灰白色火山灰層の互層からなり、斜交層理が認められることがある。OYU-2b中の軽石火山礫層は側方に尖滅し、レンズ状の層形態を示すことがある。OYU-2bは火砕サージ堆積物と考えられている(広井ほか, 2015)。OYU-3は、主に白色軽石からなる降下軽石火山礫層で、少量の石質岩片を伴う(第7.19図A)。層厚が3cm以下と薄いことが多く、確認できる場所は少ない。OYU-4は灰白色を呈する火山灰層で(第7.19図A)、層厚が2cm以下で薄く、確認できる場所は極めて少ない。OYU-4は火砕サージ堆積物と考えられている(広井ほか, 2015)。OYU-Sは、軽石・石質火山礫と灰色粗粒火山灰の細互層からなる火砕サージ堆積物で、各単層は側方に緩く層厚が変化し、斜交層理が認められる(第7.19図B)。OYU-Sには炭化木片を多く含まれる。炭化木片はしばしば層理に沿って定向配列する。

7. 4. 12. 2 毛馬内火砕堆積物 (Km)

地層名 毛馬内火砕堆積物の名称は、内藤 (1966) による「毛馬内軽石質火山灰層」に由来する。その後、中川ほか (1972) では「毛馬内浮石流凝灰岩」、Hayakawa (1985) 及び村岡・高倉 (1988) では「毛馬内火砕流堆積物」と表記された。宝田・村岡 (2004) は、給源火山名を付与し、「十和田毛馬内火砕流堆積物」と表記した。本報告では、Hayakawa (1985) 及び村岡・高倉 (1988) に従い、「毛馬内火砕流堆積物」と呼ぶ。

模式地 秋田県鹿角市十和田毛馬内 (内藤, 1966)。なお、宝田・村岡 (2004) は、毛馬内火砕流堆積物の模式地を、十和田湖北西、滝ノ沢峠南東県道沿いの標高 650 m 付近とした。しかし、ここで見られるのは大不動火砕流堆積物であるため、模式地としては不適切である。

分布及び層厚 十和田湖中湖を噴出源とし、主に十和田カルデラの外側で広域に分布する。主に八戸火砕流堆積物が構成する火砕流台地上で分布が認められるが、大清水川流域、小国川流域、田代川流域、冷川流域、荒川川流域、砂子沢川流域などの谷部でも分布が認められる。十和田カルデラの内側では、宇樽部川流域、高山東方、生出付近、鉛山西方、銀山沢流域において、極めて小規模な分布が認められるのみである。十和田カルデラ内側で分布が限られる原因は不明である。

層厚は、十和田カルデラ内側では 3 ~ 10 m、十和田カルデラ外側の火砕流台地上では数 cm ~ 2 m、十和田カルデラ外側の谷部では十数 cm ~ 5 m である。標高 950 m を越えるような地形的高所でも分布が認められることがある。例えば、十和利山山頂部では、層厚 20 cm の毛馬内火砕流堆積物が認められる。毛馬内火砕流堆積物の分布については、地質図上に層厚の大小を問わず分布を表現した。

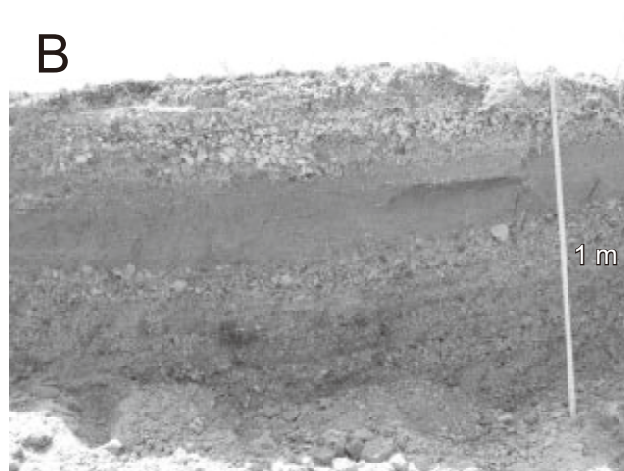
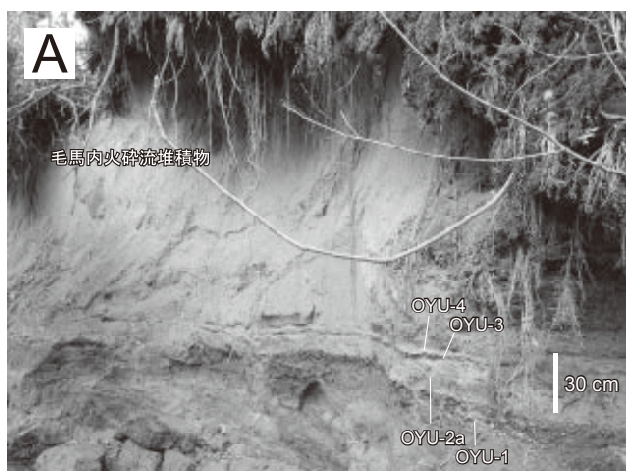
層序関係 大湯火砕堆積物以下の地層を覆う (第 7. 16 図)。

岩相 非溶結・塊状のデイサイト~流紋岩軽石流堆積物である (第 7. 19 図 A)。長径 10 cm 以下の軽石を多く含み、長径 15 cm 以下の石質岩片を少量伴う。軽石と石質岩片のサイズは 3 cm 以下であることが多い。また、長径 2 cm 以下の黒曜岩岩片を少量含む。軽石は、大部分が白色軽石からなり、一部で灰色軽石をごく少量含む。軽石の発泡は良く、球形-長孔型の気泡が多く見られ、部分的には繊維状の発泡組織が見られることもある。軽石の円磨度は亜角~亜円である。基質は淡褐灰色~灰白色を呈する細粒~粗粒火山灰からなる。本堆積物はしばしば炭化木片を含む。地形的高所では、層厚が 20 cm 以下で、数 mm 以下の軽石を交える塊状で淘汰の悪い灰白色火山灰層として産する。

広井ほか (2015) は、十和田市青樺山付近などの地形的高所に分布する層厚数十 cm 以下の本堆積物を、火砕流に伴う灰雲サージ堆積物と解釈した。しかし、本報告ではこれらの堆積物について、灰雲サージ堆積物に特徴的な産状を確認できないこと、谷埋めの毛馬内火砕流堆積物よりは軽石火山礫に乏しいものの、塊状で淘汰が悪い特徴を持ち、火砕流堆積物の岩相として矛盾が認められないことから、火砕流堆積物と判断した。本報告による見解は、宝田・村岡 (2004) がこれらを低アスペクト比火砕流 (Walker *et al.*, 1980) と判断した見解と一致する。

岩石記載・全岩化学組成

噴火エピソード A 噴出物の岩質は、単斜輝石斜方輝石デイサイト~流紋岩である。斑晶量は 10 ~ 12 vol.% 程度である (第 7. 2 表)。斑晶鉱物として斜長石、



第 7. 19 図 噴火エピソード A 噴出物の露頭写真

(A) : 毛馬内火砕流堆積物と大湯火砕堆積物の OYU-1, 2a, 3, 4. 鹿角市大渉の地点 7-45 (付図 5)。柱状図を第 7. 18 図に示す。(B) : 大湯火砕流堆積物 -S (OYU-S) の火砕サージ堆積物。鹿角市発荷峠西方の地点 7-31 (付図 2)。

斜方輝石, 単斜輝石及び不透明鉱物を含む(第7. 2表).

全岩 SiO_2 量は 69.0 ~ 72.5 wt.% である(第7. 14 図; 付表 3). 灰色軽石は白色軽石よりも SiO_2 量に乏しい傾向がある. $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図ではデイサイト~流紋岩の領域に, $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図では低カリウム系列の領域にプロットされる(第7. 14 図). 噴火エピソード A 噴出物は, 後カルデラ期の他の噴出物とは, 全岩化学組成により明瞭に区別可能である(第7. 14 図).

堆積環境 上下を土壌層に挟まれることが多く, 大部分は乾陸環境で堆積したと判断される.

年代 町田ほか(1981)は, 京都延暦寺の僧侶によって書かれた「扶桑略記」に記載されている延喜十五年(西

暦 915 年)の噴火記録が, 噴火エピソード A の噴火記録である可能性を指摘した. その後, 早川・小山(1998)は, 古文書等の再検討を行ない, 上記の噴火記録が噴火エピソード A と考えて矛盾がないことを示し, 噴火のクライマックスが西暦 915 年 8 月 17 日であったと推定した. 本報告では, 噴火エピソードの年代を, 町田ほか(1981), 早川・小山(1998)に従い, 西暦 915 年とする. なお, 噴火エピソード A 噴出物に関する ^{14}C 年代については, 遺跡発掘調査等にも関連して, これまでに多数の値が報告されてきたが(例えば, 平山・市川, 1966; Hayakawa, 1985), 膨大となるため本報告では記載を割愛する.

第8章 完新統

(工藤 崇)

8.1 概要

十和田湖地域の完新統は、その一部に十和田火山噴出物を含む。十和田火山噴出物については、第7章にてまとめて記載を行ったので、ここでは十和田火山噴出以外の完新統（以下、便宜上これを「完新統」と呼ぶ）について記載を行う。なお、ここで完新統としたものの中には、厳密には後期更新世末期の15.5～11.8 kaに堆積した地層を含む可能性がある。これは、完新統であるかどうかの認定に、15.5 kaの八戸火砕流堆積物との層序関係を利用したものを含むためである。

十和田湖地域の完新統は、地すべり堆積物、山麓及び埋谷緩斜面堆積物、大湯川1～3段丘堆積物、宇樽部段丘堆積物、湖岸低地堆積物、氾濫原及び谷底低地堆積物、湖底堆積物、埋立地及び盛土からなる。

地すべり堆積物は、地すべりによって原岩から分離・移動し再堆積した堆積物である。山麓及び埋谷緩斜面堆積物は、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物のほか、地すべり堆積物以外の成因を問わず緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を一括したものであり、礫及び砂層からなる。大湯川1～3段丘堆積物は、大湯川沿いに分布する河成段丘堆積物であり、礫及び砂層からなる。

宇樽部段丘堆積物は、十和田湖の湖岸に沿って分布する河成段丘堆積物であり、礫及び砂層からなる。その堆積年代は15.5～9.2 kaである。湖岸低地堆積物は、十和田湖の湖岸沿いの低地を構成する礫及び砂層主体の堆積物である。その堆積年代は9.2 ka～現在である。宇樽部段丘堆積物と湖岸低地堆積物の多くは、十和田湖に流入する河川のファンデルタ堆積物からなる。

氾濫原及び谷底低地堆積物は、河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布し、かつ段丘化を受けていない、礫及び砂層主体の堆積物である。湖底堆積物は、十和田湖の湖底に分布する泥主体の堆積物である。埋立地及び盛土は、人工改変により形成されたもので、小坂鉱山付近に点在する。

十和田湖地域の完新統については、これまでほとんど研究報告例が存在しない。既存の地質図では、沖積層(井上ほか, 1973 a; 村岡・高倉, 1988)、沖積低地堆積物(石川・加納, 1999)などに一括され、具体的な地質記載はほとんどなされていない。宇樽部段丘堆積物については、大池(1976)により初めて記載が行われ、地形発達史が

議論された。その後、太田ほか(1989)は、宇樽部段丘堆積物を切る断層露頭の記載を行った。なお、この断層については、本報告では断層ではないとの結論に至った。これについては、宇樽部段丘堆積物の項にて詳述する。

8.2 地すべり堆積物 (I)

地すべり堆積物とは、地すべりによって原岩から分離・移動して再堆積した堆積物を指す。本報告では、地すべり堆積物を地形観察、空中写真観察、露頭観察により認定し、堆積物の破碎程度によらず、滑落崖とともに地質図に表現した。なお、十和田湖地域の地すべり地形の分布は、防災科学技術研究所(2000)によって既に公表されているが、本報告では改めて地すべり堆積物を抽出・表現した。地質図においては、地すべり滑落崖を「崩壊地形」として示した。

地すべり堆積物は、十和田湖地域の全域に点在するが、その数は比較的少なく、分布面積も小さい。この要因としては、61～15.5 kaの十和田火山カルデラ形成期噴出物が本地域全域を広く覆っているため、それ以前に形成された地すべり地形が不鮮明となるとともに、地すべり堆積物自体も覆い隠され、識別が困難になっていることが考えられる。現在識別できる地すべり地形・堆積物については、その大部分が15.5 ka以降に形成されたものと推定される。

地すべり地形は、その分布密度に偏りが認められ、本地域北西部の岩岳周辺に多い傾向がある。このうち、小坂町大川岱西方では、幅1×1.2 kmに達する比較的大規模な地すべり堆積物が認められる。地すべり地形及び堆積物は、中新世火山岩・火山碎屑岩分布域、十和田火山カルデラ形成期噴出物分布域などで認められる。

地すべり堆積物は、様々な程度に破碎された岩屑からなる。巨礫サイズ以下に破碎されたものもあれば、露頭スケールで破碎組織が認められない巨大ブロックも存在する。大川岱西方に分布する地すべり堆積物は、巨礫サイズ以下に破碎された角礫層と長径数m以上の地すべりブロックから構成される。地すべりブロックは、周囲とは不調和な構造を示す泥岩・凝灰岩互層や火山碎屑岩で構成される。

十和田市奥入瀬川、^{たまだれ}玉簾の滝付近の地すべり堆積物中には、玄武岩質安山岩溶岩からなるブロックが認められ(第6.20図)、露頭スケールでは破碎構造がほとんど認

められない。そのため、露頭情報のみでは地すべり堆積物とは認定し難い。しかし、地形的高所に明瞭な地すべり滑落崖が認められること、溶岩ブロックの母材をより標高の高い位置の滑落崖に露出する溶岩に求めることができることから、地すべり堆積物と判断できる（第6.20図）。

8.3 山麓及び埋谷緩斜面堆積物 (v)

本報告では、山麓及び谷底付近において緩斜面を構成する堆積物を「山麓及び埋谷緩斜面堆積物」として示す。本堆積物は、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、山間の扇状地堆積物を含むほか、地すべり堆積物以外の成因によらず緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を含む。その多くは、地形から離水していないと判断されるが、一部では侵食を受け段丘化しているものも認められる。なお、河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布する堆積物については、「氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物」や「大湯川1～3段丘堆積物」として示した。

本堆積物は主にルーズな礫及び砂層で構成され、泥層を伴う。いずれも、八戸火砕流堆積物による火砕流堆積面を削り込んだ谷の中で緩斜面を成すか、八戸火砕流堆積物の火砕流堆積面を覆って緩斜面を成すか、十和田カルデラ内で緩斜面を成すことから、15.5 ka よりも新しいと判断される。

御倉山溶岩の南方では、御倉山溶岩起源の崖錐堆積物及びその再堆積物が認められる（工藤，2010a）。地質図上ではこれらも「山麓及び埋谷緩斜面堆積物」として示した。主にデイサイト角礫層からなり、砂礫層や泥層を伴う。層厚は少なくとも2.5 m 以上ある。これらの堆積物の中位には、戸来火山灰の給源近傍相と見られる降下火山礫層を挟む（工藤，2010a）。

8.4 大湯川1～3段丘堆積物 (ot₁, ot₂, ot₃)

本地域南部を流れる大湯川沿いには、数段の河成段丘が認められる。これらの河成段丘を、地形から大きく3段に区分した。それぞれの段丘構成層を、上段（下位）より、大湯川1段丘堆積物、大湯川2段丘堆積物、大湯川3段丘堆積物と命名する。段丘構成層の露出が極めて悪く、地形情報を頼りに堆積物の分布を推定したため、模式地の設定は行わない。大湯川1～3段丘堆積物は、既存の地質図では沖積層（井上ほか，1973a; 村岡・高倉，1988）、沖積低地堆積物（石川・加納，1999）などに一括され、これまで具体的な記載は一切行われていない。

大湯川1～3段丘堆積物は、青岩山付近より下流側の
大湯川沿いに分布する。それぞれの段丘面と現河川による氾濫原との比高は、大湯川3段丘堆積物で4～8 m、大湯川2段丘堆積物で14～18 m、大湯川1段丘堆積物

で22～25 m である。露頭で確認できる層厚は、いずれも数十 cm～数 m 程度である。大湯川1段丘堆積物と大湯川3段丘堆積物については、36 ka の大不動火砕流堆積物を直接覆う関係が露頭で確認できる（第8.1図）。

大湯川1～3段丘堆積物は、ルーズな礫及び砂層で構成される（第8.1図）。礫は巨礫～中礫サイズの亜円～亜角礫が主体である。礫層はチャンネル状の形態を示すものが認められる（第8.1図）。大湯川1～3段丘堆積物は、15.5 ka の八戸火砕流堆積物による火砕流台地を削り込んだ谷の中で段丘地形を成すことから、その堆積年代は15.5 ka 以降と判断される。15.5 ka 以降の十和田火山噴出物との層序関係は、露出状況が悪いため確認できていない。

8.5 宇樽部段丘堆積物 (ut)

十和田湖の湖岸沿いには段丘地形が認められる（第1.6図；第8.2図A）。これらの段丘地形は、十和田市宇樽部付近で最も顕著に発達する。大池（1976）は、宇樽部付近で見られる段丘を宇樽部段丘と呼んだ。その後、太田ほか（1989）は、宇樽部付近の段丘面を高位平坦面と宇樽部段丘の2面に区分した。これらの段丘構成層を、大池（1976）による段丘地形名に従い、宇樽部段丘堆積物とする。本堆積物の模式地を、宇樽部川流域の地点8-3付近（第8.2図B、付図3）とする。本堆積物は、複数段の段丘地形を示すものの、地形が不明瞭な部分が多く、湖岸全周で統一的に段丘面を細分することが困難であった。そのため、段丘面毎に堆積物の細分は行なわなかった。本段丘堆積物の一部は、かつて井上・蜂屋（1962）では、「子の口礫岩」として示されていた。

本段丘堆積物は、十和田湖を取り巻いて断続的に分布し、複数段の段丘地形を示す。段丘面の標高は410～



第8.1図 大湯川1段丘堆積物の露頭写真
大湯川1段丘堆積物が大不動火砕流堆積物を覆う。
鹿角市白沢の地点8-1（付図4）

550 m であり、段丘面は山側から湖岸側へ向かって傾斜する。段丘面の傾斜は、湖岸側で最小 2° 程度であるが、山側では最大 15° と山側ほど増加する。段丘面と現河床面の比高は、湖岸側では 4～5 m 程度（第 8. 2 図 A）、山側では最大 80 m に達する。本段丘堆積物は、宇樽部付近や大川岱付近において、比較的明瞭な扇状地地形を示す。本段丘堆積物の層厚は、最大で 40 m 程度である。

本段丘堆積物は、ルーズな礫層を主体とし、砂層を伴う（第 8. 2 図 B）。礫は巨礫～大礫サイズの亜円～亜角礫を主体とする。礫層の厚さは数 m～数十 cm 程度、砂層の厚さは数十 cm 以下が多い。砂層には斜交層理が見られることがある。本段丘堆積物は、十和田火山起源の降下火砕物に厚く被覆されるため非常に露出が悪い。被

覆層の厚さは、宇樽部付近では約 20 m にも及ぶ。被覆層としては、噴火エピソード E (9.2 ka) 以降の十和田火山噴出物が認められる。

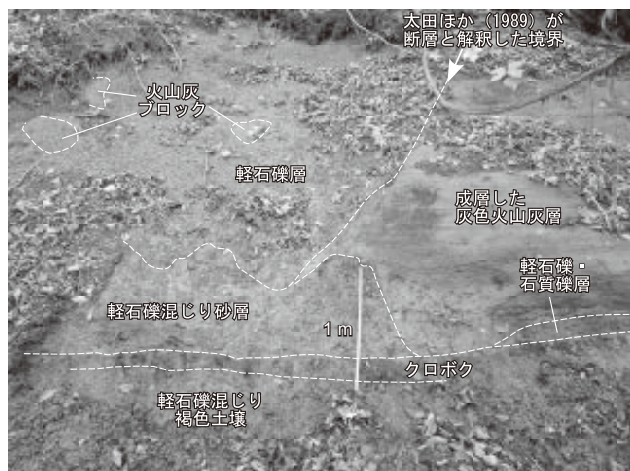
太田ほか（1989）は、十和田市宇樽部の地点 8-4（付図 3）において、「段丘堆積物を切る断層露頭」を記載している。しかし、本報告で同一の露頭を調査した結果、これが断層露頭ではないこと、段丘堆積物本体ではなく被覆層であることが判明したので、以下に詳しく記載を行う。

地点 8-4 の露頭では、褐色土壌層、クロボク層、軽石礫混じり砂層、成層した火山灰層、軽石礫層などが観察される（第 8. 3 図）。太田ほか（1989）は、軽石礫層と火山灰層が接する急傾斜した境界を断層と解釈した。



第 8. 2 図 宇樽部段丘堆積物の写真

(A)：宇樽部段丘堆積物が構成する段丘地形。段丘崖の比高は約 4 m。巨礫層で構成される。小坂町大川岱の地点 8-2（付図 2）。(B)：宇樽部段丘堆積物の礫・砂互層。十和田市宇樽部川の地点 8-3（付図 3）。



第 8. 3 図 宇樽部段丘堆積物被覆層の露頭写真

左側が解説・補助線なし、右側が解説・補助線ありの露頭写真。太田ほか（1989）による「断層露頭」と同じ露頭だが、断層は認められない。十和田市宇樽部の地点 8-4（付図 3）。

しかし、この境界の延長上にある下位側の地層では、直下にある軽石混じり砂層の構造は不明瞭だが、その下位のクロボク層は側方にほぼ同じ厚さで連続しており、全く変形を受けていない（第8.3図）。したがって、これは断層ではないと判断される。太田ほか（1989）が記載を行った当時は、これら下位の地層が露出していなかったため、断層と誤認したと思われる。

地点8-4での軽石礫層は、塊状・礫支持で、長径6 cm以下の軽石角礫から構成される。軽石礫層は、軽石礫混じり砂層と火山灰層を不整合に覆い、ガリーを埋めたような形態を示す（第8.3図）。また、軽石礫層は、長径25 cm以下の火山灰ブロックをまばらに含む（第8.3図）。これらの火山灰ブロックは、露頭右側の火山灰層と同一の見かけを呈することから、おそらく軽石礫層の堆積時に壁岩より混入したものと考えられる。火山灰層は、岩相と層厚から、十和田火山噴火エピソードE（9.2 ka）の貝守火山灰に対比される可能性がある。太田ほか（1989）は、この火山灰層を湖成堆積物と判断した。しかし、この火山灰層は、クロボク層の上位にあることから、段丘離水後の被覆層と判断される。軽石礫層を構成する軽石は、噴火エピソードC（6.2 ka）の中礫軽石に見かけ上類似する。軽石礫層は、火山灰層の堆積後に形成されたガリーを埋めて堆積した降下火砕堆積物、あるいは、それを母材にした再堆積物であると考えられる。

本段丘堆積物は、礫層を主体とすること、段丘面が傾斜しており山側ほど高く傾斜が増すこと、一部で明瞭な扇状地地形を示すことから、湖成段丘ではなく河成段丘と判断される。その多くは、十和田湖の湖水面が今よりも高い時期に形成されたファンデルタ堆積物からなると解釈される。その堆積時期は、十和田カルデラ形成後～噴火エピソードE間の15.5～9.2 kaと判断される。

8.6 湖岸低地堆積物 (lk)

十和田湖の湖岸沿いの低地を構成し、段丘化していない堆積物を「湖岸低地堆積物」として示す。本堆積物は、十和田湖を取り巻いて断続的に分布し、宇樽部付近と休屋付近では比較的広く分布する。本堆積物は、大置石北東、宇樽部付近、休屋付近、大川岱付近では明瞭なファンデルタ地形を示す。本堆積物の層厚は、十和田市神田の地点8-5（付図2）では少なくとも3.6 m以上ある（第8.4図）。

本堆積物は、ルーズな礫及び砂層で構成される（第8.4図）。礫は巨礫～中礫サイズの亜円～亜角礫を主体とし、淘汰が悪いものが多い。礫層の厚さは数m～数十cm程度、砂層の厚さは数十cm以下が多い。稀に層厚5 cm以下の泥層を挟むこともある。本堆積物の堆積時期は、宇樽部段丘が離水した9.2 ka以降から現在までの間と判断される。



第8.4図 湖岸低地堆積物の露頭写真
礫・砂互層からなる。十和田市神田の地点8-5（付図2）。

8.7 氾濫原及び谷底低地堆積物 (a)

河川沿いに明瞭な平坦面を成して分布し、かつ段丘化していない堆積物を「氾濫原堆積物及び谷底低地堆積物」として示す。十和田湖地域では、小坂川及びその支流、余路米沢流域、砂子沢川流域、荒川川流域、大湯川及びその支流などで分布が認められる。本堆積物は、ルーズな礫、砂及び泥からなる。

8.8 湖底堆積物 (s)

国土地理院発行の1万分の1湖沼図「十和田湖」及び三上ほか（2001）による十和田湖の底質調査結果によれば、十和田湖の湖底には泥を主体とする湖底堆積物が分布する。これらを地質断面図に湖底堆積物として示した。地質断面図では、十和田湖湖底の地質を、地表で得られた地質データを基に推定して描いた。この際、十和田湖の西湖と東湖において、湖底の平坦面を構成する湖底堆積物を表現する必要が生じたため本堆積物を表現した。

8.9 埋立地及び盛土 (r)

十和田湖地域南西部の小坂鉦山付近は、鉦山開発や工場建設等により、地形の人工改変が進んでいる。これらの人工改変により生じた埋立地及び盛土を地質図に示した。埋立地としては、小坂鉦山元山鉦床の露天掘り跡地や産業廃棄物最終処分場などがある。盛り土としては、小坂鉦山北部にある2つの貯水池ダム、小坂鉦山南部に点在する多数の鉦滓盛土（第8.5図）等がある。鉦滓盛土は製錬の際に生じた捨石の集積場であり、黒色を呈し、衛星写真等でも容易に判別可能である。



第8.5図 鉍滓盛土の写真

製錬の際に生じた鉍滓捨石の集積場。黒色を呈する。小坂町小坂鉍山の地点8-6（付図4）より南東方向を撮影。

第9章 新第三系～第四系の地質構造

(工藤 崇)

9.1 概説

十和田湖地域に分布する地質体は、ジュラ紀～現在に至るまでの様々な構造運動を被っている。主要なものとしては、ジュラ紀の付加テクトニクス、前期～中期中新世の引張テクトニクス、鮮新世以降の短縮テクトニクスが挙げられる。そのため、本地域では古い地質体ほど重複した変形を受けている。以下では、新第三系～第四系の地層に記録された地質構造について記述する。

全体的な特徴としては、十和田湖地域の西端部付近に断片的にジュラ系が分布し、それらを覆って新第三系が広く分布する。ただし、本地域の新第三系は、中期更新世以降の十和田火山噴出物によって広く覆われ、その分布は極めて断片的となっている。さらに、新第三系は火山砕屑岩を主体とし、非常に多くの貫入岩を伴う。そのため、新第三系の地質構造については不明瞭な部分が多い。

新第三系に認められる地質構造は、北北西～南南東方向～南北方向に卓越する(第9.1図)。この方向に伸長する断層としては、^{ぬるか}温川断層、柴森断層、^{あくとにがわ}芦名沢断層、阿久谷川断層がある(第9.1図)。また、この方向に伸長する褶曲構造として、^{しろじ}白地向斜、十和田湖西岸地域の背斜・向斜群、荒川背斜等がある(第9.1図)。例外的に、高井場山断層のみが東西方向に延びるが(第9.1図)、この断層については不明な点が多い。

第四系に認められる地質構造としては、御鼻部山断層がある(第9.1図)。御鼻部山断層は、地形から存在が推定される断層で、15.5 kaの八戸火砕流堆積物の火砕流堆積面に変位を与えている。十和田カルデラは、十和田火山のカルデラ形成期(61～15.5 ka)に発生した複数回の大規模な火砕流噴火に伴う陥没によって形成された(例えば、Hayakawa, 1985)。十和田カルデラの陥没に伴う断層については、これまでに確認されていないが、御鼻部山断層がその断層の1つである可能性が挙げられる。なお、太田ほか(1989)は、十和田市宇樽部において「段丘堆積物を切る断層露頭」を記載している。しかし、第8章にて記述した通り、この露頭は断層露頭ではない。

9.2 断層

9.2.1 御鼻部山断層

命名は大池(1976)による。本断層を初めて地質図に示したのは谷口(1972)である。その後、Hayakawa(1985)、村岡・高倉(1988)、宝田・村岡(2004)の地質図でも本断層が示されている。

御鼻部山西方においては、北北西～南南東方向に延びる西傾斜の急傾斜地形が認められる(第9.2図)。本断層は、この急傾斜地形の存在から推定された断層である。急傾斜地形を境として、八戸火砕流堆積物が構成する火砕流堆積面には、比高170 mの高低差が認められる(第9.2図)。

本断層は、十和田湖北岸から御鼻部山北西へ北北西～南南東方向と延びる長さ約3.8 kmの断層である(第9.1図)。本断層は、十和田湖地域内では松倉沢層・堀切沢溶岩と砂子沢川層の境界となっている。断層露頭は見つかっておらず、既存の研究報告においても断層露頭の報告はない。

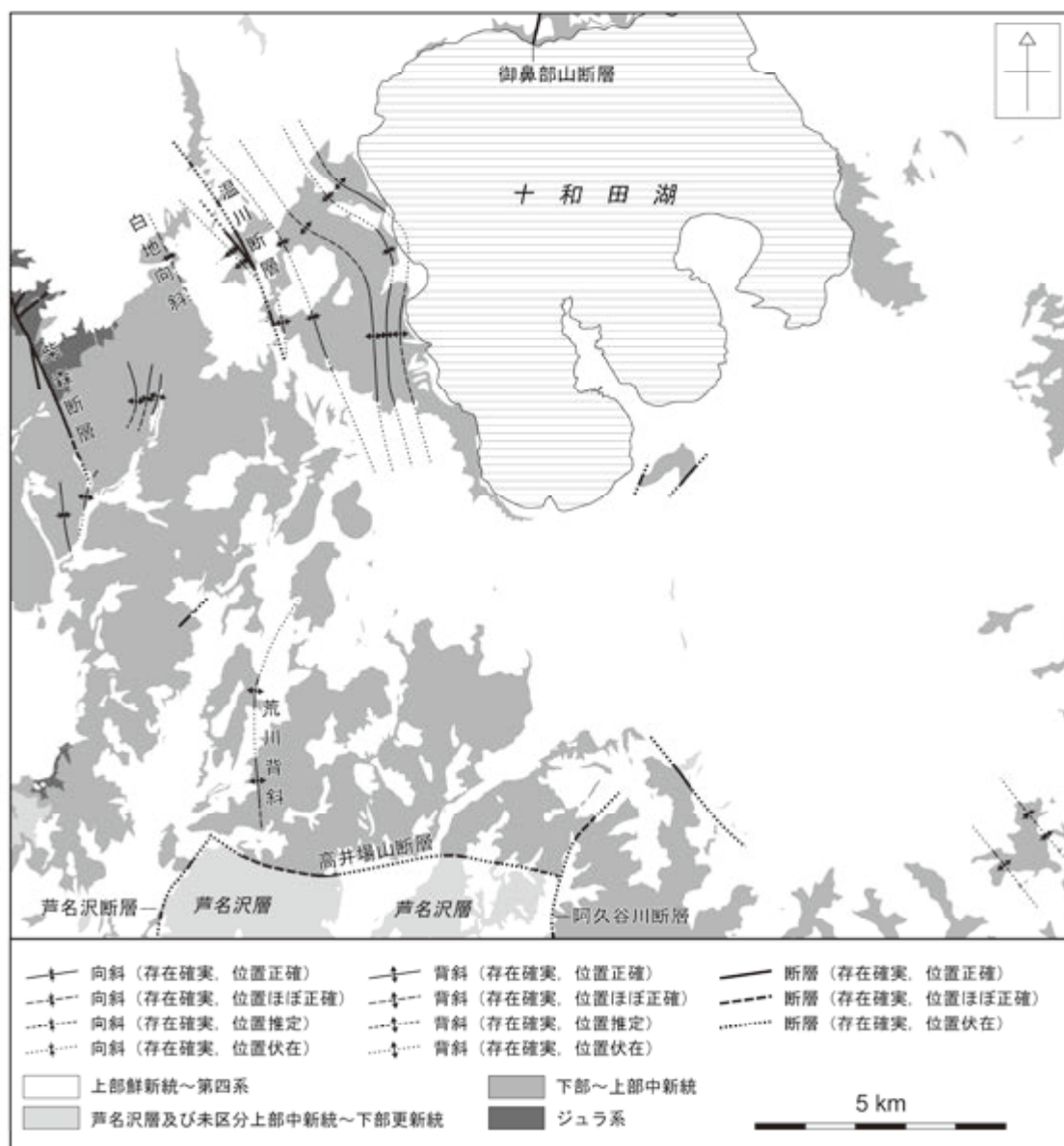
なお、Hayakawa(1985)、村岡・高倉(1988)、宝田・村岡(2004)の地質図では、十和田湖北岸の桃ノ沢沿いに断層が描かれている。しかし、桃ノ沢沿いでは実際に断層露頭は確認できず、沢の両岸で同じ地層が露出する。したがって、本報告では、湖岸沿いの松倉沢層と砂子沢川層の分布と矛盾がない桃ノ沢よりもやや東寄りの位置に断層を描いた。

本断層は、地形と推定された形状に基づけば、西側下がり^の正断層である可能性が高い。八戸火砕流堆積物の火砕流堆積面に変位を与えていることから(第9.2図)、15.5 ka以降に活動した断層と推定される。本断層は、15.5 kaの十和田カルデラの陥没に伴って形成された可能性も考えられ、今後の更なる調査・検討が必要である。

9.2.2 温川断層

命名は井上ほか(1973a)による。本断層に相当する断層は、通商産業省(1972)、塚田ほか(1974)、西谷ほか(1986)、中嶋(1989)の地質図でも描かれている。

本断層は、平川市温川沢最上流域から北北西へと延びる長さ3.8 km以上の断層である(第9.1図)。本断層は、温川沢最上流域において東又層と砂子沢川層の境界を成す(第4.4図)。断層露頭は確認できていない。ただし、断層近辺の砂子沢川層と東又層の火山礫凝灰岩は、一部で著しい粘土化を被っており、局所的に急傾斜を成す部分がある。



第9.1図 十和田湖地域の地質構造
地質図では伏在部分を表現しなかったが、本図では可能な限り伏在部を推定・表現した。

本断層は西側上がりの断層である。正断層か逆断層かは判別できない。断層の西側 120 m の地点ではジュラ系が標高 760 m で地表に露出するが、断層の東側 350 m に位置する試錐 49MAHK-3 (通商産業省資源エネルギー庁, 1975) では掘止深度の標高 110 m 付近でもジュラ系に到達しない。正確な見積りは難しいが、本断層の変位量は数百 m 以上に及ぶ可能性がある。本断層は、上部鮮新統の御判如森火砕流堆積物には変位を与えておらず、前期～後期中新世貫入岩の R_p にも変位を与えているようには見えない。本断層の形成・活動時期は、砂子沢川層の堆積開始以後～ R_p の貫入時期の間、つまり中

期～後期中新世の間である可能性が高い。

9.2.3 柴森断層

新称。本報告により新たに見つかった断層である。小坂町久内沢付近から平川市鍋倉沢上流域にかけて、北北西方向に延びる長さ 5 km 以上の断層である(第9.1図)。本断層は平川市金山沢で南方へ向かって2条に分岐する(第9.1図；第4.3図)。このうち東側の断層が主断層である。本断層は、東又層・西ノ又層・ドレライト貫入岩 (Do) 等とジュラ系の境界を成す(第4.3図)。本断層の露頭は、平川市金山沢の地点9-1(付図1；第4.3



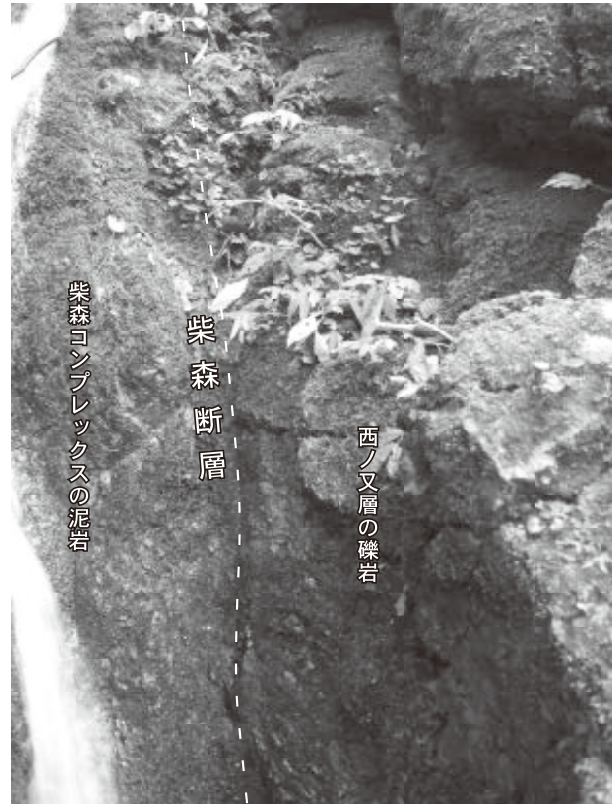
第9.2図 御鼻部山断層による変位地形
平川市柴森付近から御鼻部山方面を望む。八戸火砕流堆積物の火砕流堆積面に高さ170 mの食い違いが認められる。

図)で確認される。ここでは、西側に西ノ又層の中～大礫岩、東側にジュラ系の泥岩があり、両者は断層で接する(第4.3図;第9.3図)。断層面の走向傾斜はN37°E 80°Sである。東側上がりの断層と判断されるが、正断層か逆断層かの判別は難しい。変位量は、金山沢付近の地質分布状況から見て、おおよそ200 m程度である。本断層は、上部鮮新統～下部更新統の久吉火砕流堆積物に変位を与えていないことから、その形成・活動時期は中期中新世～鮮新世の間と判断される。

9.2.4 阿久谷川断層

命名は井上ほか(1973b)による。十和田湖地域南隣の花輪地域において存在が推定された断層である。十和田湖地域内においても、本断層の延長部に同様な性質の断層が推定されることから、一連の断層として地質図に表現した。本断層は、鹿角市阿久谷川上流域から堀内川上流域にかけては北西方向の走向を示すが、十和田湖地域に入ると北方から北北東へと向きを変え、面無沢流域付近まで延伸する。本断層の長さは約12 kmである。本断層は、芦名沢層と瀬の沢層、砂子沢川層と瀬の沢層の境界を成すと推定される。ほとんどの場所で十和田火山噴出物下の伏在断層となっており、断層露頭は確認できていない。断層の西側で若い地層が分布することから、東側上がりの断層と判断される。断層近辺の地質分布状況から、本断層の変位量は250 m以上はあると推定される。本断層は、上部中新統～下部鮮新統の芦名沢層を切り、十和田火山噴出物には変位を与えていないことから、その形成・活動時期は前期鮮新世～後期更新世の間と判断される。

9.2.5 芦名沢断層



第9.3図 柴森断層の露頭写真
平川市金山沢の地点9-1(第3.3図;第4.3図;付図1)。

命名は鈴木ほか(1971)による。十和田湖地域南隣の花輪地域において、試錐調査により存在が推定された断層である。十和田湖地域内においても、本断層の延長部に同様な断層が推定されることから、一連の断層として地質図に表現した。本断層は、鹿角市下芦名沢付近から小坂町七滝沢付近にかけて、南北～北北東に延びる長さ8.5 km以上の推定断層である。本断層は、芦名沢層と砂子沢川層の境界を成すと推定される。ほとんどの場所で十和田火山噴出物下の伏在断層となっており、断層露頭は確認できていない。断層の東側で若い地層が分布することから、西側上がりの断層と判断される。鈴木ほか(1971)によれば、本断層の東側では、ジュラ系基盤が約300 m落ち込み、芦名沢層が厚く堆積している。本断層は、上部中新統～下部鮮新統の芦名沢層を切り、十和田火山噴出物には変位を与えていないことから、その形成・活動時期は前期鮮新世～後期更新世の間と判断される。

9.2.6 高井場山断層

新称。本報告により新たに存在が推定された断層である。小坂町七滝沢付近から鹿角市笹森山南方にかけて、東西方向に延びる長さ7.5 km以上の推定断層である(第

9. 1 図)。断層を推定した位置よりも北側では砂子沢川層と中期～後期中新世の貫入岩が分布するのに対し、南側では芦名沢層が分布する。地質分布状況から、これらの中には垂直に近い高角な地質境界の存在が推定され、この高角な地質境界を断層と推定した。断層の南側で若い地層が分布することから、北側上がりの断層と判断される。断層近辺の地質分布状況から、本断層の変位量は 300 m 以上はあると推定される。本断層は、上部中新統～下部鮮新統の芦名沢層を切り、十和田火山噴出物には変位を与えていないことから、その形成・活動時期は前期鮮新世～後期更新世の間と判断される。

なお、芦名沢層は、芦名沢断層、高井場山断層、阿久谷川断層に囲まれた地域にのみ分布する。中嶋(1989, 1993)は、これを「芦名沢カルデラ」と呼び、芦名沢層をカルデラ内を埋積した地層と考えた。しかし、その具体的な根拠は明示されていない。本報告の調査においても、芦名沢層がカルデラ埋積堆積物である明確な証拠を見出すことはできていない。今後、特に芦名沢断層と高井場山断層については、カルデラ陥没に伴う断層なのかどうかについて、詳細な検討を行う必要がある。

9. 3 褶 曲

9. 3. 1 白地向斜

新称。白地山北北西に位置する軸長 2.1 km 以上の北北西方向に延びる向斜である。北端部は上部鮮新統以上の地層に被覆され、南端部はデイサイト貫入岩 (Rcp) の存在で構造が不明瞭になっている。両翼の傾斜は 13～28°であり、両翼の傾斜はほぼ等しい。翼間隔は 130°程度で、開いた褶曲を成す。西ノ又層、東又層及び砂子沢川層を変形させ、御判如森火砕流堆積物以上の地層には変形を与えていない。

9. 3. 2 十和田湖西岸の背斜・向斜群

十和田湖西岸には、砂子沢川層を変形させる 3 つの背斜と 2 つの向斜構造が認められる。いずれも中期更新世以上の地層には変形を与えていない。これらの背斜及び向斜は、軸長が 1～7 km 以上で、北北西方向に伸長する。褶曲軸は、250 m～1.2 km の間隔ではほぼ平行に配列する。

9. 3. 3 荒川背斜

新称。小坂町荒川川流域に位置する軸長 5 km の南北方向に延びる背斜である。両翼の傾斜は 19～58°と場所により多様であるが、両翼の傾斜はおおよそ等しい。ただし、北端部では東翼の地層が 65°で逆転している。翼間隔は 110°以上のことが多く、大部分で開いた褶曲を成す。西ノ又層及び砂子沢川層を変形させ、十和田火山噴出物以上の地層には変形を与えていない。

第10章 応用地質

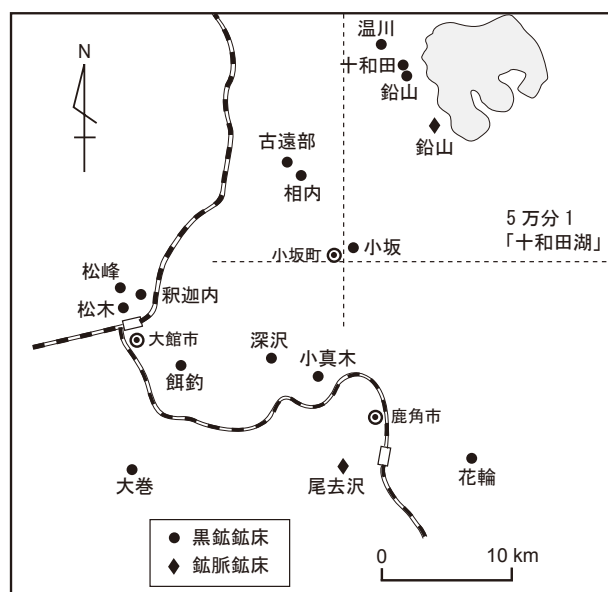
(濱崎聡志・工藤 崇)

10.1 金属鉱床

(濱崎聡志)

東北地方の中軸部～背弧側には、いわゆる“グリーンタフ”と呼ばれる前期～中期中新世の火山岩類が広範囲に分布しており、これらを母岩に大小多数の黒鉱鉱床が胚胎している。特に秋田県を中心とする北鹿地域には小坂鉱山、花岡鉱山、^{しやかない}積迦内鉱山、尾去沢鉱山をはじめとする日本を代表する大規模な銅、鉛、亜鉛を主とする金属鉱山が稼行されていた(第10.1図)。十和田湖地域内に分布する鉱山に現在稼行中のものはなく、全て休廃止鉱山である。その中でも小坂鉱山は我が国でも有数の黒鉱鉱山であり、日本の近代化を支えてきたと言っても過言ではない。以下、小坂鉱山をはじめ十和田鉱山、鉛山鉱山、温川鉱山の黒鉱鉱床を中心に、いくつかの休廃止鉱山について記述する。

なお小坂町(1975)によれば、十和田湖地域内にはこのほか白地山、赤滝、長引、野口、東又、兎尻、新兎尻、中滝、西又、松倉の各鉱山が記載されているが、位置、鉱床形態、鉱種、稼行実績等が詳細不明なため、本報告では記述していない。

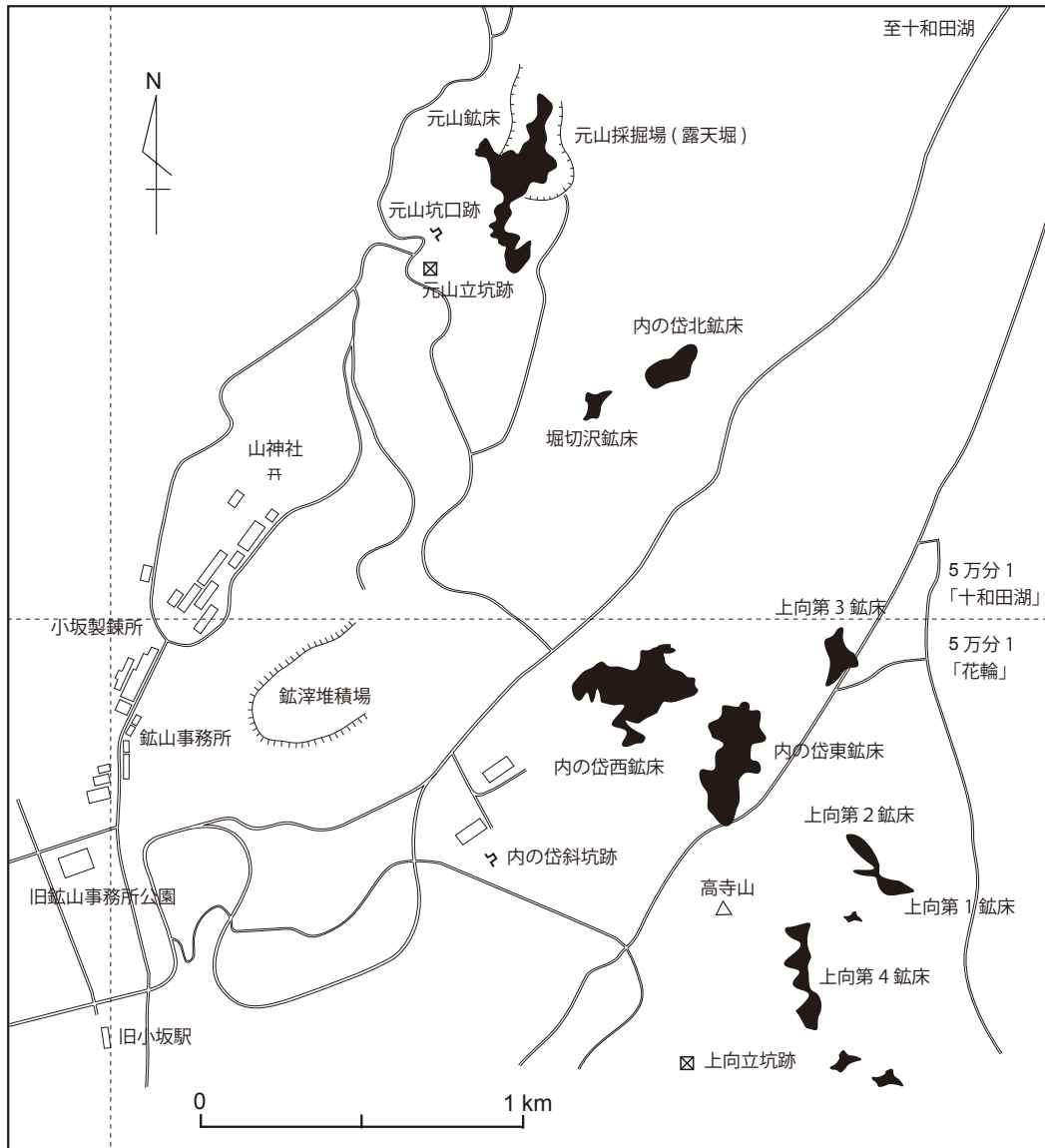


第10.1図 十和田湖地域周辺における主要鉱床の分布
石川(2003)を簡略化。

10.1.1 小坂鉱山

小坂鉱山は、小坂町市街地の北東部、標高170～350mのなだらかな丘陵地に位置する、日本を代表する黒鉱鉱床の鉱山である(第10.2図)。主要な鉱床として、元山鉱床、内の岱鉱床、上向鉱床があるが、十和田湖地域内に分布するのは元山鉱床である。その他に、小規模なものとして、内の岱北鉱床、堀切沢鉱床がある。小坂鉱山の敷地は南北3km、東西2kmの広大なものであるが、鉱山は1990年に閉山しており、現在は小坂製錬株式会社として事務所、製錬所、旧採掘場などがある(第10.2図)。

小坂鉱山の沿革は、1683年尾垂辺山(現小坂町尾樽部)での銅鉱発見に始まるとされる(同和鉱業株式会社, 1985)。その後1829年に杉原沢(現元山鉱床北方)で鉛鉱石が発見され、1861年には薔薇森ノ沢(現元山鉱床付近)で風化銀鉱が発見され銀抽出に成功したとされている。小坂町(1975)及び同和鉱業株式会社(1985)によれば、南部藩命を受けた鉱山技師の大島高任の1865～1866年の調査により、鉱山として極めて有望であることが報告され、1867年小坂鉱山(元山鉱床)の開発に乗り出す。戊辰の役で中断した。1869年小坂鉱山は官営となり開発を再開、新溶鉱炉と銀の新製錬法により1881年には日本一の銀鉱山となった。1884年小坂鉱山は十和田鉱山とともに藤田組に払い下げられ出鉱を始めるが、その後銀の富鉱部が掘り尽くされてきたため、1886年元山鉱床では初めての試錐探鉱が行われ、表層部の土鉱(風化銀鉱)の下部に黒鉱鉱体が発見された。1898年からは銅鉱の坑内採掘に主力を移し、1900年に黒鉱の自溶製錬法により黒鉱から銅を取り出す技術に成功、1902年から本格的に銅製錬を開始し、小坂鉱山は銀鉱山から銅鉱山へと転換した。1903年当時、従業員5,400名、採掘鉱石21.3万tが、1907年には最高の37.5万t(Cu 2.15%)となった(秋田県, 1968)。1908年にはそれまでの坑内堀のほか国内初の露天掘採掘も開始し(第10.3図)、年産銅6,742tの我が国最大の銅鉱山となった。当時、小坂鉱山は足尾、別子とともに日本三大銅山と称されていたが、良質鉱の減少により1939年に露天掘、1946年には坑内堀も終了し、その後は沈殿銅を採取していた。1945年に鉱山は同和鉱業株式会社と改称、1959年に新たに潜頭性の内の岱鉱床を発見、1962年から本格的な生産を開始した。内の岱鉱床は規模、品位ともに元山鉱床を凌ぐものであった。さらに1962年には

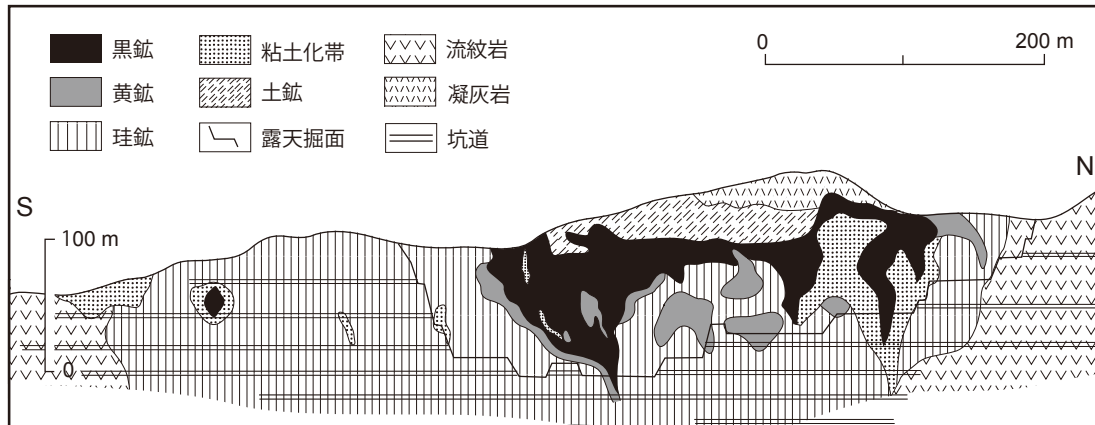


第 10. 2 図 小坂鉱山鉱床分布
同和鉱業株式会社 (1981) を簡略化。

内の岱鉱床南東方に同じく潜頭性の上向鉱床も発見され、小坂鉱山の埋蔵鉱量は飛躍的に増大した。同じ頃北鹿地域では、釈迦内 (1962 年)、松峰・松木 (1963 年)、深沢 (1969 年)、餌釣 (1975 年) などの黒鉱鉱床が次々と発見され、黒鉱ブームとも言われた。その後、国際的な銅価格の変動により採算が合わなくなり、1989 年小坂製錬株式会社を分離設立、1990 年には内の岱鉱床も採掘を終了し、小坂鉱山は閉山となった。小坂製錬株式会社は輸入鉱石を搬入、製錬し、副産物の硫酸は鉄道で秋田市まで運搬された。現在、同社は廃棄物から金属を回収し製錬するリサイクル事業を展開している (以上、秋田県、1968, 2005; 小坂町、1975; 同和鉱業株式会社, 1985 による) (第 10. 4 図)。

元山鉱床周辺の地質は、下位からジュラ紀付加体の柴

森コンプレックス、下部～中部中新統の西ノ又層、中部中新統の上向層、砂子沢川層からなり、これらを更新世の十和田火山噴出物が広く覆っている。上向層は、無斑晶状のデイサイト～流紋岩溶岩及び火山砕屑岩からなり、鉱床の胚胎層準となっている。上向層は、元山鉱床付近では上向凝灰角礫岩、元山火山角礫岩、白色化流紋岩に区別されている (鈴木ほか, 1971; 第 4. 2 表)。砂子沢川層は、鉱床上盤に相当し、従来の研究報告では赤森層・春木沢層と呼ばれていたものに相当する。元山鉱床の露天掘採掘場跡は、現在では埋められており、鉱床壁面の一部しか見ることはできないが (第 10. 5 図 A)、直径 2 m 前後の黒鉱鉱石が数個置かれている (第 10. 5 図 B)。鉱床周囲及び下盤側の上向層は、一部白色粘土化した強熱水変質岩となっており、一部脈状、鉱染状及



第 10. 3 図 元山鉱床断面図
地質調査所 (1956) を簡略化

び角礫岩基質を埋めて黄鉄鉱が顕著に見られる。また、採掘場跡西側壁面には珪鉱に相当する珪化した上向層の火山角礫岩が分布し、地表付近では酸化により赤褐色化している (第 10. 5 図 C)。鉱床上盤側の砂子沢川層は、デイサイト～流紋岩の火山碎屑岩からなり、熱水変質により全体的に淡緑色を呈している。採掘場跡の東側壁面には粗粒斑状デイサイト貫入岩 (Rc_q)、元山鉱床西方には無斑晶状流紋岩貫入岩あるいは溶岩 (Ra) が分布しているが (第 4. 6 図)、ともに未変質ないしほとんど熱水変質を被っていないため、黒鉄鉱化作用を受けていないと考えられる。

元山鉱床については、地質調査所 (1956) によると南北 700 m、東西 300 m、最大厚 100 m の不規則な塊状鉱床であった。この鉱床規模に対し、南北 330 m、東西 160 m、深さ 150 m の露天掘採掘が行われた (第 10. 3 図)。鉱床は上部に黒鉄鉱が発達し、下部に向かって漸次分岐、縮小しながら黄鉄鉱、珪鉱となり、珪鉱が最も多かったとされる (第 10. 3 図)。また地表の黒鉄鉱露頭は酸化により土鉄鉱と称する土状淡褐色の銀に富んだ鉄石からなり、さらに土鉄鉱の直下の黒鉄鉱部には銀、銅に富む二次富鉄鉱体が形成され、明治時代に盛んに採掘されたのはこの部分である。黒鉄鉱石は閃亜鉛鉄鉱、方鉛鉄鉱、黄銅鉄鉱、黄鉄鉱を主とし四面銅鉄鉱、自然銀、自然銅、重晶石を伴った緻密な集合体であり、二次富鉄鉱帯には輝銅鉄鉱、斑銅鉄鉱、銅藍等が形成されていた。黄鉄鉱は黄鉄鉱、黄銅鉄鉱に石英を伴っていた。珪鉱は珪化母岩中に網状、脈状、鉄染状の黄鉄鉱を含み、少量の黄銅鉄鉱、銅藍を伴う。元山鉱床閉山までの間に総採掘鉄鉱量で約 700 万 t (Cu 2.1%, Au 0.67 g/t, Ag 66.5 g/t)、銅鉄 18 万 t を産した。採掘終了後も沈殿銅を 3.6 万 t 採取した (以上、地質調査所, 1956; 日本鉄業協会, 1965; 小坂町, 1975 による)。

10. 1. 2 十和田鉱山 (旧十輪田鉱山)

十和田鉱山は、十和田湖西岸の国道 454 号線沿いの銀山地区から、銀山沢に沿って西方に約 1.5 km 登った十和田外輪山中腹に位置する (第 10. 6 図)。小坂町 (1975) によれば、1666 年に鉛鉄鉱、1718 年に銀鉄鉱が発見されたとされており、旧南部藩が十輪田銀山として稼行した。明治期になると、1869 年の小坂鉱山につづき 1871 年に官営となり、1875 年小坂鉱山の支山として、銀製錬用の鉛原料採掘のために十輪田鉛山として開坑したが 1 年で休山した。のちに藤田鉄業株式会社の所有となり 1880～1893 年に銀、銅が出鉄された。何度か所有者が変遷しながら、戦後に日鉄鉄業株式会社の所有となったが、その後、休山している (以上、秋田県, 1968; 小坂町, 1975; 日本鉄業グループ, 1981 による)。

鉄床は、中部中新統上向層相当の火山碎屑岩と泥岩の境界近くに胚胎する大小多数の黒鉄鉱鉄床で、そのうち規模の大きなものは長径 60～110 m、厚さ 15～30 m であった。1891 年の調査によると、鉄床は 1.5 km の範囲に南北 2 群に、北群はさらに 2 鉄体に分かれ、各々不規則板状をなす。最盛期の 1890 年には、採掘鉄鉱量 1,984 t、金 8.2 kg、銀 633 kg、銅 59 t を産出した。また、同年の従業員は 304 名であったとされ、当時の小坂鉱山の 1,024 名と比べてもかなりの規模であったことがわかる。鉄石は主に黄銅鉄鉱、黄鉄鉱、方鉛鉄鉱、閃亜鉛鉄鉱、石膏からなる。1951 年の粗鉄品位は Au 6.5 g/t、Ag 516 g/t、Cu 1.5%, Pb 15～20%, Zn 10～15%、従業員約 30 名、年間出鉄量は 33 t であった (以上、地質調査所, 1956; 秋田県, 1968; 同和鉄業株式会社, 1985 による)。

10. 1. 3 鉛山鉄鉱山

鉛山鉄鉱山には、鉛山鉄床と銀山鉄床がある。ともに十和田湖西方の十和田外輪山中腹に胚胎するが、鉛山鉄床は鉄脈鉄床、銀山鉄床は十和田鉄山の南方 0.5 km に隣接する黒鉄鉱鉄床である (第 10. 6 図)。



第 10. 4 図 小坂鉱山関連施設の写真

(A)：小坂製錬所全景。(B)：小坂製錬所。(C)：旧小坂鉱山事務所。現在では小坂町中心街へ移転され、国指定重要文化財として公園化している。

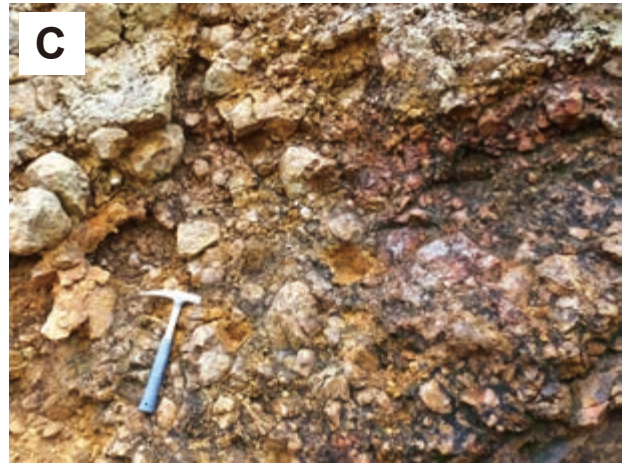
10. 1. 3. 1 鉛山鉱床

鉛山鉱床は、十和田湖西岸の国道 454 号線沿いの鉛山地区から鉛沢上流 1 km 弱に位置する。鉱床は十和田外輪山の鉛山中腹に胚胎する鉱脈鉱床である(第 10. 6 図)。

小坂町(1975)によれば、1665 年の発見とされ、当時年間 60～70 t 相当の鉛を産出、1680 年頃まで盛山が続いたとされている。1700 年代にも採掘の記録があるほか、1873～1875 年の間小坂鉱山の経営となるが、まもなく廃山となった。その後、何度か所有者の変遷と採掘休止を繰り返しながら、1951 年に当時所有者であった日本鉱業株式会社が鉛山鉱業株式会社を設立し採掘を再開した。粗鉱生産量は 1960 年：1,500 t/月、1963 年：2,000 t/月であった。その後、鉱量枯渇のため、1968 年鉛山地区の北方 4 km に位置する銀山地区から銀

山沢に沿った上流約 1 km に銀山鉱床が発見された。このため、鉛山鉱床は 1972 年に粗鉱採掘量 35.6 万 t を以って終掘し、銀山鉱床へ生産を移行した(以上、小坂町、1975、松田、1984；による)。

鉱床は、中部中新統砂子沢川層の火山碎屑岩と泥岩の互層を母岩としている。鉱脈は、砂子沢川層に貫入した粗粒斑状デイサイト～流紋岩貫入岩(Rcq)の関連鉱化作用で形成されたものであり、NE-SW 走行、傾斜 70～80°、平均脈幅 0.2～0.3 m(最大 1.5 m)、傾斜延長 80～300 m、走行延長 50～350 m をなし、主要鉱脈は本鍾、東北 1～4 号鍾、砂子沢鍾の 6 条からなる。鉱石鉱物は石英脈中の黄銅鉱、輝銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、脈石鉱物として重晶石、セリサイト、緑泥石であり、母岩には珪化及びセリサイトを主とする粘土化が見られる。1953

A**B****C**

第 10. 5 図 元山鉱床露天掘採掘場跡

(A)：元山鉱床跡。かつての鍋底状露天掘面は現在では埋められており、当時の壁面の一部が残っている。壁面の高さは 25～30 m。(B)：黒錳鉱石。(C)：露天掘西側壁面の錳床母岩。上向層の火山角礫岩。珪錳部に相当する。角礫は珪化した流紋岩がほとんどであり、基質は黄鉄錳などの酸化で赤褐色化している。

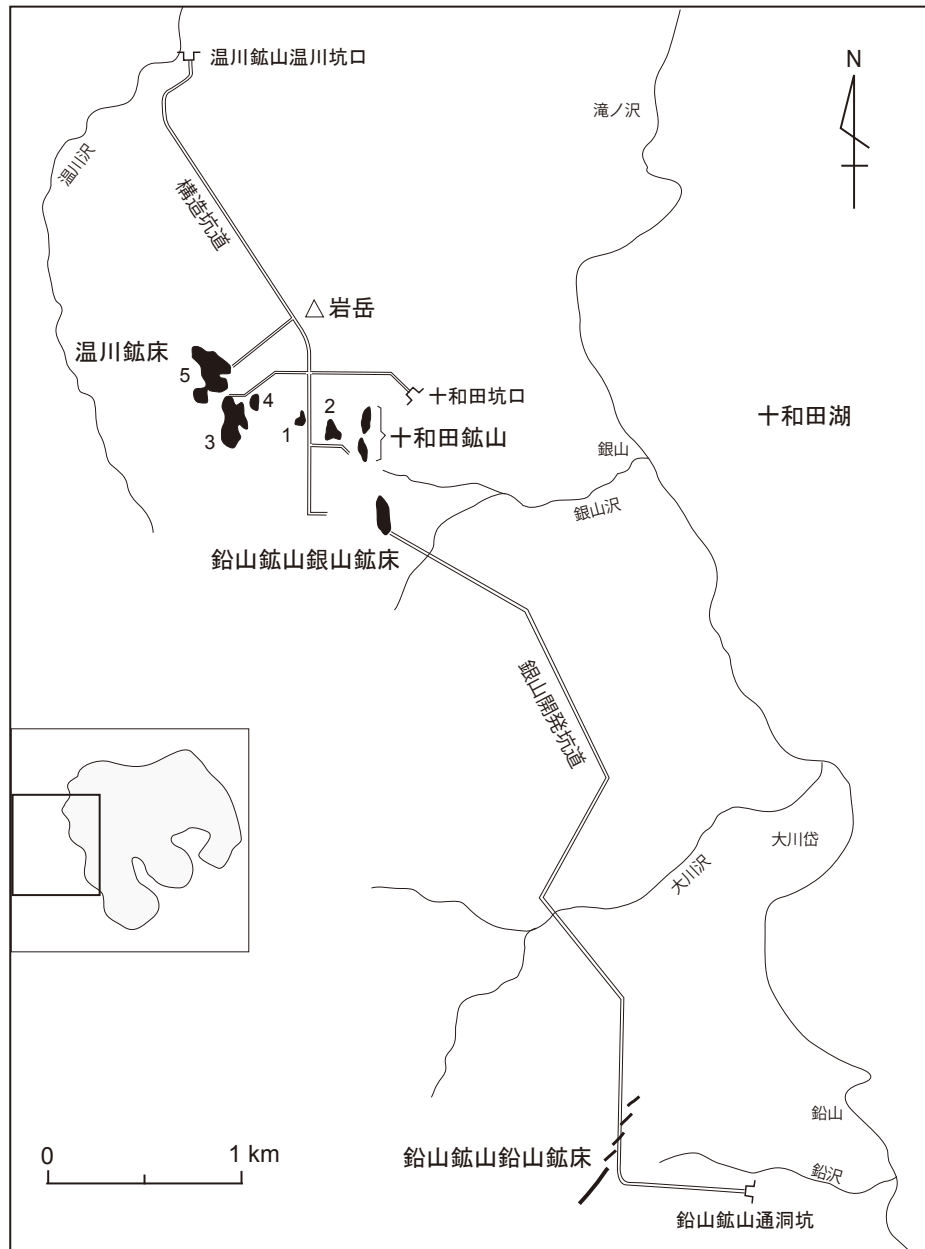
年当時、700 t/月の粗錳生産量、品位は Ag 24 g/t, Cu 1.7%, Pb 2.3%, Zn 8.8%であった（以上、地質調査所、1955, 1956；日本錳業協会、1968 による）。

10. 1. 3. 2 銀山鉱床

1964 年から日本錳業株式会社によって、錳脈型の鉛山鉱床と十和田鉱山の黒錳鉱床の関係及び北鹿ペーゼン東部の地質構造を明らかにする目的で、地質調査が実施された。1967 年十和田鉱山南方で試錐探錳が開始され、1968 年厚さ 15 m の黒錳に着錳、新たな錳床として銀山鉱床の発見となった。このため、十和田鉱山の黒錳鉱床は「旧銀山鉱床」と呼ばれる。1968 年当時確認された予想埋蔵錳量は 41 万 t であった。1969 年鉛山錳業株式会社が鉛山鉱床から銀山鉱床に向けて長さ 5 km の坑道掘進を開始、1971 年に鉱床の所有権を得て、1972 年に銀山鉱床に到達（第 10. 6 図）、粗錳生産を開始した。

その後、1985 年鉛、亜鉛錳の枯渇により閉山した（以上、小坂町、1975；日本錳業グループ、1981；秋田県、2005 による）。

銀山鉱床周辺の地質は、中部中新統の上向層と砂子沢川層からなる。錳床は上向層の凝灰角礫岩および軽石火山礫凝灰岩を母岩とし、錳床上盤には砂子沢川層の細粒凝灰岩が分布する。錳床は下盤の盆状部及びほぼ水平部に胚胎し、急傾斜部では不毛である。錳床は十和田鉱山とはほぼ同層準に胚胎するが、厳密には 100～200 m 下部に相当する。また地表には露出していないが、試錐では流紋岩も確認されており、北鹿地域の黒錳鉱床下盤の流紋岩と同質である。錳床は着錳した試錐番号から命名された 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10 号錳体からなる。各錳体は上位から黒錳帯、黄錳帯、珪質錳帯、石膏帯から構成され、各単位錳体が集合し全体的に扁平なレンズ状を呈している。黒錳帯は肉眼的に塊状錳、礫状錳、粘土質礫状



第 10.6 図 温川，十和田，鉛山鉱山位置図
同和鉱業株式会社（1981），塚田ほか（1974）を簡略化。番号は鉱体名を表す。

鉱，粘土鉱（低品位粘土質礫状鉱）に区分され，粘土質礫状鉱が最も卓越する。7，8号鉱体では黄鉱帯下位の珪質鉱帯中に硫化物が網状～鉱染状に産する。鉱床周辺は粘土化変質作用により灰色～白色を呈しており，鉱床層準レベルまではセリサイト-緑泥石帯，それ以上はスメクタイト-沸石帯となっている（以上，太田垣ほか，1969；塚田ほか，1974；松田，1984による）。

鉱石は塊状黒鉱を主とし，主に閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱などの鉱石鉱物と重晶石，硬石膏，石英からなる。随伴鉱物としてはエレクトラム，自然金，自然銀，輝銀鉱，ピラス鉱などの金銀鉱物，四面銅鉱，斑銅

鉱，硫砒銅鉱，銅藍などの銅鉱物，またコサライト（鉛-ビスマス系鉱物）や，硫砒ニッケル鉱，石膏を伴う。自然金及びエレクトラムは，鉱体上部の方鉛鉱に富む緻密質黒鉱，珪質黒鉱，粘土質褐色黒鉱に特に濃集している。自然銀は粘土質褐色黒鉱及び黄鉱中に認められる。十和田鉱山では方鉛鉱，四面銅鉱，重晶石が多かったのに対し，鉛山鉱床では方鉛鉱，四面銅鉱，重晶石，石膏が少なく，黄銅鉱と石英が多い。1974年当時で月産粗鉱1,800t，1972～1979年までの総産出量は粗鉱16万t（Cu 2.16%，Pb 4.47%，Zn 13.49%），1980年当時も月産粗鉱1,800tであった（以上，塚田ほか，

1974;佐藤ほか, 1981;日本鉱業グループ, 1981による)。

10. 1. 4 温川鉱山

温川鉱山は、十和田湖北西方の国道102号から温川沢沿いの約2km南方に旧坑口(温川坑口)が位置する(第10.6図)。鉱床は標高750~850mの十和田外輪山の地下120~250mに胚胎する潜頭黒鉱鉱床である。温川周辺地区においては、金属鉱業事業団(当時)によって1970年から北鹿北地域広域調査が開始され有望な鉱徴を捕捉(通商産業省, 1971, 1972)、さらに1975年から北鹿北地域精密調査が開始された(金属鉱業事業団, 1976b, 1977b, 1978b, 1979b, 1980b, 1981b, 1982b, 1983, 1984, 1985)。これにより1976年に温川沢側から構造坑道が、1980年には坑内で精密構造試錐が開始され、1982年に礫状黒鉱(第1鉱体)が補足された。同和鉱業株式会社は引き続き試錐探鉱を行ない、1982年第2, 1983年第3, 1984年第4, 5鉱体の発見に至った(西谷ほか, 1986)。これらは鉱量約100万tの本格的黒鉱鉱床と判明したため、1985年同和鉱業は金属鉱業事業団より構造坑道の譲渡を受け、主鉱体をなす第5及び第3鉱体から開発に着手、1987年4月、内の袋鉱業株式会社温川坑として、月産5,000tの操業を開始した。構造坑道として掘られた温川坑口(排気)のほか、十和田湖に面した外輪山東斜面に十和田坑口(入気)がある(第10.6図)。当初の予想鉱量は100万tであったが、その後急激な円高によって鉱石が経済性を失い、採掘対象鉱量が大幅に減少し、1994年に閉山した。(以上、山田ほか, 1988;浅海ほか, 1988;秋田県, 2005による)

温川鉱床付近の地質は、中部中新統の上向層及び砂子沢川層からなる。前者はデイサイト~流紋岩溶岩、同質火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、泥岩、後者はデイサイト~流紋岩凝灰角礫岩、軽石火山礫凝灰岩、泥岩からなる。鉱床は上向層を下盤、砂子沢川層を上盤とする。これらの上位に「未区分上部中新統~下部更新統」の火山碎屑岩、砂岩、泥岩及び礫岩、下部更新統の温川沢溶岩、さらに中部更新統以上の十和田火山噴出物が広く覆っている。

温川鉱床は、温川坑口から構造坑道を1.5km余南下した位置に分布する(第10.6図)。上向層凝灰角礫岩が呈するドーム状構造の頂部から翼部に主に胚胎し、第1~5の5個の鉱体からなる。元山峠の稜線を境に東側に第1, 2鉱体、西側に第3, 4, 5鉱体が分布しており、各鉱体は北西~南東の方向に連なっている。第5鉱体が鉱量、品位ともに主鉱体、第3鉱体がこれに次ぐものであった。第2鉱体は十和田鉱山の一部と考えられる。鉱体の全体的な形状としては、層状黒鉱鉱体(第2, 3, 5鉱体)と礫状黒鉱の集合体(第1, 4鉱体)を呈する。各鉱体は、基本的に上位から黒鉱帯、石膏帯、その下位に漸移する珪鉱帯、珪化帯から構成される。鉛、亜鉛に

富む黒鉱帯は緻密質黒鉱を主とし、礫状黒鉱や重晶石を伴う。第2鉱体の黒鉱帯直下では、粘土化母岩中に層状の黒鉱質珪染帯が認められ粘土質黒鉱として区分されているほか、黄銅鉱、黄鉄鉱を主とする黄鉱帯も存在する。珪鉱帯は鉛、亜鉛含有量の高い黒鉱質珪鉱、銅含有量の高い黄銅質珪鉱、また金銀含有量の高い層状または網状の含金珪鉱に区分される。層状含金珪鉱は黒鉱質、網状含金珪鉱は黄銅質でもある。珪石鉱物としては閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱を主とし、四面銅鉱、斑銅鉱が随伴されるほか、ピース鉱-ポリバス鉱系や含銀四面銅鉱などの銀鉱物、エレクトラムが、第5鉱体から報告されている。1988年時の温川鉱床の平均品位は、Au 6.6 g/t, Ag 123 g/t, Cu 0.74%, Pb 3.86%, Zn 7.92%であった。温川鉱床では黒鉱中の金銀含有量が高く、特に第5鉱体で著しく高かった。また同鉱床の含金珪鉱は、北鹿地域の黒鉱鉱床の中では例のない高い金品位の珪鉱として発見されたものである(以上、西谷ほか, 1986;山田ほか, 1987;1988による)。

鉱床周辺の母岩は黒鉱形成時の熱水変質により、特に鉱床下盤は一部原岩の特定が困難なほど白色を呈する。変質帯は下位から、下盤中でセリサイト/緑泥石帯、混合層粘土鉱物帯、上盤中でスメクタイト帯、方沸石帯に区分される。これらは地層境界にほぼ調和的に分布し、方沸石帯は鉱床外縁部として探査上の指針となった。黒鉱は主に混合層粘土鉱物帯中に胚胎する。このほか、第5鉱体の黒鉱帯直上と第3鉱体の黒鉱帯上下にカオリナイトの存在が認められる。黒鉱の生成年代として11~12 Ma (K-Ar法, セリサイト)が報告されている(以上、西谷ほか, 1986;山田ほか, 1988による)。なお、上記のK-Ar年代については、Terakado (2001)による北鹿地域の黒鉱鉱床のRe-Os年代(14.32 ± 0.51 Ma)よりも若く、黒鉱鉱床上盤側の女川階を示す年代であるので、何らかの原因により若返った年代の可能性が高い。

10. 2 採石資源

(工藤 崇)

十和田湖地域では、前期~後期中新世のデイサイト貫入岩(Rp)と十和田火山起源の軽石が採石対象とされてきた。秋田県小坂町黒森南麓では、前期~後期中新世のデイサイト貫入岩(Rp)を大規模に採石した跡地を確認できる。小坂町発荷峠西方では十和田火山後カルデラ期の降下軽石堆積物と火砕サージ堆積物が採石された跡地を確認できる。秋田県鹿角市田代平の2箇所では、株式会社栗山ケイセキと十和田軽石株式会社により、十和田火山後カルデラ期の降下軽石堆積物が採石稼行中である。主な採石対象は噴火エピソードC堆積物の中掘軽石である。採石された軽石は、園芸、造園、土木、工業用資材として販売されている。

10. 3 温 泉

(工藤 崇)

十和田湖地域の温泉データを第 10. 1 表にまとめて示す。奥奥八九郎温泉と奥八九郎温泉は、黒鉱探査のボーリングが行われた際に湧出したものである（地球環境産業技術研究機構，2008；平野ほか，2009）。奥奥八九郎温泉は、1974 年に湧出し、掘削直後にはストップバルブによる止水が行われていたが、1984 年ごろからバルブの開放によって温泉水の流出が再開している（平野ほか，2009）。両温泉とも、湧出口付近には湯だまりが形成され、ガスとともに湯が勢い良く湧出し、天然のジャグジー風呂の様相を呈する（第 10. 7 図）。奥奥八九郎温泉では CO₂ ガスの噴出が報告されている（平野ほか，

2009）。両温泉とも、森林管理署により入浴施設ではないとの注意書きがなされているものの、一部の愛好者により野天風呂として利用されている。奥奥八九郎温泉では、湧出口の周辺にマウンド状の褐色～赤褐色を呈する温泉沈殿物が形成されている（第 10. 7 図 B）。この温泉沈殿物は、層厚が約 1 m で、主にアラゴナイトと方解石で構成される（平野ほか，2009）。

十和田湖西湖畔温泉と十和田湖畔温泉は、2000 年代以降にボーリング掘削により湧出した温泉である。両温泉とも宿泊施設の浴場で利用されている。十和田湖は第四紀火山であるが、ボーリング掘削による温泉しか存在せず、地表での熱水噴気活動も皆無である。一方、十和田湖の中湖では、湖水の温度と導電率の水深変化から、水深 150 m 付近で温泉水の湧出が推定されている（Nishimura *et al.*, 1999）。

第 10. 1 表 十和田湖地域内の温泉データ一覧表

温泉名	所在地	産状	深度	湧出量 l/min	泉温 °C	pH	泉質	利用状況	文献*
奥奥八九郎温泉	秋田県鹿角郡小坂町西ノ又沢	掘削自噴	320 m 付近?	80	44.2	6.4	ナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素塩・硫酸塩泉	浴場(野天風呂)	1, 2
奥八九郎温泉	秋田県鹿角郡小坂町小坂川上流	掘削自噴	320-350 m		32.3	6.3	ナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素塩・硫酸塩泉	浴場(野天風呂)	1, 2
八九郎温泉	秋田県鹿角郡小坂町八九郎	自然湧出		540	41.4	6.3	ナトリウム・カルシウム-塩化物・炭酸水素塩・硫酸塩泉	浴場(個人所有)	1
十和田湖西湖畔温泉	秋田県鹿角郡小坂町十和田湖西湖畔	掘削			36.6	9.0	カルシウム・ナトリウム-硫酸塩泉	宿泊施設(十和田プリンスホテル)	
十和田湖畔温泉	青森県上北郡十和田市奥瀬字十和田16-195番地	掘削			34.8	7.3	カルシウム・ナトリウム-硫酸塩・塩化物・炭酸水素温泉	宿泊施設(多数)	

*文献；1：地球環境産業技術研究機構（2008）。2：平野ほか（2009）。その他は、各温泉施設所有の成分分析表等による。



第 10. 7 図 奥八九郎温泉と奥奥八九郎温泉

(A)：奥八九郎温泉。森林の中に湯だまりが形成されている。(B)：奥奥八九郎温泉。湯だまりの周囲は裸地が広がり、褐色～赤褐色の温泉沈殿物が堆積している。

文 献

- 秋田県 (1951) 秋田県鉱山誌. 秋田県, 169 p.
- 秋田県 (1968) 秋田県鉱山誌. 秋田県, 241 p.
- 秋田県 (2005) 秋田県鉱山誌. 秋田県, 708 p.
- 青木かおり・新井房夫 (2000) 三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, vol. 39, p. 107 – 120.
- 青森県 (1996) 平成7年度津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書 (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aomori3frm.htm>).
- 青森市教育委員会 (2000) 小牧野遺跡発掘調査報告書 V. 青森市埋蔵文化財発掘調査報告書 第50集, 青森市教育委員会, 123 p.
- 浅海宣慶・西田米治・木村 曠・岩沢幹保 (1988) 温川鉱山の探鉱開発およびその後の操業状況. 日本鉱業会誌, vol. 104, p. 185 – 190.
- 防災科学技術研究所 (2000) 地すべり地形分布図 第3集「弘前・深浦」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 169.
- Chiba, M. (1966) Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 545 – 558.
- 地球環境産業技術研究機構 (2008) 平成19年度二酸化炭素固定化・有効利用技術等対策事業 二酸化炭素地中貯留技術研究開発成果報告書. 財団法人地球環境産業技術研究機構, 1162 p.
- 地質調査所 (1955) 主として金属原料となる鉱石－金・銀その他－. 日本鉱産誌 BI-a, 155 p.
- 地質調査所 (1956) 主として金属原料となる鉱石－銅・鉛・亜鉛－. 日本鉱産誌 BI-b, 395 p.
- 同和鉱業株式会社 (1981) 鉱床探査の展開. 日本鉱山地質学会30周年記念「日本の鉱床探査」, 第1巻, p. 113 – 169.
- 同和鉱業株式会社 (1985) 創業百年史. 社史編纂委員会, 780 p.
- Dudás, F. Ö., Campbell, I. H. and Gorton, M. P. (1983) Geochemistry of igneous rocks in the Hokuroku District, Northern Japan. *Economic Geology, Monograph*, no. 5, p. 115 – 133.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎 (2005) II. 1.1 東北地方, 中・古生界, 概説及び構造帯区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版, 共立出版, 東京, p. 49 – 50.
- 藤本治義・小林二三雄 (1961) 奥羽地方内帯の古生層について. 地質学雑誌, vol. 67, p. 221 – 227.
- 藤本幸雄 (1970) 秋田県竜ヶ森地域の花崗岩質岩体. 岩鉱, vol. 65, p. 16 – 33.
- 藤本幸雄 (2003) 秋田県北部に分布する十和田火山噴出物について－いくつかの産状と軽石の物理的性質－. 秋田地学, no. 54, p. 1 – 7.
- 藤岡一男・佐藤 久 (1953) 地学より見たる大湯町環状列石. 文化財保護委員会編, 大湯町環状列石: 秋田県鹿角郡大湯町所在, 埋蔵文化財発掘調査報告, vol. 2, p. 23 – 40.
- 藤原健蔵 (1960) 米代川流域の河岸段丘と十和田火山噴出物の関係. 東北地理, vol. 12, p. 33 – 40.
- 古澤 明 (2017) レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別. 地質学雑誌, vol. 123, p. 765 – 776.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, vol. 13, p. 471 – 478.
- 後藤香奈子・辻誠一郎 (2000) 青森平野南部, 青森市大矢沢における縄文時代前期以降の植生史. 植生史研究, vol. 9, p. 43 – 53.
- 原田豊吉 (1889) 十和田湖ノ地質記事. 地質学雑誌, vol. 1, p. 507 – 510.
- 長谷川四郎・秋元和實・北里 洋・的場保望 (1989) 底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標. 地質学論集, no. 32, p. 241 – 253.
- 橋本綱治・加茂野 寿・林 宗一 (1962) 小坂鉱山内の岱鉱床について. 鉱山地質, vol. 12, p. 129 – 142.
- 早川由紀夫 (1983a) 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 (1983b) 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.*, vol. 60, p. 507 – 592.
- Hayakawa, Y. (1990) Mode of eruption and deposition of the Hachinohe phreatoplinitic ash from the Towada volcano, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 25, p. 167 – 182.
- 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.
- 早川由紀夫・小山真人 (1998) 日本海をはさんで10世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日－十和田湖と白頭山－. 火山, vol. 43, p. 403 – 407.
- 林 宗一 (1960) 小坂鉱山, 元山鉱床の構造について. 鉱山地質, vol. 10, p. 227 – 236.
- 林 宗一 (1962) 小坂鉱山の鉱床群とバラ森火山岩類. 鉱山地質, vol. 12, p. 84 – 92.
- 平野伸夫・竹之下愛・土屋範芳 (2009) 秋田県奥奥八九郎温泉における炭酸塩シンター－アラレ石・方解石共生堆積物－. 岩石鉱物科学, vol. 38, p. 198 – 207.
- 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.
- 広井良美 (2014) 津波堆積物を用いた年稿編年方による十和田 a テフラの噴出年代測定. 「平成25年深田研究助成」研究報告, 公益財団法人深田地質研究所, p. 55 – 66.
- Hiroi, Y. and Miyamoto, T. (2016) Relationship between eruptive style and vesicularity of juvenile clasts during eruptive episode

- A of Towada Volcano, Northeast Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 325, p. 86 – 97.
- 広井良美・宮本 毅・田中倫久 (2015) 十和田火山平安噴火 (噴火エピソード A) の噴出物層序及び噴火推移の再検討. *火山*, vol. 60, p. 187 – 209.
- 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, 425 p.
- 堀越 観 (1960) 花岡 - 小坂地域におけるクロコウの層序的位置. *鉱山地質*, vol. 10, p. 300 – 301.
- Horikoshi, E. (1969) Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka District, Japan. *Mineralium Deposita*, vol. 4, p. 321 – 345.
- Horiuchi, K., Sonoda, S., Matsuzaki, H. and Ohyama, M. (2007) Radiocarbon analysis of tree rings from a 15.5 - cal kyr BP pyroclastically buried forest: a pilot study. *Radiocarbon*, vol. 49, p. 1123 – 1132.
- Hunter, A. G. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic – calc-alkaline series: Towada volcano, Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 36, p. 1579 – 605.
- 今泉力蔵 (1949) 弘前盆地東縁の地質. *地質学雑誌*, vol. 55, p. 188.
- 井上 武・蜂屋可典 (1962) 十和田湖地形・地質調査報告. 青森県水産商工課, 12 p.
- 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. *秋田大学地研報告*, no. 26, p. 60 – 73.
- 井上 武・川尻茂三・上田良一 (1959a) 秋田県北秋田郡扇田南部の地質. *秋田大学地研報告*, no. 21, p. 16 – 31.
- 井上 武・川尻茂三・上田良一 (1959b) 秋田県大館・花輪両盆地間山地の地質層序について. *秋田大学地研報告*, no. 22, p. 10 – 26.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・臼田雅朗 (1973a) 秋田県総合地質図幅「十和田湖」及び同説明書. *秋田県*, 40 p.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・臼田雅郎 (1973b) 秋田県総合地質図幅「花輪」および同説明書. *秋田県*, 54 p.
- 井上 武・乗富一雄・上田良一・臼田雅郎 (1973c) 秋田県総合地質図幅「碓ヶ関」および同説明書. *秋田県*, 45 p.
- Inoue, Y., Hiragata, S., Sase, T., Hosono, M., Morita, S. and Matsuzaki, H. (2011) Using ^{14}C dating of stable humin fractions to assess upbuilding pedogenesis of a buried Holocene humic soil horizon, Towada volcano, Japan. *Geoderma*, vol. 167 – 168, p. 85 – 90.
- 石川洋平 (1964) 小坂鉱山内の岱鉱床“鉄石英”中の有孔虫化石. *鉱山地質*, vol. 14, p. 209 – 212.
- 石川洋平 (2003) I-B5 黒鉱鉱床. *資源環境地質学 - 地球史と環境汚染を読む -*, 資源地質学会, p. 101 – 106.
- 石川洋平・加納 博 (1999) 土地分類基本調査「十和田湖・八甲田山」, II 表層地質. *秋田県*, p. 17 – 29.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素 ^{14}C による年代測定. *地質ニュース*, no. 140, p. 20 – 27.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan – A standard stratigraphy of the Osaka Group-. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1 – 29.
- Ito, K., Tamura, T., Kudo, T. and Tsukamoto, S. (2017) Optically stimulated luminescence dating of Late Pleistocene tephric loess intercalated with Towada tephra layers in northeastern Japan. *Quaternary International*, vol. 456, p. 154 – 162.
- 岩井淳一・鈴木養身 (1957) 東津軽郡東部及び上北郡北西部地区. 青森県水産商工部商工課編. 青森県油田調査報告, 青森県, p. 1 – 11.
- Iwao, S., Kishimoto, F. and Takahashi, K. (1954) Wall rock alteration of the Kosaka Mine, Akita Prefecture, Japan. *Report of Geological Survey of Japan*, no. 162, p. 1 – 31.
- 岩崎孝明 (1983) 青森県東部の火山灰. *駒沢大学大学院地理学研究*, vol. 13, p. 33 – 39.
- 鎌田健一 (1989) 有史時代に降った十和田火山起源の火山灰について (1). *秋田地学*, no. 39, p. 25 – 34.
- 鎌田健一 (1991) 有史時代に降った十和田火山起源の火山灰について (2). *秋田地学*, no. 40, p. 17 – 30.
- Kataoka, K. S. (2011) Geomorphic and sedimentary evidence of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology*, vol. 125, p. 11 – 26.
- 加藤 誠 (1972) 青森県津軽半島の“古生層”. *地質学雑誌*, vol. 78, p. 515.
- 川村寿郎・内野隆之・川村信人 (2013) 早池峰山地域の地質, 第 8 章 北部北上帯ジュラ系. *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. 62 – 67.
- 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.
- 火山岩の産状編集委員会編 (2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver.1.0. 数値地質図 G-4, 地質調査所.
- 木下亀城 (1929) 十和田湖 (其一). *地学雑誌*, vol. 41, p. 110 – 117.
- 木下亀城 (1930) 小坂鉱山調査報文. *地質調査所報告*, vol. 107, p. 1 – 65.
- 木下亀城 (1931) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「小坂」および同説明書. *地質調査所*, 70 p.
- 木下亀城 (1933) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「花輪」および同説明書. *地質調査所*, 93 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1965) 昭和 39 年度地質構造調査報告書. 237 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1966) 昭和 40 年度地質構造調査報告書. 307 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) 昭和 41 年度精密調査報告書. 428 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1968) 昭和 42 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 106 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1975) 昭和 49 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 160 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1976a) 昭和 50 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 121 p.

- 金属鉱業事業団 (1976b) 昭和 50 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 45 p.
- 金属鉱業事業団 (1977a) 昭和 51 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 143 p.
- 金属鉱業事業団 (1977b) 昭和 51 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 60 p
- 金属鉱業事業団 (1978a) 昭和 52 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 161 p.
- 金属鉱業事業団 (1978b) 昭和 52 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 80 p.
- 金属鉱業事業団 (1979a) 昭和 53 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 130 p.
- 金属鉱業事業団 (1979b) 昭和 53 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 81 p.
- 金属鉱業事業団 (1980a) 昭和 54 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 160 p.
- 金属鉱業事業団 (1980b) 昭和 54 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 46 p.
- 金属鉱業事業団 (1981a) 昭和 55 年度精密調査報告書 (北鹿地域: その 1. ボーリング調査). 154 p.
- 金属鉱業事業団 (1981b) 昭和 55 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 71 p.
- 金属鉱業事業団 (1982a) 昭和 56 年度精密調査報告書 (北鹿地域: その 1. ボーリング調査). 172 p.
- 金属鉱業事業団 (1982b) 昭和 56 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 63 p.
- 金属鉱業事業団 (1983) 昭和 57 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 52 p.
- 金属鉱業事業団 (1984) 昭和 58 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 42 p.
- 金属鉱業事業団 (1985) 昭和 59 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 59 p.
- 金属鉱業事業団 (1988) 昭和 62 年度精密調査報告書 (北鹿北地域). 169 p.
- 金属鉱業事業団 (1989) 昭和 63 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 81 p.
- 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. 5-70.
- 小高民夫・高柳洋吉・中川久夫・野田浩司・岩井武彦・早坂祥三 (1969) 碓ヶ関地域の地質について. 青森県, 28 p.
- 古賀義人・高橋敏夫 (1985) 小坂カルデラの検証. 鉱山地質, vol. 35, p. 193-203.
- 小岩直人・柴 正敏・葛西優貴 (2007) 青森県屏風山砂丘地帯, 館岡層中の十和田大不動テフラの AMS¹⁴C 年代. 第四紀研究, vol. 46, p. 437-441.
- 小坂町 (1975) 小坂町史. 小坂町史編纂委員会, 644 p.
- 工藤一彌・佐藤 巧 (2001) 青森市の地層・岩石の絶対年代. 市史研究あおもり, no. 4, p. 130-137.
- 工藤 崇 (2005) 十和田地域の地質. 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, 79 p
- 工藤 崇 (2008) 十和田火山, 噴火エピソード E 及び G 噴出物の放射性炭素年代. 火山, vol. 53, p. 193-199.
- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成時期と噴火推移. 火山, vol. 55, p. 89-107.
- 工藤 崇 (2010b) 十和田火山, 御門石溶岩ドームの形成時期に関する考察. 地質調査研究報告, vol. 61, p. 477-484.
- 工藤 崇 (2016) 十和田火山, 先カルデラ期溶岩の K-Ar 年代. 地質調査研究報告, vol. 67, p. 209-215.
- 工藤 崇 (2017) 十和田火山, 先カルデラ期後期の火砕流堆積物. 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p. 56.
- 工藤 崇 (2018a) 十和田火山先カルデラ期噴出物に挟まれる洞爺火山灰. 地質調査研究報告, vol. 69, p. 31-36.
- 工藤 崇 (2018b) 十和田湖周辺地域における前期～中期更新世火山活動史. 地質調査研究報告, vol. 69, p. 165-200.
- 工藤 崇 (2018c) 十和田火山カルデラ形成期に発生した小規模ブルカノ式噴火. 日本火山学会講演予稿集 2018 年度秋季大会, p. 21.
- 工藤 崇・佐々木寿 (2007) 十和田火山後カルデラ期噴出物の高精度噴火史編年. 地学雑誌, vol. 116, p. 653-663.
- 工藤 崇・小林 淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. 地質調査研究報告, vol. 64, p. 305-311.
- 工藤 崇・奥野 充・中村俊夫 (2003) 北八甲田火山群における最近 6000 年間の噴火活動史. 地質学雑誌, vol. 109, p. 151-165.
- 工藤 崇・植木岳雪・宝田晋治・佐々木寿・佐々木実 (2006) 八甲田カルデラ南東地域に分布する鮮新世末期～中期更新世火砕流堆積物の層序と給源カルデラ. 地学雑誌, vol. 115, p. 1-25.
- Kudo, T., Sasaki, M., Uchiyama, Y., Nozawa, A., Sasaki, H., Tokizawa, T. and Takarada, S. (2007) Petrological variation of large-volume felsic magmas from Hakkoda-Towada caldera cluster: Implications for the origin of high-K felsic magmas in the Northeast Japan Arc. *Island Arc*, vol. 16, p. 133-155.
- Kuno, H., Ishikawa, T., Katsui, Y., Yagi, K., Yamasaki, M. and Taneda, S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 35, p. 223-238.
- 倉沢 一・藤縄明彦・William P. Leeman (1986) ひとつの火山に共存するカルク・アルカリおよびソレライト質岩系マグマ-ストロンチウム同位体比による検討-. 地質学雑誌, vol. 92, p. 255-268.
- 久利美和・栗田 敬 (1999) 十和田火山後カルデラ期降下火砕物の推移. 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. 火山, vol. 48, p. 249-258.
- 久利美和・栗田 敬 (2004) 十和田火山二の倉期のマグマプロセス. 火山, vol. 49, p. 367-381.
- 久利美和・谷口宏充 (2007) 十和田火山後カルデラ期新郷軽石噴火にみるサブプリニアン噴火の噴火推移. 東北アジア研究, no. 11, p. 159-172.
- 桑原拓一郎 (2004) 青森県上北平野における海成段丘堆積物の層序と相対的海面変化. 地質学雑誌, vol. 110, p. 93-102.
- 桑原拓一郎 (2009) 青森県上北平野で掘削された中期更新世後

- 半以降のテフラー土壌累積層の植物珪酸体群集に基づく環境変遷と段丘の対比. 第四紀研究, vol. 48, p. 405–416.
- Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 148, p. 825–833.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, vol. 27, p. 745–750.
- Le Maitre, R. W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276 p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336 p.
- 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) 北日本を広くおお洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129–145.
- 的場保望 (1992) 秋田油田新第三系・第四系層序に関する最近の変革. 石油技協誌, vol. 57, p. 315–333.
- 松田司郎 (1984) 鉛山鉱山. 日本鉱業会誌, vol. 100, p. 888–890.
- 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.
- 松浦旅人・植木岳雪 (2008) 十和田平安噴火で生じた火砕流の定置温度および冷却過程. 地学雑誌, vol. 117, p. 889–893.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A., Shimogama, K., Goto, N. and Komatsubara, J. (2014) Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of deep-sea sequences (Chikyu C9001C cores) as tools for marine terrace chronology in NE Japan. *Quaternary Geochronology*, vol. 23, p. 63–79.
- 松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物と火山活動. 十和田科学博物館, no. 4, p. 1–64.
- 三上 一・石塚伸一・早狩 進・野澤久志・神 毅統・高村典子 (2001) 粒径組成と C, N, P からみた十和田湖の底質環境 (1999 年). 青森県環境保健センター研究報告, no. 12, p. 21–30.
- Miura, O. and Yamanaka, M. (1980) Palynological study of the latest Pleistocene deposits on Hakkoda mountains. *Ecological Review*, vol. 19, p. 167–174.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論, vol. 58 (Ser. A), p. 492–515.
- Miyauchi, T. (1987) Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. *Geogr. Rev. Japan*, vol. 60 (Ser. B), p. 1–19.
- 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.
- 水野篤行 (1965) 花輪盆地周辺山地の第三紀貝化石群. 地質調査所月報, vol. 16, p. 329–334.
- 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.
- 村岡洋文 (1991) 八甲田地熱地域の熱源系. 地質調査所報告, vol. 275, p. 113–134.
- Muraoka, H. and Hase, H. (1981) Okiura caldera, discovery of a valles-type caldera in the northern Honshu, Japan. *IAVCEI symposium, Arc volcanism, Tokyo*, 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, 124 p.
- 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, 27 p.
- 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.
- Murata, M. and Nagai, T. (1971) Discovery of conodonts from Sekkenai, Hiranai-cho, Higashi-Tsugaru-gun, Aomori Prefecture, Japan. *Prof. Jun-ichi Iwai Mem. Vol.*, p. 709–717.
- 村田正文・永井敏彦・川村真一 (1974) 津軽半島小泊岬より石炭紀後期コノドントの産出とその意義. 青森地学, no. 25, p. 3–5.
- 内藤博夫 (1966) 秋田県米代川流域の第四紀火山砕屑物と段丘地形. 地理学評論, vol. 39, p. 463–484.
- 中川久夫 (1963) 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 (1972) 八戸平原地区地質調査報告書その 2 (西部). 東北農政局計画部, 73 p.
- 中川久夫・大池昭二 (1968) ¹⁴C 測定による絶対年代 (その 10). 第四紀総合研究会連絡誌, 巻末資料.
- 中川久夫・松山 力・大池昭二 (1986) 十和田火山噴出物の分布と性状. 東北農政局計画部, 48 p.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・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.
- 中嶋輝允 (1989) 北鹿地域鉱物資源評価地質図. 特殊地質図 (27), 地質調査所, 107 p.
- 中嶋輝允 (1993) 北鹿ベースンの地質構造・火成活動と黒鉱鉱床形成場. 地質調査所月報, vol. 44, p. 251–282.
- 中野 俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚 治・山元孝広・岸本清行 (2013) 200 万分の 1 地質編集図 no. 11 日本の火山 (第 3 版). 産総研地質調査総合センター.
- 南部松夫・谷田勝俊 (1961) 青森市八甲田火山群の地質および地下資源調査報告書. 青森市総務部企画課, 29 p.
- NEDO (新エネルギー総合開発機構) (1986) 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, 84 p.
- NEDO (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. 934 p.
- 根本直樹・鎌田耕太郎・佐々木 実 (2002) 土地分類基本調査「十和田湖・花輪」, II 表層地質図. 青森県, p. 14–26.
- 日本鉱業グループ (1981) 黒鉱鉱山における探査について. 日

- 本鉱山地質学会 30 周年記念「日本の鉱床探査」, 第 1 巻, p. 171–218.
- 日本鉱業協会 (1965) 日本の鉱床総覧 (上巻), 581 p.
- 日本鉱業協会 (1968) 日本の鉱床総覧 (下巻), 941 p.
- 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トラック年代 - 日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッシュトラック年代 (2) -. 地質調査所月報, vol. 28, p. 593–595.
- Nishimura, R., Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H. and Nojiri, Y. (1999) Origin of ^{13}C -enriched methane in the crater lake Towada, Japan. *Geochemical Journal*, vol. 33, p. 277–283.
- 西谷義興・谷村昭二郎・小西尚俊・山田亮一・佐藤昌雄 (1986) 温川鉱床の探査 - 発見の経緯と地質, 鉱床の概要 -. 鉱山地質, vol. 36, p. 149–161.
- 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. 地質学雑誌, vol. 107, p. 413–431.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎 (1989) 東北地方新第三系貝類化石の古水深指標とその適用. 地質学論集, no. 32, p. 217–227.
- 小川明日香・栗田寛子・鷹澤好博 (2011) 赤色熱ルミネッセンス (RTL) および恒温加熱赤色熱ルミネッセンス (IRTL) 法による十和田八戸火砕流の単粒子石英年代. 第四紀研究, vol. 50, p. 169–180.
- Ohmoto, H. and Takahashi, T. (1983) Submarine calderas and Kuroko genesis. *Economic Geology, Monograph*, no. 5, p. 39–54.
- 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, vol. 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. 228–235.
- 大池昭二 (1976) 十和田湖の湖底谷. 十和田科学博物館, no. 2, 65–73.
- 大池昭二 (1978) 十和田市南市における大不動浮石流凝灰岩の ^{14}C 年代. 地球科学, vol. 32, p. 109–110.
- 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」. 東北農政局計画部, 103 p.
- 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. 42–43.
- 大池昭二・高橋 一 (1970) 南部浮石の ^{14}C 年代 - 日本の第四紀層の ^{14}C 年代 II (62) -. 地球科学, vol. 24, p. 232–233.
- 大池昭二・七崎 修・松山 力・松山 洋 (1959) 青森ロームの問題点. 青森地学, no. 1, p. 3–9.
- 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・七崎 修 (1970) 八戸平原地区地質調査報告書. 東北農政局計画部, p. 1–50.
- 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.
- 岡崎由夫・佐藤博之 (1965) 秋田県十和田カルデラ付近における上部洪積層の花粉分析と年代. 第四紀研究, vol. 4, p. 162–171.
- 大島敬義・河辺重昭・谷村昭二郎・菅 清規・石川洋平 (1968) 小坂鉱山における最近の探鉱について - 上向鉱床群の地質および鉱床 -. 鉱山地質, vol. 18, p. 134–149.
- Oshima, T., Hashimoto, T., Kamono, H., Kawabe, S., Suga, K., Tanimura, S. and Ishikawa, Y. (1974) Geology of the Kosaka Mine, Akita Prefecture. *Mining Geology Special Issue*, no. 6, p. 89–100.
- Omoto, K. (1978) Tohoku University radiocarbon measurements VI. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 29, p. 101–116.
- Omoto, K. (1979) Tohoku University radiocarbon measurements VII. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser. (Geogr.)*, vol. 30, p. 235–261.
- 太田良平・大沢 穠・小野晃司 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「三厩」及び同説明書. 地質調査所, 30 p.
- 太田陽子・岡田篤正・早川唯弘 (1979) 青森県七戸町西方における段丘堆積物の ^{14}C 年代と関連する問題. 第四紀研究, vol. 18, p. 103–105.
- 太田陽子・藤森孝俊・蒔苗耕司 (1989) 東北地方北部で見出した段丘堆積物をきる断層露頭. 活断層研究, vol. 6, p. 9–17.
- 太田垣亨・阿部喜治・木村彰宏・藤岡洋介 (1969) 北鹿ベースン北東地区の地質構造と鉱床について. 鉱山地質, vol. 19, p. 122–132.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. R., Buck, C. E., Cheng H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliadason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., Van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, vol. 55, p. 1869–1887.
- 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.
- 佐々木 実・茂貫雅祥・西岡孝尚・梅田浩司 (1998) 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. 日本岩石鉱物鉱床学会平成 9 年度学術講演会講演予稿集, p. 65.
- Sato, T., Tanimura, S. and Ohtagaki, T. (1974) Geology and ore deposits of the Hokuroku District, Akita Prefecture. *Mining Geology Special Issue*, no. 6, p. 11–18.
- 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.
- 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.
- 佐藤寿一・荒金敏光・伊藤俊彦・小野修司 (1981) 秋田県銀山

- 黒鉱鉱床の鉱石鉱物. 日本鉱業会誌, vol. 97, p. 1–6.
- 柴 正敏・佐々木 実 (2006) 十和田火山噴出物のガラス組成変化. 月刊地球, vol. 28, p. 322–325.
- 柴 正敏・中道哲郎・佐々木 実 (2001) 十和田火山, 降下軽石の化学組成変化—宇樽部の一露頭を例として—. 弘前大学理工学部報告, vol. 4, p. 11–17.
- 島津光夫・山田敬一・成田英吉・五十嵐俊雄 (1965) 秋田県相内—小坂—大湯地域の地質. 地質調査所月報, vol. 16, p. 320–328.
- 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明編 (1995) 火山の事典. 朝倉書店, 590 p.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中—後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, vol. 36, p. 183–196.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer R. W. (2016) *CALIB radiocarbon calibration program*. <http://calib.qub.ac.uk/calib> (閲覧日 2016.02.18).
- 角 清愛・角 靖夫 (1965) 秋田県花輪盆地東縁安久谷川地域の第三系下部層について. 地質調査所月報, vol. 16, p. 311–319.
- 角 清愛・大沢 穠・平山次郎 (1962) 5 万分の 1 地質図「太良鉱山」および同説明書. 地質調査所, 51 p.
- Suzuki, N. and Ogane, K. (2004) Paleogeographic affinities of radiolarian faunas in late Aalenian time (Middle Jurassic) recorded in the Jurassic accretionary complex of Japan. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 23, p. 343–357.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *Island Arc*, vol. 14, p. 666–678.
- 鈴木善照・谷村昭二郎・橋口博宣 (1971) 北鹿地域の地質および構造. 鉱山地質, vol. 21, p. 1–21.
- 田高昭二 (1976) 八甲田山における晩水期以降の林相の垂直分析とその地史的遷移について. 青森県生物学会誌, no. 15, p. 14–19.
- 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.
- 高橋正樹 (1999) 十和田火山 巨大噴火のエネルギーを秘めた伝説のカルデラ湖. 高橋正樹・小林哲夫編「フィールドガイド 日本の火山—4 東北の火山」, 築地書館, p. 7–22.
- 高橋敏夫 (1983) 北鹿火山構造性陥没帯の地質とクロコ—鉱床生成の場. 鉱山地質特別号, no. 11, p. 167–182.
- 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.
- 谷口宏充 (1972) 十和田火山の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 67, p. 128–138.
- Tanimura, S., Date, J., Takahashi, T. and Ohmoto, H. (1983) Stratigraphy and structure of the Hokuroku District. *Economic Geology, Monograph*, no. 5, p. 24–39.
- 寺田和雄・太田貞明・鈴木三男・能代修一・辻誠一郎 (1994) 十和田火山東麓における八戸テフラ直下の埋没林への年輪年代学の適用. 第四紀研究, vol. 33, p. 153–164.
- Terakado, Y. (2001) Re-Os dating of the Kuroko ore deposits from the Hokuroku district, Akita Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 107, p. 354–357.
- 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. 地団研専報, no. 15, p. 37–83.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136 p.
- 富田 達 (1929) 十和田湖の地質. 天然記念物調査報告, 地質鉱物の部, no. 4, p. 1–25.
- 豊原富士夫・植杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上帯—渡島半島の地向斜. 総合研究 A 「日本列島北部における地向斜および構造帯区分の再検討」研究報告書, p. 27–36.
- 辻野 匠・工藤 崇・中江 訓・近藤玲介・西岡芳晴・植木岳雪 (2018) 一戸地域の地質. 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, 161 p.
- 辻 誠一郎 (2014) 十和田二の倉火山灰の放射性炭素年代とその意義. 八戸市埋蔵文化財センター是川縄文館研究紀要, no. 3, p. 1–4.
- 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生変遷. 第四紀研究, vol. 21, p. 301–313.
- 塚田 靖・平山晴彦・藤岡洋介 (1974) 秋田県銀山鉱床の探鉱について. 鉱山地質, vol. 24, p. 271–278.
- 筒井正明・伊藤英之・秋田県鹿角建設事務所 (2002) 秋田焼山起源のテフラ及びその噴火年代. 日本火山学会講演予稿集, p. 173.
- 通商産業省 (1971) 昭和 45 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 17 p.
- 通商産業省 (1972) 昭和 46 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 24 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1974) 昭和 48 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 19 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1975) 昭和 49 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 33 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1976a) 昭和 50 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 88 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1976b) 昭和 50 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 23 p.
- 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 (北鹿北地域). 18 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1979) 昭和 53 年度広域調査報告書 (北鹿北地域). 19 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1980) 昭和 54 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 81 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1981) 昭和 55 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 68 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1982) 昭和 56 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 51 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1983) 昭和 57 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 64 p.

- 上田良一・井上 武 (1961a) 秋田県花輪盆地東縁山地地質に関する2・3の新知見について. 秋田大学地研報告, no. 24, p. 1-11.
- 上田良一・井上 武 (1961b) 秋田県北秋田・鹿角両域の遠部層について. 秋田大学地研報告, no. 24, p. 12-21.
- 上田良一・川尻茂三・井上 武 (1961) 秋田県における鉬床母岩の層位に関する考察-その1. 北秋田・鹿角地域-. 秋田大学地研報告, no. 24, p. 22-39.
- 植田勇人・盛 美和子・佐藤和泉 (2009) 青森県弘前市南方の付加体泥岩から産出した前期ジュラ紀放射虫化石. 地質学雑誌, vol. 115, p. 610-613.
- 植木岳雪・鈴木毅彦 (2004) 八甲田カルデラ起源火砕堆積物の古地磁気極性. 地質学雑誌, vol. 110, p. 389-394
- 内野隆之 (2017) 北部北上帯門馬コンプレックスの凝灰質泥岩から得られた後期三畳紀のジルコン U-Pb 年代. 地質学雑誌, vol. 123, p. 977-982.
- 内野隆之 (2018) 十和田湖西方に分布するジュラ紀付加体の碎屑性ジルコン U-Pb 年代. 地質調査研究報告, vol. 69, p. 37-46.
- 内野隆之・川村信人・川村寿郎 (2008) 北上山地前期石炭紀付加体「根田茂帯」の構成岩相と根田茂帯・南部北上帯境界. 地質学雑誌, vol. 114 補遺, p. 141-157.
- Walker, G. P. L., Heming, R. F. and Wilson, C. J. N. (1980) Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, vol. 17, p. 286-287.
- 渡邊萬次郎 (1925) 小坂鉬山地質概報. 地球, vol. 4, p. 417-436.
- 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.
- 山田亮一・吉田武義 (2002) 北鹿とその周辺地域における新第三紀火山活動の変遷と黒鉬鉬床鉬化期との関連-火山岩活動年代の検討-. 資源地質, vol. 52, p. 97-110.
- 山田亮一・吉田武義 (2003) 北鹿地域新第三紀火山活動と黒鉬鉬床鉬化期との関連-火山岩類の主要化学組成の変遷-, 資源地質, vol. 53, p. 69-80.
- Yamada, R. and Yoshida, T. (2004) Volcanic sequences related to Kuroko mineralization in the Hokuroku District, Northeast Japan. *Resource Geology*, vol. 54, p. 399-412.
- Yamada, R. and Yoshida, T. (2011) Relationships between Kuroko volcanoclastic massive sulfide (VMS) deposits, felsic volcanism, and island arc development in the northeast Honshu arc, Japan. *Mineralium Deposita*, vol. 46, p. 431-448.
- 山田亮一・須山俊明・大串 融 (1987) 温川鉬床の高含金鉬について. 鉬山地質, vol. 37, p. 109-118.
- 山田亮一・西谷義興・谷村昭二郎・小西尚俊 (1988) 温川鉬床の現況と開発後の知見. 鉬山地質, vol. 38, p. 309-322.
- Yamada, R., Yoshida, T. and Kimura, J. (2012) Chemical and isotopic characteristics of the Kuroko-forming volcanism. *Resource Geology*, vol. 62, p. 369-383.
- 山口義伸 (1993) 平川流域での十和田火山起源の浮石流凝灰岩について. 年報市史ひろさき, no. 2, p. 10-41.
- 山口義伸 (2000a) 第一章 第一節 位置および面積. 浪岡町史 第一巻, 浪岡町, p. 4-39.
- 山口義伸 (2000b) 津軽南部の埋没林. 年報市史ひろさき, no. 9, p. 12-31.
- Yamamoto, T., Kudo, T. and Isizuka, O. (2018) Temporal variations in volumetric magma eruption rates of Quaternary volcanoes in Japan. *Earth, Planets and Space*, 70:65, <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0849-x>.
- 大和伸友 (2005) 第1章第2節 第四紀の地質と地形. 新編八戸市史 別編 自然編. 八戸市, p. 48-66.
- 吉田武義・西村太志・中村美千彦 (2017) 現代地球科学入門シリーズ7 火山学. 共立出版, 392 p.
- 吉原 賢・鈴木毅彦・永広昌之 (2002) 北部北上山地, 葛巻-釜石帯のマンガンノジュールから中期ジュラ紀放射虫の発見とその意義. 地質学雑誌, vol. 108, p. 536-539.



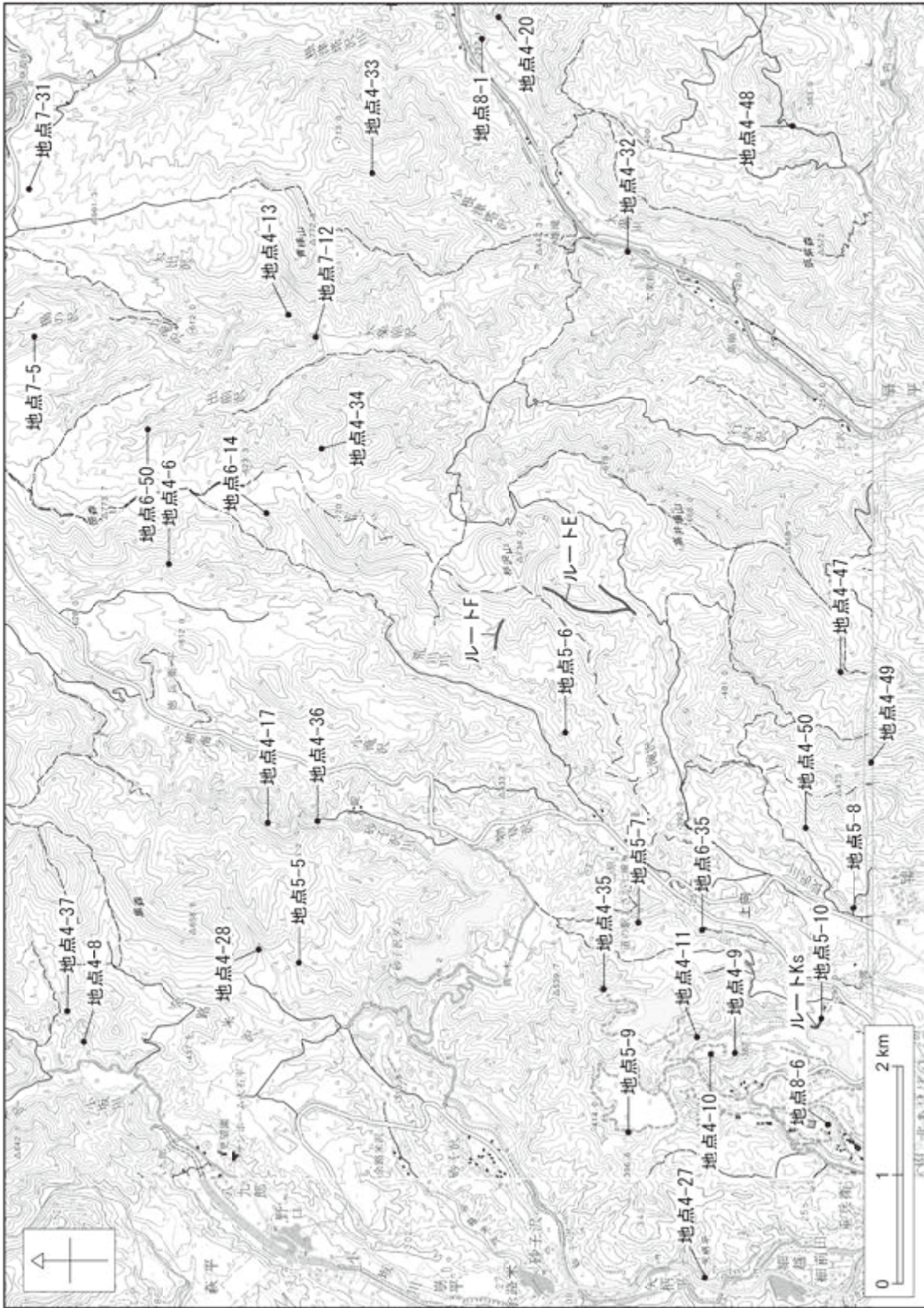
付図1 露頭及びルート位置図（その1）
一部に国土地理院刊行の数値地図50000「青森」を使用。



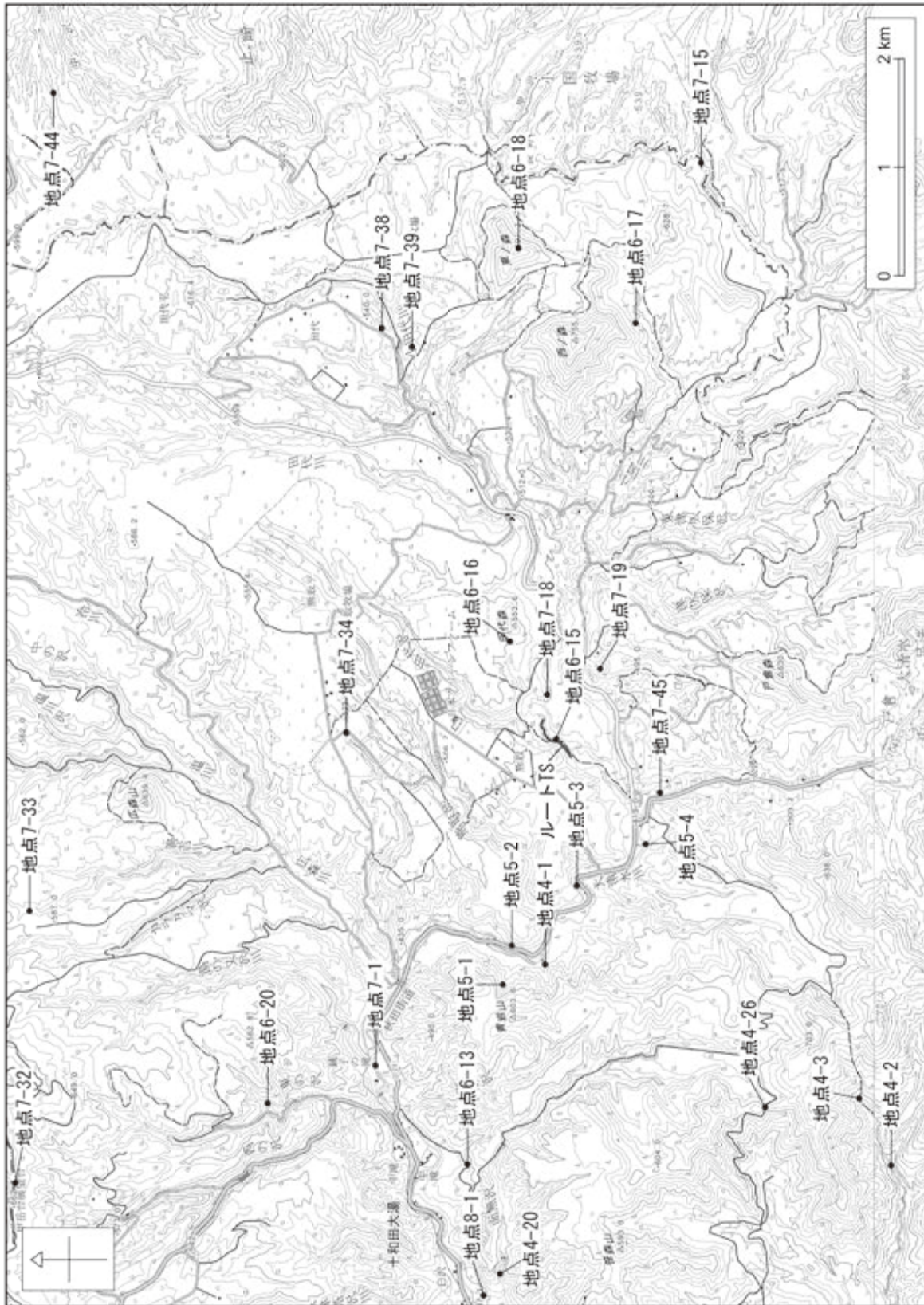
付図2 露頭及びルート位置図 (その2)
一部に国土地理院刊行の数値地図 50000「青森」を使用.



付図3 露頭及びびルート位置図 (その3)
一部に国土地理院刊行の数値地図 50000「青森」を使用.



付図4 露頭及びルート位置図（その4）
一部に国土地理院刊行の数値地図50000「青森」を使用。



付図5 露頭及びルート位置図 (その5)
一部に国土地理院刊行の数値地図50000「青森」を使用。

Geology of the Towada Ko District

By

Takashi KUDO*, Takayuki UCHINO* and Satoshi HAMASAKI*

(Written in 2018)

(ABSTRACT)

Outline

The Towada Ko District is situated in the Ou Mountains on the border between Aomori and Akita Prefectures, Northeast Japan. This district covers the area between latitudes 40° 20' 9.8" N and 40° 30' 9.8" N, and between longitudes 140° 44' 47.4" E and 140° 59' 47.3" E (latitude 40° 20' N and 40° 30' N, longitude 140° 45' E and 141° 0' E, in reference to the Tokyo Datum). Towada volcano is located in the central area of this district and has the Towada caldera, which has a diameter of approximately 11 km. Lake Towada (Towada Ko) is a caldera lake in the Towada caldera. The geology of this district is divided into the Jurassic accretionary complex, Lower Miocene to Lower Pliocene, unclassified Upper Miocene to Lower Pleistocene, Upper Pliocene to Pleistocene, Middle Pleistocene to Holocene eruptive products of Towada volcano and Holocene (Fig. 1).

Jurassic accretionary complex

An accretionary complex in the Towada Ko District, newly named the Shibamori Complex, belongs to the North Kitakami Belt located at the northern half of the Kitakami Massif. The Jurassic accretionary complex in the North Kitakami Belt rarely occurs in the western area of the Ou Mountains (i.e. to the west of the Kitakami Massif) because it is broadly covered and/or intruded by the Cenozoic.

The Shibamori Complex is sparsely distributed in the Shibamori area, the upper stream of the Nurukawa Stream and the lower stream of the Sunakozawa River in the western Towada Ko District. The complex reaches a thickness of 1,400 m in the Nishinomata Stream, Shibamori area. The complex consists of argillaceous rock with basalt volcanoclastic rock, chert, sandstone and mixed rock. The complex is weakly metamorphosed. In particular, the argillaceous rock frequently become pelitic phyllite. The U–Pb age of 174.6 Ma (weighted mean age of the youngest cluster) was determined from detrital zircons within the sandstone. Thus, the complex is assumed to have formed in the Middle Jurassic. It could be correlated with a southern margin geologic unit of the North Kitakami Belt based on a similar feature of phyllite-rich lithofacies.

Lower Miocene to Lower Pliocene

The Lower Miocene to Lower Pliocene is divided into the Senosawa, Nishinomata, Higashimata, Uwamuki, Sunakozawagawa, Matsukurawawa and Ashinasawa Formations in approximately ascending order (Fig. 1). Furthermore, Early to Late Miocene intrusive rocks and lava frequently intrude or intercalate into the Senosawa, Nishinomata, Higashimata, Uwamuki and Sunakozawagawa Formations.

The Senosawa Formation is a marine deposit composed of volcanoclastic rocks, sandstone and mudstone. This formation is distributed only in the southeastern area of the district. The stratigraphic relation between the Senosawa Formation and the formations distributed in the western area of the district, i.e., the Nishinomata, Higashimata, Uwamuki and Sunakozawagawa Formations are unknown.

The Nishinomata Formation consists of non-marine and marine deposits composed of conglomerate, sandstone, mudstone and

* Research Institute of Geology and Geoinformation.

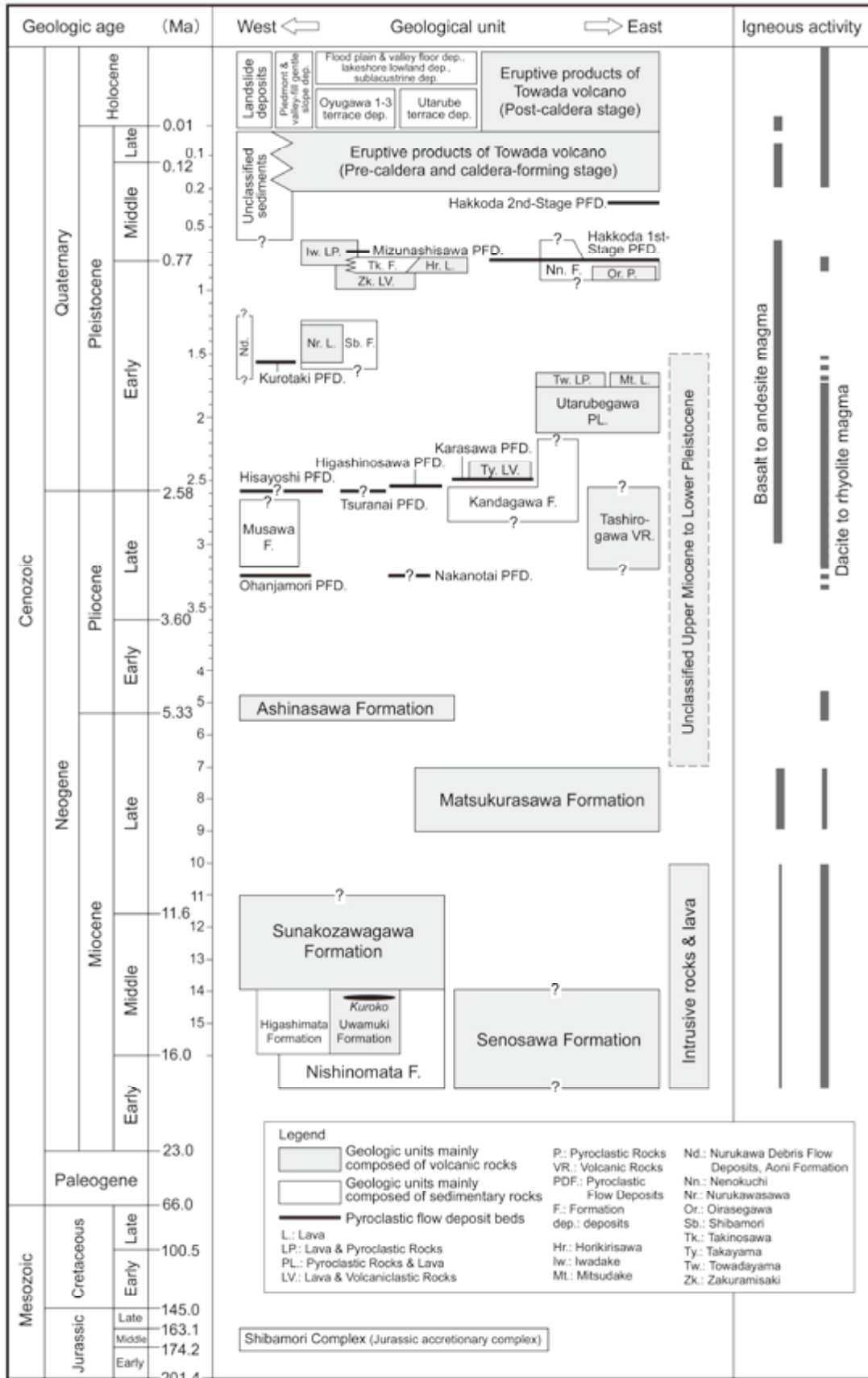


Fig. 1 Summary of geology in the Towada Ko District
The thickness of the igneous activity lines shows their relative intensity.

volcaniclastic rocks. This formation unconformably overlies the Shibamori Complex. The upper part of this formation is contemporaneous with the Higashimata and Uwamuki Formations.

The Higashimata Formation is conformable with the underlying lower part of the Nishinomata Formation. This formation consists of marine deposits characterized by alternating beds of tuffaceous mudstone and volcaniclastic rocks.

The Uwamuki Formation is a marine deposit composed of aphyric dacite to rhyolite lava and volcaniclastic rocks. Koroko deposits occur in the uppermost part of this formation. This formation is contemporaneous with the Higashimata Formation.

The Sunakozawagawa Formation is marine deposit composed of volcaniclastic rocks and mudstone, defined as hanging wall rocks of the Kuroko deposits. This formation conformably overlies the Nishinomata, Higashimata and Uwamuki Formations.

Early to Late Miocene intrusive rocks and lava consist of fine-grained diorite, dolerite, basalt, basaltic andesite, andesite, dacite and rhyolite. The lava occurs as subaqueous autobrecciated lava intercalated in the Sunakozawagawa Formation. The intrusive rocks occur as sills, dikes, stocks and laccoliths.

The Matsukurasawa Formation is composed of basaltic andesite to rhyolite intrusive rocks, lava and volcaniclastic rocks and is distributed in the periphery of Lake Towada. Basaltic andesite to andesite is the dominant lithology in this formation. The stratigraphic relation between this formation and other Lower Miocene to Lower Pliocene formations is unknown.

The Ashinasawa Formation is composed of dacite to rhyolite volcaniclastic rocks, lava and intrusive rocks, and is only distributed in the southernmost area of the district. The stratigraphic relation between this formation and other Lower Miocene to Lower Pliocene formations is unknown because this formation is bounded all around by faults. The sedimentary environment of the Ashinasawa Formation is unknown in detail. However, a part of it was obviously deposited in subaqueous environments.

The age of each formation estimated from stratigraphy and radiometric age is as follows: Senosawa Formation; Early to Middle Miocene, Nishinomata, Higashimata and Uwamuki Formations; Early to Middle Miocene before 14 Ma, Sunakozawagawa Formation; 14–11 Ma, Matsukurasawa Formation; 9–7 Ma, Ashinasawa Formation; approximately 5 Ma (Fig. 1).

Unclassified Upper Miocene to Lower Pleistocene

The unclassified Upper Miocene to Lower Pleistocene is a collective geologic unit that shows unclear stratigraphy and age because of its fragmental and very local distribution. This unit is composed of dacite to rhyolite volcaniclastic rocks, basalt and rhyolite lava, and gravel.

Upper Pliocene to Pleistocene

The Upper Pliocene to Pleistocene consists of three types of geologic units: 1) volcanic rocks, 2) sedimentary rocks, and 3) pyroclastic flow deposit beds. The volcanic rocks are composed of basalt to dacite lava, pyroclastic fall deposits, and block and ash flow deposits. The sedimentary rocks are composed of conglomerate, sandstone, mudstone, etc. Pyroclastic flow deposit beds occur as dacite to rhyolite non-welded pumice lapilli tuff, welded tuff or welded lapilli tuff.

The volcanic rocks are divided into Tashirogawa Volcanic Rocks, Takayama Lava and Volcaniclastic Rocks, Utarubegawa Pyroclastic Rocks and Lava, Mitsudake Lava, Towadayama Lava and Pyroclastic Rocks, Nurukawasawa Lava, Zakuramisaki Lava and Volcaniclastic Rocks, Horikirizawa Lava, Oirasegawa Pyroclastic Rocks, Iwadake Lava and Pyroclastic Rocks in approximately ascending order (Fig. 1). These volcanic rocks were produced by volcanic activity older than Towada volcano. The volcanic activity occurred 3 to 1.6 Ma in the southeastern area and 1.6 to 0.6 Ma in the northeastern area of Lake Towada.

The sedimentary rocks are divided into Musawa, Kandagawa, Aoni, Shibamori, Takinosawa, Nenokuchi Formations and unclassified sediments (Fig. 1). They are lacustrine and fluvial deposits in several intermount basins. The age of each formation estimated from stratigraphy is as follows: Musawa Formation; Late Pliocene, Kandagawa Formation; Late Pliocene to 2 Ma, Aoni Formation; Early Pleistocene, Shibamori Formation; about 1.4 Ma, Takinosawa Formation; about 0.8 Ma, Nenokuchi Formation; about 0.76 Ma, unclassified sediments; 0.6–0.015 Ma (Fig. 1).

Pyroclastic flow deposits are divided into Nakanotai, Ohanjamori, Hisayoshi, Tsuranai, Higashinosawa, Karasawa, Kurotaki, Hakkoda 1st-Stage, Mizunashisawa and Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits. The Hakkoda 1st-Stage and 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits were derived from the Hakkoda caldera. The source vents of the other pyroclastic flow deposits are unknown. The age of each pyroclastic flow deposit estimated from stratigraphy and radiometric age is as follows: Nakanotai Pyroclastic Flow Deposits; Late Pliocene, Ohanjamori Pyroclastic Flow Deposits; approximately 3.2 Ma, Hisayoshi and Tsuranai Pyroclastic Flow Deposits; Late Pliocene to Early Pleistocene, Higashinosawa Pyroclastic Flow Deposits; approximately 2.5 Ma, Karasawa Pyroclastic Flow Deposits; approximately 2.4 Ma, Kurotaki Pyroclastic Flow Deposits; 1.6 Ma, Hakkoda 1st-Stage Pyroclastic Flow Deposits; 0.76 Ma, Mizunashisawa Pyroclastic Flow Deposits; 0.72 Ma and Hakkoda 2nd-Stage Pyroclastic Flow Deposits; approximately 0.3 Ma (Fig. 1).

Eruptive products of Towada volcano (Middle Pleistocene to Holocene)

The eruptive products of Towada volcano are divided into the pre-caldera stage (220–61 ka), the caldera-forming stage (61–15.5 ka) and the post-caldera stage (15.5 ka to the present time) (Fig. 2).

The eruptive products of the pre-caldera stage are composed of large numbers of lava, pyroclastic fall, flow and surge deposits, with intrusive rocks. The volcanic rocks range from basaltic andesite to rhyolite.

The eruptive products of the caldera-forming stage are divided into Okuse Pyroclastic Flow Deposits, Ofudo Pyroclastic Flow Deposits and Kirida Tephra, Kumoi Pyroclastic Flow Deposits, Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits and Hachinohe Tephra Fall (Fig. 2). They are composed of voluminous pyroclastic flow, fall and surge deposits. These volcanic rocks range from andesite to rhyolite. Towada caldera was formed by several large-scale pyroclastic flow eruptions during the caldera-forming stage.

The eruptive products of the post-caldera stage are divided into Nakayamazaki Lava, Goshikiwa Pyroclastic Rocks, Ninokura Scoria, Gomon-ishi Lava, the eruptive products of eruptive episode G, F, E (Nambu Pumice), D, D' (Ogurayama Lava), C (Chuseri Pumice), B and A (Kemanai Pyroclastic Flow Deposits) (Fig. 2). They are composed of pyroclastic fall deposits, lava, pyroclastic surge and flow deposits. The volcanic rocks range widely from basalt to rhyolite. The eruptive products of the post-caldera stage were erupted from central and flank vents of a small stratovolcano formed within the Towada caldera. The latest eruptive event of Towada volcano is the eruptive episode A in AD 915. This eruptive episode first formed pyroclastic fall and surge deposits, and subsequently formed Kemanai Pyroclastic Flow Deposits by explosive eruptions.

Holocene

The Holocene (except for the eruptive products of Towada volcano) is divided into landslide deposits, piedmont and valley-fill gentle slope deposits, Oyugawa 1–3 terrace deposits, Utarube terrace deposits, lakeshore lowland deposits, flood plain and valley floor deposits, sublacustrine deposits, and reclaimed and artificial mounds (Fig. 1). These deposits are composed of gravel, sand, mud and debris.

The Oyugawa 1–3 terrace deposits are river terrace deposits composed of gravel and sand, and are distributed along Oyu River. The Utarube terrace deposits are river terrace deposits composed of gravel and sand, and are distributed along the coast of Lake Towada.

Geologic structure

The bedding and foliation of the Shibamori Complex (Jurassic accretionary complex) are oriented in the NNW–SSE direction and mid-high-angled west dipping as a whole, but are oriented in the ENE–WSW to NE–SW direction and are mid-angled south-dipping

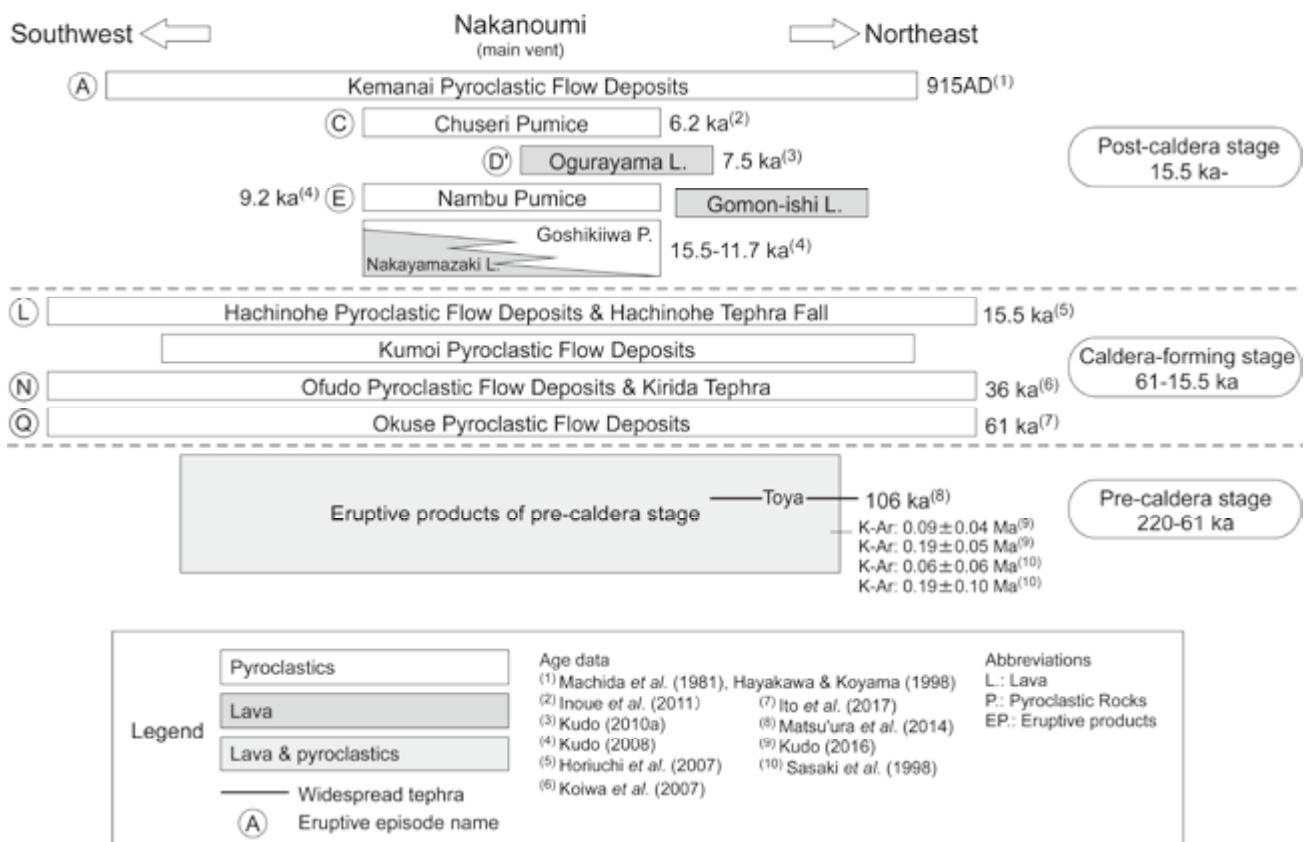


Fig. 2 Block diagram showing stratigraphy of the eruptive products of Towada volcano
Geological units not shown in the geological map are omitted.

in the southwestern area. The complex shows both an antiform and a synform in the Nabeko Stream, and an antiform in the uppermost region of the Nishinomata Stream. The complex is in unconformity contact with the Neogene and Quaternary and is partly in fault contact with the Neogene.

The Lower Miocene to Lower Pliocene is structurally characterized by the prevalence of NNW–SSE to N–S trending faults and folds. The Nurukawa, Shibamori, Ashinasawa and Akutanigawa Faults exhibit such trending strikes. The Shiroji Syncline, Arakawa Anticline, and synclines and anticlines recognized in the western area of Lake Towada also exhibit a similar trend. As an exception, the Takaibayama Fault exhibits a W–E orientation.

The Ohanabeyama Fault exhibits a N–S orientation and deforms the Quaternary. The Ohanabeyama Fault deforms the depositional surface of the 15.5 ka Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits. The Ohanabeyama Fault may have been formed by the collapse of the Towada caldera.

Economic geology

Kuroko deposits partially occur in the uppermost part of the Middle Miocene Uwamuki Formation. Several Cu-Pb-Zn mines of the Kuroko deposits were worked until the 1990's. Kosaka, Towada, Namariyama and Nurukawa Mines are representative mines in this district.

執筆分担

第1章 地形	工藤 崇
第2章 地質概説	工藤 崇・内野隆之
第3章 ジュラ紀付加体	内野隆之
第4章 下部中新統～下部鮮新統	工藤 崇
第5章 未区分上部中新統～下部更新統	工藤 崇
第6章 上部更新統－完新統	工藤 崇
第7章 十和田火山噴出物	工藤 崇
第8章 完新統	工藤 崇
第9章 新第三系～第四系の地質構造	工藤 崇
第10章 応用地質	濱崎聡志・工藤 崇

文献引用例

工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志（2019）十和田湖地域の地質．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，192 p.

章単位での引用例

工藤 崇（2019）十和田湖地域の地質，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

Kudo, T., Uchino and Hamasaki, S. (2019) Geology of Towada Ko District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 192 p. (in Japanese with English abstract, 5 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Kudo, T. (2019) Geology of Towada Ko District, 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）

十和田湖地域の地質

令和元年7月12日発行

国立研究開発法人 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1-1-1 中央第7

Geology of the Towada Ko District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on July 12, 2019

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：発荷峠から望む十和田湖.

青森県・秋田県の県境に位置する十和田湖は、十和田火山の火山活動により形成されたカルデラ湖である。カルデラの大きさは直径約 11 km に及ぶ。十和田火山の活動史は、先カルデラ期 (220–61 ka)、カルデラ形成期 (61–15.5 ka)、後カルデラ期 (15.5 ka–現在) の3つの活動期に区分される。十和田湖の外形はカルデラ形成期の噴火で形成された。後カルデラ期には、カルデラ中央部に小規模な成層火山体が形成され、その後、その頂部に直径 2 km の中湖カルデラが形成された。両カルデラは湖水で満たされ、二重カルデラの地形を示す。

Back Cover Photo: A view of Lake Towada from Hakka Pass

Lake Towada, located on the border between Aomori and Akita Prefectures, is a caldera lake formed by the volcanic activity of Towada volcano. The diameter of the caldera is approximately 11 km. There are three stages in the eruptive history of Towada volcano: the pre-caldera (220–61 ka), caldera-forming (61–15.5 ka), and post-caldera (15.5–0 ka) stages. The lake was formed by eruptions during the caldera-forming stage. In the post-caldera stage, a small stratovolcano was formed in the center of the caldera, followed by the subsequent formation of the Nakanoumi caldera with a diameter of 2 km at the top. The calderas, both filled with water, have formed a double-caldera topography.