

角館地域の 地質

細井 淳
白濱 吉起
小松原 琢
工藤 崇



令和2年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
秋田(6)第21号
NJ-54-19-7

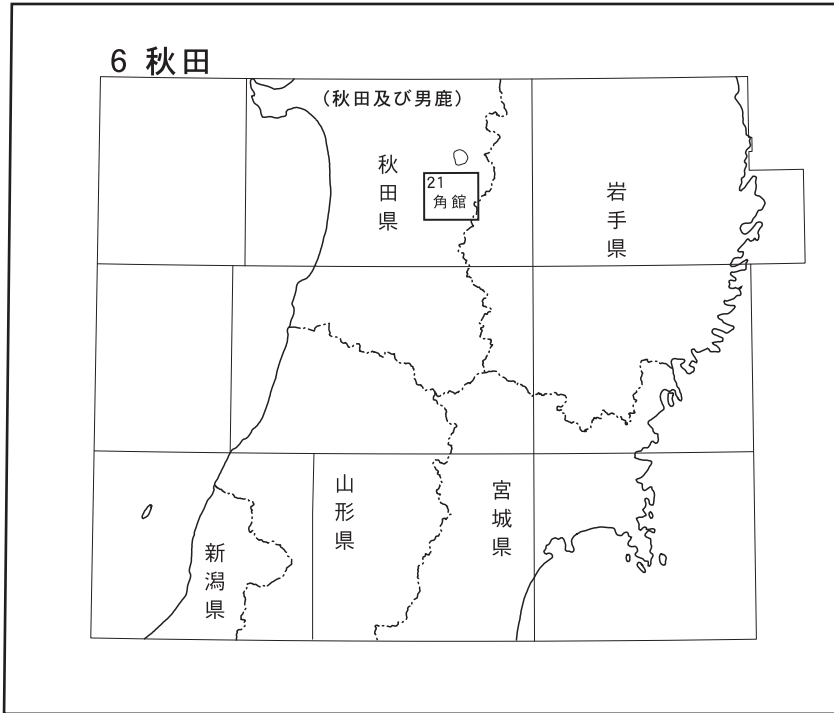
角館地域の地質

細井 淳・白濱吉起・小松原 琢・工藤 崇

令和2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

位置図



() は1:200,000図幅名

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

6-12 太平山 Taihei Zan NJ-54-19-10 (1981)	6-13 田沢湖 Tazawa Ko NJ-54-19-6 (1958)	6-14 雫石 Shizukuishi NJ-54-19-2 (1987)
6-20 刈和野 Kariwano NJ-54-19-11 (1994)	6-21 角館 Kakunodate NJ-54-19-7 (2020)	6-22 鶯宿 Oshuku NJ-54-19-3 (未刊行, unpublished)
6-29 大曲 Omagari NJ-54-19-12 (未刊行, unpublished)	6-30 六郷 Rokugo NJ-54-19-8 (未刊行, unpublished)	6-31 新町 Shinmachi NJ-54-19-4 (未刊行, unpublished)
本荘 Honjo 1:75,000 (1934)	角館 Kakunodate 1:75,000 (1939)	横手 Yokote 1:75,000 (1937)

角館地域の地質

細井 淳*・白濱吉起**・小松原 琢*・工藤 崇*

地質調査総合センターは、明治15年（1882年）にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行ない、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで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の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。

角館地域の地質調査は、平成27～30年度に実施された。現地調査と研究報告の作成にあたっては、主に地形を白濱・小松原が、古第三系～新第三系を細井・工藤・白濱が、第四系を小松原・白濱が、古第三系～新第三系の地質構造を細井・工藤が、第四系の地質構造を白濱・小松原が、応用地質を細井が、自然災害を白濱が担当した。全体のとりまとめは細井が行った。

野外地質調査を行うにあたって、溪友塾、逍遙溪稜会の宗像兵一氏と山崎由治氏には、険しい山岳地域の調査を補助していただいた。京都大学大学院生の羽地俊樹氏（所属は調査時）には調査に同行して頂き、古応力解析を行っていただいた。茨城大学大学院の羽田裕貴博士（所属は調査時）には第四系の野外調査にご同行いただき、多くのご助言をいただいた。所内の納谷友規博士（地質情報研究部門）には、珪藻化石を見ていただいた。株式会社自然科学調査事務所及び大仙市役所には深層ボーリング試料、柱状図等の資料をご提供いただいた。大仙市役所太田支所農林建設課には、真木溪谷の通行止め期間に調査のための通行に便宜を図っていただいた。仙北市役所下水道課、大仙市役所教育委員会及び農林建設課からは浅層の土質・地質調査資料をご提供いただいた。本研究で用いた岩石薄片は、産業技術総合研究所地質標本館室地質試料調製グループの佐藤卓見、大和田 朗、福田和幸、平林恵理、福迫大智、雨宮涼華の各氏の製作による。以上の方々に深く感謝申し上げます。

（令和元年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 活断層・火山研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Kakunodate, Akita, Ou Mountains, Mahiru Mountains, Taihei Mountains, Yokote Basin, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Yamayakawa Formation, Yatakizawa Formation, Katsurabuchi Formation, Shiozawa Formation, Kodamasawa Formation, Hachiwari Formation, Yamaya Formation, Osanaisawa Formation, Kurisawa Formation, Tazawa Formation, terrace deposits, slope deposits, Alluvial plain deposits, Yokote Basin fills, Eastern margin of the Yokote Basin Fault Zone, Obonai Fault, Shiraiwa Fault, Ota Fault, Senya Fault.

目 次

第1章 地 形	1
1.1 概 説	1
1.2 山地地形	2
1.3 丘陵地形	2
1.4 地すべり地形	2
1.5 段丘及び沖積低地の地形	3
第2章 地質概説	5
2.1 古第三系～新第三系	5
2.2 第四系	5
2.3 地質構造	7
2.4 地 史	7
第3章 古第三系～新第三系	9
3.1 研究史	9
3.2 層序区分	11
3.3 山谷川層	11
3.4 八滝沢層	15
3.5 桂渕層	18
3.6 塩手沢層	22
3.7 小玉沢層	24
3.8 八割層	26
3.9 山谷層	35
3.10 長内沢層	39
3.11 未区分火砕岩	40
3.12 貫入岩	41
3.13 ボーリング掘削データ	43
第4章 第四系	46
4.1 研究史及び概説	46
4.1.1 概 説	46
4.1.2 研究史及び研究別層序対比	47
4.2 栗沢層	48
4.3 田沢層	54
4.4 高位段丘堆積物	59
4.4.1 高位Ⅰ段丘堆積物	59
4.4.2 高位Ⅱ段丘堆積物	59
4.5 中位段丘堆積物	59
4.5.1 中位Ⅰ段丘堆積物	60
4.5.2 中位Ⅱ段丘堆積物	61

4. 6	低位段丘堆積物	64
4. 6. 1	低位Ⅰ段丘堆積物	65
4. 6. 2	低位Ⅱ段丘堆積物	65
4. 7	斜面堆積物	67
4. 7. 1	地すべり堆積物	68
4. 7. 2	埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物	68
4. 7. 3	崖錐堆積物	68
4. 8	沖積低地の堆積物	68
4. 8. 1	氾濫原堆積物	69
4. 8. 2	扇状地堆積物	69
4. 8. 3	湿地堆積物	69
4. 8. 4	旧河道堆積物	69
4. 8. 5	現河床堆積物	69
4. 9	人工堆積物	69
第5章	横手盆地地下の地質	70
5. 1	横手盆地の基盤をなす古第三系～新第三系	70
5. 2	横手盆地埋積物	70
5. 3	横手盆地浅部地下の第四系	71
第6章	地質構造	74
6. 1	古第三系～新第三系の地質構造	74
6. 1. 1	概 要	74
6. 1. 2	断 層	74
6. 1. 3	褶 曲	76
6. 1. 4	岩脈と小断層	76
6. 2	第四系の地質構造	76
6. 2. 1	概 要	76
6. 2. 2	第四紀前期の断層	79
6. 2. 3	活構造	81
第7章	応用地質	87
7. 1	金属資源	87
7. 2	採石資源	89
7. 3	温 泉	89
第8章	自然災害	90
8. 1	斜面災害	90
8. 2	古地震・地震災害	90
文 献		92
Abstract		106

図・表目次

第 1. 1 図	角館図幅周辺の地形概観.....	1
第 1. 2 図	角館地域内の起伏量分布図及び接峰面.....	3
第 1. 3 図	薬師岳北方稜線の二重稜線地形.....	4
第 1. 4 図	横手盆地の第四紀後期の地形面.....	4
第 2. 1 図	角館地域の地質総括図.....	6
第 3. 1 図	角館地域及び周辺地域の層序変遷と層序対比図.....	10
第 3. 2 図	古第三紀～新第三紀火山岩の主成分全岩化学組成.....	13
第 3. 3 図	山谷川層の露頭写真.....	14
第 3. 4 図	山谷川層と八滝沢層の火山岩の薄片写真.....	14
第 3. 5 図	角館地域東部, 八滝沢層模式地の八龍沢とその周辺のルートマップ.....	16
第 3. 6 図	八滝沢層の露頭写真.....	17
第 3. 7 図	角館地域西側, 桂測層副模式地とその周辺のルートマップ.....	19
第 3. 8 図	角館地域西部, 地層境界付近のルートマップ.....	20
第 3. 9 図	桂測層の火山岩の薄片写真.....	21
第 3.10 図	桂測層の露頭写真.....	21
第 3.11 図	桂測層, 塩手沢層及び八割層境界付近の対比柱状図.....	22
第 3.12 図	塩手沢層の露頭写真.....	23
第 3.13 図	角館地域東部, 夏瀬ダム及び斉内川南の奥羽脊梁山脈西縁部のルートマップ.....	25
第 3.14 図	小玉沢層の露頭写真.....	25
第 3.15 図	八割層の火山岩の主成分全岩化学組成.....	27
第 3.16 図	八割層の露頭写真 (岩相 Hm1, Hm2, Hb1, Hb2).....	28
第 3.17 図	八割層の火山岩の薄片写真.....	30
第 3.18 図	八割層の露頭写真 (岩相 Ha, Hr1, Hr2, Hi1).....	32
第 3.19 図	デイサイト～流紋岩凝灰岩 (Hr1) の層理面上に認められる <i>Zoophycos</i> isp.	34
第 3.20 図	角館地域北部西ノ又沢周辺のルートマップ.....	36
第 3.21 図	山谷層の露頭写真 (岩相 Ym, Yv, Yt, Yr1).....	37
第 3.22 図	山谷層の火山岩の薄片写真.....	38
第 3.23 図	山谷層と長内沢層の火山岩の主成分化学組成.....	40
第 3.24 図	角館地域北東部, 長内沢層模式地とその周辺のルートマップ.....	41
第 3.25 図	長内沢層の黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Ov) の薄片写真 (単ポローラー, 試料番号 161008-3)	42
第 3.26 図	長内沢層の礫岩.....	42
第 3.27 図	未区分火砕岩の薄片写真 (単ポローラー, 試料番号 180420-5)	43
第 3.28 図	漸新世～中新世貫入岩と八割層, 山谷層, 長内沢層火山岩の主成分化学組成の比較.....	44
第 3.29 図	漸新世～中新世貫入岩の薄片及び露頭写真.....	44
第 3.30 図	夏瀬温泉及び川口温泉の温泉掘削ボーリングの柱状図.....	45
第 4. 1 図	角館地域のジェラシアン階～カラブリアン階の概念図.....	46
第 4. 2 図	横手盆地周辺の段丘堆積物の概念図.....	47

第 4. 3 図	栗沢層の主要ルートの柱状図	50
第 4. 4 図	栗沢層の露頭写真	51
第 4. 5 図	栗沢層上部の中に見られる部分的な傾斜不整合	52
第 4. 6 図	田沢層基底の不整合（東隣・鶯宿地域）	54
第 4. 7 図	田沢層の主要ルートの柱状図	55
第 4. 8 図	田沢層の露頭写真（その 1）	56
第 4. 9 図	田沢層の露頭写真（その 2）	57
第 4.10 図	高位段丘堆積物の柱状図	61
第 4.11 図	中位段丘堆積物の柱状図	62
第 4.12 図	大仙市社前（tm1-1）における中位 I 段丘面上を覆うテフリックレス中のクリプトテフラの鉱物分析結果	62
第 4.13 図	中位 II 段丘堆積物の露頭写真	63
第 4.14 図	仙北市小山田（tm2-2）の中位 II 段丘面を覆う被覆層とクリプトテフラの鉱物組成	64
第 4.15 図	小山田（tm2-2）の中位 II 面を覆うテフリックレス基底部のクリプトテフラと十和田大不動火砕流堆積物の火山ガラスのハーカー図	66
第 4.16 図	低位段丘堆積物の主要柱状図	67
第 4.17 図	低位段丘 II 堆積物（社前 tl2-1）	67
第 4.18 図	地すべり堆積物の露頭写真	68
第 4.19 図	崖錐堆積物の写真（堀内沢下流）	69
第 5. 1 図	横手盆地地下の第四系基底の標高分布（臼田ほか，1976 に加筆）	71
第 5. 2 図	土質調査ボーリングより推定した工学的基盤上面（完新統基底～中部更新統）	72
第 5. 3 図	氾濫原堆積物（a）分布域の地質断面図	73
第 5. 4 図	低位 II 段丘堆積物（T12）分布域の地質断面図	73
第 5. 5 図	仙北市角館町上菅沢から同下菅沢に至る湿地堆積物（am）分布域の地質断面図	73
第 6. 1 図	新第三系中に発達する断層の露頭写真	75
第 6. 2 図	角館西部地域の中新世八割層から採取した岩脈の方位（Haji <i>et al.</i> , 2019 を一部改変）	77
第 6. 3 図	角館地域周辺の断層分布とブーゲー重力異常	78
第 6. 4 図	田沢層周辺の断層露頭写真	79
第 6. 5 図	横手盆地東縁の反射断面	80
第 6. 6 図	雄物川沿いの段丘面の高度分布	80
第 6. 7 図	栗沢層中の傾斜不整合	82
第 6. 8 図	活構造の分布と地形断面	83
第 6. 9 図	白岩断層の断層崖	84
第 6.10 図	小森トレンチ壁面 K に認められた古地震イベント	85
第 6.11 図	明平—真崎区間の断層露頭	86
第 3. 1 表	角館地域における古第三系～新第三紀火山岩の全岩化学組成データ	12
第 3. 2 表	新第三紀火山岩の U-Pb 及び FT 年代測定結果	39
第 4. 1 表	研究別層序対比表（更新統ジェラシアン階～中部更新統最上部）	48
第 4. 2 表	角館地域周辺の段丘堆積物（段丘面）の研究別対比表	49

第 4. 3 表	栗沢層下部の火山砕屑物の鉍物組成	52
第 4. 4 表	栗沢層下部の火山砕屑物のガラスと重鉍物の屈折率	52
第 4. 5 表	栗沢層下部の火山砕屑物中のガラスの主成分化学組成	52
第 4. 6 表	栗沢層の花粉化石	53
第 4. 7 表	田沢層火山砕屑物相の鉍物組成	58
第 4. 8 表	田沢層火山砕屑物相のガラスと重鉍物の屈折率	58
第 4. 9 表	田沢層火山砕屑物相のガラスの主成分化学組成	58
第 4.10 表	小倉沢林道の石質岩片・軽石火山礫混じりの灰白色粗粒火山灰層の鉍物組成	58
第 4.11 表	小倉沢林道の石質岩片・軽石火山礫混じりの灰白色粗粒火山灰層のガラスと重鉍物の屈折率	58
第 4.12 表	田沢層の花粉化石	60
第 4.13 表	中位Ⅱ段丘堆積物中の有機質泥層の花粉分析結果	63
第 4.14 表	仙北市小山田 (tm2-2) の中位Ⅱ段丘面を覆うテフリックレス中のクリプトテフラ及び十和田火山起源の広域テフラのガラスと重鉍物の屈折率	65
第 4.15 表	小山田 (tm2-2) の中位Ⅱ面を覆うテフリックレス基底部のクリプトテフラ (tm2-2-1) の火山ガラスの主成分化学組成	65
第 7. 1 表	角館地域の鉍山一覧表 (通商産業省資源エネルギー庁, 1986)	88
第 7. 2 表	鉍石の分析値 (通商産業省資源エネルギー庁, 1986)	88
第 7. 3 表	角館地域の温泉一覧表	89
第 8. 1 表	角館地域内の地すべり警戒区域 (平成 30 年 12 月現在)	90
付図 1	本報告で使用した古第三系～新第三系の試料一覧	97
付図 2	古第三系～新第三系の試料採取位置, 図の写真撮影位置, 鉍山位置	98-99
付図 3	第四系の試料採取位置, ルート位置及び写真撮影位置	100-101
付表 1	長内沢層の試料 160528-2 におけるジルコン U-Pb 年代一覧	102
付表 2	長内沢層の試料 160528-2 におけるジルコン FT 年代一覧	103
付表 3	第四系の火山砕屑物の主成分化学組成測定値	104-105
Fig. 1	Summary of geology of the Kakunodate District	109

第1章 地 形

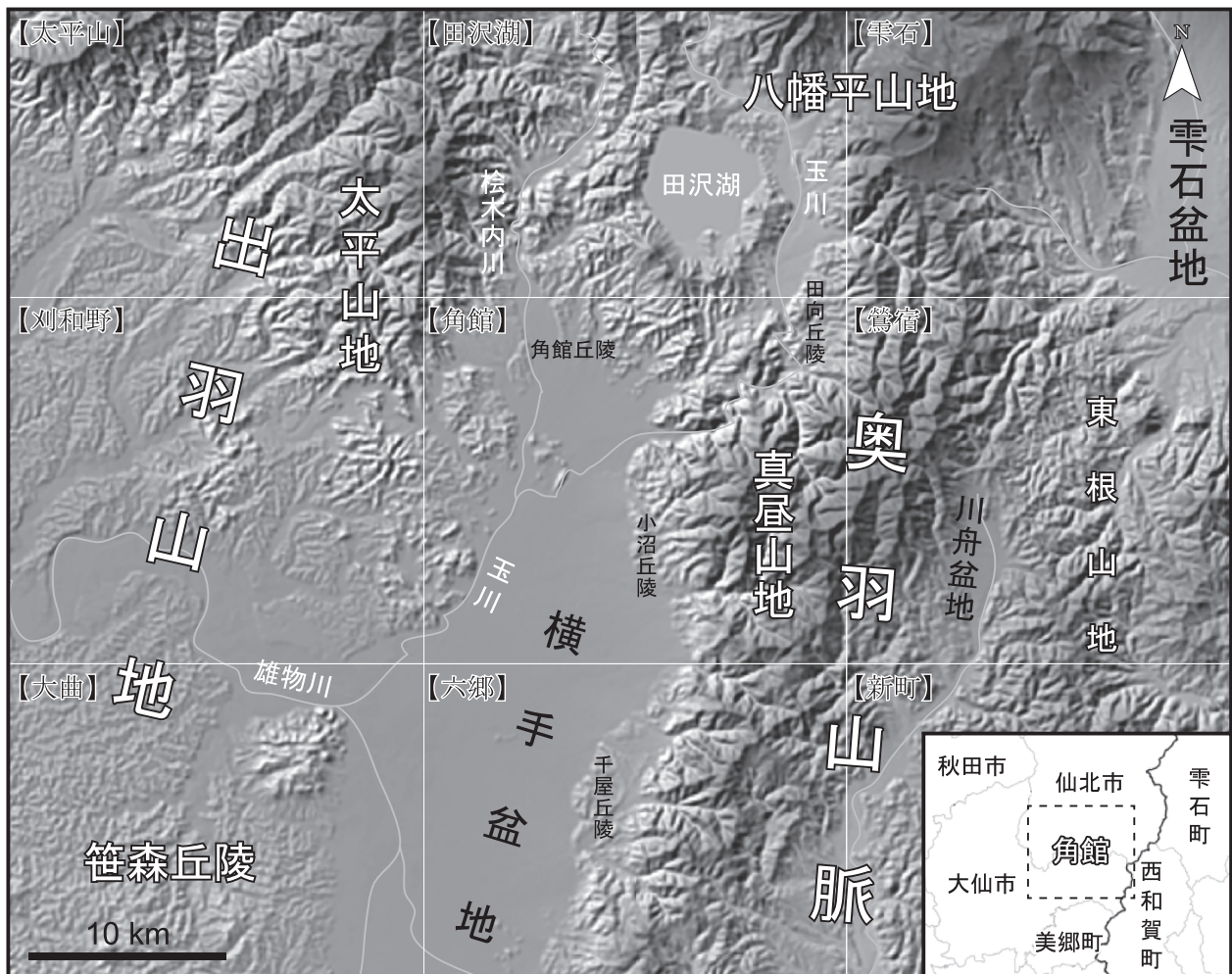
(白濱吉起・小松原 琢)

1.1 概 説

角館^{かくのだて}地域は、世界測地系において北緯 39° 30' 10.1" ~ 39° 40' 10.1", 東経 140° 29' 47.6" ~ 140° 44' 47.5" (日本測地系において北緯 39° 30' ~ 39° 40', 東経 140° 30' ~ 140° 45') の範囲に位置し、行政区として秋田県仙北市、大仙市及び岩手県西和賀町にまたがっている (第 1. 1 図)。

本地域は地形的に、中央の横手盆地^{よこて}とその東西の山地・丘陵に大別される (第 1. 1 図)。

主に横手盆地東側及び北部の山地は、奥羽山脈主脈の一部にあたる。東北日本弧の脊梁山脈である奥羽山脈は、火山前線とほぼ一致するが、本地域に分布する奥羽山脈は、先第四系からなる非火山性の山地である。角館^{かくのだて}地域に分布する奥羽山脈は、東側の真昼山地^{まひる}と北側の八幡平山地^{はちまんたい}に区分される (小池ほか編, 2005)。真昼山地の西縁は、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (以下、地震調査委員会と呼ぶ) (2005) の横手盆地東縁断層帯と総称される逆断層群によって、横手盆地と境される。横手盆地の西側には、背弧山地の一部をなす出羽山地 (丘



第 1. 1 図 角館図幅周辺の地形概観
 地形名は小池ほか編 (2005) に従った。背景の陰影図は国土地理院発行の 10 m メッシュの地形データから作成した。右下図の範囲は地形概観図と同一。

陵)が分布する。角館地域の西部の出羽山地は、主に先新第三系が分布する太平山の南東に位置し、太平山地と呼ばれる低起伏の山地である。

角館地域の北側には、八幡平山地の一部である、田沢湖を取り囲む山地の南麓が含まれる。太平山地とは松木内川によって画され、真昼山地とは才津川沿いの低地によって画される。山地の標高は、松木内川及び盆地へ向かってなだらかに低下する。盆地縁辺では低起伏の丘陵を形成する。

秋田県内陸部に発達する横手盆地は、南北約 65 km、東西約 15 km の細長い盆地である。角館地域内の横手盆地には、真昼山地から才津川、玉川、入角沢、小滝川、栗沢川、齊内川、川口川などが流入する。それらの河川は盆地内で南西～西に流下し、盆地西縁で玉川に合流する。また、田沢湖の西を太平山地東縁に沿って、北から南に松木内川が流下し、角館付近で玉川に合流する。出羽山地からは山谷川、入見内川といった河川が盆地に流入する。玉川は盆地西縁を南に流下し、南から流れる雄物川に合流した後、西へ流向を変え、太平山地を横断して日本海へと流れる。真昼山地から横手盆地に流入する河川の多くは、盆地床に扇状地を形成する。約半数の扇状地は、一部が完新世に離水して段丘化している。また、盆地の縁辺部には残丘状に新第三系からなる孤立丘が存在する。

1.2 山地地形

角館地域の山地地形としては、東部の真昼山地、北部の八幡平山地、西部の太平山地がある。本地域の中央を横手盆地が占め、それを東西から挟む形で、真昼山地と太平山地の一部がそれぞれ角館地域の東半分と西縁に分布する。山地は概して新第三系によって構成され、特に真昼山地では起伏量の大きい地形を形成する(第 1.2 図)。

真昼山地では、小杉山から薬師岳、甲山、中ノ沢岳、風鞍へと南北に連なる標高 1,000 m 前後の稜線が真昼山地の一部を構成する(第 1.2 図)。この稜線は岩手県との県境をなす。小杉山から北西に位置する白岩岳から小滝山に至る南北方向の稜線も、標高 1,100 m 程度と県境の稜線に匹敵する標高を持つ。そのため、両稜線間には堀内沢や袖川沢といった南北方向の深い V 字谷が形成されている。白岩岳及び小滝山の周辺から西側の横手盆地に向かって山地の標高は漸減し、横手盆地との境に分布する丘陵地へと連続する。それに伴い起伏量も小さくなる。

八幡平山地では、田沢湖を囲む山地の南麓が角館地域に含まれる。標高は 500 m 以下で、低起伏の山地である。南西へ向かってなだらかに標高を下げる。山麓の山谷層分布域において、丘陵を形成する。

出羽山地の一部である太平山地は横手盆地の西側に分布する。接峰面の標高は約 200 ~ 300 m と低く、真昼山地と比して起伏量の小さい山地である。

1.3 丘陵地形

角館地域には、横手盆地北縁部の角館丘陵(新称)、東縁部の小沼丘陵、及び角館地域北東部の真昼山地内の田向丘陵(新称)の 3 つの小規模な丘陵地形が認められる(第 1.2 図)。田向は北隣の田沢湖地域の地名である。これらはそれぞれ、山谷層、栗沢層、田沢層の分布とほぼ一致する。丘陵地形の起伏量は概ね 100 m で、小起伏面を有する。

横手盆地北部の角館丘陵は、その大半が中新統トートニアン階上部の山谷層で構成され、丘陵の周囲には広く段丘面が分布する。丘陵は小起伏面を有し、横手盆地に向かって緩やかに傾斜する。その傾斜に従う形で山谷川、西ノ又沢、小白川川、院内川が角館丘陵内を流下し、松木内川に合流する。

横手盆地東縁に位置する小沼丘陵は、主に更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の栗沢層から構成されるが、入角沢付近では中新統の八割層が分布する。小沼丘陵は入角沢と齊内川に挟まれた南北に細長い丘陵地帯で、その標高は約 280 m から約 180 m へと南に向かって漸減する。真昼山地を水源とする小滝川及び栗沢川といった河川が丘陵を東西方向に横切り、横手盆地へ流入する。小沼丘陵の形成には、横手盆地と小沼丘陵の境に沿って南北に伸びる東傾斜の逆断層である白岩断層の活動が深く関わっており、1.6 Ma 以降の活動により隆起し始め、丘陵化したと考えられている(楢原ほか、2006; 小坂ほか、2008)。

真昼山地北方には南北幅約 4 km、東西幅約 3 km の盆地構造が存在し、その内部に小起伏面を有する丘陵地形が認められる(田向丘陵)。田向丘陵は主に更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の田沢層で構成される。田向丘陵内には、玉川の支流である金掘沢、小倉沢、刑部沢、屋敷沢、八木沢が東から西に向かって流下する。標高は東から西に向かってやや低下するが、田向丘陵の西部に分布する田沢層は緩やかな東傾斜を示す。

1.4 地すべり地形

東北地域では奥羽山脈及びその周辺部において、地すべり地形が多数形成されている(井口ほか、1984; 地すべり学会東北支部編、1992)。角館地域でも、多数の地すべり地形が認められた。空中写真判読で、明らかな地すべりブロックと滑落崖のセットを確認できたものを地すべり地形として抽出した。その結果、地すべり地形は真昼山地の標高 500 ~ 1,000 m の範囲内に偏って認めら

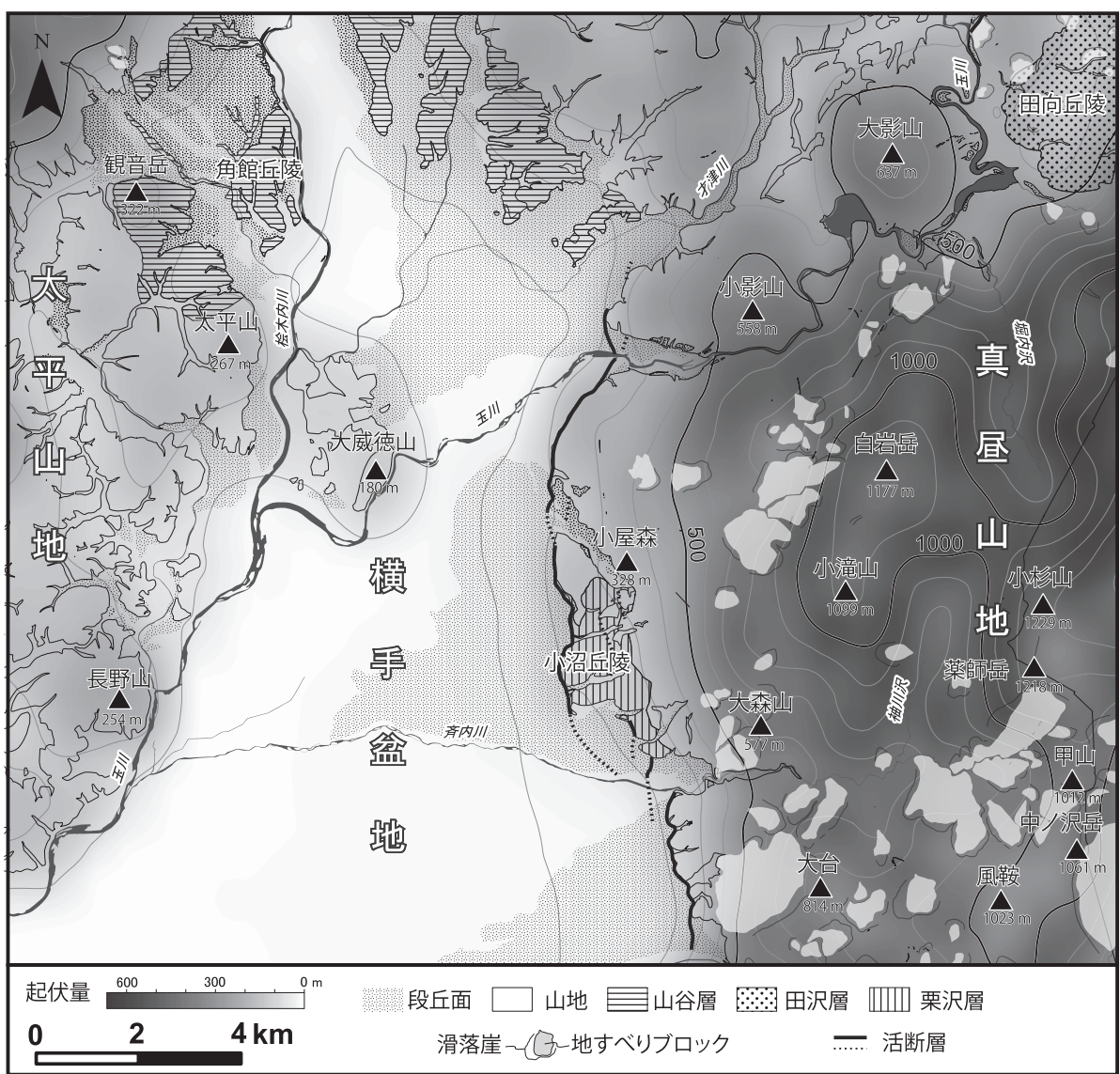
れた。また、主要な分布域は、角館地域南東部の白岩岳西斜面及び斉内川流域であった。大台西側斜面の地すべりブロックは、角館地域内において一つの移動体として最大の面積を示し、少なくとも 2.5 km^2 に達する。本地域において広く地すべり地形が認められる地域には、新第三紀の火山岩を主とした地層、いわゆるグリーンタフが分布する。しかし、地すべり地形はそれらの分布域にまんべんなく認められる様子はない。地すべり地形は一定の起伏量を持つ領域に集中しており、400 m 以上の起伏量を示す地域にはほとんど認められない(第 1. 2 図)。

小杉山から風鞍に至る稜線は、その標高に比して幅広い尾根を形成する。その稜線上の一部では線状凹地を伴

う二重稜線が形成されている(第 1. 3 図)。薬師岳北方では線状凹地を形成する東側の崖が西側と比較して傾斜が大きい傾向が見られた。この特徴は、尾根に沿って西傾斜した初生的な滑落崖が形成され、急傾斜の崖を境に、緩傾斜側のブロックが滑動していることを示唆する。

1. 5 段丘及び沖積低地の地形

角館地域には、第 1. 4 図に示す 5 段の段丘面が分布する。これらは段丘面を覆うクリプトテフラや段丘堆積物中の有機物の年代測定などによって、対比・編年が可能である。高位段丘面は中期更新世後期に、中位 I 段丘



第 1. 2 図 角館地域内の起伏量分布図及び接峰面

国土地理院発行 10 m メッシュ数値地図の標高データから ArcGIS のフォーカル統計ツールを用いて接峰面及び起伏量を求めた。起伏量は対象とする地点の周囲 1 km^2 の範囲内における最大と最小の標高値の差により求めた。コンターは標高 100 m ごとに引いた。

面は後期更新世前期（最終間氷期：酸素同位体比年代区分の MIS5）に、中位Ⅱ段丘面は後期更新世中期（最終氷期前半：MIS3）に、低位Ⅰ段丘面は後期更新世後期（最終氷期後半：MIS2）に、低位Ⅱ段丘面は完新世初頭（MIS1）に離水した。これらの段丘面のうち、特に中位Ⅰ段丘面、中位Ⅱ段丘面及び低位Ⅱ段丘面は広く分布し、角館地域南方や西方の雄物川の河谷まで追跡可能である。

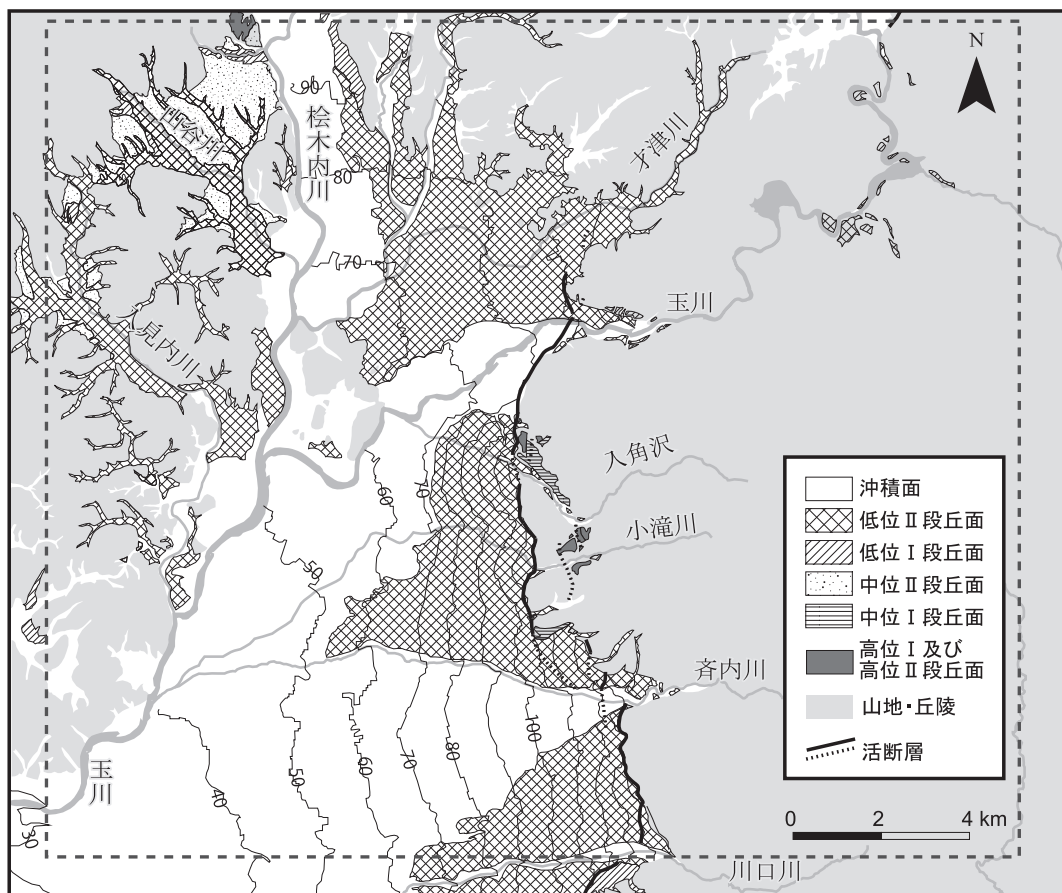
横手盆地の盆地床は大部分で圃場整備が行われており、人工改変前の微地形が残されている場所は少ない。本報告では1947年撮影の空中写真から旧河道を読み取って示した。玉川及び桧木内川沿いの蛇行原では蛇行した旧河道が認められる。一方、齊内川の現世扇状地や川口川の完新世初頭の扇状地面では扇状地面の最大傾斜方向に直線状に伸びる旧河道が認められた。

沖積面は、桧木内川や玉川及び雄物川本流沿いでは蛇行原となっているが、そのほかの真昼山地から横手盆地に流入する河川（入角沢・小滝川・齊内川）では扇状地となっている。このうち齊内川を除く入角沢と小滝川の扇状地は、完新世初頭に離水して段丘化している。また、小滝川と齊内川が形成する扇状地は、南北に扁平な、つ

ぶれた円錐状の形態をしている。これは、横手盆地を埋積する第四系基底の構造や、横手盆地の反射法地震探査結果から推定される、横手盆地の傾動を伴った沈降が、完新世まで累積的に行われていることを示唆する（深沢、1984）。



第1.3図 薬師岳北方稜線の二重稜線地形
薬師岳北方稜線から小杉山に向かって撮影。幅約100～150mの緩やかな尾根の中央を幅約50mの線状凹地（白点線）が南北に伸びる。白丸は人の位置を示す。



第1.4図 横手盆地の第四紀後期の地形面
数字は標高（m）、灰色の破線は角館地域の区画を示す。

第2章 地質概説

(細井 淳・白濱吉起・小松原 琢・工藤 崇)

角館地域の地質総括図を第2.1図に示す。本地域の古第三系～新第三系は、角館地域西部(太平山地)、北部(八幡平山地)及び東部(真昼山地)に露出し、第四系は、角館地域中央の横手盆地と河川沿いに分布する。本地域の地質の概要を、古第三系～新第三系、第四系、地質構造、地史に分けて、以下に記述する。

2.1 古第三系～新第三系

角館地域の古第三系～新第三系は、中央の横手盆地を挟み、主に西の出羽山地側と東の奥羽山脈側に露出する。その層序は、西側では下位から順に、山谷川層、桂湖層、塩手沢層、八割層、山谷層である。東側では下位から順に八滝沢層、小玉沢層、八割層、長内沢層である。横手盆地地下には、第四系直下に八割層が分布する。八割層は角館地域の東西で連続する。岩相、層序関係及び年代に基づくと、山谷川層と八滝沢層、塩手沢層と小玉沢層、山谷層と長内沢層がそれぞれ対比される可能性があるが、分布が連続しないため、両者の関係は分からない。これらの古第三系～新第三系を、漸新世～中新世の様々な岩質の貫入岩が貫く。角館地域北西部には、周囲の岩相から孤立して未区分火砕岩が分布する。

山谷川層は角館地域北西部に分布し、角館地域西側に露出する古第三系～新第三系の最下部を構成する。主に玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩と火山砕屑岩からなる。

八滝沢層は角館地域東部に分布し、角館地域東側の古第三系～新第三系の最下部を構成する。主に玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩と火山砕屑岩からなる。

桂湖層は角館地域西部に分布し、山谷川層を傾斜不整合の関係で被覆する。主にデイサイト～流紋岩火山砕屑岩から構成される陸成層で、その一部は溶結する。

塩手沢層は角館地域西部に分布し、桂湖層を傾斜不整合の関係で被覆する。塩手沢層と八割層下部は指交関係にある。塩手沢層は、礫岩、砂岩及び泥岩から構成され、一部にコキナが認められる。岩相と産出する化石から、塩手沢層は陸成層～浅海成層と考えられる。

小玉沢層は角館地域東部に分布し、八割層と指交する。火山性礫岩、凝灰質砂岩及び泥岩から構成される。本層から得られている化石に基づくと、比較的浅い海底下で堆積したと考えられる。

八割層は角館地域西部、北部、東部に露出し、横手盆

地地下にも分布する。角館地域西側では桂湖層を、東側では八滝沢層を不整合に覆う。また、塩手沢層及び小玉沢層とは指交関係にある。主に玄武岩～流紋岩の様々な組成の溶岩、貫入岩及び火山砕屑岩を主体とし、灰色～暗灰色泥岩と珪質泥岩を挟む。岩相と化石に基づくと、八割層は海成層である。古水深は場所や層準によって異なり、浅海～漸深海帯と考えられる。

山谷層は角館地域の北西部に分布し、山谷川層、桂湖層、八割層を不整合に覆う。主に斑状黒雲母流紋岩溶岩及び同質火山砕屑岩を主体とし、一部に泥岩を挟む。岩相と化石に基づくと、山谷層は海成層で、古水深は暴風時波浪限界水深以深及びその前後と考えられる。

長内沢層は角館地域北東部に分布し、八割層を傾斜不整合の関係で被覆する。黒雲母流紋岩火山砕屑岩と礫岩から構成される。黒雲母流紋岩火山砕屑岩の一部は溶結する。長内沢層と山谷層は、元々は一連の地層の可能性があるが、確証は得られていない。本層の火山砕屑岩は一部が溶結しており、陸成層の可能性が高い。

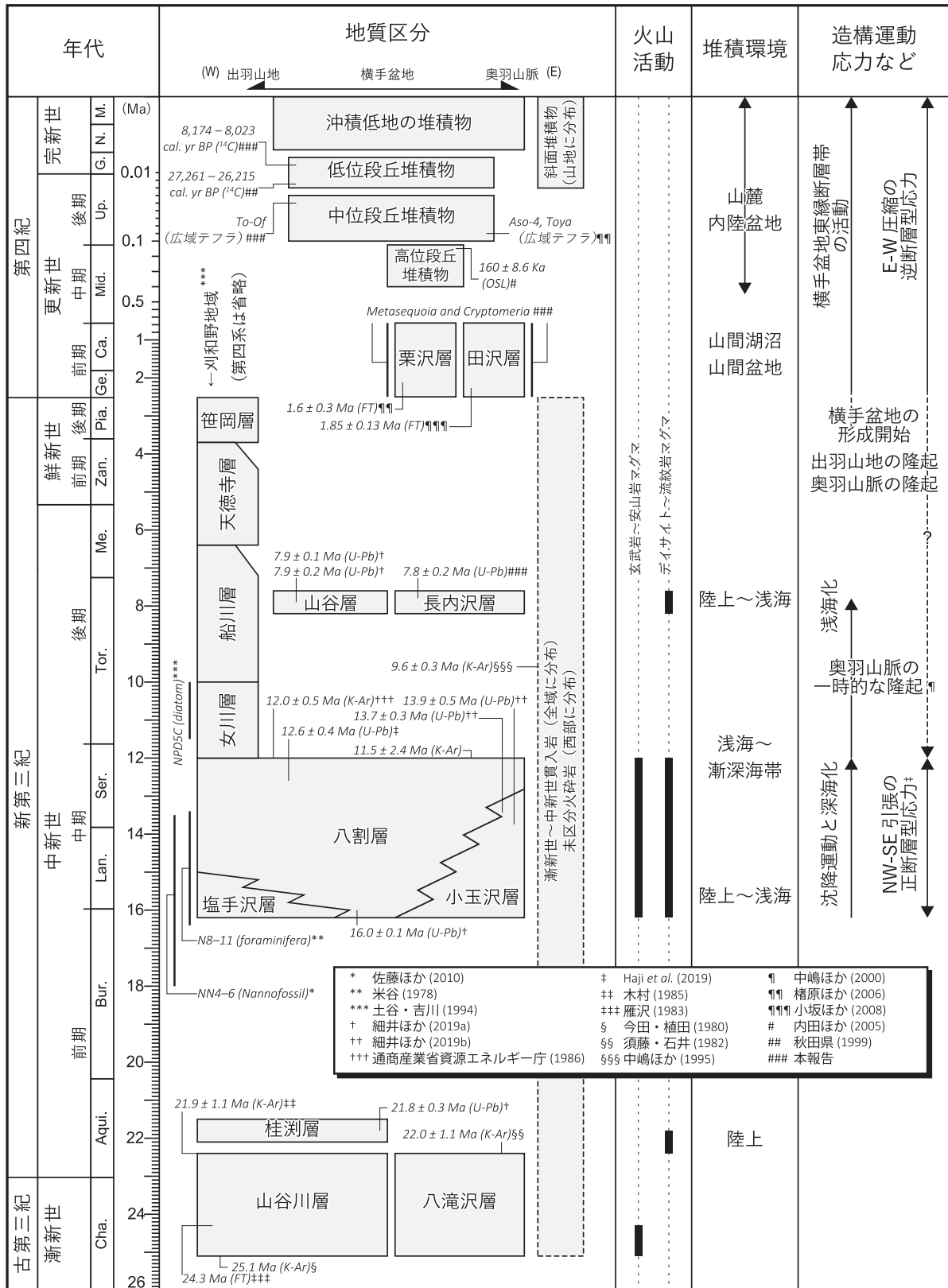
これらの古第三系～新第三系とは岩質の異なる火砕岩が、角館地域北西部の山谷川層分布範囲内に分布する。本報告では、これを古第三紀～新第三紀の未区分火砕岩とした。

角館地域には、古第三系～新第三系を貫く多種多様な岩質の貫入岩が分布する。本報告ではこれらを、漸新世～中新世の黒雲母トータル岩、斑状玄武岩質安山岩～安山岩、斑状デイサイト～流紋岩の3つに区分した。

放射年代(U-Pb, FT, K-Ar)と微化石層序年代から推測される各地層の年代は、次のとおりである。山谷川層及び八滝沢層は漸新世チャッティアン期～中新世アキタニアン期、桂湖層は約22 Ma、塩手沢層は約16 Ma、小玉沢層は約14～13 Ma、八割層は約16～12 Ma、山谷層及び長内沢層は約8 Maである。

2.2 第四系

本地域の第四系は、下位の新第三系を不整合に覆う更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の栗沢層及び田沢層、両者と大きな時間間隙を持つ中部更新統上部～完新統下部の段丘堆積物群、上部更新統～完新統の斜面堆積物、横手盆地において沖積面をなす氾濫原堆積物や扇状地堆積物などの沖積低地の堆積物及び横手盆地埋積物に大別される。



第2.1図 角館地域の地質総括図

地質区分はおおまかに東西に分けて示す。Cha.：チャッティアン，Aqui.：アキタニアン，Bur.：バーディガリアン，Lan.：ランギアン，Ser.：サーラバリアン，Me.：メッシニアン，Zan.：ザンクリアン，Pia.：ピアセンジアン，Ge.：ジェラシアン，Ca.：カラブリアン，Mid.：中期更新世，Up.：後期更新世，G.：グリーンランディアン，N.：ノースグリッピアン，M.：メーガーラン。

栗沢層と田沢層は、ともに複数の火山碎屑物と非火山性の碎屑物によって構成され、栗沢層の火山碎屑物の一部には火砕流堆積物が含まれる。両層中の火山碎屑物は、現段階では他地域のものとは対比されていない。栗沢層は陸成堆積物、田沢層は湖沼成の堆積物と考えられる。両層ともに *Metasequoia* (メタセコイア属) と *Cryptomeria* (スギ属) の花粉を産し、1.85 ~ 1.6 Ma 前後のフィッシュン・トラック年代値が得られていることから、日本列島におけるメタセコイア植物群消滅期の地層として両者は対比される。

段丘堆積物群は、赤褐色テフリックレスに被覆される中部更新統上部の高位段丘堆積物 (高位 I 段丘堆積物及び高位 II 段丘堆積物)、褐色テフリックレスに被覆される上部更新統下部~中部の中位段丘堆積物 (中位 I 段丘堆積物及び中位 II 段丘堆積物)、暗褐色のテフリックレスやクロボクに直接覆われる上部更新統上部~完新統下部の低位段丘堆積物 (低位 I 段丘堆積物及び低位 II 段丘堆積物) に区分できる。これらのうち、最終間氷期に形成された中位 I 段丘堆積物、厚い堆積物からなり最終氷期前半 (MIS3) に形成された中位 II 段丘堆積物、及び完新統初頭に離水した低位 II 段丘堆積物は、広く追跡されることから地殻変動の変位基準として重要な意味を持つ。

山地・丘陵の斜面表層部には斜面堆積物が分布する。斜面堆積物は、地すべり堆積物、埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物、及び崖錐堆積物に細分される。それらは地質のみならず地形的特徴から特定することができる。

沖積低地の堆積物は、主に礫から構成され砂や泥を挟有する氾濫原堆積物と、主に礫からなる扇状地堆積物とその大部分を構成する。その他、新第三系の残丘に取り囲まれて局所的に分布する湿地堆積物や、主として氾濫原の微地形を構成する旧河道堆積物、及び現河床に分布する現河床堆積物などが認められる。

2.3 地質構造

角館地域の古第三系~新第三系には、いくつかの断層や褶曲構造が認められるが、それらの構造の形成時期は不明である。

角館地域西側の山谷層を除いた古第三系~新第三系は、大局的に南西~南傾斜を示し、南側ほどその傾斜は緩くなる。山谷層はこれらの地質構造とは無関係に分布する。角館地域東側の古第三系~新第三系は、溶岩・貫入岩体、断層、褶曲によって、地層の走向傾斜は整っていない。角館地域東側に発達する断層及び褶曲構造の一部は、断層と褶曲軸の延びの方向がおおよそ平行で、断層運動によって褶曲構造が形成されたように見える。北北東-南南西方向の断層 (大杉沢断層と中ノ沢断層) の間にも、角館地域東側に分布する古第三系~新第三系

最下部の八滝沢層が露出する。これは両断層の運動によって、断層間の地質が持ち上げられたためと考えられる。

角館地域の第四系は、横手盆地に広く分布する完新世までの堆積物と、北東部の田向丘陵に分布する田沢層、横手盆地東縁の小沼丘陵に分布する栗沢層に大別される。

横手盆地埋積物は、周囲の山地から供給された碎屑物で構成され、その層厚は東側ほど厚く、西側ほど薄い。この地質構造の形成には、出羽山地東部の東への傾斜隆起と、横手盆地東縁の東傾斜の逆断層 (横手盆地東縁断層帯) による東への沈み込みが関与している。鮮新世末期以降の山間盆地の成立後、両プロセスが同時に進行することで、現在の地質構造が形成されていったと考えられる。

田沢層は山地に囲まれた田向丘陵に分布する盆地堆積物で、北西縁と南東縁に沿って延びる丘陵部が沈降するセンスの逆断層 (長内沢断層と八木沢断層) に挟まれる。全体として東に傾斜していることから、田沢層は主として南東縁の逆断層の活動によって東へ沈み込みつつ堆積していったと推定される。

横手盆地の東縁部に位置する小沼丘陵には栗沢層が分布する。小沼丘陵は真昼山地と丘陵を境する境界断層 (小屋森断層) と横手盆地と丘陵を境する前縁断層 (白岩断層) に挟まれる。現在の横手盆地の先駆けとなった山間盆地成立時には、境界断層のみが活動していたが、栗沢層堆積期になると盆地堆積層内の弱面を利用した水平な断層が境界断層から西に分岐すると共に、横手盆地内に出出し、前縁断層が形成されたと推定されている。前縁断層の活動によって、境界断層との間にあった栗沢層が隆起し、小沼丘陵が形成されたと考えられる。

2.4 地史

角館地域の地史 (第 2.1 図) を以下に記述する。地史の根拠は、後述の各章と引用文献を参照されたい。

- (1) 漸新世チャッティアン期~中新世アキタニアン期: 山谷川層及び八滝沢層の形成

漸新世と中新世の境界の頃、角館地域では玄武岩質安山岩~安山岩マグマによる火山活動が生じ、山谷川層及び八滝沢層が形成された。これらの地層は角館地域に分布する古第三系~新第三系の最下部を構成する。山谷川層及び八滝沢層の形成後にはハイエイタスが認められる。

- (2) 中新世アキタニアン期: 桂湖層の形成

約 22 Ma 頃になると、角館地域西側にはデイサイト~流紋岩火山碎屑岩が堆積し、桂湖層が形成された。火山碎屑岩の一部は溶結する。この時期、少なくとも角館地域西側には河川や湖

沼が広がっていたと考えられる。桂湖層形成後には約 600 万年間のハイエイタスが認められる。

東北日本に分布する古第三系～新第三系の溶結火砕岩は、中新世アキタニアン期頃に集中する（土谷, 1995；小林ほか, 2004；Hasebe *et al.*, 2013）。この時期、角館地域を含む東北日本各地で珪長質マグマの火山活動が盛んだったと考えられる。

- (3) 中新世バーディガリアン期末頃～サーラバリアン期：塩手沢層、小玉沢層、八割層の形成

16～12 Ma 頃、角館地域では海進が起こった。陸上～浅海で塩手沢層及び小玉沢層の堆積物が堆積し、それらに指交して浅海～漸深海帯の海底下で八割層の堆積物が堆積した。海底下では、玄武岩～流紋岩の様々な組成の火山活動が盛んに起こり、その一部は、海底下での溶岩噴泉型の噴火であった。Hosoi and Amano (2017) は、この時期、背弧域の各地で溶岩噴泉型の苦鉄質マグマの火山活動が起こっていた可能性を指摘しており、本地域もその一地域と考えられる。この時期、角館地域は北西－南東方向に σ_3 軸を持つ正断層型の応力場だった (Haji *et al.*, 2019)。

- (4) 中新世サーラバリアン期～トートニアン期中頃：
女川層、船川層下部の形成

12～9 Ma 頃、八割層の火山活動収束後、角館地域西方（例えば、西隣の刈和野地域：土谷・吉川, 1994）では、八割層を整合に覆う泥岩を主とした地層（女川層及び船川層下部）が堆積した。角館地域には、これらの地層が分布しない。これは、女川層及び船川層下部に相当する堆積物が削剥されたためか、そもそも堆積していなかったためである。

西隣の刈和野地域に分布する女川層の層厚は、南東ほど、つまり角館地域に近づくほど薄くな

る（土谷・吉川, 1994）。この頃、角館地域東側の奥羽山脈は、一時的に隆起していた（中嶋ほか, 2000；Nakajima *et al.*, 2006）。断定できないが、奥羽山脈の隆起に伴って角館地域も陸化又は浅海化し、角館地域は女川層や船川層下部の堆積域にならなかったと考えれば、辻褄があう。

- (5) 中新世トートニアン期末頃：山谷層、長内沢層の形成

約 8 Ma 頃、角館地域北東部では、比較的浅い海底下で黒雲母流紋岩マグマによる火山活動が起こり、山谷層が形成された。その東方の奥羽山脈側は、既に陸化しており、一部、溶結が認められる黒雲母火山砕屑岩が堆積して長内沢層が形成された。

- (6) 更新世ジェラシアン期～カラブリアン期：栗沢層、田沢層の形成

鮮新世末期以降からの奥羽山脈の隆起開始に伴い、真昼山地中の湖盆において湖沼成の田沢層が、真昼山地西麓において陸成の栗沢層が形成された。周辺の火山からは火砕流堆積物を含む火山砕屑物が供給された。同時に東西圧縮場において真昼山地西麓の横手盆地東縁断層帯が活動を始めた。また、太平山地も隆起を開始し、現在の横手盆地が形作られていった。

- (7) 中期更新世～現在

栗沢層、田沢層の形成後も真昼山地の隆起は続いた。真昼山地西部では、小屋森断層から横手盆地内部の白岩断層へ、田向丘陵では八木沢断層から生保内断層へと逆断層運動場の遷移が生じた。栗沢層及び田沢層堆積域のうち、白岩断層もしくは生保内断層の上盤側に位置する領域は隆起し、侵食場へと変化していった。

真昼山地の隆起開始以降、真昼山地から供給される粗粒砕屑物は、横手盆地内に扇状地群を形成しつつ盆地を埋積し、現在に至っている。

第3章 古第三系～新第三系

(細井 淳・工藤 崇・白濱吉起)

3.1 研究史

東北日本に分布する古第三系～新第三系は、石油や金属鉱床を胚胎することから、古くからこれらの探鉱と開発を目的とした地質調査が盛んに行われてきた。特に秋田県日本海側では、主に石油胚胎層として、古第三系～新第三系の層序と地質構造の把握に主眼をおいた調査が進められてきた。これらの調査では石油胚胎層より下位の火山岩卓越層の取扱いには消極的な側面があり、火山岩卓越層はしばしば「緑色凝灰岩(グリーンタフ)」として一括されてきた(千谷, 1925 など)。高橋(1932)は、東北日本海側の油田地帯の緑色凝灰岩を総括し、緑色凝灰岩が基底緑色凝灰岩と新緑色凝灰岩に二分できることを示した。さらに石油胚胎層の基盤として緑色凝灰岩の重要性を説き、緑色凝灰岩の層序学的研究の意義を示した。その後、地向斜の研究とともに、緑色凝灰岩の層序学的研究と層序の広域的な対比が行われるようになった(藤岡, 1956 など)。

角館地域に分布する古第三系～新第三系については、まず佐藤(1939)が7万5千分の1地質図幅「角館」を作成し、ここで岩相の大まかな区分がなされた。この地質図幅では、緑色凝灰岩が幾つかの岩相に区分されたが、その層序関係は示されていない。その後、井上(1960)は、角館地域の緑色凝灰岩を含む新第三系を細分した層序を構築した。さらに井上(1960)は、秋田県太平山周辺(日本海側地域)の層序を比較し、広域的な堆積盆の発達を考察した。同じ頃、上田(1963)は、田沢湖～角館北部の古第三系～新第三系層序を構築し、広域的な岩相對比を試みた。

1965年頃からは国の政策に基づき、「広域調査—精密調査—企業探鉱」の三段階方式で国内資源の探鉱促進が図られた。1966年度～1969年度には秋田・岩手県境の和賀岳付近～秋田県湯沢市大森山周辺に至る奥羽山脈一帯(和賀雄物地区)の広域調査が行われた(通商産業省, 1967, 1969, 1970a, 1970b)。これらの広域調査の結果から、角館地域北東部～南部周辺が真山地区として精密調査の対象地域に選ばれ、精密調査が実施された(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972, 1973; 金属鉱業事業団, 1974, 1975)。1980年度～1985年度には、秋田県太平山西部から秋田県白岩岳へかけて、広域調査が実施された(通商産業省資源エネルギー庁, 1986)。これらの調査では

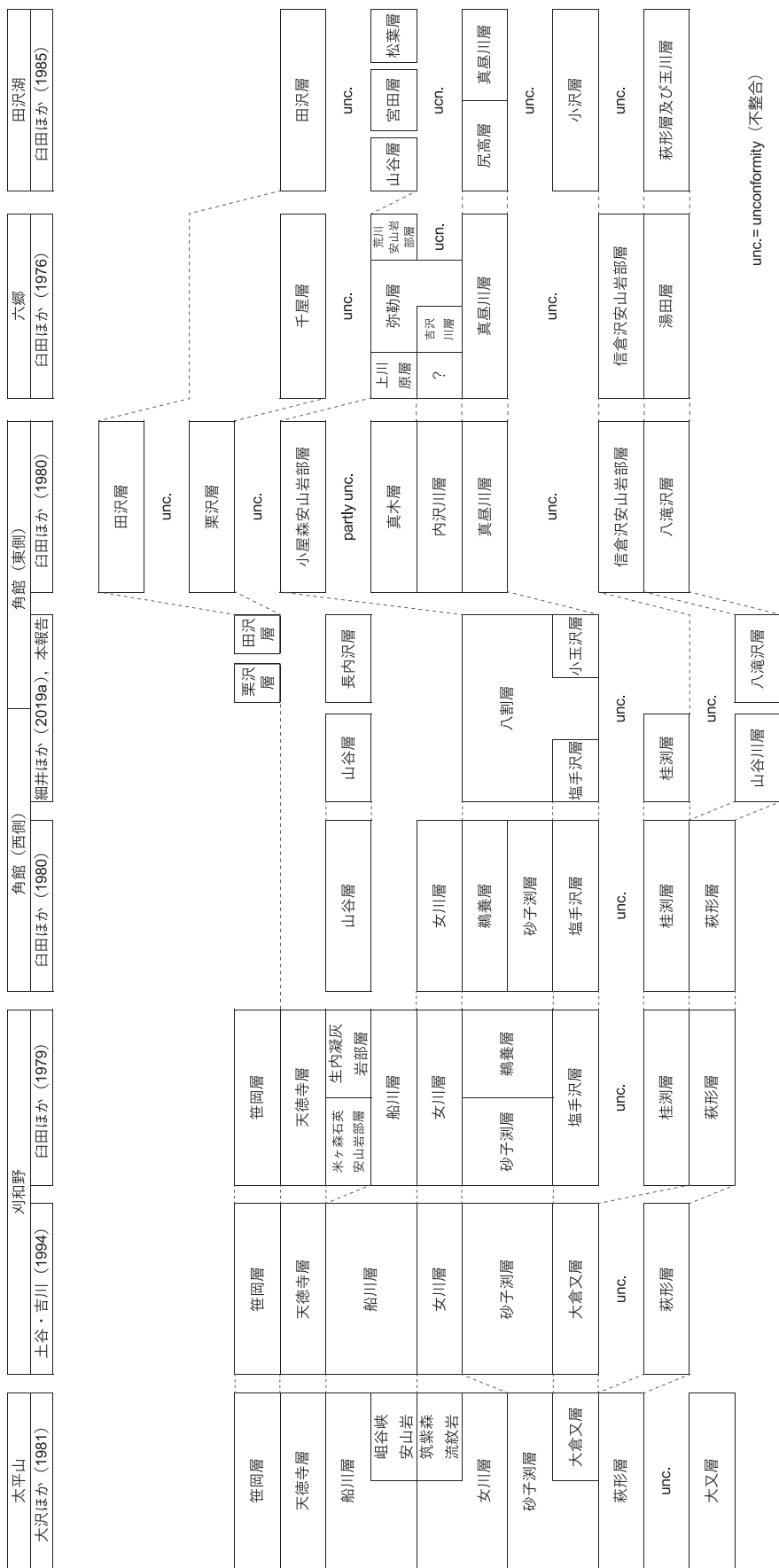
地質調査の他に、地球化学探査、重力探査、空中磁気探査、電気探査、ボーリングなど様々な調査が行われた。その結果により選出された探鉱有望地区では、ボーリング調査と共に地球化学的手法を用いた精査が行われた(通商産業省資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992)。角館地域内では、抱返り溪谷～真木溪谷地区が黒鉱型鉱床の有望地区として選出され、精査がなされた。

角館地域の5万分の1地質図としては、1980年に秋田県総合地質図幅「角館」が出版された(白田ほか, 1980)。また1989年には、その地質図幅資料を基にして、土地分類基本調査5万分の1表層地質図「角館」が出版された(石川ほか, 1989)。

角館地域の古第三系～新第三系の年代は、化石や放射年代測定値に基づいて、求められた。高安ほか(1979, 1986)、増田・吉田(1991)、増田ほか(1999)は、抱返り溪谷と仙北市角館町内から貝類化石を報告し、同一種の化石が産出する他の地層と対比し、化石産出層の年代を推測した。白田ほか(1980)は、仙北市角館町西方の新第三系泥岩から有孔虫、珪藻、石灰質ナンノ化石を報告し、微化石層序の視点から地層の年代を検討した。放射年代測定は、2000年頃までにK-Ar年代測定やFT年代測定(通商産業省資源エネルギー庁, 1986; 白田・岡本, 1986; 中嶋ほか, 1995)、近年ではFT年代測定、U-Pb年代測定が行われた(細井ほか, 2019a, 2019b; Haji *et al.*, 2019)。このうち、細井ほか(2019a)は、角館地域西側の古第三系～新第三系を調査して層序を再構築するとともに、放射年代測定結果から各地層の年代を明らかにした。

角館地域及び周辺地域の層序変遷と層序の対比を第3.1図に示す。角館地域の古第三系～新第三系は、主に東の奥羽山脈側と西の出羽山地側に露出する。その間には横手盆地が発達し、第四系が分布する。そのため、これまで古第三系～新第三系の層序は、東側と西側で別々の層序が構築されてきた(白田ほか, 1980; 石川ほか, 1989)。また、角館地域北部の層序は、角館地域北方の田沢湖周辺を模式とした層序も検討されている(上田, 1963)。これらの研究では、構築した層序と秋田油田地域や隣接地域の層序との広域的な対比も検討された。

角館地域西側の古第三系～新第三系の一部は、角館地域北西～西方の太平山周辺地域で定義された地層名が使われてきた(井上ほか, 1956; 井上, 1960; 白田ほか,



第3.1図 角館地域及び周辺地域の層序変遷と層序対比図
 周辺地域の層序は5万分の1地質図幅として報告されているものを示す。破線はおおまかな対比を示す。

1979, 1980; 石川ほか, 1989; 土谷・吉川, 1994). 萩形層はぎなりや砂子瀝層すなごぼろ, 鵜養層うやしなが該当する. しかし近年, 5万分の1地質図幅「阿仁合」あにあいの改訂に伴い, 太平山周辺の模式的な古第三系～新第三系層序が改定された(鹿野ほか, 2012). これにより, 角館地域を含む太平山周辺の古第三系～新第三系層序は, 抜本的な見直しが必要となった. それらのうち, 角館地域西部の古第三系～新第三系の層序は, 細井ほか(2019a)によって見直され, 再構築がなされた.

3.2 層序区分

本報告では, 角館地域の古第三系～新第三系層序は, 角館地域西側で構築された層序(細井ほか, 2019a)を基本とした. 従来, 角館地域は東側と西側で別々の層序体系が構築されていた(臼田ほか, 1980). 本報告では, 岩相の比較及び横手盆地地下のボーリング資料を用いた検討により, 東西で地層が連続すると判断されたものは, 両者を同じ地層名で表記した. ただし, 東側と西側で岩相と層序関係が類似するものの, 地層が連続するとは断言できないものについては別々の地層名を用いた.

臼田ほか(1980)は角館地域東側の古第三系～新第三系の層序を, 下位より八滝沢層しぐらざわ, 信倉沢安山岩部層しんくらざわ, 真昼川層まひるがわ, 内沢川層うちざわがわ, 真木層まぎ及び小屋森安山岩部層こやもりに区分した. これらのうち, 真昼川層, 内沢川層, 真木層及び小屋森安山岩部層は, 西側の八割層と同一の地層と判断した. その理由は以下の通りである. まず, 本調査によって, 内沢川層と真木層, 小屋森安山岩部層に相当する岩相は, 真昼川層を構成する岩相の一部と一致し, かつこれらの地層は真昼川層と指交することが明らかになった. また, 臼田ほか(1980)は, 角館地域西隣の刈和野地域の層序と比較し, 真昼川層が鵜養層と砂子瀝層(共に, 細井ほか, 2019aの八割層に相当)に, 内沢川層が女川層に, 真木層と小屋森安山岩部層が船川層に対比されるとした. しかしこの対比には問題があり, 地層の年代が一致しない. 真昼川層, 内沢川層と小屋森安山岩部層は, 鵜養層や砂子瀝層の年代と一致し(細井ほか, 2019b), 八割層と同じ年代である. 以上より, 内沢川層, 真木層及び小屋森安山岩部層は真昼川層に含めるのが適当で, 従来地層として区分されてきた岩相変化は, あくまでも真昼川層中の岩相変化と捉えるのが適切である. また, 真昼川層は, 角館地域西側の八割層の年代と一致する.

次に真昼川層と角館地域西側の八割層の関係を説明する. 角館地域中央部の横手盆地では, 西から東へ向かって, WS-15, WS-1, WS-20, 奥羽山荘温泉掘削のボーリングデータがあり, 盆地地下の地質の連続性を検討できる(地質図のD-F断面参照). これらのデータに基づくと, 角館地域西側の八割層の火山砕屑岩は, 東側の真

昼川層の火山砕屑岩に連続すると判断される. また, デイサイト～流紋岩(本報告のHr1及びHr2に相当する)の主成分全岩化学組成は, 東西で違いが認められない. つまり, 八割層と真昼川層は同一の地層と見なして良いと判断される. 以上より, 臼田ほか(1980)の内沢川層と真木層及び小屋森安山岩部層は真昼川層に含めるのが適切であり, その真昼川層は角館地域西側の八割層と一連の地層であると考えた.

角館地域の古第三系～新第三系は, 西側では下位から順に, 山谷川層, 桂瀝層, 塩手沢層, 八割層, 山谷層からなる. 桂瀝層は山谷川層を傾斜不整合に覆う. 塩手沢層と八割層下部は指交関係にあり, これらは桂瀝層を傾斜不整合に覆う. 山谷層は山谷川層と桂瀝層, 八割層を不整合に覆う. 東側の古第三系～新第三系は, 下位から順に八滝沢層, 小玉沢層, 八割層, 長内沢層からなる. 小玉沢層と八割層は指交関係にあり, 八割層は八滝沢層を傾斜不整合の関係で被覆する. 長内沢層は八割層を傾斜不整合に覆う. 岩相と層序関係に基づけば, 山谷川層と八滝沢層, 塩手沢層と小玉沢層, 山谷層と長内沢層がそれぞれ対比される可能性がある. しかしこれらの地層は連続して分布しないため, 直接的な関係は分からない.

古第三系～新第三系の火山岩は, 本報告で実施した主成分全岩化学組成分析データと既報の分析データから岩石名を決定した. 東北日本の古第三系～新第三系は, 古くからグリーンタフと呼ばれており, 強度の変質作用を被っている. そのため, 岩石本来の全岩化学組成を把握するためには, なるべく新鮮な試料を選定する必要がある. 主成分全岩化学組成分析は, 本来の岩石組成が残存すると判断された, 比較的新鮮な試料のみ実施した. 得られた主成分全岩化学組成データを第3.1表に示す. 簡易的な変質強度の判定に基づくと, 分析した試料は少なくとも強い変質作用は被っていないと判断される(第3.2図). そのため, 得られた全岩化学組成は元の組成から大幅に変化していないと考えられる. 主成分全岩化学組成分析を行うことができなかった岩石は, 記載岩石学的特徴, 同一層準の他の火山岩の主成分全岩化学組成データ, 周辺の岩相などを参考にして, 岩石名を決定した.

以下, 各地層について下位層から順番に記載する. 火山岩については, 岩相毎に代表的な試料の鏡下での岩石記載を記す. 斑晶鉱物が多い順に記述し, 主成分全岩化学組成分析を実施した試料についてはSiO₂量も記す. 化学分析や岩石記載を行った試料の一覧を付図1に, それらの試料採取位置を付図2に示す.

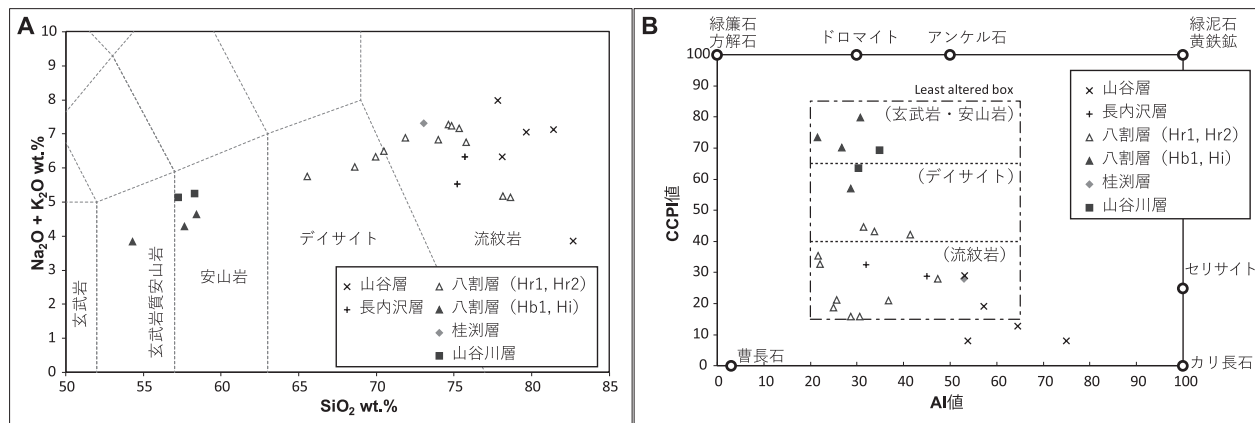
3.3 山谷川層(Yml, Ymv)

地層名 細井ほか(2019a)による. 井上(1960)及び臼田ほか(1980)は, 本層を萩形層として示したが,

第3.1表 角館地域における古第三系～新第三紀火山岩の全岩化学組成データ

試料名	位置 (緯度/経度)	位置 番号	地質 記号	産状	全岩化学組成 (wt.%)											Al値†	CCPI値‡		
					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 ***
山谷川層																			
151018-1	39°38'29"N / 140°30'30"E	1	Ymv	LA/IN	56.10	1.39	16.94	8.81	0.13	3.48	6.65	3.23	1.81	0.32	98.86	1.75	57.25	34.87	69.37
170927-3	39°40'12"N / 140°32'03"E	2	Ymv	LA/IN	57.39	0.84	18.96	6.26	0.11	3.38	6.77	3.91	1.26	0.21	99.08	2.28	58.29	30.32	63.56
桂湖層																			
160426-1	39°38'17"N / 140°31'07"E	4	Kw	WP	72.02	0.41	15.01	2.51	0.03	0.55	1.03	3.10	4.11	0.05	98.82	0.70	73.07	53.00	28.03
八割層																			
150518-3	39°33'51"N / 140°38'44"E	7	Hb1	VB	57.17	1.45	16.50	8.64	0.26	2.88	6.65	3.64	0.89	0.66	98.74	1.59	58.41	26.84	70.16
161023-2	39°34'08"N / 140°30'57"E	12	Hr1	LT	73.89	0.28	13.99	1.83	0.02	0.01	1.90	4.94	2.26	0.05	99.16	1.06	74.65	24.92	18.73
170514-1	39°31'17"N / 140°40'12"E	13	Hr1	TB	73.03	0.29	13.01	2.48	0.03	2.69	0.62	5.27	1.48	0.04	98.93	0.31	74.01	41.48	42.16
170513-2	39°34'09"N / 140°38'20"E	14	Hr1	TB	64.46	0.74	15.21	6.99	0.17	1.23	4.31	3.68	1.99	0.27	99.04	1.77	65.55	28.74	57.06
170605-1	39°32'04"N / 140°30'54"E	15	Hr1	TB	67.54	0.78	15.23	4.40	0.08	0.84	3.86	3.43	2.51	0.22	98.88	2.54	68.61	31.50	44.68
171008-4	39°35'56"N / 140°30'42"E	16	Hr1	LT	74.15	0.28	14.10	1.42	0.03	0.09	1.91	4.46	2.72	0.04	99.20	1.42	74.86	30.60	15.99
150522-1	39°36'06"N / 140°38'14"E	20	Hr2	LA/IN	77.41	0.16	11.98	1.57	0.04	0.55	1.81	2.09	2.97	0.01	98.57	1.07	78.66	47.45	28.00
150530-2	39°34'16"N / 140°37'43"E	21	Hr2	LA/IN	69.47	0.48	15.65	3.41	0.03	0.44	2.91	4.74	1.67	0.12	98.92	6.32	70.47	21.67	35.40
150602-1	39°34'47"N / 140°39'01"E	22	Hr2	LA/IN	77.09	0.14	13.01	1.04	0.01	0.44	1.90	3.63	1.48	0.00	98.74	2.05	78.16	25.72	21.27
150829-1	39°34'16"N / 140°37'42"E	23	Hr2	LA/IN	70.83	0.30	14.81	3.29	0.04	0.36	2.41	5.04	1.76	0.07	98.90	12.36	71.86	22.14	32.80
160423-5	39°35'19"N / 140°30'12"E	24	Hr2	LA/IN	74.75	0.22	14.25	1.46	0.02	0.03	1.55	4.64	2.47	0.01	99.38	7.04	75.32	28.75	15.85
161023-1	39°33'51"N / 140°31'05"E	25	Hr2	LA/IN	74.83	0.26	13.49	1.74	0.02	0.20	1.66	3.73	2.94	0.03	98.90	2.06	75.80	36.83	20.99
170418-2	39°33'54"N / 140°37'38"E	26	Hr2	LA/IN	68.81	0.40	14.97	4.00	0.07	1.14	3.04	3.86	2.37	0.10	98.77	1.77	69.95	33.73	43.22
150530-1	39°34'15"N / 140°37'45"E	27	Hi	IN	56.78	1.47	16.55	10.68	0.14	2.11	7.36	3.36	0.85	0.28	99.59	0.57	57.63	21.62	73.55
150530-5	39°34'37"N / 140°38'47"E	28	Hi	IN	52.75	1.38	16.11	11.78	0.21	4.28	7.75	3.17	0.57	0.35	98.35	1.03	54.29	30.75	79.94
山谷層																			
151019-3	39°37'23"N / 140°31'37"E	30	Yr1	TB	80.99	0.13	9.98	0.79	0.02	0.84	1.49	1.37	2.41	0.01	98.02	1.35	82.69	53.20	29.00
171006-2	39°38'34"N / 140°33'44"E	31	Yr1	TB	76.54	0.16	12.38	0.96	0.02	0.61	1.22	2.21	3.99	0.00	98.10	2.08	78.10	57.35	19.25
171006-3	39°39'15"N / 140°33'31"E	32	Yr1	TB	78.57	0.14	11.09	0.90	0.02	0.22	0.84	2.00	4.96	0.00	98.74	3.52	79.64	64.58	12.86
171009-1	39°38'10"N / 140°33'11"E	33	Yr1	TB	80.52	0.09	10.14	0.50	0.01	0.17	0.49	1.43	5.61	0.00	98.96	0.50	81.41	75.06	8.07
150516-2	39°38'11"N / 140°31'41"E	35	Yr2	LA	76.66	0.10	12.49	0.60	0.02	0.15	0.70	3.32	4.54	0.00	98.58	1.73	77.81	53.90	8.13
長内沢層																			
160528-2	39°39'11"N / 140°43'03"E	36	Ov	LT	74.51	0.29	13.28	2.34	0.05	0.42	1.49	2.98	3.24	0.05	98.65	2.21	75.71	45.00	28.88
171008-3	39°39'22"N / 140°43'16"E	37	Ov	LT	73.72	0.35	13.20	2.25	0.09	0.60	2.57	3.28	2.15	0.06	98.26	1.18	75.20	32.01	32.56
貫入岩																			
150928-6	39°35'48"N / 140°43'24"E	40	Im	IN	51.57	0.97	18.36	10.21	0.15	4.08	7.82	4.44	0.54	0.14	98.28	2.08	53.03	27.37	72.67
150531-1	39°35'00"N / 140°34'36"E	42	If	IN	65.61	0.78	15.47	5.49	0.04	1.49	4.21	3.98	1.71	0.20	98.97	2.45	66.66	28.04	53.06
160427-2	39°36'02"N / 140°34'55"E	44	If	IN	72.44	0.61	14.32	2.53	0.03	0.25	3.59	3.78	1.74	0.19	99.48	1.36	73.01	21.21	31.38
170610-2	39°34'06"N / 140°32'09"E	45	If	IN	76.15	0.41	12.70	1.67	0.01	0.22	1.15	2.41	3.27	0.06	98.05	3.01	77.80	49.48	23.27

分析は産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置 (PANalytical社製Axios) を使用した。分析は1:10希釈のガラスビードを用いた。地質記号は地質図及び本文参照。LA: 溶岩, IN: 貫入岩, WP: 溶結火砕岩, VB: 火山角礫岩, TB: 凝灰角礫岩, LT: 火山礫岩, *全鉄をFe₂O₃として示す。 **灼熱減量。 ***totalを100%に再計算した値。 †石川ほか (1976)。 ‡Large *et al.* (2001)。 Al=100*(K₂O+MgO) / (K₂O+MgO+Na₂O+CaO)。 CCPI=100*(MgO+FeO) / (MgO+FeO+Na₂O+K₂O)。



第 3. 2 図 古第三紀～新第三紀火山岩の主成分全岩化学組成

分析値は本報告 (第 3. 1 表) による。A: SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ダイアグラム (Le Bas *et al.*, 1986)。B: Alteration box plot (Large *et al.*, 2001)。AI = $100 * (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ 。CCPI = $100 * (\text{MgO} + \text{FeO}) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 。

これは本層が阿仁合地域の萩形層から連続すると考えたためである。近年、鹿野ほか (2012) によって萩形層の模式地周辺の層序が大幅に改定された。そのため、細井ほか (2019a) は萩形層の名称を用いることを避け、新しく山谷川層と命名した。

定義 これまでの研究は、本層の定義を言及していない。本報告では、角館地域北西部において、玄武岩質安山岩～安山岩及び火山碎屑岩から主に構成され、本地域に分布する古第三系～新第三系の最下部を構成する地層を、山谷川層と定義する。

模式地 仙北市角館町奥山^{おくやま}西方の山谷川上流域 (細井ほか, 2019a)。なお、奥山は角館西隣の刈和野地域内の山で、ほぼ角館、刈和野地域の境界に位置する。

層序関係 角館地域では山谷川層より下位の地層が露出していないため、下位層との関係は不明である。ただし、従来の報告で萩形層とされた部分は、角館地域から北西方に連続して分布する。大沢ほか (1981) の地質図に従えば、本地域北西方で、萩形層は白亜紀の太平山深成変成岩類を不整合に覆うか、断層で接する。本層は桂測層に傾斜不整合で覆われる (細井ほか, 2019a)。

分布と地質構造 角館地域北西部の西ノ又沢、山谷川上流、日三市川^{ひさいちがわ}上流周辺に主に分布する。角館町北方の桜木内川と院内川合流地付近にも、僅かに分布する。本層の走向傾斜は、場所によって多少ばらつきがあるものの、大局的には北西-南東走向で、南西方向に $20 \sim 30^\circ$ 程度で傾斜する。

層厚 少なくとも角館地域内では約 2,000 m。

岩相 本層は玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩 (Yml) と、火山碎屑岩 (Ymv) から構成され、両者は互層する。全体的に強い変質を被っている。本層は暗緑色～暗灰色を呈し、強固に固結する。露頭が流水などで

磨かれていない場所では、岩相の識別が難しく、地層の走向傾斜が分からない場合が多い。

(1) 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩 (Yml)

玄武岩質安山岩～安山岩の溶岩ないし岩床からなる。岩相境界が不鮮明なため、溶岩と岩床の区別ができないことが多い。本相の一部は、その底部や側部がジグソーフィット構造 (McPhie *et al.*, 1993) の発達する火山碎屑岩に漸移するため (第 3. 3 図 A)、これらは溶岩と判断される。柱状節理が発達するものがあるが、大半は火山碎屑岩 (Ymv) と同様の不規則な節理が発達するか、節理の発達は乏しい。玄武岩質安山岩～安山岩は斑状組織を示し、斑晶量と斑晶サイズには多様性が認められる。大半の苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換されており、斜長石斑晶も部分的又は全面的に変質鉱物に置換されている。比較的新鲜な火山岩の斑晶は、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物からなる。

[岩石記載]

斜方輝石単斜輝石安山岩 (170927-3, 第 3. 4 図 A)

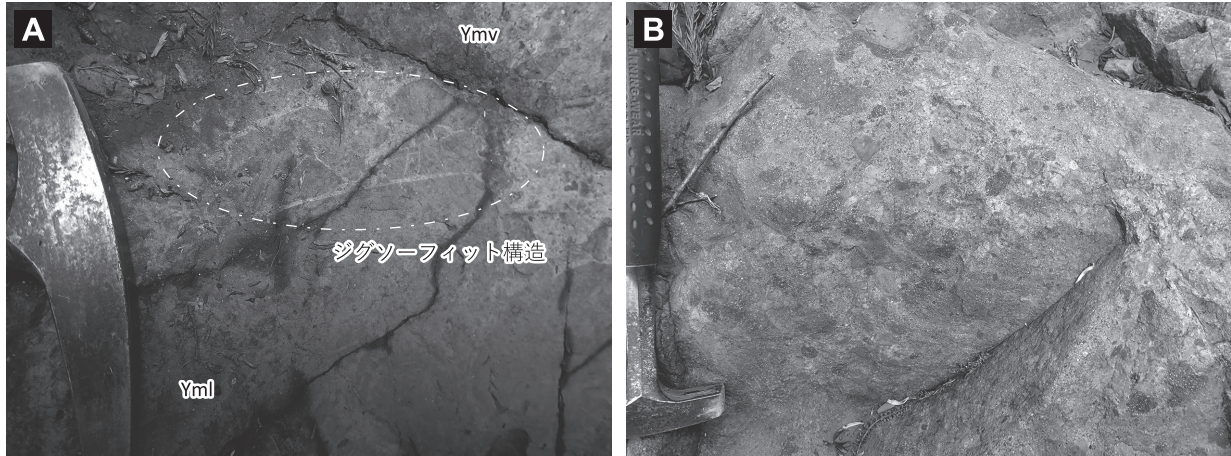
位置: $39^\circ 38' 29'' \text{N} / 140^\circ 30' 30'' \text{E}$ (位置 2; 付図 2)

産状: 溶岩又は貫入岩

全岩 SiO_2 量: 58.29 wt. %

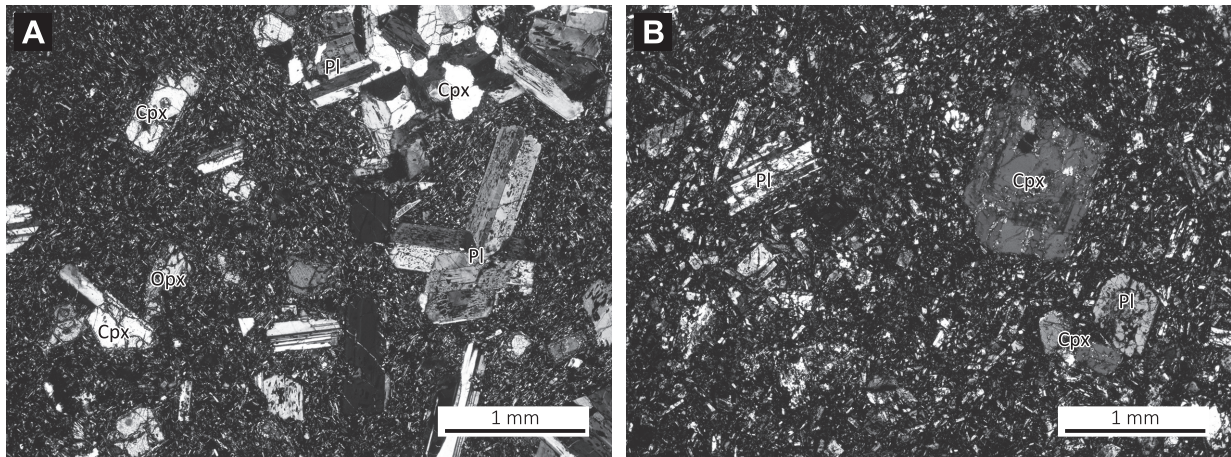
斑晶鉱物: 斜長石 (自形～半自形, 長径 2.5 mm 以下で 1 mm 前後が多い), 単斜輝石 (自形～半自形, 長径 1 mm 以下で 0.4 mm 前後が多い), 斜方輝石 (自形～半自形, 長径 1 mm 以下で 0.4 mm 前後が多い), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.3 mm 以下)。

特徴: 斑状組織を示す。輝石斑晶には微小な変質鉱物からなるコロナが認められるものがある。斜方輝石は斜長石とともに一部が集斑晶をなす。石基は短冊状斜長石と不透明鉱物、変質鉱物、シリカ鉱物、隠微晶質物質など



第 3. 3 図 山谷川層の露頭写真

A：玄武岩質安山岩～安山岩溶岩（Yml）と火山碎屑岩（Ymv）の境界（位置 p1；付図 2）。B：凝灰角礫岩（Ymv）。複数の火山岩礫から構成される（位置 p2；付図 2）。



第 3. 4 図 山谷川層と八滝沢層の火山岩の薄片写真

A：山谷川層，玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩（Yml）の斜方輝石単斜輝石安山岩（試料番号 170927-3）。B：八滝沢層，玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩（Ytl）の斜方輝石単斜輝石安山岩（試料番号 181003-3）。Opx：斜方輝石，Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石。全て直交ポーラー。

からなる。

(2) 火山碎屑岩 (Ymv)

本相は，玄武岩質安山岩～安山岩礫と同質の基質からなる火山碎屑岩と，多種類の火山岩礫を含む火山碎屑岩から構成される。一部で砂岩や泥岩を挟む。全体的に，暗緑色～暗灰色を呈する。

玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩は，岩相 Yml と同質の火山岩礫を主体とした火山角礫岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。火山岩礫を含む玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩は，玄武岩質安山岩～安山岩の礫及びそれと同質の基質から構成され，主に塊状で礫支持である。火山岩礫は，角礫～亜円礫である。岩相 Yml 付近に認められることが多い。

複数種の火山岩礫種を含む火山碎屑岩は，凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩と凝灰岩からなる。主に礫支持だが，基質支持のものもある。塊状又は成層構造，級化構造が認められるものがある。火山岩礫は円礫～角礫である。苦鉄質火山岩及び珪長質火山岩の礫から構成され，同質の火山岩礫同士でも斑晶量，斑晶サイズ，色調，流理の有無に多様性が認められる（第 3. 3 図 B）。玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩より，複数火山岩礫種からなる火山碎屑岩の方が，火山岩礫が円磨されている傾向がある。

両火山碎屑岩ともに火山岩片と基質部の区別が難しく，結晶片や二次鉱物が斑晶状の見かけを呈することがあり，玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩（Yml）

と誤認しやすい。

分布が僅かなため地質図には示していないが、本相には層厚数 m 程度の砂岩や泥岩が一部に挟在する。それらは淘汰がよく、成層構造が認められる。

化石 本地域では報告されていない。山谷川層は従来の層序区分では萩形層に相当し、萩形層の模式地付近から阿仁合型植物化石が多産する (Huzioka, 1964)。

堆積環境 明瞭な堆積環境を示す証拠は得られず、本層の大部分の堆積環境や堆積メカニズムは分からない。ただし、成層した砂岩や泥岩が挟在し、安山岩の一部にはジグソーフィット構造が認められることから、本層の一部は陸上の水域又は海底で堆積した可能性が考えられる。火山碎屑岩の多くは、複数の火山岩礫種から構成される。それらのうち、塊状不淘汰、基質支持なものは、その岩相から土石流堆積物と考えられる。

年代 山谷川層の年代は、以下の理由から漸新世チャッティアン期～中新世アキタニアン期と考えられる。山谷川層はかつて萩形層と呼ばれていた地層に相当する。萩形層からは、太平山地域で 25.1 Ma (黒雲母 K-Ar 年代: 今田・植田, 1980), 21.9 ± 1.1 Ma (全岩 K-Ar 年代: 木村, 1985), 24.3 ± 3.1 Ma (FT 年代: 雁沢, 1983) の放射年代値が得られている。萩形層の模式地付近では阿仁合型植物化石が多産するが (Huzioka, 1964), これは阿仁合地域の新しい層序区分に基づく大又層及び鳥坂川層 (25 ~ 19 Ma 頃) の両方で産出する (鹿野ほか, 2012)。これらの年代は、山谷川層が約 22 Ma の桂湖層に不整合に覆われる層序関係と矛盾しない。

3. 4 八滝沢層 (Ytl, Ytv)

地層名 白田ほか (1980) による。ただし、地層名となった沢の正式名称は、八龍沢^{はちりゅうざわ}で、八滝沢は八龍沢の別名である。

定義 本層の定義は、これまでの研究では言及されていない。本報告では、角館地域の八龍沢周辺において、玄武岩質安山岩～安山岩及び火山碎屑岩から主に構成され、角館地域東部に露出する古第三系～新第三系最下部を構成する地層を、八滝沢層と定義する。

模式地 仙北市^{なつせ}夏瀬ダムの南方、堀内沢上流の八龍沢 (白田ほか, 1980)。

層序関係 角館地域では本層より下位の地層が露出せず、下位層との関係は不明である。白田ほか (1980) によると、八滝沢層は角館地域東隣の雫石地域に分布する生保内層の岩相 (大口・伊里, 1977) と類似する。生保内層は白亜紀の生保内花崗閃緑岩を不整合関係で覆い、一部は断層で接する (大口・伊里, 1977; 須藤・石井, 1987)。

岩相分布と地層の走向傾斜に基づくと、小杉山周辺にて、八滝沢層は八割層に傾斜不整合の関係で覆われると

判断される。

分布と地質構造 角館地域東側、薬師岳北東のマンダノ沢、八龍沢及び薬師岳東方の沢、大杉沢断層と中ノ沢断層の間に分布する。本層は大局的には北東-南西走向を示し、北西方向に約 30 ~ 40° 傾斜する。

層厚 八滝沢層の下限が分からないため正確な層厚は見積もれないが、少なくとも八龍沢で 400 ~ 500 m である。中ノ沢断層北側に八滝沢層が分布していることを踏まえると、少なくとも 1,000 m 前後に達する。

岩相 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩 (Ytl) と、火山碎屑岩 (Ytv) から構成され、両者は互層する (第 3. 5 図)。全体的に強い変質を被っている。強固に固結し、暗緑色～灰緑色、暗灰色を呈する。露頭が流水などで磨かれていない場所では岩相識別が困難であるとともに、地層の走向傾斜が分からない場合が多い。本層は山谷川層の岩相と類似する。

(1) 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩 (Ytl)

暗緑色～暗灰色を呈する玄武岩質安山岩～安山岩の溶岩ないし岩床からなる。これらは、火山碎屑岩 (Ytv) の示す層面に沿って産する (第 3. 6 図 A)。本相の上部と下部に板状節理が発達するものがある。溶岩と岩床の区別は困難なものが多い。溶岩にはジグソーフィット構造が認められることがある (第 3. 6 図 B)。比較的新鮮な岩石は、苦鉄質鉱物として単斜輝石、斜方輝石斑晶を識別できるが、大半の岩石は変質によって、苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換されている。

[岩石記載]

斜方輝石単斜輝石安山岩 (181003-3, 第 3. 4 図 B)

位置: 39° 34' 24" N / 140° 44' 24" E (位置 3; 付図 2)

産状: 溶岩又は貫入岩

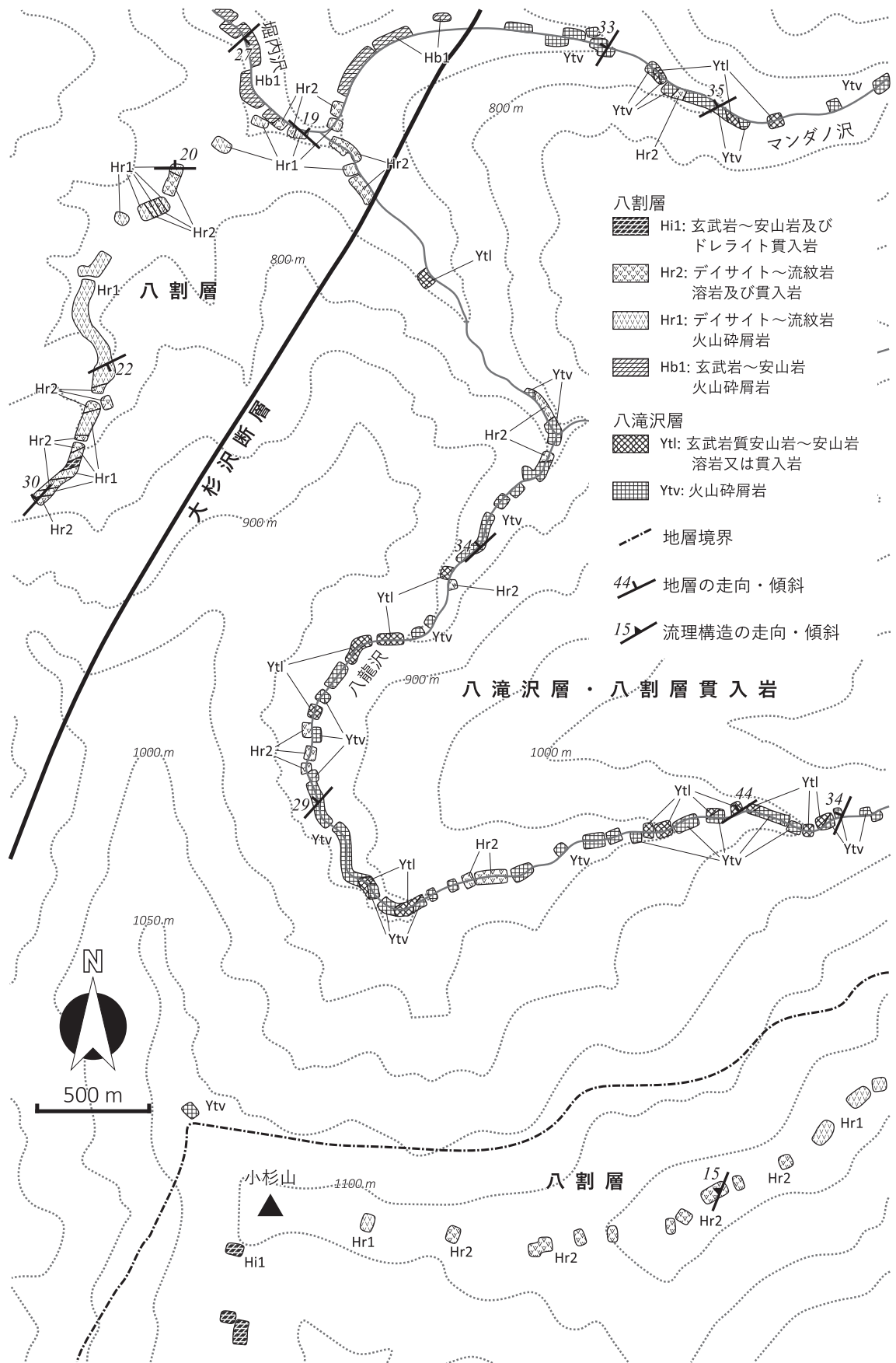
斑晶鉱物: 斜長石 (自形～半自形, 長径 1 mm 以下で 0.3 mm 前後が多い), 単斜輝石 (自形～半自形, 長径 1 mm 以下で 0.3 mm 前後が多い), 斜方輝石 (自形～半自形, 長径 0.5 mm 以下), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.1 mm 以下)

特徴: 斑状組織を示す。変質を被っており、特に斜方輝石の大半は変質鉱物に置換された仮像として認められる。輝石斑晶よりも斜長石斑晶のほうが変質の程度が大きい。石基は短冊状の斜長石、不透明鉱物、隠微晶質物質と緑泥石等の変質鉱物、シリカ鉱物などからなる。

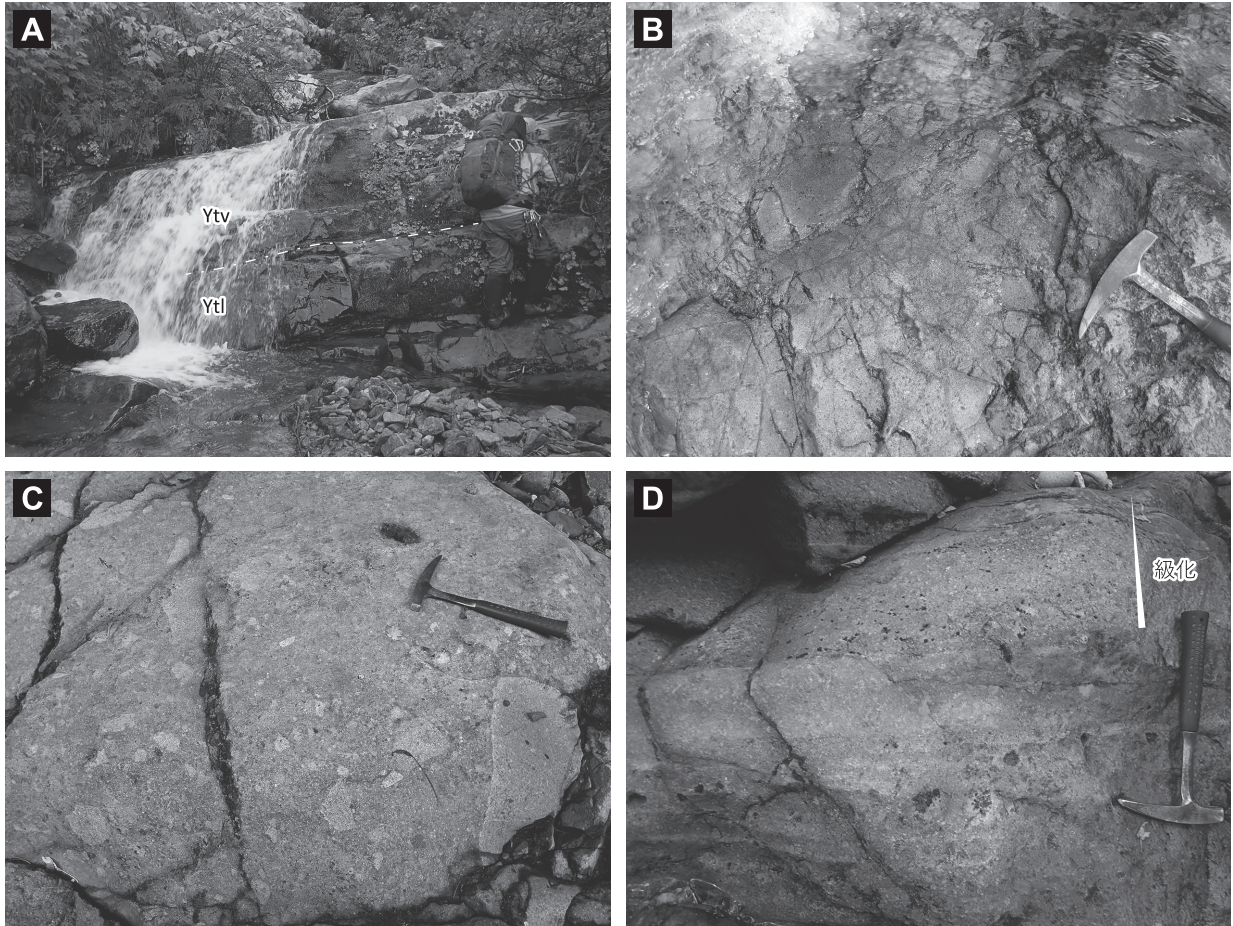
(2) 火山碎屑岩 (Ytv)

本相は、玄武岩質安山岩～安山岩礫と同質の基質からなる火山碎屑岩と、様々な火山岩礫種からなる火山碎屑岩から構成される。全体的に、暗緑色～暗灰色を呈し、強固である。また、山谷川層の火山碎屑岩 (Ymv) と岩相が似る。

玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩は、岩相 Ytl と同



第 3. 5 図 角館地域東部, 八滝沢層模式地の八龍沢とその周辺のルートマップ



第3.6図 八滝沢層の露頭写真

A: 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩 (Ytl) 及び玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩 (Ytv). 岩相 Ytv は成層する (位置 p3; 付図2). B: 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩 (Ytl). ジグソーフィット構造が発達する (位置 p4; 付図2). C: 火山碎屑岩 (Ytv). 不淘汰で複数の火山岩礫種から構成される (位置 p5; 付図2). D: 火山碎屑岩 (Ytv). 成層し, 不明瞭な級化構造が認められる (位置 p6; 付図2).

質の火山岩礫を主体とした火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩及び凝灰岩である. 玄武岩質安山岩～安山岩の礫及びそれと同質の基質から構成される. これらのうち, 火山岩礫を含むものは主に塊状礫支持で, 火山岩礫は, 角礫～亜円礫である. 本相は岩相 Ytl 付近に認められることが多く, 一部は岩相 Ytl から漸移する.

様々な火山岩礫種から構成される火山碎屑岩は, 凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩と凝灰岩である. 苦鉄質～珪長質火山岩の多様な礫を含み, 同質の火山岩礫同士でも, 斑晶量, 斑晶サイズ, 色調, 流理の有無に多様性がある (第3.6図C). 火山岩礫は円礫～角礫である. 主に, 淘汰はあまり良くなく, 一見塊状に見えるが, 流水で磨かれた露頭では級化構造や平行層理が認められる (第3.6図D). 礫支持と基質支持のものがある.

両火山碎屑岩共に, 火山岩片と基質部の区別が難しく, 結晶片や二次鉱物が斑晶状の見かけを呈することがあり, 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩又は貫入岩 (Ytl) と

誤認しやすい.

化石 未発見である.

堆積環境 明瞭な堆積環境を示す証拠は得られていない. 八滝沢層の大部分の堆積環境は不明である. しかし, 一部の火山碎屑岩には, 礫支持で下部に級化構造, その上部に平行層理が認められるものがあり (第3.6図D), これは水中の重力流堆積物と考えられる. 須藤・石井 (1982, 1987) は, 本層に対比される生保内層からハイアロクラスタイトを報告している. 本層は少なくとも陸上の水域又は海底で堆積したと考えられる.

年代 本層から年代指標となるデータは得られていない. 少なくとも, 本層を不整合に覆う八割層 (16～12 Ma 頃) より古い. 本層に対比される生保内層からは, K-Ar 年代値が2試料分得られている. それらは, 生保内層を貫くドレライトと安山岩溶岩で, それぞれ 22.0 ± 1.1 Ma (須藤・石井, 1982) と 11.9 ± 3.3 Ma (須藤・石井, 1987) である. 安山岩溶岩の年代は, 変質によっ

て若返っている可能性が指摘されている。両年代測定試料ともに苦鉄質鈹物は仮像であり、斜長石も一部変質を被っている(須藤・石井, 1982, 1987)。そのため、これらの年代値の取り扱いには注意を要する。あくまでも岩相と層序関係に基づくと、本層は角館地域西部の山谷川層に対比され、山谷川層の年代は漸新世チャッティアン期～中新世アキタニアン期と推測される。

3.5 桂測層 (Kaw, Kap, Kav, Kat)

地層名 井上 (1960) による。

定義 これまでの研究では、本層の定義が明記されていない。本報告では、角館地域西側において、山谷川層を不整合関係で覆い、主にデイサイト～流紋岩火山砕屑岩から構成される地層を、桂測層と定義する。

模式地 井上 (1960) は、本層の模式地を仙北市角館町西長野桂測東方の入見内川中流とした。しかしそこでは、本層を構成するデイサイト～流紋岩溶結火砕岩 (Kaw) や火山性礫岩 (Kav) を観察することが出来ない。そこで本報告では、これらの岩相が分布する仙北市角館町西長野野田の北北東約 500 m 地点から西北西方向に約 1 km 伸びる日三市川の支流を、副模式地に設定する (第 3.7 図)。

層序関係 井上 (1960) は、下位の萩形層 (本論の山谷川層) と本層の岩相が“急移の関係”にあり、両者の層序関係は不整合の可能性が高いと考えた。一方、臼田ほか (1980) は、本層と萩形層の層序関係を整合とした。近年、細井ほか (2019a) は、仙北市角館町山谷川崎^{やまやかわさき} 零田^{せうだ}南西の日三市川と外日三市川間で不整合面を観察し、本層と下位の山谷川層は傾斜不整合の関係にあるとした。その露頭では、桂測層の軽石火山礫凝灰岩が山谷川層の複数火山岩礫種からなる凝灰角礫岩にアバットする。また、仙北市角館町山谷川崎零田付近では、山谷川層と桂測層で地層の走向傾斜が異なることから、両地層境界は不連続と考えられる。この周辺では山谷川層は南西方向に傾斜するが、桂測層下部は南東方向に傾斜する (第 3.8 図 A)。

桂測層は塩手沢層及び八割層に傾斜不整合の関係で覆われる (細井ほか, 2019a)。

分布と地質構造 角館地域西側、角館町北西～西方の日三市川～入見内川周辺と角館町北方の桧木内川と院内川合流地付近に分布する。地層の走向傾斜は場所によって多少異なるが、大局的には南に 15～30° 程度傾斜する。概して本層分布域の北部では北東-南西走向、南東傾斜に、南部では西北西-東南東走向、南南西傾斜に揃う傾向がある。

層厚 地表に露出する限りで最大約 1,500 m であり、地下に分布する推定分を考慮するとそれ以上である。

岩相 本層は、デイサイト～流紋岩溶結火砕岩 (Kaw)、

デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩 (Kap)、火山性礫岩 (Kav)、珪長質凝灰岩 (Kat) から構成される (第 3.7 図)。これらの岩相は互層し、一部はレンズ状に分布する。なお、本報告書では volcanic conglomerate の和名として火山円礫岩ではなく、火山性礫岩を用いる。火山円礫岩は、火山角礫岩 (volcanic breccia) を構成する火山礫が円礫の岩相と誤解される可能性があるためである。また、火山礫 (lapilli) という語には、粒径の情報、すなわち径 2～64 mm の火山岩礫という情報を含むため、火山礫岩という用語の使用は避けた。

(1) デイサイト～流紋岩溶結火砕岩 (Kaw)

本相は仙北市角館町山谷川崎零田とその東方の観音岳の間に分布する他、日三市川東方にも分布する。桂測層の下部に多く認められる岩相で、主にデイサイト～流紋岩の溶結凝灰岩及び溶結火山礫凝灰岩からなる。長径数 cm 以下の扁平化した軽石をよく含む。軽石の扁平化があまり認められない弱溶結のものや、ユータキシティック組織が顕著な強溶結のものがある。主に塊状で淘汰が悪いが、弱溶結のものは不明瞭な成層構造が認められることがある。強溶結のものは扁平化した軽石による面構造が発達する。観察した限りでは節理の発達は貧弱である。本相は主に淡赤褐色を呈し、粒径変化などから判断される 1 枚のユニットの厚さは、十数 m～百 m 以上である。本相は多量の斜長石と少量の石英及び苦鉄質鈹物を含む。また、斑晶量や斑晶サイズ、石基の結晶度が異なる多種類の火山岩片を含むものがある。

[岩石記載]

流紋岩溶結凝灰岩 (160426-1, 第 3.9 図 A)

位置: 39° 38' 17" N / 140° 31' 07" E (位置 4; 付図 2)

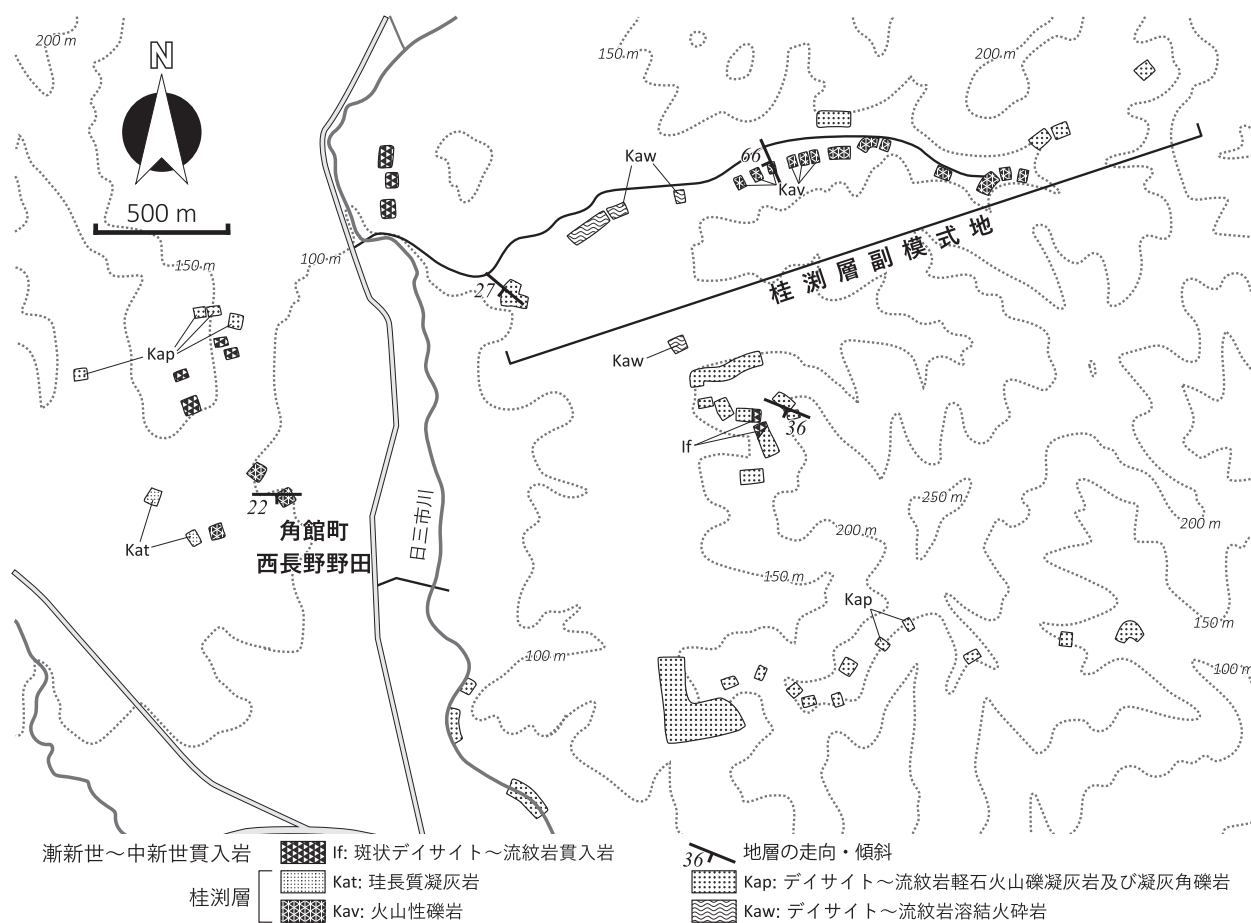
産状: 溶結凝灰岩

全岩 SiO₂ 量: 73.07 wt. %

特徴: 斑晶サイズの結晶として、斜長石、仮像の苦鉄質鈹物、不透明鈹物を含む。斜長石は長径約 3 mm 以下で、1 mm 前後が多い。部分的に変質を被っている。苦鉄質鈹物は変質鈹物に置換された仮像として認められ、長径 1.5 mm 以下である。不透明鈹物は長径 0.4 mm 以下である。長径 2 mm 程度の扁平化した軽石片を含み、軽石片はシリカ鈹物などに置換されている。扁平化した軽石片によってユータキシティック組織が認められる。基質部は微小なシリカ鈹物、長石類、各種結晶片などからなる。

(2) デイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩 (Kap)

桂測層の大半を占める岩相である。その岩質は溶結火砕岩 (Kaw) の組成及び火山岩礫の斑晶鈹物種類などから判断される大まかな推定に基づく。本相は、主にデイサイト～流紋岩軽石火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩から構



第3.7図 角館地域西側，桂淵層副模式地とその周辺のルートマップ

成される。これらはデイサイト～流紋岩の軽石及び緻密な火山岩礫を含み、その量比は露頭毎に異なる。堆積物全体として白色～淡黄色、淡灰色を呈し、軽石は白色～淡緑色、淡青緑色、緻密な火山岩礫は主に灰色～暗灰色を呈する（第3.10図A）。主に塊状で淘汰が悪いが、一部は比較的淘汰の良く、平行層理や不明瞭な級化構造が認められる。本相の一部は弱溶結の火砕岩（Kaw）の岩相と類似し、弱溶結～非溶結は漸移的なため、両者の区分が難しい岩相がある。また、珪長質凝灰岩（Kat）とも漸移的なものがある。本相に多く含まれ、本質岩片と考えられる火山岩礫の記載を以下に記す。

[岩石記載]

デイサイト又は流紋岩（170905-2，第3.9図B）

位置：39°36'20"N / 140°31'06"E（位置6；付図2）

産状：軽石凝灰角礫岩中の火山岩礫

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形，長径1.5mm以下），
 仮像の苦鉄質鉱物（長径1.2mm以下），不透明鉱物（自形～他形，長径0.4mm以下）

特徴：斑状組織を示す。苦鉄質鉱物は仮像として認められ、

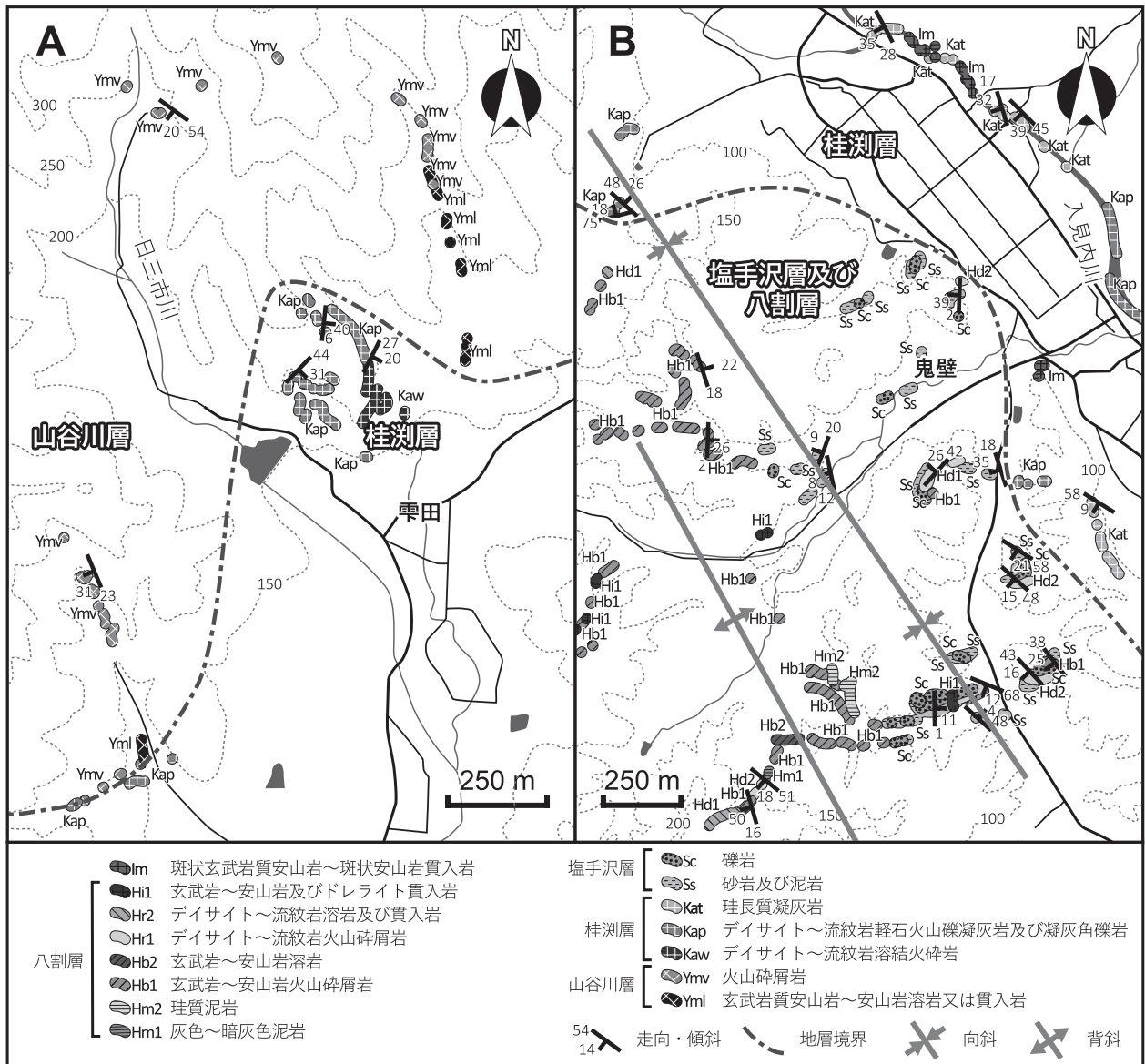
元の鉱物種は同定できないが、柱状の外形を示すものが多い。石基は、主に微細なシリカ鉱物～長石類を素地として、短冊状の斜長石、不透明鉱物、変質鉱物などを含み、フェルシティック組織を示す。

(3) 火山性礫岩 (Kav)

本相の際立った特徴は、斑晶量、斑晶サイズ、色調などが異なる様々な火山岩礫から構成されることで、それらは亜円礫～円礫の円磨された礫を主体とする。火山岩礫は、苦鉄質火山岩及び珪長質火山岩である。礫支持で、級化構造やトラフ型斜交層理が認められることがある（第3.10図B）。岩相区分としては礫岩とも言える岩相だが、基質が火山碎屑物からなるため、火山性礫岩とした。

(4) 珪長質凝灰岩 (Kat)

主に桂淵層上部に認められる。入見内川と日三市川合流地点のやや下流側の河床や川沿いで本相の露出が良い。本相は、火山礫凝灰岩（Kap）の薄層を挟む。また、本相は桂淵層の他の岩相間にも薄く挟まれることがあるが、厚さ約1m未満のものは地質図に表現しなかった。



第 3. 8 図 角館地域西部、地層境界付近のルートマップ

図は細井ほか (2019a) を一部修正. A : 仙北市角館町粟田付近. B : 仙北市角館町鬼壁付近.

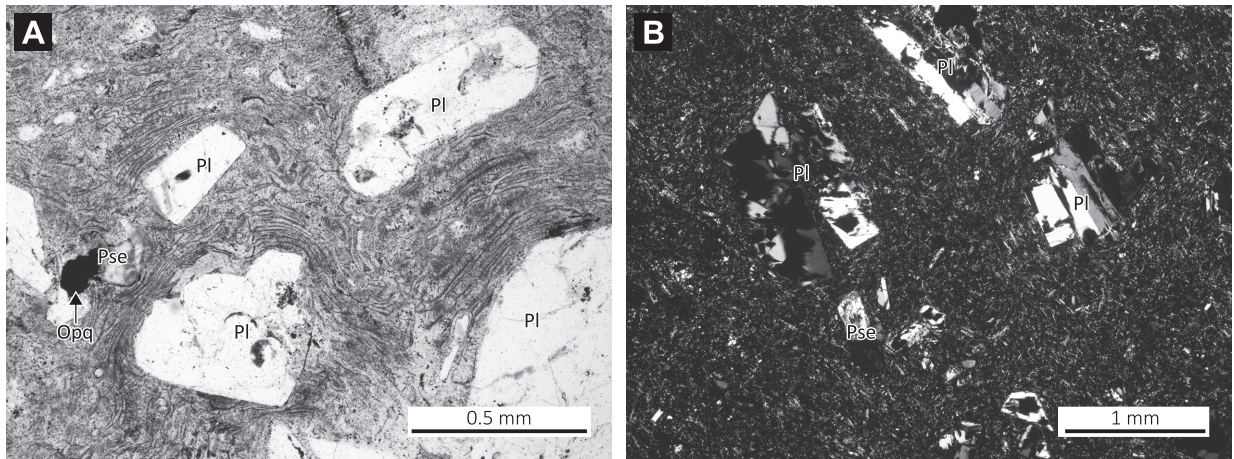
本相は、主に塊状又は級化構造や平行層理・葉理が発達する凝灰岩からなり、白色～乳白色、薄青灰色を呈する。他の桂測層の岩相と比べて、淘汰は良い。平行葉理の発達が顕著で、葉理に沿って炭質物が濃集する細粒凝灰岩が認められる (第 3. 10 図 C)。本相の凝灰岩は直径数 mm 大の火山豆石を含むことがある (第 3. 10 図 D)。

化石 本地域から化石は報告されていない。桂測層に対比される大倉又層の模式地付近 (阿仁合地域) では、台島型の植物化石が報告されている (Huzioka, 1963 ; 藤岡, 1963)。

堆積環境 桂測層は以下の理由から陸成層と判断される。本層のデイサイト～流紋岩溶結火砕岩は、塊状不淘

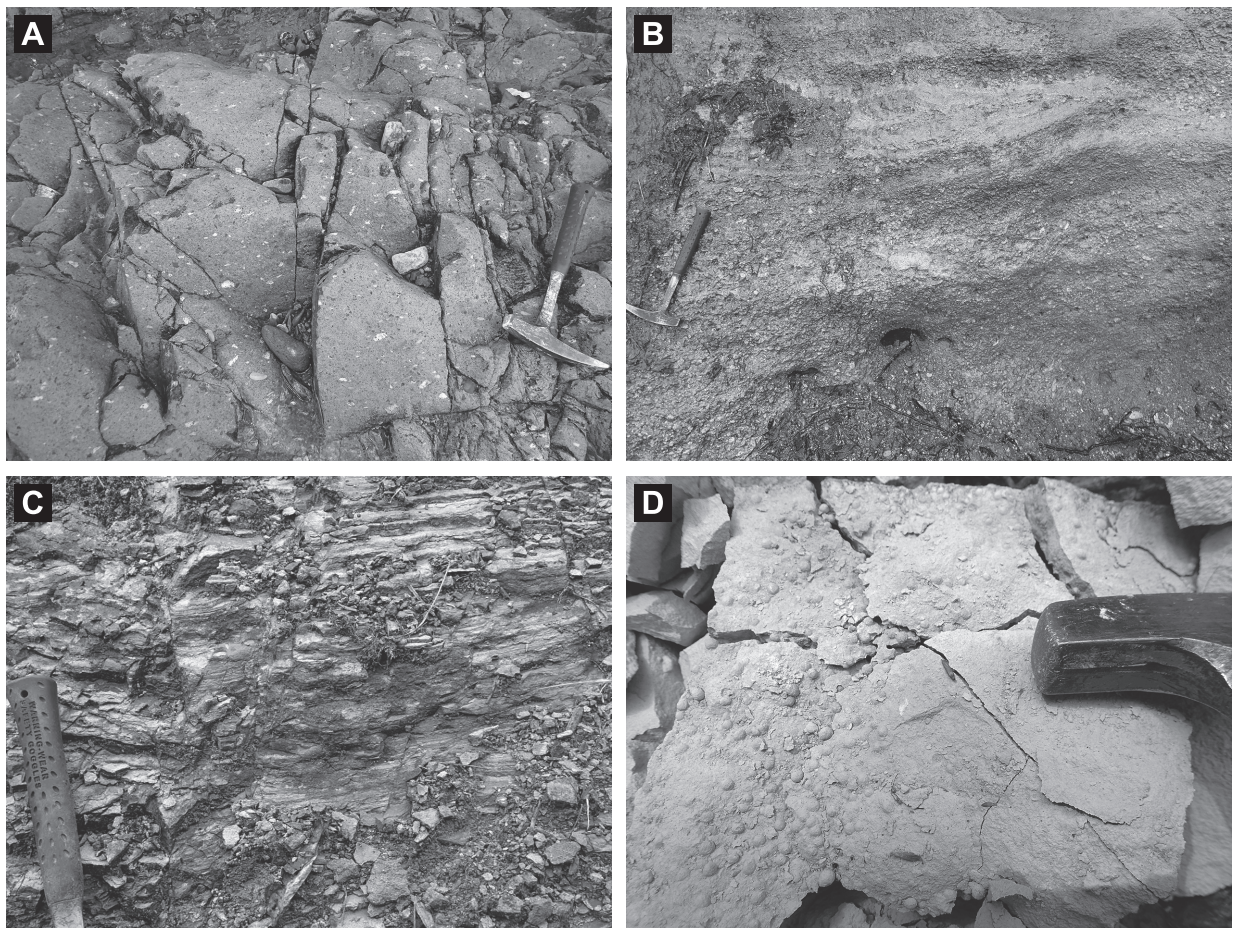
汰で溶結していることから、その多くは陸上堆積した火山碎屑堆積物と考えられる。また、火山豆石を含む細粒凝灰岩 (Kat) の存在は、大気中に舞上がった火山灰が凝結、降下堆積したことを示唆する。これらは、本層形成時期の活発な火山活動の存在を示す。トラフ型斜交層理の発達する火山碎屑岩 (Kav) や、平行葉理と共に炭質物の濃集が認められる珪長質凝灰岩 (Kat) の存在は、河川や湖沼が広がっていたことを示唆する。

年代 細井ほか (2019a) は桂測層から 21.8 ± 0.3 Ma のジルコン U-Pb 年代値を得て、桂測層の年代を約 22 Ma と考えた。



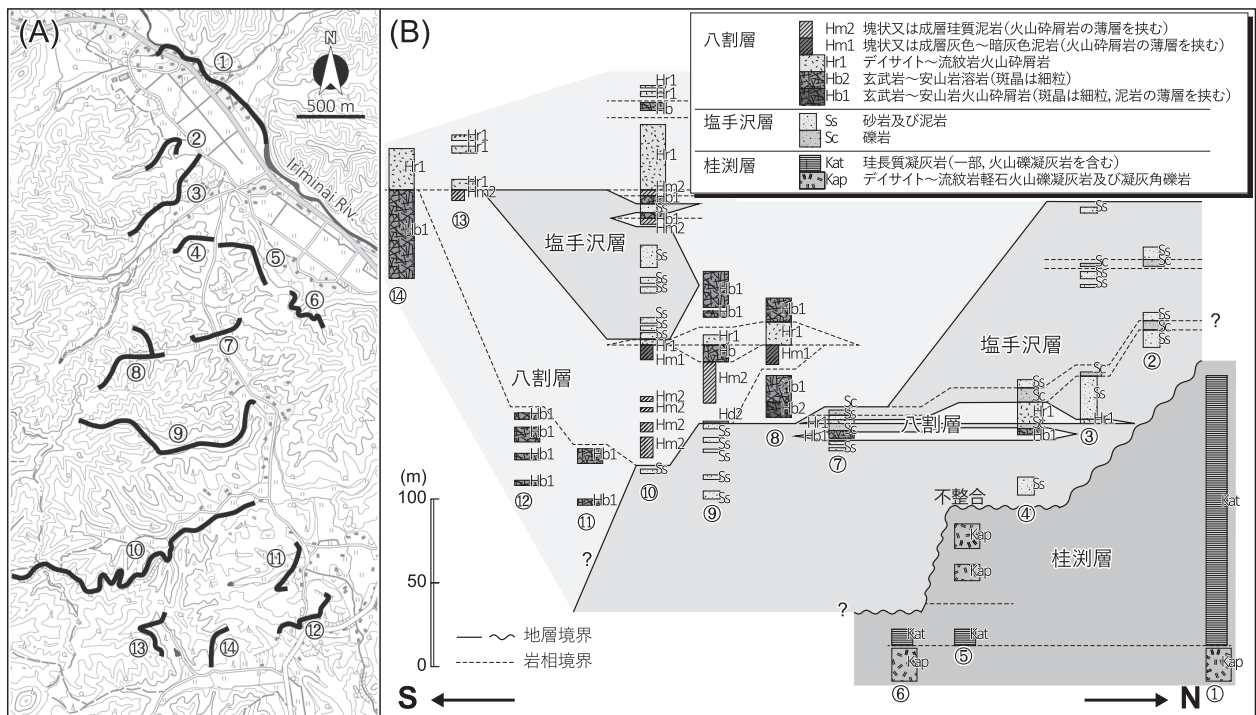
第3.9図 桂測層の火山岩の薄片写真

A：溶結凝灰岩（Kaw）（単ボーラー，試料番号 160426-1）。B：軽石凝灰角礫岩（Kap）の火山岩礫（直交ボーラー，試料番号 170905-2）。Pl：斜長石，Pse：仮像の苦鉄質鉱物，Opq：不透明鉱物。



第3.10図 桂測層の露頭写真

A：軽石火山礫凝灰岩（Kap）。白色の部分が軽石（位置 p7；付図2）。B：火山性礫岩（Kav）。トラフ型斜交層理が発達する（位置 p8；付図2）。C：凝灰岩（Kat）。細かい葉理が発達し、木片などの炭質物を多く含む（位置 p9；付図2）。D：軽石火山礫凝灰岩（Kap）中の凝灰岩薄層に認められた火山豆石（位置 p10；付図2）。



第3. 11 図 桂測層、塩手沢層及び八割層境界付近の対比柱状図
図は細井ほか(2019a)を一部修正。A: 柱状図を作成したルート位置。ルート番号は柱状図の番号を示す。B: 対比柱状図。柱状図はデイサイト～流紋岩火山砕屑岩(Hr1)を基準に並べた。

3. 6 塩手沢層 (Ss, Sc)

地層名 井上(1960)による。

定義 これまでの研究は、本層の定義を明記していない。本報告では角館地域西側において、桂測層を不整合関係で覆い、礫岩、砂岩及び泥岩から構成される地層を、塩手沢層と定義する。

模式地 仙北市角館町八割塩手沢(井上, 1960)。

層序関係 下位の桂測層を傾斜不整合関係で覆い、本層全体が八割層下部と指交関係にある(第3. 11 図: 細井ほか, 2019a)。白田ほか(1980)は、仙北市角館町八割鬼壁付近にて、凹凸に富んだ面を境にして塩手沢層の礫岩が桂測層を被覆する不整合露頭を記載した。入見内川南方の桂測層と塩手沢層境界付近では、塩手沢層が下位の桂測層を削り込む(第3. 8 図 B: 細井ほか, 2019a)。桂測層と塩手沢層は地層境界を境にして、傾斜角度が異なる。すなわち、桂測層最上部は10°前後の緩傾斜だが、塩手沢層下部の傾斜角は25～35°である。

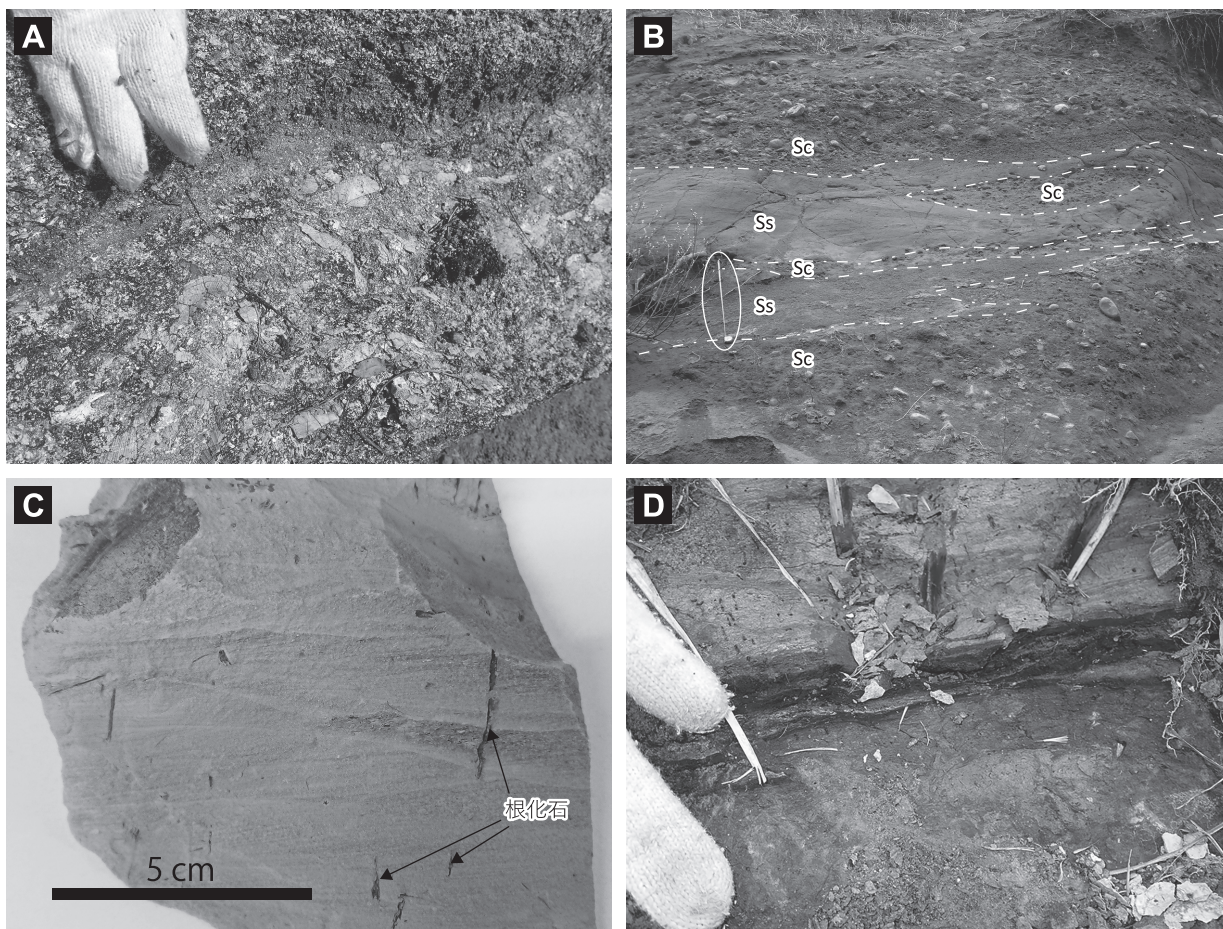
分布と地質構造 角館地域西側、入見内川の南方に分布する。大局的には北北西-南南東走向で西南西方向に傾斜する。入見内川南西方には北北西-南南東方向の軸を持つ向斜構造が認められる。その褶曲へ向かって傾斜が緩くなる傾向がある。

層厚 少なくとも約250 mで、地下に分布する推定分を踏まえると、それ以上である。

岩相 塩手沢層は、砂岩及び泥岩(Ss)と礫岩(Sc)の砕屑岩から構成される。成層構造が発達するコキナも認められるが(第3. 12 図 A)、分布が僅かなため、地質図では岩相 Ss に含めて示している。礫岩(Sc)は、砂岩・泥岩(Ss)と互層するか、砂岩・泥岩(Ss)中にレンズ状又はチャネル状に挟まれる(第3. 12 図 B)。砂岩に発達するトラフ型斜交層理のトラフ底面に、局所的に礫岩が認められることがある。本層中には、本層と指交関係にある八割層の玄武岩～安山岩火山砕屑岩(Hb1)とデイサイト～流紋岩火山砕屑岩(Hr1)が、一部で挟在する。

(1) 砂岩及び泥岩 (Ss)

塩手沢層の主体をなす岩相である。砂岩と泥岩は互層をなす。砂岩は、細粒～粗粒砂岩から構成され、全体的に凝灰質である。砂岩は構成する砂の粒径によって、やや産状が異なる。細粒～中粒砂岩は比較的淘汰が良く、平行層理や比較的小型の斜交層理(厚さ数 cm～十数 cm スケール)が発達し、一部にはクライミングリップル(第3. 12 図 C)や生痕化石が認められる。中粒～粗粒砂岩は比較的淘汰が悪く、数 cm～数十 cm 大の木片をよく含む。また、礫岩(Sc)と互層をなすことが多い。中粒～粗粒砂岩には平行層理や斜交層理が認められ、斜



第3. 12図 塩手沢層の露頭写真

A：コキナ（位置 p11；付図2）。B：礫岩（Sc）及び砂岩（Ss）。トラフ型斜交層理が発達し、礫岩の一部は砂岩中にレンズ状に挟在する。白丸は1 mのメジャー（位置 p12；付図2）。C：写真D直下の砂岩（Ss）。クライミングリップル葉理が発達し、堆積構造を切るように直立した植物根化石が認められる。D：炭質泥岩（Ss）（位置 p13；付図2）。

交層理は細粒～中粒砂岩に認められるものよりも大型のトラフ型斜交層理（厚さ数十 cm～数 m スケール）が多い。泥岩は凝灰質泥岩又は炭質泥岩で砂岩中に挟在し、その厚さはおおよそ数 cm～数十 cmである（第3. 12図D）。炭質泥岩直下の砂岩には、直立した植物根化石が認められることがある（第3. 12図C）。コキナは局所的に分布し、多量の貝殻片と少量の細礫及び砂から構成される。貝殻は元の形状を残すものは殆ど無く、ほぼ全てが破片である（第3. 12図A）。コキナには成層構造が認められ、層厚は数 mである。

(2) 礫岩（Sc）

本相は塩手沢層の砂岩・泥岩（Ss）と互層するか、砂岩・泥岩中にレンズ又はチャンネル状に発達する（第3. 12図B）。亜円～円礫の中礫～大礫を主体とし、礫支持で淘汰は良い。礫は、斑晶量、斑晶サイズ、色調などが異なる多種類の火山岩礫から主に構成される。その火山岩礫は、苦鉄質火山岩及び珪長質火山岩の礫で、その中には桂湖層や山谷川層起源と思われる火山岩礫がある。一

部の礫岩には、斜交層理や礫のインプリケーションが認められる。

化石 県立角館高等学校敷地内から、*Mizuhopecten kimurai?*、*Mizuhopecten paraplebejus?*、*Placopecten protomollitus* の貝類化石が、*Terebratalia akitana*、*Terebratalia tohokuensis*、*Coptothyris grayi* の腕足類化石が報告されている（高安ほか、1979）。仙北市角館町八割西方からは、*Chlamys cf. miyatokoensis* と *Chlamys cf. nisataiensis* の貝類化石が報告されている（通商産業省資源エネルギー庁、1986）。角館地域西隣の刈羽野地域内、大仙市協和稲沢細越付近からは、*Aequipecten vesiculosus*、*Mizuhopecten paraplebejus*、*Placopecten protomollitus*、*Chlamys cf. kaneharai* 等の貝類化石が報告されている（白田ほか、1979）。白田ほか（1980）は、*Quercus*、*Fagus*、*Pinus* などの花粉化石を報告し、亜寒帯性針葉樹の花粉を含まないのが特徴とした。白田ほか（1980）は、塩手沢層から有孔虫化石、珪藻化石を報告したが、その試料採取地は本報告の八割層分布地のため、それらは八割層

の化石として扱う。

堆積環境 塩手沢層は以下の理由から、陸成層～浅海成層と考えられる。炭質泥岩とその直下の砂岩に発達する根化石の存在は、湖沼や湿地などの環境を示唆する。砂岩礫岩互層にはトラフ型斜交層理が発達し、互層中の砂岩には数cm～数十cm大の木片が多く含まれる。また、礫岩は礫支持で淘汰がよく、円磨された礫から構成され、一部には斜交層理が認められる。これらは主に陸上の河川やその周辺の堆積物が可能性として考えられ、少なくとも砂岩礫岩互層には海成層を示す証拠はない。一方、細粒砂岩は比較的淘汰が良く、トラフ型斜交層理や平行層理が数m～数十mの厚さにわたって発達し、その一部には生痕化石が認められる。これらは主に波浪の影響がある浅海で堆積した可能性が考えられる。少なくとも貝類化石、コキナの認められる地層は海成層である。本層から産する貝類化石の一部は、小笠原・増田(1989)の古水深指標種である。それによると *Mizuhopecten*, *Kotorapecten* 属は水深 30 m 以浅, *Chlamys* 属は水深 150 m 以浅を示す。陸成層と浅海成層の岩相は、側方及び垂直方向に漸移的なため、両者を明確に区別することは難しい。しかし、陸成層と海成層の両方とも存在すると考えられる。

年代 細井ほか(2019a)は、以下の年代値を基に本層の年代を 16 Ma 頃と考えた。塩手沢層に挟在する八割層の軽石の U-Pb 年代は、 16.0 ± 0.1 Ma である(細井ほか, 2019a)。塩手沢層は、西隣の刈和野地域(土谷・吉川, 1994)や太平山地域(大沢ほか, 1981)の大倉又層に連続する(大倉又層は本地域の桂測層も含む)。刈和野地域の大倉又層上部の軽石凝灰岩からは 17.4 ± 1.4 Ma のジルコン FT 年代値(土谷・吉川, 1994)、太平山地域のデイサイトからは 15.5 ± 0.8 Ma の全岩 K-Ar 年代値(木村, 1985, 1986)が報告されている。

3. 7 小玉沢層 (Kos, Kov)

地層名 新称。

定義 角館地域東側、小玉沢下流域～抱返り溪谷沿いにおいて、火山性礫岩、凝灰質砂岩及び泥岩から構成され、八割層と指交関係にある地層を、小玉沢層と定義する。

模式地 仙北市夏瀬ダム南方、小玉沢下流域及び堀内沢下流域(第 3. 13 図 A)を模式地とする。しかし、この付近では凝灰質砂岩及び泥岩 (Kos) の岩相を確認できない。そこで、岩相 Kos を確認できる場所として、夏瀬ダム東方約 500 m 地点の林道沿いを副模式地とする(第 3. 13 図 A)。

層序関係 下位層との関係は、観察できる場所が無いため不明である。本層は八割層と指交関係にあり、本層中には八割層の斑状安山岩溶岩又は貫入岩、及び火山碎

屑岩 (Ha) とデイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) が挟在する。(第 3. 13 図 A)。

分布と地質構造 小玉沢層は角館地域北東部、夏瀬ダム南方の小玉沢及び堀内沢下流域とその周辺に分布するほか、抱返り溪谷の回顧の滝北方に点在する。小玉沢～堀内沢下流域では、北北東-南南西方向の軸をもつ背斜構造が認められ、本層はその両翼に分布する。本層はおおよそ北北東-南南西走向で、背斜構造を境に西北西又は東南東方向に傾斜する。

層厚 本層の下限が分からないため、層厚を正確に見積もることはできない。少なくとも小玉沢に露出する限りで、層厚約 150 m である。地表に露出していない分を含めるとそれ以上である。

岩相 小玉沢層は、凝灰質砂岩及び泥岩 (Kos) と火山性礫岩 (Kov) から構成される。凝灰質砂岩及び泥岩 (Kos) は主に小玉沢層分布域の北部に、火山性礫岩 (Kov) は主に南部に分布する。両岩相は指交関係にある。

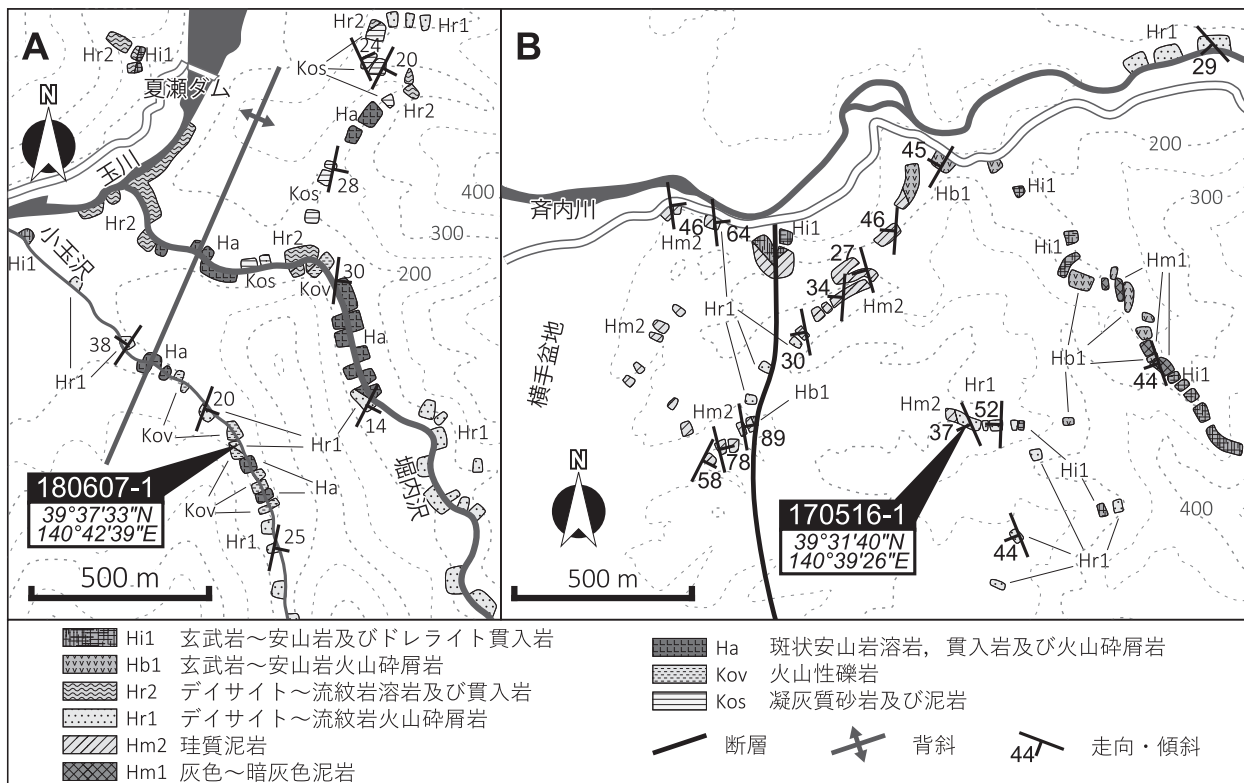
(1) 凝灰質砂岩及び泥岩 (Kos)

本相は主に小玉沢層分布域の北部に分布する。主に暗灰色～灰色の砂岩と灰色～明灰色泥岩が互層し、これらには平行層理あるいは不明瞭な級化構造と平行葉理が発達する(第 3. 14 図 A)。細礫岩を挟むことがある。一部には層厚数 m の白色～灰色を呈する塊状の凝灰質泥岩が認められ、これは無斑晶状の珪長質火山岩に似た外見を示す。本相は貝類化石を含むことがある。

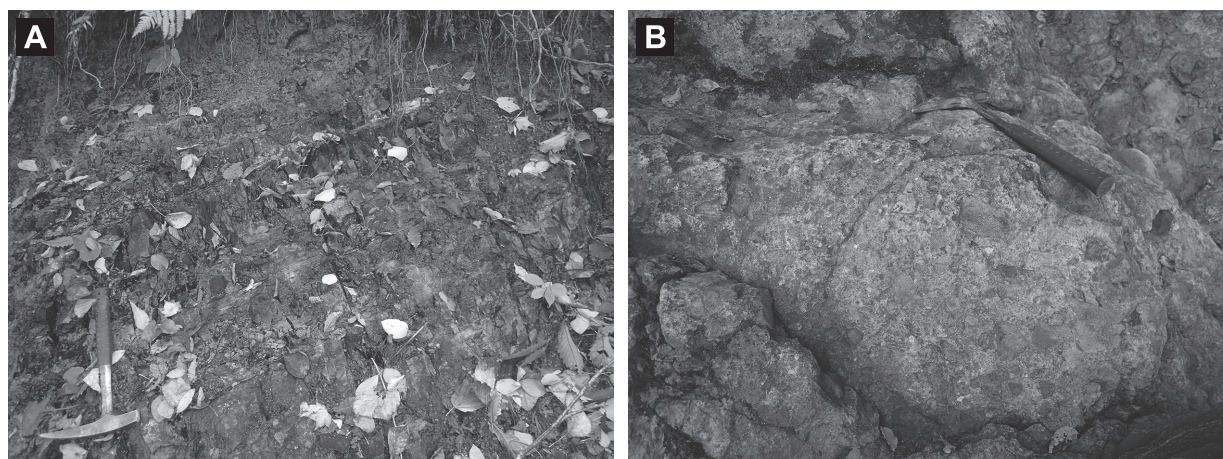
(2) 火山性礫岩 (Kov)

本相は、主に小玉沢層分布域の南部の小玉沢下流部に分布する。暗緑色～暗灰色を呈し、強固に固結した火山性礫岩から主に構成される。本相は苦鉄質火山岩及び珪長質火山岩の多種類の火山岩礫を含む。同質の火山岩礫同士であっても、斑晶量、斑晶サイズ、色調、流理の有無などに多様性がある。本相は火山岩礫と基質部が同様の色調を呈し、その区別が難しく、結晶片や二次鉱物が斑晶のような見かけを呈するため、溶岩や貫入岩のような外見を示すことが多い。主に塊状で、成層構造や堆積構造はあっても流水などで磨かれていない場合はほとんど認識できない。本相が分布する周辺には、八割層の安山岩溶岩又は貫入岩 (Ha) が分布し、その安山岩と区別し難いことがある。但し、白色に変質した露頭では岩相がわかりやすく、本相が礫支持で中～大礫サイズの垂角～円礫からなり、複数種の火山岩礫から構成されることが観察できる(第 3. 14 図 B)。

化石 抱返り溪谷の回顧の滝北方からは、*Kotorapecten kagamianus moniwaensis* や *Mizuhopecten* cf. *kimuraimurayamai* 等の貝類化石とウニ化石(高安ほか, 1979)、夏瀬ダム東方からは *Gloripallium crassivenium* と *Mizuhopecten paraplebejus* の貝類化石が報告されている(増田・吉田, 1991)。本調査では、夏瀬ダム東方の地点の岩相 Kos 中に、貝類化石片が含まれていることを確認した。



第3.13図 角館地域東部、夏瀬ダム及び齊内川南の奥羽脊梁山脈西縁部のルートマップ
 図は細井ほか(2019b)を一部修正。図には年代測定試料採取地を示す。A：小玉沢層及び八割層下部の境界、B：八割層上部。細井ほか(2019b)は白田ほか(1980)の内沢川層直下の火山砕屑岩から年代測定試料を採取した。



第3.14図 小玉沢層の露頭写真
 A：凝灰質砂岩及び泥岩互層 (Kos)。平行層理が発達する (位置 p14；付図2)。B：火山性礫岩 (Kov)。複数種の火山岩礫から構成される (位置 p15；付図2)。

堆積環境 本相の岩相と産出する貝類化石から判断すると、堆積環境は比較的浅い海底と考えられる。本層から報告された *Mizuhopecten* 属、*Kotorapecten* 属の貝類化石は、水深 30 m 以浅の指標種である (小笠原・増田, 1989)。本層に指交する八割層のデイサイト～流紋岩凝

灰岩 (Hr1) 中には生痕化石が認められ、トラフ型ないしハンモック状斜交層理が発達する。

年代 本層に指交する八割層のデイサイト～流紋岩凝灰岩からは、 13.2 ± 0.6 Ma の U-Pb 年代が得られている (細井ほか, 2019b)。増田・吉田 (1991) は、本層か

ら得られた貝類化石が他の中新世中頃の地層から産出することを理由に、本層の年代を中新世中頃と考えた。少なくとも地表に露出する本層の年代は、上記 U-Pb 年代値に代表される時期と判断され、本報告では 13～14 Ma 頃とする。

3. 8 八割層 (Hm1, Hm2, Hb1, Hb2, Ha, Hr1, Hr2, Hi1, Hi2, Hm, Hi)

地層名 細井ほか (2019a) による。

定義 八割層は、近年著者らが新しく定義した地層である (細井ほか, 2019a)、本報告ではそれを基に、定義をより詳細に記す。八割層は、角館地域西側では桂測層を、角館地域東側では八滝沢層を不整合関係で覆い、玄武岩～流紋岩溶岩、それらと同質の貫入岩及び火山碎屑岩を主体とし、一部に泥岩を挟在する地層として定義する。本層は、角館地域西側及び西隣の砂子測層と鵜養層 (臼田ほか, 1979, 1980; 土谷・吉川, 1994)、角館地域東側の真昼川層、内沢川層、真木層、小屋森安山岩部層 (臼田ほか, 1976, 1980) に相当する。八割層はこれらの地層をまとめたものである。

模式地 仙北市角館町八割大沢地区東端から角館町八割大沢地区西端の区間を、東西に伸びる林道及び沢沿い (細井ほか, 2019a)。但しこの区間には、八割層に指交する塩手沢層の砂岩も分布する。

層序関係 角館地域西側では、本層の下部が塩手沢層と指交し、一部は塩手沢層を欠いて直接桂測層を不整合に覆う (細井ほか, 2019a)。臼田ほか (1979, 1980) は、砂子測層及び鵜養層 (共に本報告の八割層に相当) が塩手沢層を整合に覆うとした。しかし塩手沢層中には、八割層のデイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) や玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1) が挟在することから、両者は指交関係にあると判断される (第 3. 11 図 B: 細井ほか, 2019a)。また、仙北市角館町八割大沢地区の西部では、八割層の泥岩 (Hm1, Hm2) や火山碎屑岩 (Hr1, Hb1) が塩手沢層の砂岩 (Ss) と指交する。

角館地域東側では、夏瀬ダム南方にて、本層と小玉沢層が指交する。また岩相分布と地層の走向傾斜から判断すると、本層は小杉山周辺にて八滝沢層を傾斜不整合関係で覆うと考えられる。

西隣の刈和野地域では、八割層は女川層に整合関係で被覆される。大仙市土川楯越付近では、その境界を観察することができる。

分布と地質構造 八割層は、角館地域の西部～南西部と東側の広範囲に露出する。また、ボーリングデータに基づくと、横手盆地の盆地埋積物直下には八割層が分布すると考えられる (詳細は第 5 章 1 節参照)。角館地域南西部に露出する本層の走向傾斜はおおよそ整っており、北北西～南南東から北西～南東走向で西南西ないし

南西方向に傾斜する。一方、東側に露出する本層の走向傾斜は場所によって様々である。これは、本層中に発達する様々な方向の断層と、地表分布範囲で長径数 km 規模の貫入岩 (Hi1, Hi2, Im, If 及び Hr の一部) による影響と考えられる。貫入岩は角館地域西側にも多く分布するが、東側の方が量が多く、規模が大きい。貫入岩や断層近傍の地層は 50～80° 程度の高角傾斜であることが多いが、本層全体的には 10～30° くらいの緩傾斜である。

層厚 角館地域西側では、最大約 1,200 m である (細井ほか, 2019a)。角館地域東側では、貫入岩や断層の影響によって、本層下部から上部まで連続しないため、正確な層厚の見積もりが困難である。少なくとも堀内沢で約 1,000～1,200 m、真木溪谷斉内川付近で約 1,400 m の層厚があり、角館地域東側に分布する本層の層厚は、それ以上である。

岩相 本層は火山岩を主体とした、多様な岩相から構成される。それらは泥岩 (Hm1, Hm2)、玄武岩～安山岩溶岩及び火山碎屑岩 (Hb1, Hb2)、斑状安山岩溶岩、貫入岩及び火山碎屑岩 (Ha)、デイサイト～流紋岩溶岩、貫入岩及び火山碎屑岩 (Hr1, Hr2)、苦鉄質貫入岩 (Hi1, Hi2) である。それぞれの岩相は互層し、一部はレンズ状に挟在するか、指交する。細井ほか (2019a) は、八割層の火山岩と同質で、かつ隣接地域では八割層より上位の地層に貫入しない貫入岩 (Hr2 の一部, Hi1, Hi2) を八割層に含めた。本報告でもこの見解に従う。八割層の火山岩の主成分全岩化学組成を第 3. 15 図に示す。

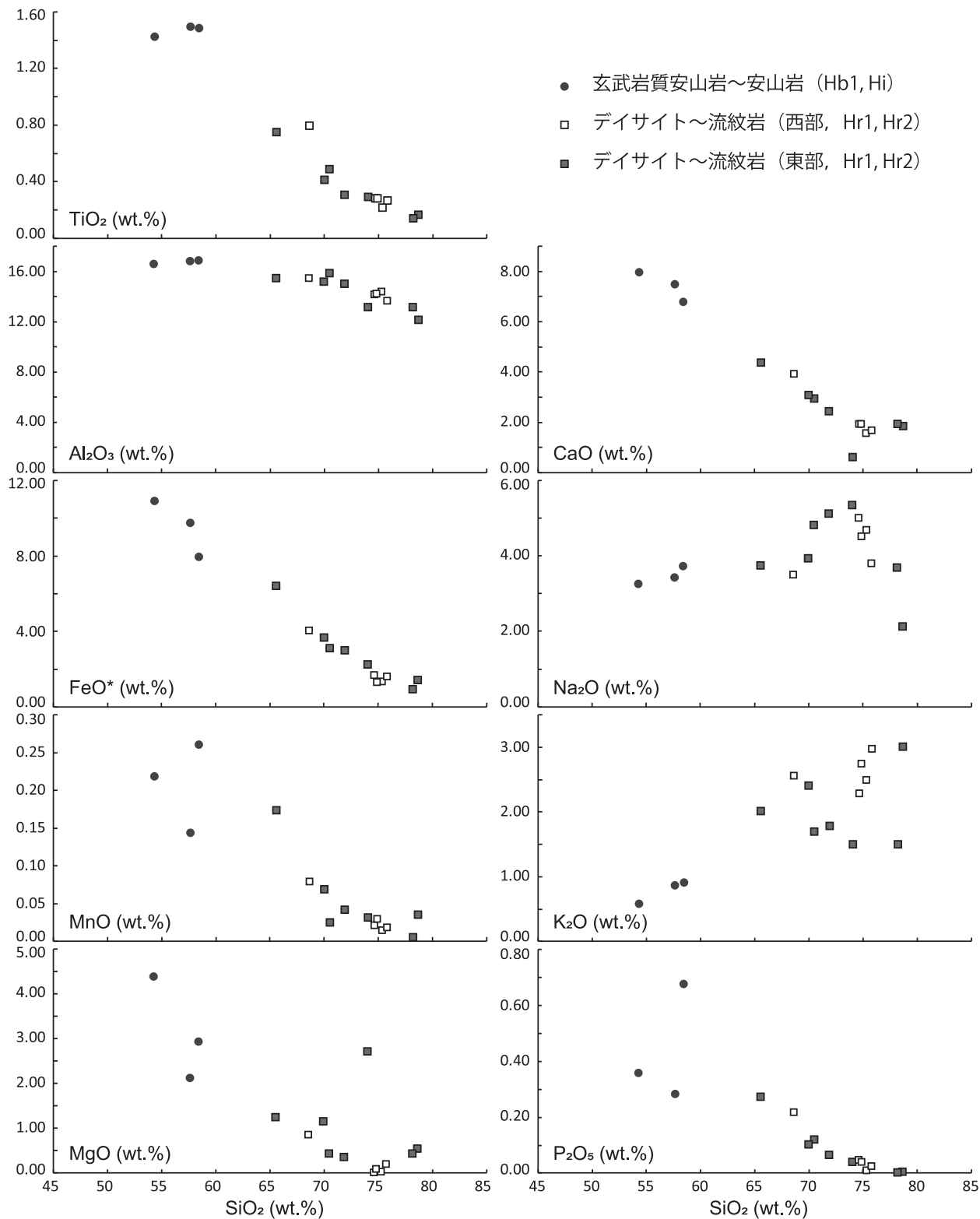
(1) 塊状又は成層灰色～暗灰色泥岩 (Hm1)

本相は八割層分布域に点在して分布する。八割層の他の岩相に挟在し、指交する。角館地域東側的小屋森東方と黒森山周辺では、比較的まとまって分布する。本相は、主に暗灰色～灰色を呈する塊状又は成層した泥岩からなる (第 3. 16 図 A)。生痕化石が認められるものがある。厚さ数 cm～数十 cm 程度の火山碎屑岩 (Hb1 と Hr1) の薄層を挟むことがある。

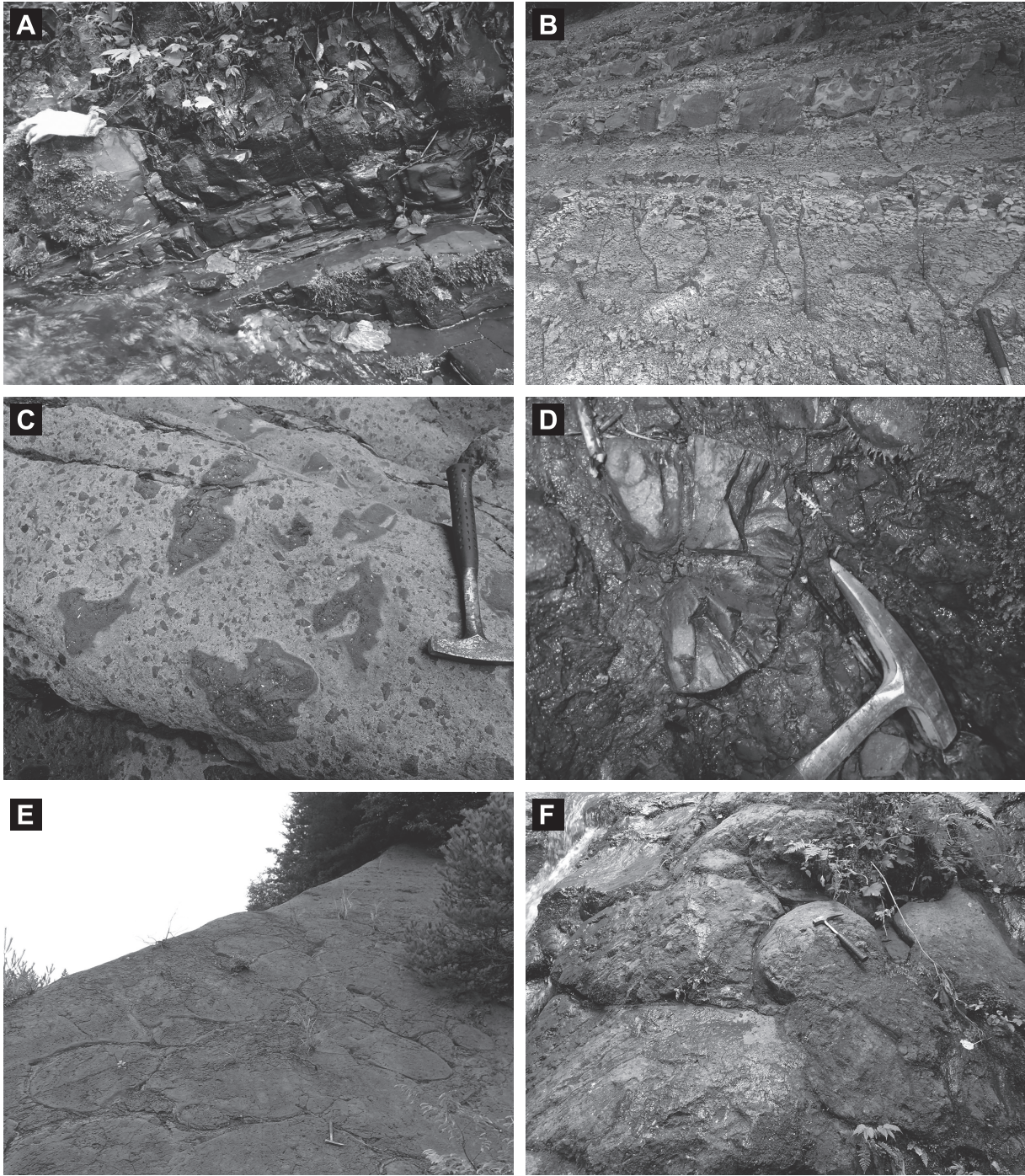
(2) 塊状又は成層珪質泥岩 (Hm2)

本相は、岩相 Hm1 と同様、八割層の他の岩相中に挟在し、指交する。主に仙北市角館町八割大沢地区周辺 (角館地域西側) と斉内川の南方、太田断層東方 (角館地域東側) に比較的まとまって分布する。これらのうち、太田断層東方の本相は、従来、内沢川層として示されていた (臼田ほか, 1980)。本相は、塊状又は成層した珪質泥岩からなり、平行層理、葉理の発達が顕著である (第 3. 16 図 B)。風化した表面は主に白～明灰色、乳白色を呈するが、内部の新鮮な部分は灰色～灰褐色を呈する。風化部は軟化しているが、新鮮な部分は岩相 Hm1 よりも硬い。いわゆる女川層の珪質泥岩又は硬質泥岩に非常に類似した岩相である。本相は厚さ数 cm～数十 cm 程度の火山碎屑岩 (Hb1 と Hr1) の薄層を挟む。

(3) 玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1)



第 3. 15 図 八割層の火山岩の主成分全岩化学組成
分析値は本報告 (第 3. 1 表) による。



第 3. 16 図 八割層の露頭写真 (岩相 Hm1, Hm2, Hb1, Hb2)

A: 暗灰色泥岩 (Hm1). 平行層理, 葉理が発達する (位置 p16; 付図 2). B: 珪質泥岩 (Hm2). 平行層理の発達が目立つ (位置 p17; 付図 2). C: 玄武岩～安山岩火山砕屑岩 (Hb1). 不規則な形状の火山岩礫を多く含む (位置 p18; 付図 2). D: 玄武岩～安山岩火山砕屑岩 (Hb1) の火山岩礫. 放射状節理が発達する (位置 p19; 付図 2). E: 玄武岩～安山岩の枕状溶岩 (Hb2, 角館地域西部, 位置 p20; 付図 2). F: 玄武岩～安山岩の枕状溶岩 (Hb2, 角館地域東部, 位置 p21; 付図 2).

角館地域西側では、主に仙北市角館町西長野鬼壁の西～南西と仙北市角館町八割の南部に分布する。角館地域東側では点在して分布するが、その中でも、仙北市角館町白岩高屋敷西方～大仙市豊岡鳥越西方、小屋森周辺、入角沢下流域～小滝川下流域では、比較的広域に分布する。本相は、主に玄武岩～安山岩の礫及びそれと同質の基質から構成される火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなる。一部、厚さ約1 m未満の泥岩(Hm1, Hm2)の薄層を挟む。より粗粒な凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩と、より細粒な火山礫凝灰岩～凝灰岩を比べると、凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩の方が淘汰が悪く、塊状のものが多く、一方、より細粒な火山礫凝灰岩～凝灰岩は、級化構造や平行層理が発達するものが多い。全体的に暗灰色を呈するが、角館町八割付近の本相は、風化し、赤褐色～茶褐色、暗橙色を呈するものが多い。玄武岩～安山岩の礫は、ガラス質の緻密なものと発泡したものがある。それらは主に角礫～亜円礫だが、一部はアメーバ状の不規則な形状を示す(第3.16図C)。一部の火山岩礫には、放射状節理(第3.16図D)や急冷縁、ジグソーフィット構造が認められる。ガラス質の緻密な火山岩礫は、発泡したものよりも新鮮な傾向がある。斑晶は比較的細粒(大きいもので長径約1 mm)である。本相の火山岩礫と玄武岩～安山岩溶岩(Hb2)や玄武岩～安山岩貫入岩(Hi1)には、明瞭な岩質の違いは認められない。本相を構成する本質岩片の火山岩礫の記載を以下に記す。

[岩石記載]

単斜輝石斜方輝石安山岩(150518-3, 第3.17図A)

位置: 39°33'51"N/140°38'44"E(位置7; 付図2)

産状: 火山角礫岩中の火山岩礫

全岩 SiO₂ 量: 58.41 wt. %

斑晶鉱物: 斜長石(自形～半自形, 長径1 mm以下), 斜方輝石(自形～半自形, 長径0.8 mm以下), 単斜輝石(自形～半自形, 長径0.5 mm以下), 不透明鉱物(自形～半自形, 0.4 mm以下で0.2 mm前後のものが多い)

特徴: 斑状組織を示すが、斑晶のサイズは小さく、いずれの斑晶も長径は概ね約1 mm以下である。斜長石斑晶は長柱状の形態を示すものが多く、一部は骸晶をなす。石基は多い順に斜長石、変質鉱物、不透明鉱物、シリカ鉱物などから構成される。斑晶と石基の斜長石は、定向配列する。

玄武岩～安山岩(160902-2)

位置: 39°35'18"N/140°43'57"E(位置8; 付図2)

産状: 凝灰角礫岩中の火山岩礫

斑晶鉱物: 斜長石(自形～半自形, 長径1 mm以下で大半は長径0.4 mm前後), 不透明鉱物(半自形～他形, 長径0.3 mm以下)

特徴: 斑晶量は少なく、また斑晶サイズは概ね長径1 mm以下である。斑晶鉱物は、斜長石と僅かな不透明鉱物が認められる。気泡を二次鉱物が充填する杏仁状組織が認められる。緑簾石や方解石等の二次鉱物の生成が著しい。石基は斜長石、変質鉱物、隠微晶質物質などから構成される。斑晶と石基の斜長石は定向配列する。

(4) 玄武岩～安山岩溶岩(Hb2)

玄武岩～安山岩溶岩は、同質火山碎屑岩(Hb1)と比べてあまり分布しない。本相を確認できた場所は、仙北市角館町八割の中央付近(角館地域西側)、薬師岳南方の沢、堀内沢上流部(角館地域東側)である。角館町八割では枕状溶岩(第3.16図E)、薬師岳南方では下部が塊状溶岩、上部が枕状溶岩(第3.16図F)、堀内沢上流部では塊状溶岩である。溶岩下部や上部にジグソーフィット構造が発達するものや、火山碎屑岩に漸移するものがある。本相を構成する火山岩は、斑状組織を示すが斑晶量は少なく、またその斑晶サイズは小さいものが多い(大きいもので長径約1 mm)。

[岩石記載]

玄武岩質安山岩～安山岩(150928-5, 第3.17図B)

位置: 39°35'30"N/140°43'42"E(位置9; 付図2)

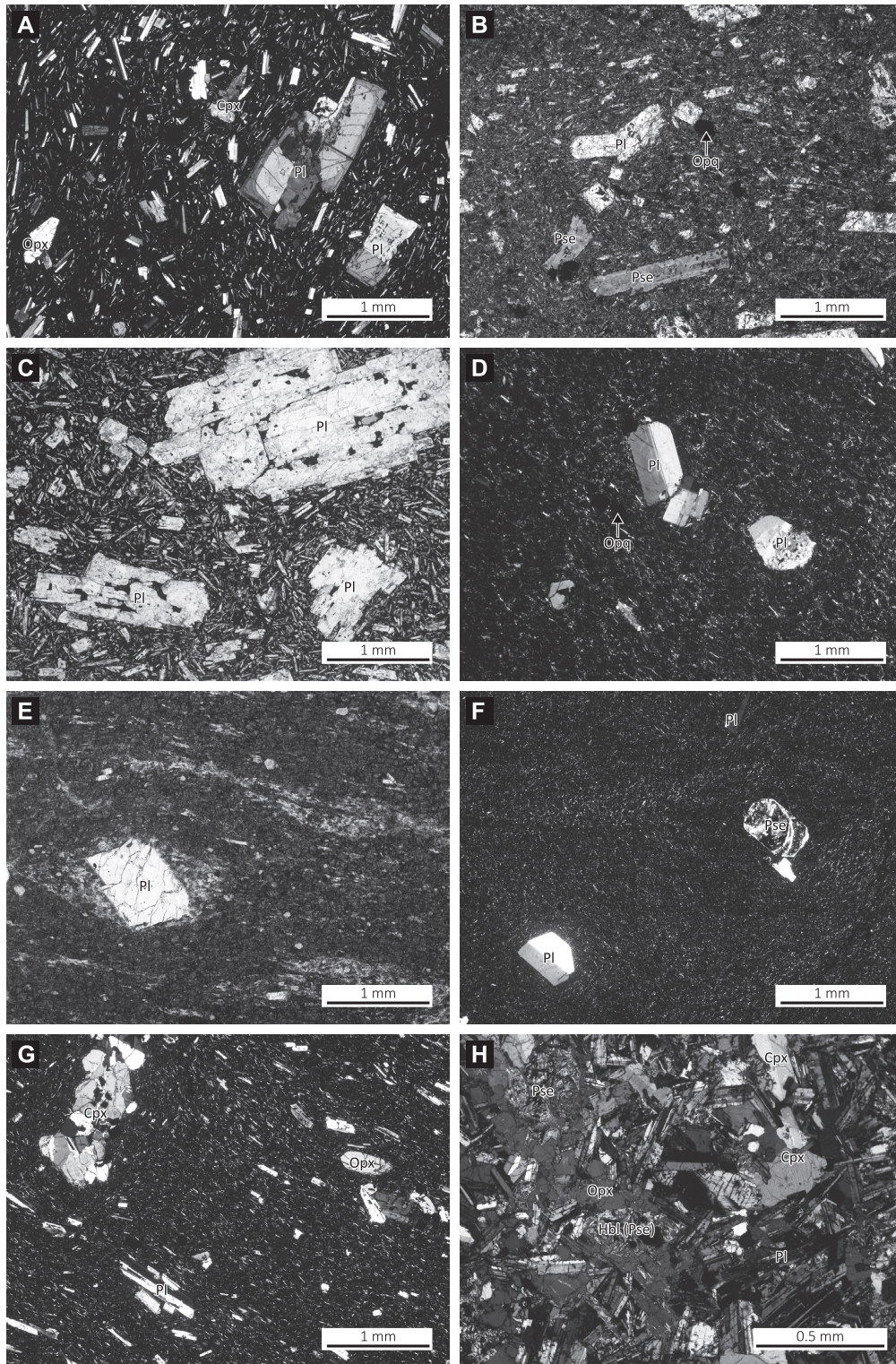
産状: 溶岩

斑晶鉱物: 斜長石(自形～半自形, 長径1.5 mm以下で0.5～1 mm前後が多い), 仮像の苦鉄質鉱物(長径1.5 mm以下), 不透明鉱物(自形～他形, 長径0.3 mm以下)

特徴: 斑状組織を示す。苦鉄質鉱物は仮像として認められ、斜長石斑晶は一部が変質している。石基は変質を被っており、主に斜長石、変質鉱物、不透明鉱物、隠微晶質物質などからなる。斑晶及び石基の斜長石には、定向配列が認められる。

(5) 斑状安山岩溶岩又は貫入岩、及び火山碎屑岩(Ha)

本相は、角館地域北部の才津川北方、北東部の夏瀬ダム南方、小玉沢と堀内沢の下流部に分布する。ボーリングデータから、夏瀬温泉周辺の地下にも分布すると考えられる。八割層の玄武岩～安山岩(Hb1, Hb2)やデイサイト～流紋岩(Hr1, Hr2)と比べて、本相の分布は少ない。本相は塊状の斑状安山岩溶岩又は貫入岩を主体とし、その周辺部に同質火山碎屑岩を伴う。色調は暗褐色～茶褐色又は暗緑色～暗灰色を呈する。岩相境界及び岩相変化が不鮮明なため、溶岩と岩床の区別は難しいものが多い。溶岩と判断したものは、その底部や側部にジグソーフィット構造が認められ、火山碎屑岩に漸移する(第3.18図A, B)。柱状節理や板状節理など節理は認められず、全体にわたって不規則な節理が認められるか、節理の発達が乏しい。本相の安山岩は、岩相Hb1及びHb2の玄武岩～安山岩と比べて、斑晶量が多い。また比



第 3. 17 図 八割層の火山岩の薄片写真

A: 玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1) 中の単斜輝石斜方輝石安山岩の礫 (直交ポーラー, 試料番号 150518-3). B: 玄武岩～安山岩溶岩 (Hb2) の玄武岩質安山岩～安山岩 (単ポーラー, 試料番号 150928-5). C: 斑状安山岩溶岩 (Ha) の安山岩 (単ポーラー, 試料番号 151026-1). D: デイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) 中の流紋岩礫 (直交ポーラー, 試料番号 161023-2). E: デイサイト～流紋岩溶岩又は貫入岩 (Hr2) の流紋岩 (単ポーラー, 試料番号 150522-1). F: デイサイト～流紋岩溶岩又は貫入岩 (Hr2) の流紋岩 (直交ポーラー, 試料番号 150829-1). G: 玄武岩～安山岩及びドレイイト貫入岩 (Hi1) の斜方輝石単斜輝石安山岩 (直交ポーラー, 試料番号 150530-1). H: 斑れい岩～閃緑岩貫入岩 (Hi2) の閃緑岩 (直交ポーラー, 試料番号 150518-7). Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, Pl: 斜長石, Opq: 不透明鉱物, Hbl: 普通角閃石, Pse: 仮像の苦鉄質鉱物.

較的大きい（長径約 2 mm 以上）斑晶を含むため、肉眼で斑状組織が明瞭に確認できる。

[岩石記載]

安山岩 (150824-1)

位置：39° 37' 43" N / 140° 42' 55" E (位置 10；付図 2)

産状：溶岩又は貫入岩

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形，長径 2 mm 以下で大半は 1 mm 前後），仮像の苦鉄質鉱物（長径 1 mm 以下），不透明鉱物（自形～他形，長径 0.3 mm 以下）

特徴：斑状組織を示す。斜長石斑晶の一部は集斑晶をなす。苦鉄質鉱物は変質鉱物に置換された仮像として認められ，元の鉱物種の特定は難しい。石基はフェルシティック組織を示し，微細なシリカ鉱物，長石類，変質鉱物，不透明鉱物，隠微晶質物質などから構成される。

安山岩 (151026-1, 第 3. 17 図 C)

位置：39° 38' 33" N / 140° 39' 11" E (位置 11；付図 2)

産状：溶岩

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形，長径 3.2 mm 以下で大半は 1 mm 前後），不透明鉱物（半自形～他形，長径 0.2 mm 以下）

特徴：斑状組織を示す。斜長石斑晶は変質によって，その一部が変質鉱物に置換されている。石基は斜長石，不透明鉱物，シリカ鉱物の他，緑泥石，隠微晶質物質などから構成される。

(6) デイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1)

八割層の主要な岩相で，角館地域の広範囲に分布する。八割層の他の岩相と互層又は指交する。本相は，デイサイト～流紋岩の火山角礫岩，凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。全体的に淡黄色～淡緑色を呈すが，火山岩礫は淡緑色～濃緑色で，基質部よりも濃い色を呈する。本相は，綫化構造や平行層理が認められるものが多く，一部にはトラフ型斜交層理やハンモック状斜交層理が認められる（第 3. 18 図 C）。礫支持のものと基質支持のものがある。周辺に泥岩 (Hm1) が分布する場所では，多量の泥岩の偽礫を含むことがある（第 3. 18 図 D）。成層した凝灰岩は，流理が発達する無斑晶状のデイサイト～流紋岩溶岩，貫入岩 (Hr2) とほぼ同じ見かけを示し，肉眼では区別できないことがある。本相中の火山岩礫は，ガラス質なもの（真珠岩を含む），緻密なもの，又は発泡した軽石からなる。流理が発達する緻密な火山岩礫は，変質すると軽石様の見かけを呈することがある。火山岩礫は，いずれも無斑晶状又は斑晶に乏しく，急冷縁や放射状節理が認められるものがある。本相中の火山岩礫とデイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩 (Hr2) の岩質には，明確な違いが認められない。角館地域に分布する西側と東側のものを比較しても，岩質及

び化学組成に違いは認められない（第 3. 15 図）。本相を構成する本質岩片の火山岩礫の記載を以下に記す。

[岩石記載]

流紋岩 (161023-2, 第 3. 17 図 D)

位置：39° 34' 08" N / 140° 30' 57" E (位置 12；付図 2)

産状：火山礫凝灰岩中の火山岩礫

全岩 SiO₂ 量：74.65 wt.%

斑晶鉱物：斜長石（自形～他形，長径 1.5 mm 前後のものが多い，最大で 5 mm 程度），不透明鉱物（自形～他形，長径 0.2 mm 以下）

特徴：含まれる斑晶は少なく，苦鉄質鉱物は含まれない。石基はフェルシティック組織を示し，微細なシリカ鉱物と長石類，不透明鉱物及びガラスなどからなる。

斜方輝石単斜輝石デイサイト (170605-1)

位置：39° 32' 04" N / 140° 30' 54" E (位置 15；付図 2)

産状：凝灰角礫岩中の火山岩礫

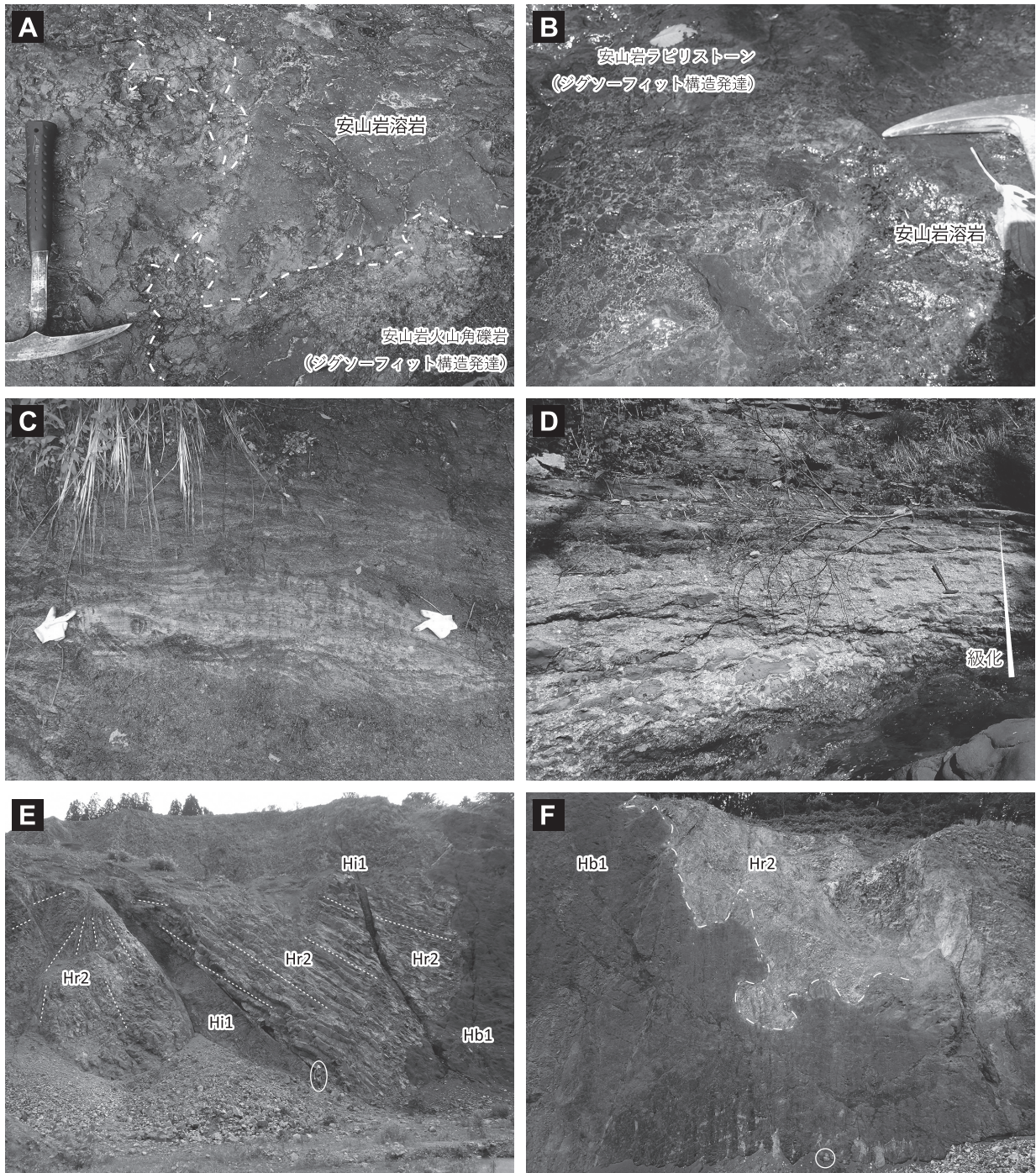
全岩 SiO₂ 量：68.61 wt.%

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形，長径 0.1～0.5 mm 大を主体とし，大きいものでは長径 2.5 mm），単斜輝石（自形～半自形，長径 0.5 mm 以下），不透明鉱物（自形～他形，長径 0.1～0.3 mm が大半だが，1 mm 大のものもある），斜方輝石（自形～半自形，長径 1.5 mm 以下）

特徴：斑状組織を示すが，斑晶量は少ない。一部には，斜長石，単斜輝石，斜方輝石からなる集斑晶が認められる。石基はガラス及び微細な斜長石と不透明鉱物などからなる。流理構造が認められる。

(7) デイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩 (Hr2)

本相は，同質火山碎屑岩 (Hr1) 中にドーム状又はストック状の岩体として分布するものが多い。角館地域西側に分布する本相は，周囲の岩石よりも硬いため，突出した地形を形成するものが多い。本相の風化した表面は白色～乳白色，淡灰色を呈するが，新鮮な部分は灰色～暗灰色を呈する。ガラス質なものは暗灰色～黒色を呈する。本相のデイサイト～流紋岩岩体の外縁部は，流理構造が発達するものやガラス質（真珠岩を含む）のもの，その両者を兼ね備えるものが多い。その一部は同質火山碎屑岩 (Hr1) に漸移する。大露頭では，柱状節理が岩体の外側に向かって放射状に発達することが確認できる（第 3. 18 図 E）。溶岩と貫入岩を区別できない岩体が多いが，少なくともその両方とも存在することは確実である。新鮮なものは，ガラス質の緻密なものが多い。白色に変質した本相は，凝灰岩 (Hr1) 様の見かけを示し，肉眼では判別できない場合がある。本相は，無斑晶状又は斑晶に乏しく，斑晶は主に斜長石，不透明鉱物からなり，稀に斜方輝石，単斜輝石，石英を含む。石基は変質によってフェルシティック組織を示すものが多い。



第3.18図 八割層の露頭写真(岩相 Ha, Hr1, Hr2, Hi1)

A, B: 安山岩溶岩 (Ha) の側部。ジグソーフィット構造の発達する火山角礫岩に漸移する(それぞれ位置 p22, 23; 付図 2)。C: デイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) の凝灰岩。ハンモック状斜交層理とトラフ型斜交層理が発達する(位置 p24; 付図 2)。D: デイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) の凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩。平行層理と不明瞭な級化構造が発達する。泥岩の偽礫を多く含む(位置 p25; 付図 2)。E: 玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1), デイサイト～流紋岩貫入岩 (Hr2), 玄武岩～安山岩及びドレライト貫入岩 (Hi1) の写真。玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1) 中にデイサイト～流紋岩岩体 (Hr2) が貫入し、それらを切って玄武岩～安山岩及びドレライト岩脈 (Hi1) が貫入する。白点線は柱状節理の方向を示す。白丸は人(位置 p26; 付図 2)。F: 玄武岩～安山岩火山碎屑岩 (Hb1) とデイサイト～流紋岩貫入岩 (Hr2) の境界写真。岩相境界は波打っており、岩相 Hb1 の火山碎屑岩が未固結の時にデイサイト～流紋岩岩体 (Hr2) が貫入したことを示す。白丸はリュックサック(位置 p27; 付図 2)。

[岩石記載]

流紋岩 (150522-1, 第 3. 17 図 E)

位置：39° 36' 06" N / 140° 38' 14" E (位置 20 ; 付図 2)

産状：溶岩又は貫入岩

全岩 SiO₂ 量：78.66 wt.%

斑晶鉱物：斜長石 (自形～半自形, 長径 0.2～1 mm を主体とするが, 大きいものは長径 2.5 mm 大), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.4 mm 以下)

特徴：斑晶量は少なく, 斑晶は斜長石と不透明鉱物のみである。石基は変質鉱物とシリカ鉱物や長石類, ガラス, 不透明鉱物などからなる。流理構造が発達する。石基のガラス部にはパーライト割れ目が発達する。

流紋岩 (150829-1, 第 3. 17 図 F)

位置：39° 34' 16" N / 140° 37' 42" E (位置 23 ; 付図 2)

産状：溶岩又は貫入岩

全岩 SiO₂ 量：71.86 wt.%

斑晶鉱物：斜長石 (自形～半自形, 長径 1.5 mm 以下), 仮像の苦鉄質鉱物 (長径 0.8 mm 以下), 不透明鉱物 (自形～半自形, 長径 2 mm 以下)

特徴：斑晶は少ない。斜長石斑晶は集斑晶をなしていることがある。石基は微小なシリカ鉱物, 変質鉱物, 不透明鉱物などからなる。流理構造が認められる。

流紋岩 (160423-5)

位置：39° 35' 19" N / 140° 30' 12" E (位置 24 ; 付図 2)

産状：溶岩又は貫入岩

全岩 SiO₂ 量：75.32 wt.%

斑晶鉱物：斜長石 (自形～半自形, 長径 3 mm 以下で, 大半は 1.0～1.5 mm), 不透明鉱物 (自形～半自形, 長径 0.2 mm 以下)

特徴：斑晶量は少なく, 斑晶は斜長石と不透明鉱物のみである。斜長石斑晶の一部は集斑晶をなす。石基はフェルシティック組織を示し, 微小な長石とシリカ鉱物, 長柱状の斜長石, 不透明鉱物, 隠微晶質物質などからなる。

単斜輝石デイサイト (170418-2)

位置：39° 33' 54" N / 140° 37' 38" E (位置 26 ; 付図 2)

産状：溶岩又は貫入岩

全岩 SiO₂ 量：69.95 wt.%

斑晶鉱物：斜長石 (自形～半自形, 長径 1 mm 以下), 単斜輝石 (自形～半自形, 長径 0.4 mm 以下), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.4 mm 以下)

特徴：無斑晶状で, 斑晶はほとんど含まれない。僅かに含まれる単斜輝石斑晶の一部は, 緑泥石などに置換され, 仮像になっている。石基は変質鉱物と斜長石, シリカ鉱物, 不透明鉱物などからなる。

(8) 玄武岩～安山岩及びドレライト貫入岩 (Hi1)

本相は, 角館地域の全域に分布する板状貫入岩である。主にドレライトだが, 一部は玄武岩～安山岩である。幅数 m の岩脈や岩床が多いが, 幅数百 m 以上の貫入岩体もある。地質図には, 幅 2～3 m 以上の貫入岩のみ示した。仙北市角館町中心街付近では, デイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) 中に, 層理面に対して平行又は低角に, 幅約 100 m の板状のドレライトが貫入する。角館地域東側では, 夏瀬温泉付近, 白岩岳付近, 入角沢～内沢川周辺の白岩断層付近, 薬師岳周辺, 風鞍^{あお}や青シカ山^{やま}周辺に, 幅数百 m 以上のドレライト岩体が分布する。これらの貫入姿勢は様々である。おおよそ板状の貫入岩体ではあるものの, その貫入面は地質図スケールで湾曲していると判断されるものが多い。本相のうち, 一部の玄武岩～安山岩岩脈 (幅 1 m 程度) はその側部が不規則に波打ち, 岩脈上部は同質の火山碎屑岩に漸移する。これらは給源岩脈と考えられる。玄武岩～安山岩岩脈 (Hi1), 玄武岩～安山岩溶岩 (Hb2), 同火山碎屑岩 (Hb1) の火山岩礫には, 明瞭な岩質の違いは認められない。

[岩石記載]

斜方輝石単斜輝石安山岩 (150530-1, 第 3. 17 図 G)

位置：39° 34' 15" N / 140° 37' 45" E (位置 27 ; 付図 2)

産状：岩脈

全岩 SiO₂ 量：57.63 wt.%

斑晶鉱物：斜長石 (自形～他形, 長径 0.8 mm 以下), 単斜輝石 (自形～半自形, 長径 0.8 mm 以下), 斜方輝石 (自形～半自形, 長径 0.6 mm 以下), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.3 mm 以下)

特徴：斑状組織を示すが, 斑晶のサイズは小さい (長径 1 mm 未満)。一部に単斜輝石の集斑晶が認められる。石基は斜長石, 不透明鉱物, 緑泥石などの変質鉱物などからなる。斜長石の斑晶及び石基は定向配列する。

(9) 斑れい岩～閃緑岩貫入岩 (Hi2)

斑れい岩～閃緑岩は, 主に角館地域東側の夏瀬温泉西方と小滝川上流の扇形山^{せんなりやま}北西部に分布する。これらは, 幅約 100 m 以上の比較的規模の大きいドレライトの板状貫入岩体 (Hi1) の中心部に認められる。斑れい岩～閃緑岩 (Hi2) とドレライト貫入岩 (Hi1) の境界は不明瞭で, 両者は漸移していると判断される。

[岩石記載]

斑れい岩 (150518-7, 第 3. 17 図 H)

位置：39° 33' 55" N / 140° 39' 28" E (位置 29 ; 付図 2)

産状：貫入岩

鉱物：斜長石 (自形～半自形, 長径 1.5 mm 以下), 単斜輝石 (半自形～他形, 長径 0.1～1.2 mm), 斜方輝石 (半自形～他形, 長径 2.5 mm 以下), 仮像の苦鉄質鉱物 (長径 1.2 mm 以下)

特徴：斜長石が大半を占め、その間を単斜輝石又は斜方輝石が埋めるオフィティック組織が認められる。仮像の苦鉄質鉱物は変質によって元の鉱物種をほとんど同定できないが、一部は外形から普通角閃石と判断される。

化石 角館地域西側では、通商産業省資源エネルギー庁（1986）が長野山北部から *Lucinoma* sp. と *Dentalium* sp. を報告した。臼田ほか（1980）は、仙北市角館町八割西部から浮遊性有孔虫の *Globigerina praebulloides*、底生有孔虫の *Cibicides malloryi*, *Gyroidina orbicularis*, *Melonis pompilioides* 等、また海生珪藻化石の *Actinocyclus ingens*, *Actinocyclus tsugaruensis*, *Thalassionema hirosakiensis* 等を報告した。角館地域東側では、*Mizuhopecten* sp. や *Patinopecten kimurai*, *Lucinoma annulata*, *Macoma tokyoensis* 等の貝類化石や *Telebratalia gauldii* 等の腕足類、*Alabamina japonica* 等の底生有孔虫化石が産出する（臼田ほか，1980）。本地域内で掘削されたボーリング（WS-15）からは、*Martinottiella communis* や *Globorotaria praescitula* 等の有孔虫化石が産出する（金属鉱業事業団，1974）。泥岩には生痕化石が認められることがあり、行太沢の凝灰岩、泥岩境界には *Zoophycos* isp. が認められた（清家弘治氏による写真鑑定，第3. 19図）。

角館地域西隣の刈和野地域ではボーリングコアから *Globigerina praebulloides*, *G. woodi* 等の浮遊性有孔虫、また大仙市協和稲沢付近から *Bathysiphon* sp. や *Martinottiella communis* 等の底生有孔虫が報告されている（臼田ほか，1979）。さらに角館地域北西の太平山地域内では、米谷（1978）が *Globigerinoides sicanus* / *Praeorbulina glomerosa curva* zone から *Globorotalia peripheroacuta* / *Globorotalia miozea* (s. l.) zone の浮遊性有孔虫化石を報告した。佐藤ほか（2010）は、秋田市河辺岩見砂子測及び鶴養付近から *Helicosphaera ampliaperita* や *Sphenolithus heteromorphus* 等の石灰質ナノ化石を報告した。

堆積環境 八割層は岩相と産出化石から海成層と判断される。その古水深は場所や層準によって異なり、浅海～漸深海帯と考えられる。その根拠を以下に記す。

八割層下部と指交関係にある塩手沢層は陸上～浅海成層である。塩手沢層と八割層から産出する貝類化石は浅海の指標種が多く、比較的深い水深を示す *Lucinoma* 属でも水深 200 m 以浅の指標種である（小笠原・増田，1989）。八割層の一部には、トラフ型斜交層理やハンモック状斜交層理が認められる。これらが波浪によって形成されたと考えると、堆積構造が示す古水深と貝類化石の示す古水深は矛盾しない。その一方、泥岩から産出する *Gyroidina orbicularis* や *Cibicides malloryi*, *Bathysiphon* sp. 等の底生有孔虫化石（臼田ほか，1979, 1980）は、長谷川ほか（1989）の古水深指標に基づくと、上部～中部

漸深海帯の古水深を示す。また、陸棚以深の比較的深い水深指標種である生痕化石（*Zoophycos* isp.）が認められる（第3. 19図）。これらは、八割層の泥岩が主に塊状泥岩又は平行層理が発達する泥岩で、波浪の影響を示す堆積構造が認められないことに矛盾しない。

火山岩礫は一部に急冷縁や放射状節理が認められ、これらから構成される火山碎屑岩は、ハイアロクラスタイトと判断される。なお、本報告では Fisher（1966）に従い、水砕破碎による火山碎屑岩をハイアロクラスタイトと呼ぶ。玄武岩～安山岩とデイサイト～流紋岩は複雑に指交する。当時、海底下では火山活動が活発に起こっており、様々な組成のマグマが噴出していたと考えられる。角館地域東側の小屋森西方では、玄武岩～安山岩マグマとデイサイト～流紋岩マグマ活動がほぼ同時期だった証拠が認められる。そこでは、玄武岩～安山岩凝灰岩～火山礫凝灰岩（Hb1）に貫入するデイサイト～流紋岩岩体（Hr2）の貫入面が不規則に波打つ（第3. 18図F）。これは、母岩が堆積後間もない未固結のときに、デイサイト～流紋岩岩体（Hr2）が貫入したことによる構造と考えられる。

玄武岩～安山岩はハイアロクラスタイトを主体とし、一部に枕状溶岩が認められる。これらのハイアロクラスタイトと共に、不規則な形状の火山岩礫が認められる。同様の形状の火山岩礫は、同時期の日本海側に分布する苦鉄質火山岩からも報告されており、これは海底下の溶岩噴泉型火山活動の産物である（Cas *et al.*, 2003；Fujibayashi *et al.*, 2015；Hosoi and Amano, 2017）。Hosoi and Amano（2017）は、この時期、背弧域の各地で苦鉄質マグマによる溶岩噴泉型の火山活動が起こっていた可能性を指摘しており、本地域もその一つと考えられる。玄武岩～安山岩溶岩及び火山碎屑岩（Hb1, Hb2）は点在



第3. 19図 デイサイト～流紋岩凝灰岩（Hr1）の層理面上に認められる *Zoophycos* isp. 生痕化石は清家弘治氏による写真鑑定。写真の位置は付図2のp28。

して分布し、それらは5 km程度までしか側方に連続しない。従って、一つの成層火山というよりは、幾つかの単成火山群を形成していた可能性が高い。

デイサイト～流紋岩岩体(Hr2)は、ドーム状又は不規則な形状の岩体として分布する。この岩体外縁部は中心部よりも流理構造の発達が顕著なことが多く、またガラス質のことが多い。これらの一部は貫入岩体と考えられるが、少なくとも火山砕屑岩に漸移する岩体は、海底に噴出した溶岩ドームと判断される。

年代 細井ほか(2019a)は、角館地域西側の八割層の年代を約16～12 Maとした。角館地域東側の八割層から報告されている年代もこの年代範囲内にあることから(細井ほか, 2019b)、八割層の年代は約16～12 Maと判断される。年代の根拠となるデータは以下の通りである。

角館地域西側及び刈和野地域の八割層から得られている放射年代値は次のとおりである。八割層下部のデイサイト～流紋岩火山砕屑岩(Hr1)中の軽石からは、 16.0 ± 0.1 MaのジルコンU-Pb年代値が報告されている(細井ほか, 2019a)。八割層のデイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩(Hr2)からは、長野山南西のデイサイト～流紋岩から 12.0 ± 0.5 Maの全岩K-Ar年代(通商産業省資源エネルギー庁, 1986)、西隣の刈和野地域のデイサイト～流紋岩から 12.6 ± 0.4 MaのU-Pb年代(Haji *et al.*, 2019)、 10.5 ± 0.5 Ma(土谷・吉川, 1994)、 12.7 ± 2.1 Ma(木村, 1985)、 11.9 ± 0.4 Ma(通商産業省資源エネルギー庁, 1986)の全岩K-Ar年代が得られている。岩相Hr2は、八割層の上部に多く産することから、その年代は、おおよそ八割層上部の年代とみなすことができる。

角館地域東側の八割層からは、地表露出範囲で比較的下部層準に相当する凝灰岩(Hr1)より 13.2 ± 0.6 Ma、比較的上部層準の火山礫凝灰岩～凝灰岩(Hr1)より 13.7 ± 0.3 MaのU-Pb年代値が得られた(細井ほか, 2019b)。臼田・岡本(1986)は、小屋森周辺の玄武岩～安山岩から、 11.5 ± 2.4 MaのK-Ar年代値を報告している。

微化石から検討される年代は次の通りである。角館地域内で掘られたボーリングWS-15の掘削深度501.0～586.9 mの泥岩からは、Blow(1969)のN10帯にほぼ相当する浮遊性有孔虫化石群集が報告されている(金属鉱業事業団, 1974)。その化石帯の年代は14.2～13.8 Maである(Wade *et al.*, 2011)。角館地域西隣又は北西隣の刈和野地域や太平山地域では、八割層は砂子瀾層及び鵜養層に相当する。太平山地域の鵜養層の下部、中部、上部からは、それぞれBlow(1969)のN8, N9, N10～11帯の浮遊性有孔虫化石が得られ(米谷, 1978)、それらの化石帯の年代は16.4～13.4 Maである(Wade *et al.*, 2011)。また太平山地域の砂子瀾層中部～上部から得ら

れた石灰質ナンノ化石(佐藤ほか, 2010)は、Martini(1971)のNN4～6帯を示し、その化石帯の年代は18.0～13.5 Maである(Anthonissen and Ogg, 2012)。また、八割層を整合関係で覆う女川層からはNPD5C帯(約11.5～10.0 Ma: Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998)の珪藻化石が産出する(土谷・吉川, 1994)。これらの微化石年代は、先に述べた放射年代値と矛盾しない。

以上の年代データから、八割層の下限年代は、 16.0 ± 0.1 MaのジルコンU-Pb年代に代表される時期であり、浮遊性有孔虫化石のN8/N9帯境界(15.1 Ma: Wade *et al.*, 2011)及び石灰質ナンノ化石のNN4/NN5帯境界(14.9 Ma: Anthonissen and Ogg, 2012)よりも古い。八割層の上限年代は、岩相Hr2の放射年代値(約13～10 Ma)頃であり、女川層から得られた珪藻化石のNPD5C帯(約11.5～10.0 Ma: Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998)の中、あるいはそれより古い。また、浮遊性有孔虫化石のN9/N10帯境界(14.2 Ma: Wade *et al.*, 2011)及び石灰質ナンノ化石のNN5/NN6帯境界(13.5 Ma: Anthonissen and Ogg, 2012)よりも新しい。以上のことから、八割層の年代は約16～12 Maと判断される。

3.9 山谷層(Ym, Yv, Yt, Yr1, Yr2)

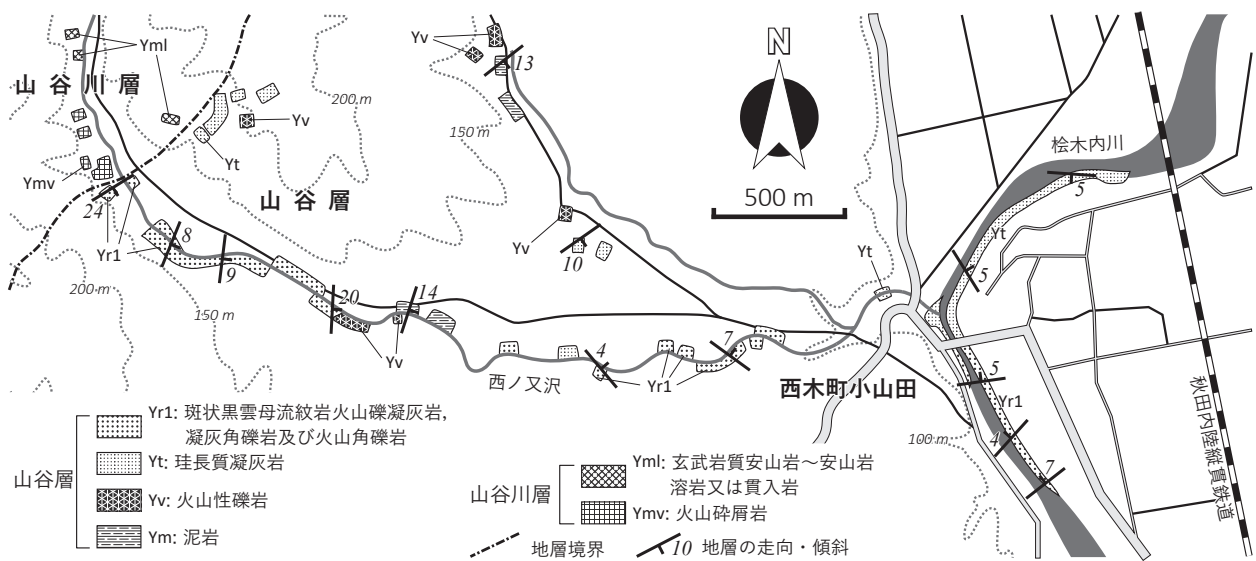
地層名 井上(1960)による。

定義 これまでの研究は、本層の定義については明記していない。そこで山谷層の定義を、角館地域の中央寄り北西部に分布し、主に斑状黒雲母流紋岩(溶岩及び火山砕屑岩)から構成される地層とする。

模式地 井上(1960)は、仙北市角館町北西部の山谷川流域を模式地とした。但し、細井ほか(2019a)は山谷川上流域を山谷川層の模式地としたため、山谷層の模式地を厳密に示すと、仙北市角館町山谷川崎山谷より下流の山谷川となる。また、山谷川よりも仙北市西木町にしきちようこやまたたかのわかみこ小山田高野～角館町若神子にかけての松木内川沿いの方が本層の露出が良好で、また西ノ又沢では本層の様々な岩相を観察することができる(第3.20図)。

層序関係 本層は山谷川層と桂瀾層、八割層を不整合関係で被覆する。井上(1960)は、萩形層(本報告の山谷川層)を不整合に被覆するとした。臼田ほか(1980)は、本層と下位層との境界の一部に断層を認定したが、本報告の調査では断層の存在を確認できていない。岩相分布から判断すると、山谷層は山谷層分布側に約30～60°で傾斜する不整合面を境にして、下位の山谷川層、桂瀾層及び八割層と接する。山谷層は周辺の下位の地層とは走向傾斜が異なり、下位層よりも緩傾斜である。

分布と地質構造 角館地域の中央寄り北西部に分布する。本層の大半は傾斜20°未満の緩傾斜である。西ノ又沢ではおおよそ東に(第3.20図)、観音岳東方、松木内川周辺では南東方向に傾斜する。



第3. 20図 角館地域北部西ノ又沢周辺のルートマップ

層厚 本層の最下部が不明なため、精確な層厚は不明である。少なくとも仙北市西木町の西ノ又沢～松木内川付近で100～200mの層厚がある。

岩相 本層は斑状黒雲母流紋岩火山砕屑岩(Yr1)を主体とする。その他に、泥岩(Ym)、火山性礫岩(Yv)、珪長質凝灰岩(Yt)、斑状黒雲母流紋岩溶岩(Yr2)が本層を構成する。これらの岩相は指交関係にある。岩相Yr1及びYr2を構成する黒雲母流紋岩は斑状組織を示し、黒雲母と石英斑晶を多く含む。普通角閃石斑晶を極稀に含む。

(1) 泥岩(Ym)

本岩相は西ノ又沢、太平山(角館地域内、角館駅から北東約3km地点の山。以下、本地域の太平山と称す。)の北方、仙北市角館町若神子北方の3ヶ所に分布する。本相は、暗灰色～灰色を呈し、平行層理、平行葉理の発達が顕著な泥岩である(第3. 21図A)。一部では斜交葉理の発達も認められる。層理や葉理に沿った細かい割れ目が発達する。厚さ数十cm未満の凝灰岩の薄層を挟むことがある。

(2) 火山性礫岩(Yv)

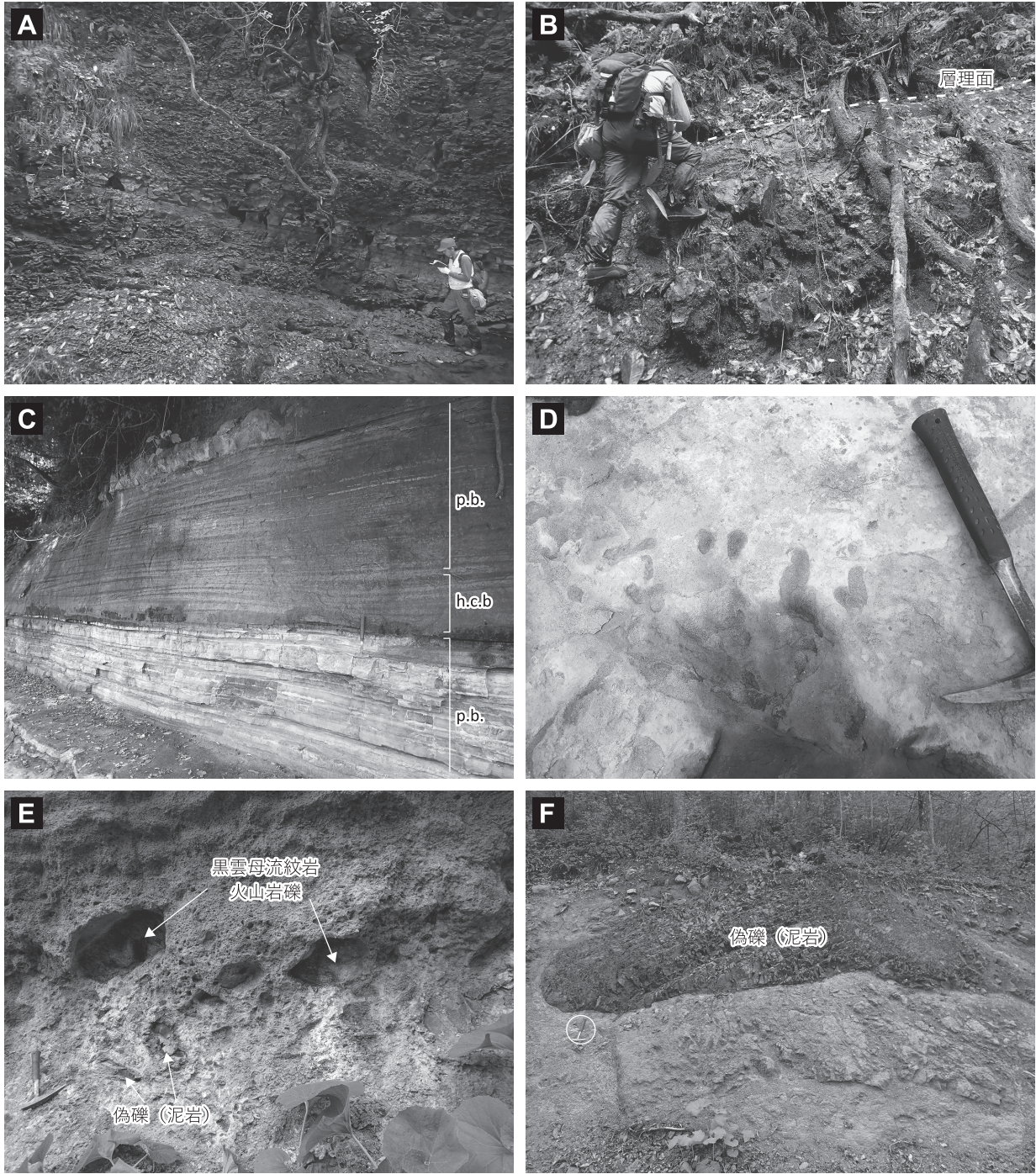
本岩相は西ノ又沢周辺で認められ(第3. 20図)、不明瞭な成層構造が認められる火山性礫岩である(第3. 21図B)。その層厚は十数mから数十mで、他の山谷層の岩相に挟在する。本相の特徴は、山谷川層起源と思われる火山岩礫を多量に含むことである。この火山岩礫は、暗灰色～暗褐色を呈する角礫～亜角礫の苦鉄質火山岩の緻密な礫で、そのサイズは数cm～1m以上である。苦鉄質火山岩礫の他に、斑状黒雲母流紋岩(Yr1, Yr2)の礫も含む。淘汰は悪く、礫支持で、火山岩礫の粒径変化から数枚のユニットが識別できる。

(3) 珪長質凝灰岩(Yt)

本相は、主に角館地域の山谷層分布範囲北部に分布する。本相と斑状黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩～火山角礫岩(Yr1)は指交関係にある。一部に層厚約2～3m未満の斑状黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩(Yr1)を挟むことがあるが、それは地質図に表現しなかった。本相は、珪長質な粗粒凝灰岩と細粒凝灰岩から構成される。粗粒凝灰岩は斑状黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩～火山角礫岩(Yr1)から漸移する。主に灰～淡灰色を呈し、平行層理、平行葉理、ハンモック状斜交層理(第3. 21図C)、リップル葉理、級化構造が認められる。一部には生痕化石(第3. 21図D)、火炎構造、偽礫、桂測層のデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩に似た巨礫が認められる。細粒凝灰岩は成層構造がよく発達するものと、塊状のものがあ、両者ともに主に灰～淡灰色、風化すると黄褐色を呈する。成層した細粒凝灰岩は、平行層理・葉理がよく発達する。塊状の細粒凝灰岩は層厚数m以上にわたって塊状で、その外見は無斑晶状の珪長質な溶岩又は貫入岩に似る。

(4) 斑状黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩及び火山角礫岩(Yr1)

本相は山谷層の主たる岩相で、観音岳周辺から仙北市田沢湖梅沢周辺に渡って広域に分布する。本相は、主に斑状黒雲母流紋岩の火山岩塊～火山礫、それと同質の凝灰岩基質からなり、全体として淡灰色を呈する(第3. 21図E)。比較的淘汰は悪く、礫支持と基質支持のものがある。火山岩礫の粒径変化から不明瞭な成層構造が発達するものがある。下位の凝灰岩(Yt)を本岩相が削り込む関係も認められる。流紋岩火山岩塊～火山礫は、一部流理が発達する亜角礫～円礫で、白色～灰色を呈する。白色の変質風化した岩塊～火山礫は一見すると軽石のよ



第 3. 21 図 山谷層の露頭写真 (岩相 Ym, Yv, Yt, Yr1)

A: 泥岩 (Ym). 平行層理, 葉理が発達する (位置 p29; 付図 2). B: 火山性礫岩 (Yv). 複数の火山岩礫から構成される (位置 p30; 付図 2). C: 珪長質凝灰岩 (Yt). 明瞭な平行層理 (p.b.) とハンモック状斜交層理 (h.c.b.) が発達する (位置 p31; 付図 2). D: 珪長質凝灰岩 (Yt) の層理面上に認められる生痕化石 (位置 p32; 付図 2). E: 斑状黒雲母流紋岩凝灰角礫岩 (Yr1). 黒雲母流紋岩の巨礫と泥岩の偽礫を含む. 写真上部には不明瞭な層理が認められる (位置 p33; 付図 2). F: 斑状黒雲母流紋岩火山碎屑岩 (Yr1) 中の巨大な泥岩偽礫. 偽礫は成層構造を残している. 白丸はハンマー (位置 p34; 付図 2).

うに見えるが、実際には発泡度は悪い。その他に、泥岩 (Ym) や凝灰岩 (Yt) の偽礫 (第 3. 21 図 F)、桂測層のデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩様の巨礫を含むことがある。本相中の斑状黒雲母流紋岩礫と斑状黒雲母流紋岩溶岩 (Yr2) は、石英、斜長石、黒雲母斑晶を豊富に含み、両者の岩質に明瞭な違いは認められない。

[岩石記載]

斑状ガラス質黒雲母流紋岩 (171006-2, 第 3. 22 図 A)

位置: 39° 38' 34" N / 140° 33' 44" E (位置 31; 付図 2)

産状: 凝灰角礫岩中の火山岩礫

全岩 SiO₂ 量: 78.10 wt. %

斑晶鉱物: 石英 (自形～他形, 長径 2.5 mm 以下), 斜長石 (自形～他形, 長径 0.6 mm 以下), 黒雲母 (自形～半自形, 長径 1.2 mm 以下で大半は 0.5 mm 前後), 不透明鉱物 (自形～他形, 長径 0.2 mm 以下)

特徴: 斑状組織を示し, 斑晶量は多い。破片状の斑晶が多く, 特に粒径が小さい斑晶は大半が破片状の外形を示す。石英斑晶には融食が認められる。石基は主にガラスと微細なシリカ鉱物, 長石, 不透明鉱物からなる。伸長した気泡が認められるとともに, 流理が発達する。

(5) 斑状黒雲母流紋岩溶岩 (Yr2)

角館地域北西部, 山谷層分布域の西端の観音岳周辺と仙北市角館町山谷川崎, 山谷集落の北西方に分布する。斑状黒雲母流紋岩溶岩は, 白色～乳白色を呈し, 風化すると凝灰岩様の外観を示す。流理構造が一部で認められる。本相は, 観音岳周辺の地上露出範囲だけで見積もっても, 少なくとも径 1.5 km 以上の溶岩岩体である。節理の発達は乏しい。斑状黒雲母流紋岩溶岩は斑状黒雲母

流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) の流紋岩礫と同質である。露頭観察からは溶岩か貫入岩か判断できなかったが, 本岩体周辺に同質の火山碎屑岩 (Hr1) が分布するため, 溶岩と考えた。

[岩石記載]

斑状黒雲母流紋岩 (150516-2, 第 3. 22 図 B)

位置: 39° 38' 11" N / 140° 31' 41" E (位置 35; 付図 2)

産状: 溶岩

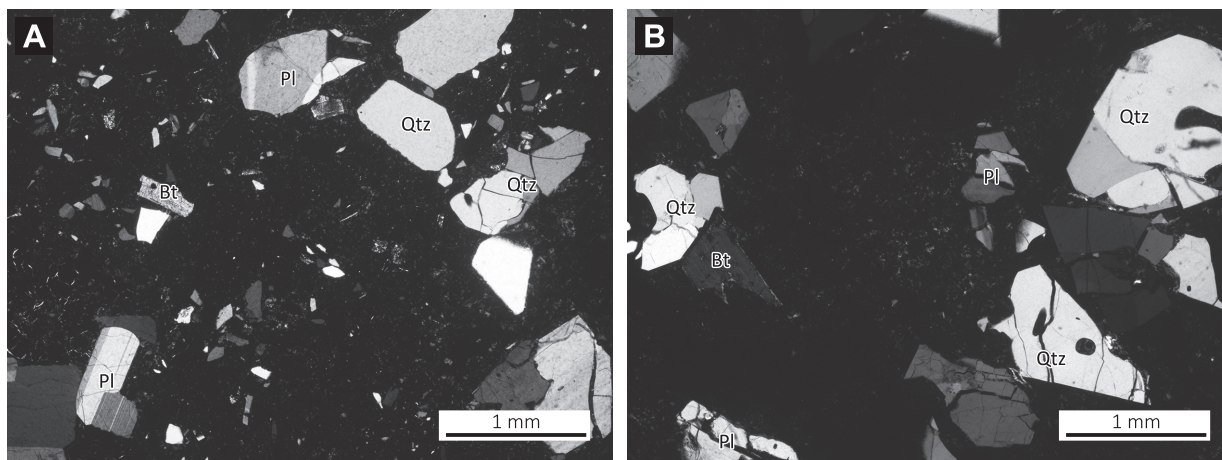
全岩 SiO₂ 量: 77.81 wt. %

斑晶鉱物: 石英 (自形～他形, 長径 3 mm 以下で大半は 1 mm 前後), 斜長石 (自形～他形, 長径 2 mm 以下で多くは 1 mm 前後), 黒雲母 (自形～半自形で大半は半自形, 長径 0.8 mm 以下), 不透明鉱物 (自形～半自形, 長径 0.3 mm 以下)

特徴: 斑状組織を示し, 斑晶量は比較的多い。斜長石の集斑晶が一部に認められる。石英と斜長石斑晶はジグソーパズル状に割れているものがある。破片状の外形を示す斑晶が多い。石基は微細なシリカ鉱物, 長石とガラスなどからなる。流理構造が発達する。

化石 本層の泥岩からは, *Caridomya* sp. の貝類化石と花粉化石が報告されている (臼田ほか, 1980; 通商産業省資源エネルギー庁, 1986)。

堆積環境 山谷層はカルデラ堆積物の可能性が考えられる。カルデラ堆積物である明瞭な証拠は得られなかったものの, 山谷層は流紋岩を主体として, 分布東縁部には溶岩が認められ, さらに山谷層分布域と負のブーゲー異常 (地質調査総合センター編, 2013) が調和的である。本層の泥岩からは海生貝類化石が報告されていること



第 3. 22 図 山谷層の火山岩の薄片写真

A: 斑状黒雲母流紋岩火山碎屑岩 (Yr1) 中の斑状ガラス質黒雲母流紋岩の礫 (直交ポーラー, 試料番号 171006-2)。B: 斑状黒雲母流紋岩溶岩 (Yr2) の斑状黒雲母流紋岩 (直交ポーラー, 試料番号 150516-2)。Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

から、(臼田ほか, 1980; 通商産業省資源エネルギー庁, 1986). 海成層と考えられる. 本層の凝灰岩にはハンモック状斜交層理が認められ, 少なくともこの層準の古水深は, 暴風時波浪限界水深前後だったと考えられる. 但し, その上下層準であっても斜交層理が発達する箇所は稀で, 泥岩 (Ym) や火山砕屑岩 (Yv, Yt, Yr1) の大半には平行層理, 葉理が発達する. そのため, 山谷層の大部分は暴風時波浪限界水深以深の, 波浪の影響が届かない古水深で堆積したと推測される.

年代 細井ほか (2019a) は, 本層の斑状黒雲母流紋岩溶岩 (位置 35; 付図 2) から, 7.9 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代値と 8.3 ± 2.7 Ma の FT 年代値を, 斑状黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩の流紋岩礫 (位置 34; 付図 2) からは, 7.9 ± 0.1 Ma の U-Pb 年代値と 9.2 ± 3.0 Ma の FT 年代値を報告した (第 3. 2 表). 本層の年代は約 8 Ma と判断される.

3. 10 長内沢層 (Ov, Oc)

地層名 新称.

定義 角館地域北東部にて, 黒雲母流紋岩火山砕屑岩と礫岩から主に構成され, 八割層を不整合に被覆する地層を, 長内沢層と定義する. 本層は, 山谷層とほぼ同年代の地層である. また, 本層を構成する火山岩の記載岩石学的特徴は, 山谷層の斑状黒雲母流紋岩 (Yr1, Yr2) と類似する. したがって, 本層と山谷層は, 元々は一連の地層であった可能性がある. しかし, 本層と山谷層は分布域が離れていること, また, 両者の火山岩の主成分全岩化学組成が異なることから (第 3. 23 図), 現時点ではそれぞれ別の地層として区分する.

模式地 長内沢と屋敷沢合流地点から真南に伸びる沢 (標高 358 m の小山の東側の沢) とその沢の南東方向, 真東に流れる沢 (標高 358 m の小山の南側の沢) を模式地とする (第 3. 24 図).

層序関係 八割層を傾斜不整合の関係で被覆する. 本層周辺の八割層は, $20 \sim 30^\circ$ で傾斜する火山砕屑岩 (Hr1) とそれに貫入するデイサイト~流紋岩 (Hr2) 及びドレライト (Hi1) からなる. 長内沢層は, この八割層の構造を切るように, 低角な不整合面を境にして八割層を被覆する.

分布と地質構造 角館地域北東部の玉川東方に分布する. 本層の走向傾斜は, おおよそ南北走向, 東に 20° 前後の傾斜である.

層厚 本層は田沢層に不整合関係で覆われるため, 元々の層厚は不明である. 場所によって層厚が異なり, 少なくとも標高 414.2 m の小山北方で層厚約 200 m, 標高 457.4 m の山周辺では層厚約 400 m である.

岩相 長内沢層は, 主に黒雲母流紋岩火山砕屑岩と礫岩から構成される. そのどちらが主体かによって, 本層

第 3. 2 表 新第三紀火山岩の U-Pb 及び FT 年代測定結果

試料名	地層名	地質記号	位置			ファイシヨントラック			LA-ICPMS			U-Pb ages $\pm 2\sigma$ (Ma)	FT ages $\pm 2\sigma$ (Ma)	U-Pb ages $\pm 2\sigma$ (Ma)	文献				
			緯度	経度	番号	測定方法	結晶数	ρ_s ($\times 10^6$ cm $^{-2}$)	N_s	ρ_{u-sp} ($\times 10^{11}$ cm $^{-2}$)	N_{u-sp}					ρ_{u-std} ($\times 10^{11}$ cm $^{-2}$)	N_{u-std}	Zeta値 (cm $^{-2}$ · yr $^{-1}$)	相関係数 r
150516-5	桂沢層	Kw	39°37'27"N	140°30'41"E	5	Ext.S	30	0.934	327	9.379	328266656	4.206	2063603	45.3 \pm 5.2	0.813	160	19.0 \pm 6.4	21.8 \pm 0.3	1
170607-4	八割層	Hr1	39°35'55"N	140°30'43"E	17	Int.S	29	2.12	890	0.1842	7718292	0.05373	48759	23.4 \pm 2.6	0.913	375	14.5 \pm 4.7	16.0 \pm 0.1	1
170516-1	八割層	Hr1	39°31'40"N	140°39'26"E	18	Int.S	26	2.35	871	0.211	7585761	0.04717	42453	46.4 \pm 2.1	0.921	331	12.6 \pm 1.4	13.7 \pm 0.3	2
180607-1	八割層	Hr1	39°37'33"N	140°42'39"E	19	Int.S	11	1.98	172	0.320	2646646	0.05575	17504	54.6 \pm 1.6	0.985	425	9.9 \pm 1.7	13.2 \pm 0.6	2
150515-4	山谷層	Yr1	39°38'22"N	140°33'47"E	34	Int.S	30	2.83	1822	2.915	187437909	0.3982	281337	21.4 \pm 2.4	0.934	791	8.3 \pm 2.7	7.9 \pm 0.2	1
150516-2	山谷層	Yr2	39°38'11"N	140°31'41"E	35	Ext.S	30	1.33	1352	27.53	2799879194	4.206	2063603	45.3 \pm 5.2	0.935	503	9.2 \pm 3.0	7.9 \pm 0.1	1
160528-2	長内沢層	Ov	39°39'11"N	140°43'03"E	36	Int.S	24	2.78	1358	2.84	138714552	0.3852	270211	42.8 \pm 2.4	0.977	700	8.0 \pm 1.0	7.8 \pm 0.3	3

Int.S: 内部面, Ext.S: 外部面, ρ_s : 自発トラック密度, N_s : 自発トラック数, ρ_{u-sp} : 試料の ^{238}U 密度, N_{u-sp} : 測定範囲の ^{238}U カウント数, ρ_{u-std} : スタンダード試料の ^{238}U 密度, N_{u-std} : Total count of ^{238}U on U-standard sample, r: ρ_s と ρ_{u-std} の相関係数. 文献1: 細井ほか (2019a), 文献2: 細井ほか (2019b), 文献3: 本報告.

の岩相を二分し、礫岩を挟む黒雲母流紋岩火山碎屑岩 (Ov) と黒雲母流紋岩火山碎屑岩を挟む礫岩 (Oc) に区分した。

(1) 黒雲母流紋岩火山碎屑岩 (礫岩を挟む) (Ov)

本相は、主に黒雲母流紋岩礫及びそれと同質の基質から構成される火山礫凝灰岩及び凝灰岩を主体とする。同質の凝灰角礫岩も認められるが稀である。一部に礫岩を挟む。黒雲母流紋岩火山碎屑岩は、非溶結～弱溶結である。本相の火山岩礫は、白色～淡灰色を呈し黒雲母と石英斑晶を多く含む珪長質火山岩を主体とし、その他に灰色の比較的斑晶に乏しい珪長質の緻密な火山岩を含む。礫支持と基質支持のものがあり、比較的淘汰が悪いものは塊状で、淘汰が良いものは不鮮明な成層構造が発達することが多い。黒雲母流紋岩火山碎屑岩に含まれる火山岩礫と結晶の量比は多様だが、全体的に石英と黒雲母結晶が基質部に多く認められることが特徴である。溶結するものは、肉眼では溶結構造が不鮮明だが、鏡下でユータキシティック組織が認められる (第 3. 25 図)。なお、本相に挟在する礫岩の詳細は、後述の岩相 Oc で記載するものと同じである。

[岩石記載]

黒雲母流紋岩溶結結晶質火山礫凝灰岩 (160528-2, 第 3.25 図)

位置: 39° 39' 11" N / 140° 43' 03" E (位置 36; 付図 2)

産状: 火山礫凝灰岩

全岩 SiO₂ 量: 75.71 wt.% (基質部分と岩片の両方を含む火山礫凝灰岩の全岩化学組成)

特徴: 多種類の火山岩片を含み、それらは斑晶量や斑晶サイズ、石基の結晶度が異なる。火山岩片は長径 2.5 mm 以下である。軽石は大部分がシリカ鉱物に置換され、かつ変形している。そのため軽石の外形と粒径はわかりにくい。斑晶サイズの結晶として、石英、斜長石、黒雲母、不透明鉱物を含む。石英は長径 3.5 mm 以下で、一部には融食が認められる。斜長石は長径 2.5 mm 以下、黒雲母は

長径 2 mm 以下、不透明鉱物は長径 0.6 mm 以下である。結晶は破断された形状のものが多い。基質部は微小なシリカ鉱物、長石と変質鉱物、隠微晶質物質、ガラスなどからなる。

(2) 礫岩 (黒雲母流紋岩火山碎屑岩を挟む) (Oc)

本相は、礫支持で多種多様な亜角～円礫の火山岩礫から構成される礫岩 (第 3. 26 図) を主体とし、一部で黒雲母流紋岩火山碎屑岩を挟む。礫岩は火山碎屑岩と比べて淘汰が良い。なお、黒雲母火山碎屑岩の詳細は、岩相 Ov で記載したものと同じである。

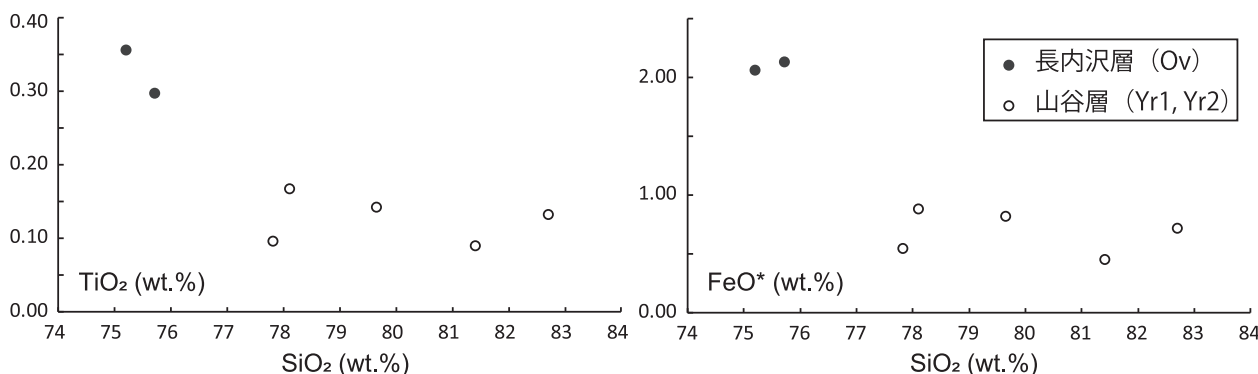
化石 未発見である。

堆積環境 本層から化石は見つかっておらず、また大半は堆積構造が不鮮明なため、堆積環境の推定は難しい。しかし、本層の一部が溶結していることを踏まえると、陸成層と考えられる。

年代 本層の黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩からは、7.8 ± 0.2 Ma の U-Pb 年代値と 8.0 ± 0.5 Ma の FT 年代値が得られた (第 3. 2 表, 付表 1, 2)。本試料中のコンコードトな U-Pb 年代値が得られたジルコン粒子では、U-Pb 年代値が 10.0 ~ 5.2 Ma, FT 年代値が 16.1 ~ 4.9 Ma の年代幅を持つ。これらのジルコン粒子の内、U-Pb 年代値が最も若い年代の粒子から誤差 3σ の範囲内の 24 粒子を用いて加重平均値を求め、上記の年代を算出した。閉鎖温度が異なる両年代測定値は一致するため、これらの年代値は堆積年代を示すと考えられる。従って、本層の年代は約 8 Ma と判断される。

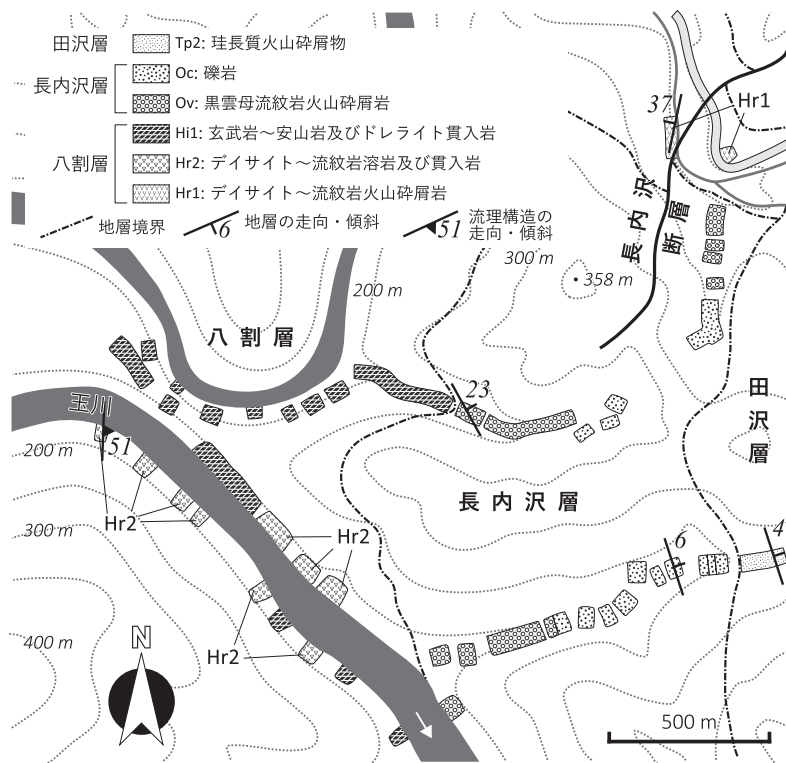
3. 11 未区分火砕岩 (p)

本火砕岩は角館地域北西部、山谷川層分布範囲内に僅かに分布する。本火砕岩は、全体的に淡灰色～淡緑色を呈する塊状の軽石火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなり、淘汰は悪い。軽石片は扁平化する。山谷川層と本火砕岩の分布及び地層の走向傾斜から、両者は不整合関係と判断



第 3. 23 図 山谷層と長内沢層の火山岩の主成分化学組成

組成に違いが認められる SiO₂ vs. TiO₂ と SiO₂ vs. FeO* のハーカー図を示す。分析値は本報告 (第 3. 1 表) による。



第3.24図 角館地域北東部、長内沢層模式地とその周辺のルートマップ

される。本火砕岩と桂沢層の岩相 Kap は類似するが、本火砕岩は桂沢層では稀にしか認められない径0.1～1 mm 程度の石英結晶がしばしば認められる。角館地域内では本火砕岩に相当する岩相は他に認められず、かつ孤立して分布するため、本火砕岩を未区分火砕岩として示した。

[岩石記載]

軽石火山礫凝灰岩 (180420-5, 第3.27図)

位置：39°39'52"N / 140°31'08"E (位置38；付図2)

産状：火山礫凝灰岩

特徴：斜長石斑晶の量と大きさ、石基の結晶度が異なる多様な火山岩片と軽石片を含み、それらは長径約1.5 mm 以下である。軽石片は扁平化し、シリカ鉱物に置換されている。斑晶サイズの結晶として、含有量が多い順に、斜長石、石英、不透明鉱物、黒雲母、仮像の苦鉄質鉱物が含まれる。斜長石は長径1.5 mm 以下、石英は長径1 mm 以下、不透明鉱物は長径0.5 mm 以下、黒雲母は長径0.5 mm 以下、仮像の苦鉄質鉱物は長径0.5 mm 以下である。石英結晶以外の火山岩片、結晶、基質部は変質を被っている。基質は主に微細なシリカ鉱物、長石類、変質鉱物、隠微晶質物質、微小な結晶片などから構成される。

3.12 貫入岩 (To, Im, If)

角館地域には多種多様な貫入岩が分布し、それらは漸

新統～中新統に貫入する。岩質や貫入時期によって貫入岩全てを細分化するのは困難である。本報告ではこれらを漸新世～中新世貫入岩とし、岩質から黒雲母トータル岩 (To)、斑状玄武岩質安山岩～安山岩 (Im)、斑状デイサイト～流紋岩 (If) の3つに大分した。斑状玄武岩質安山岩～安山岩貫入岩 (Im) とデイサイト～流紋岩貫入岩 (If) はいずれも肉眼で明瞭な斑状組織を示し、斜長石斑晶を多く含む。斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (If) は、八割層のデイサイト～流紋岩の貫入岩 (Hr2) よりも斑晶サイズが大きく、肉眼で確認できるほど明瞭な斑状組織が発達する点で異なる特徴を持つ。また、分析試料数は少ないが、これらの貫入岩と八割層や山谷層、長内沢層の火山岩には、主成分全岩化学組成に若干の違いがあるように見える (第3.28図)。なお地質図には、幅約2～3 m 以上の貫入岩のみ示した。

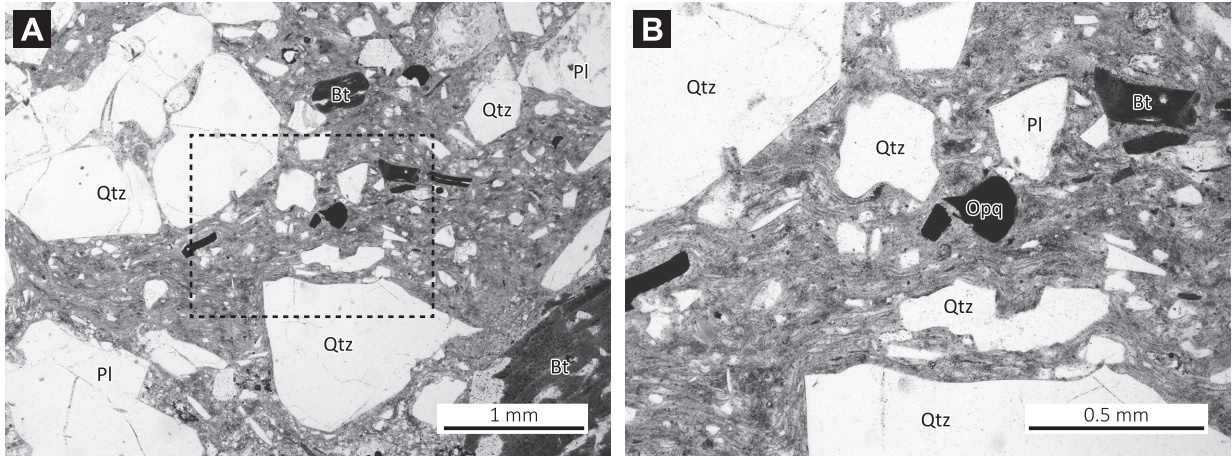
(1) 黒雲母トータル岩 (To)

本岩相は、角館地域東部、堀内沢の朝日沢との出合地点よりやや上流部に分布する。塊状の深成岩として産し、長径十数 cm の楕円球状の形態をした細粒な苦鉄質包有物を含む。本相の分布に基づく、八割層のデイサイト～流紋岩火山砕屑岩 (Hr1) を貫き、斑状安山岩貫入岩 (Im) に貫かれると考えられる。

[岩石記載]

黒雲母トータル岩 (150928-7, 第3.29図A)

位置：39°36'05"N / 140°43'17"E (位置39；付図2)



第3. 25 図 長内沢層の黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Ov) の薄片写真 (単ポーラー, 試料番号 161008-3)
写真 B は A の点線範囲. Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Opq: 不透明鉱物.



第3. 26 図 長内沢層の礫岩
写真の位置は付図2の p35.

産状: 貫入岩

鉱物: 石英 (半自形~他形, 長径1.2 mm 以下), 斜長石 (自形~他形, 長径3.5 mm 以下), 仮像として認められる黒雲母 (半自形~他形, 長径2 mm 以下), カリ長石 (半自形, 長径1.5 mm 以下)

特徴: 石英以外の鉱物は変質を被っている. 黒雲母は緑泥石などに置換された仮像になっている. カリ長石をごく僅かに含む. マイクログラフィック組織が発達する.

(2) 斑状玄武岩質安山岩~安山岩 (Im)

本貫入岩は, 幅数 m の岩脈, 幅数十 m 以上の板状岩体, 地質図上で長径数百 m 以上のドーム状の岩体として主に産する. いずれも塊状の岩体である. 母岩との境界面に対して垂直に発達する柱状節理が認められる場合がある. 1つの岩体の中で, 斑晶サイズが変化するものがある. 本貫入岩は, 八滝沢層, 桂淵層, 塩手沢層, 八割層,

山谷層に貫入する. 比較的規模の大きいものとしては, 角館地域東側の堀内沢周辺で八割層中に貫入するシート状の岩体 (第3. 29 図 B), 角館地域西側の本地域の太平山付近で桂淵層に貫入し, 山谷層との境界をなすドーム状の岩体がある. これらの貫入岩体の岩石記載を順に記す.

[岩石記載]

斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩 (150928-6, 第3. 29 図 C)

位置: 39° 35' 48" N / 140° 43' 24" E (位置 40; 付図 2)

産状: 貫入岩

全岩 SiO₂ 量: 53.03 wt. %

斑晶鉱物: 斜長石 (自形~半自形, 長径0.5 ~ 1 mm が主体で大きいものは約 6 mm), 単斜輝石 (自形~半自形, 長径1.2 mm 以下), 不透明鉱物 (自形~他形, 長径0.1 mm 前後が主体で大きいものは約 0.4 mm), 斜方輝石 (半自形~他形, 長径0.8 mm 以下)

特徴: 斑状組織を示す. 輝石斑晶よりも斜長石斑晶のほうが変質を被っている. 石基は斜長石と輝石, 変質鉱物, 不透明鉱物, 隠微晶質物質などから構成される.

安山岩 (151020-2)

位置: 39° 36' 39" N / 140° 32' 28" E (位置 41; 付図 2)

産状: 貫入岩

斑晶鉱物: 斜長石 (自形~半自形, 長径2.2 mm 以下で多くは0.5 ~ 1 mm 前後), 仮像の苦鉄質鉱物 (長径1.2 mm 以下), 不透明鉱物 (自形~半自形, 長径0.4 mm 以下)

特徴: 斑状組織を示す. 斜長石の集斑晶が多く認められる. 苦鉄質鉱物は仮像になっており, 種類の同定は困難である. 石基は主に斜長石とシリカ鉱物, 変質鉱物, 不透明鉱物, 隠微晶質物質などからなる. 流理構造が発達する.

(3) 斑状デイサイト～流紋岩 (If)

本貫入岩は角館地域に点在し、山谷川層、桂淵層、塩手沢層、八割層、山谷層に貫入する。これらは主に幅数十 cm～数 m スケールの岩脈、又は、地質図上で長径数百 m 以上の岩体として産する。比較的大きな岩体は、大威徳山付近（八割層に貫入）、角館地域西側の仙北市角館町八割の北方（桂淵層及び塩手沢層に貫入）と南南東方（孤立して分布するが、周辺の岩相分布から八割層に貫入すると考えられる）に分布する。いずれも塊状の岩体で、柱状節理が発達するものが多い。流理構造が発達するものもある。大威徳山の岩体は、中嶋ほか（1995）では「大威徳山安山岩」と呼ばれているが、実際はデイサイト組成である。大威徳山の岩体からは、 9.6 ± 0.3 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている（中嶋ほか、1995）。これら 3 つの岩体の岩石記載を順に記す。

[岩石記載]

単斜輝石デイサイト (150531-1, 第 3. 29 図 D)

位置：39° 35' 00" N / 140° 34' 36" E (位置 42; 付図 2)

産状：貫入岩

全岩 SiO₂ 量：66.66 wt.%

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形、長径 1.8 mm 以下で大半は 0.5 mm 前後）、仮像の苦鉄質鉱物（長径 0.5 mm 以下）、単斜輝石（自形～他形、長径 0.8 mm 以下）、不透明鉱物（自形～他形、長径 0.3 mm 以下）

特徴：斑状組織を示す。一部に集斑晶が認められる。仮像になっている苦鉄質鉱物は鉱物種の同定ができないものの、それらは柱状の外形を示すものが多いことから、自形～半自形の結晶であったと考えられる。石基は主に斜長石と変質鉱物、不透明鉱物からなる。

普通角閃石流紋岩 (151021-3)

位置：39° 35' 38" N / 140° 31' 41" E (位置 43; 付図 2)

産状：貫入岩

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形、長径 4 mm 以下で大半は 0.5～1 mm）、石英（半自形、長径 1.5 mm 以下）、普通角閃石（自形～半自形、長径 1.5 mm 以下で多くは 0.5 mm 前後）、不透明鉱物（自形～他形、長径 0.4 mm 以下）

特徴：斑状組織を示す。斜長石斑晶の一部は集斑晶をなす。石基は主に斜長石と微細なシリカ鉱物、長石及び不透明鉱物、隠微晶質物質から構成され、フェルシティック組織を示す。

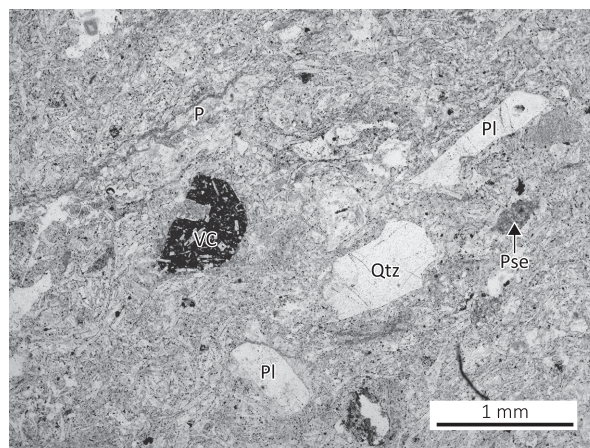
普通角閃石流紋岩 (170610-2)

位置：39° 34' 06" N / 140° 32' 09" E (位置 45; 付図 2)

産状：貫入岩

全岩 SiO₂ 量：77.80 wt.%

斑晶鉱物：斜長石（自形～半自形、長径 1.5 mm 以下）、



第 3. 27 図 未区分火砕岩の薄片写真（単ポーラー、試料番号 180420-5）

Qtz: 石英, PI: 斜長石, Pse: 仮像の苦鉄質鉱物, P: 軽石, VC: 火山岩片。

普通角閃石（自形～半自形、長径 0.2～1 mm を主体とし、大きいもので約 2.5 mm）、不透明鉱物（自形～他形、長径 0.4 mm 以下）

特徴：斑状組織を示す。石基は主にシリカ鉱物と変質鉱物、不透明鉱物、隠微晶質物質などからなり、フェルシティック組織を示す。流理構造が認められる。

3. 13 ボーリング掘削データ

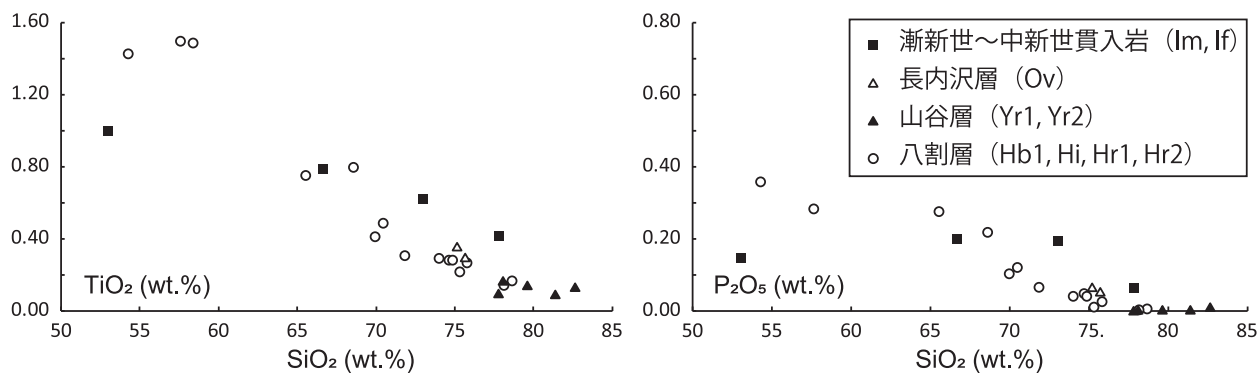
角館地域の地質調査を実施した平成 27～30 年度の期間中には、夏瀬温泉と川口温泉の 2 箇所温泉ボーリング掘削が行われた。株式会社自然科学調査事務所及び大仙市役所からは、そのボーリングデータを提供していただくとともに、10 m 毎に採取したカッティングスを分けて頂いた。カッティングスは実体顕微鏡で観察し、それらを本報告における古第三系～新第三系の岩相に区分した。頂いたボーリングデータをベースにして、本報告の岩相層序に再区分したボーリング柱状図を記す（第 3. 30 図）。地質断面図上では、これらを簡略化したものを反映させた。なお、地質断面図に使用しているボーリング柱状図のうち、以下に詳細を示した 2 箇所以外の柱状図については、報告書に記載されている情報に基づいて、元の岩相データを本報告の岩相層序区分に当てはめた。

(1) 夏瀬温泉（都わすれ 2 号源泉）

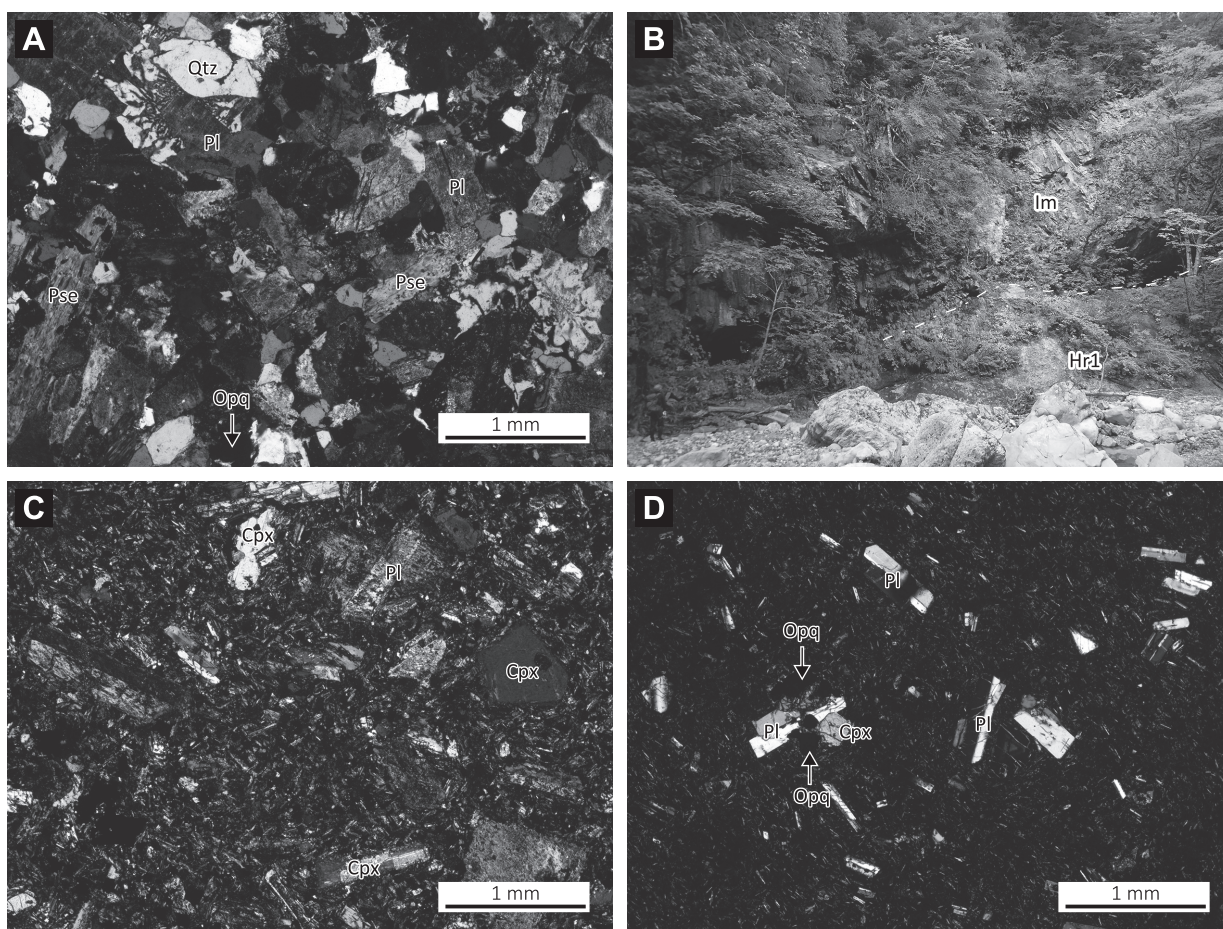
位置：仙北市田沢湖卒田夏瀬（39° 37' 48" N, 140° 41' 57" E）

掘削深度：602 m

岩相と特徴：主に無斑晶状～斑晶に乏しいデイサイト～流紋岩溶岩又は貫入岩（Hr2）と安山岩（Ha）が大半を占める、一部に玄武岩～安山岩及びドレライト（Hi1）と暗灰色泥岩（Hm1）、デイサイト～流紋岩火山砕屑岩



第3.28図 漸新世～中新世貫入岩と八割層，山谷層，長内沢層火山岩の主成分化学組成の比較
組成に明瞭な違いがあると判断した SiO_2 vs. TiO_2 と SiO_2 vs. P_2O_5 のハーカー図を示す。分析値は本報告（第3.1表）による。



第3.29図 漸新世～中新世貫入岩の薄片及び露頭写真
A：黒雲母トータル岩 (To) の薄片写真 (直交ポーラー，試料番号 150928-7)。B：斑状玄武岩質安山岩～安山岩 (Im) のシート状貫入岩体。デイサイト～流紋岩火山砕屑岩 (Hr1) に貫入する (位置 p36；付図2)。C：写真Bの斑状玄武岩質安山岩貫入岩 (Im) の薄片写真 (直交ポーラー，試料番号 150928-6)。D：斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (If) の薄片写真 (直交ポーラー，試料番号 150531-1)。Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石，Opq：不透明鉱物，Pse：仮像の苦鉄質鉱物。

(Hr1) が認められる。これらの岩相は、掘削地周囲の岩相と調和的である。本ボーリング掘削地点では、少なくとも深度 602 m まで八割層が分布する。このボーリング掘削地点の南には、北東-南西走向で、北西に 60~80° 程度傾斜する断層がある。この断層はボーリング掘削地点では地下 400 m 前後に伸びると考えられる。逸水情報をみると、ボーリング深度 113.5 m, 249.8 m, 405 m と 410 m で 400 l/min を超える逸水があり、地下 405, 410 m 付近の逸水は、断層に由来する可能性がある (第 3. 30 図)。

(2) 川口温泉 (奥羽山荘温泉掘削)

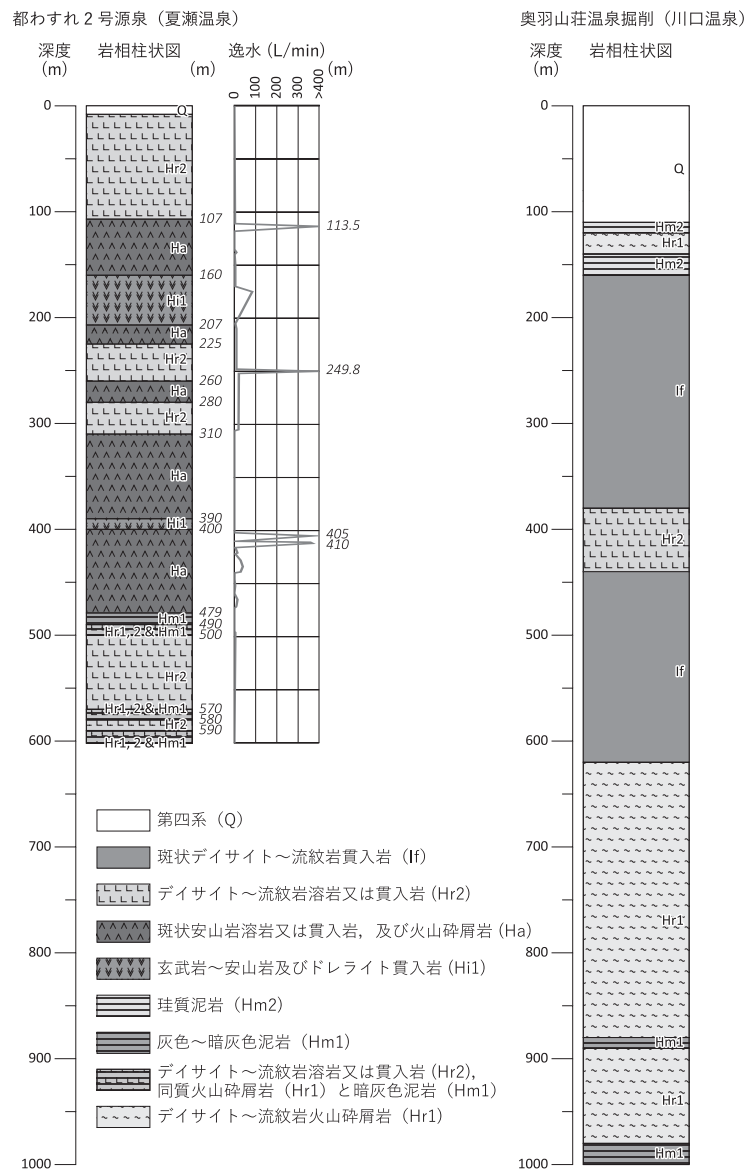
位置：大仙市太田町太田大谷地惣行大谷地 (39° 30' 16" N, 140° 39' 23")

掘削深度：1,000 m

岩相と特徴：大まかに 3 つの岩相が認められる (第

3. 30 図)。それらは、掘削深度約 100 m までの第四系、約 100~150 m 付近と約 600 m 以深のデイサイト~流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) 及び泥岩 (Hm1, Hm2), 約 150~600 m 付近の石英斑晶に富むデイサイト~流紋岩 (If) からなる。このうち、石英斑晶に富むデイサイト~流紋岩は本掘削地点東方に同質の貫入岩体が分布するため、それと同様の貫入岩体 (If) と考えた。本掘削地点では、少なくとも掘削深度 1,000 m まで八割層が分布する。

本地点は横手盆地東縁断層帯の太田断層付近に位置し、少なくとも 2 条の東傾斜の逆断層が地下に存在すると考えられている (Kagohara *et al.*, 2009)。周辺の反射地震探査結果 (Kagohara *et al.*, 2009) と本掘削に関連した探査、検層データを踏まえて、本報告では地下 500 m 付近と 650 m 付近に、上記 2 条の断層があると考えた。



第 3. 30 図 夏瀬温泉及び川口温泉の温泉掘削ボーリングの柱状図

第4章 第四系

(小松原 琢・白濱吉起)

4.1 研究史及び概説

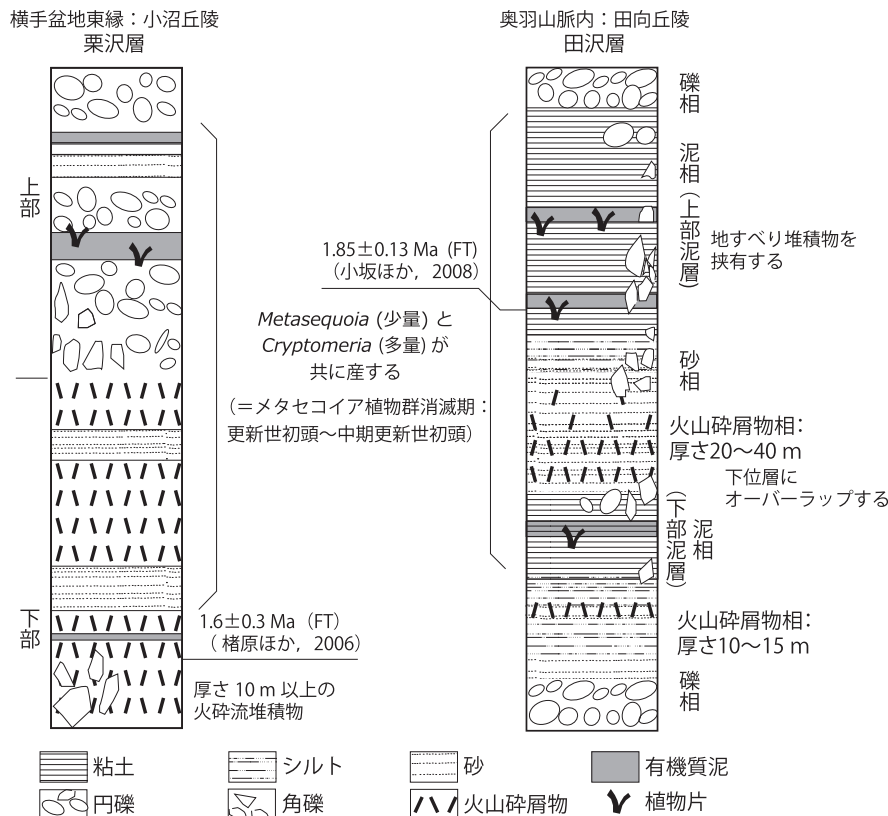
4.1.1 概説

本地域の第四系は、更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の栗沢層及び田沢層、中部更新統上部～完新統の段丘堆積物、上部更新統～完新統の斜面堆積物、横手盆地において沖積面をなす氾濫原堆積物や扇状地堆積物などの沖積低地の堆積物に大別される。横手盆地地下の地質については、第5章に記す。

栗沢層と田沢層は、花粉組成と放射年代値からほぼ同年代の堆積物と考えられる(第4.1図)。栗沢層は小沼丘陵に分布し、真昼山地から流出する河川沿いの低地に堆積した火山砕屑物、礫、砂及び泥層からなる地層である。本層は、角館地域南隣の六郷地域の千屋層に対比される。両者は層相も良く似ているが、千屋層の下部には海成層が含まれる一方で、栗沢層はもっぱら陸成層からなる点が異なっている。田沢層は、奥羽山脈中の小盆地

に堆積した湖沼堆積物からなり、火山砕屑物、礫、砂及び泥層からなる。栗沢層と田沢層は、両者ともに *Metasequoia* (メタセコイア属) と *Cryptomeria* (スギ属) の花粉を産し、1.85～1.6 Ma 前後のフィッシュン・トラック (FT) 年代値が得られていることから、日本列島におけるメタセコイア植物群消滅期の地層として両者は対比される(第4.1図)。

本報告では沖積面を除く平坦面を構成する堆積物を、段丘堆積物として記載する。角館地域の段丘堆積物は、古期のものから赤色テフリックレスを伴う高位段丘堆積物群(高位Ⅰ段丘堆積物、高位Ⅱ段丘堆積物)、黄褐色テフリックレスを伴う中位段丘堆積物群(中位Ⅰ段丘堆積物、中位Ⅱ段丘堆積物)、暗褐色テフリックレスないシクロボクに直接覆われる低位段丘堆積物群(低位Ⅰ段丘堆積物、低位Ⅱ段丘堆積物)からなる(第4.2図)。これらの段丘堆積物はすべて河成堆積物であり、その年代は、高位段丘堆積物が中期更新世後期、中位段丘堆積



第4.1図 角館地域のジェラシアン階～カラブリアン階の概念図

物が後期更新世前期～中期（十和田大不動テフラ以前の約 36 ka 以前）、低位Ⅰ段丘堆積物が後期更新世後期、低位Ⅱ段丘堆積物が完新世初頭と考えられる（第 4. 2 図）。

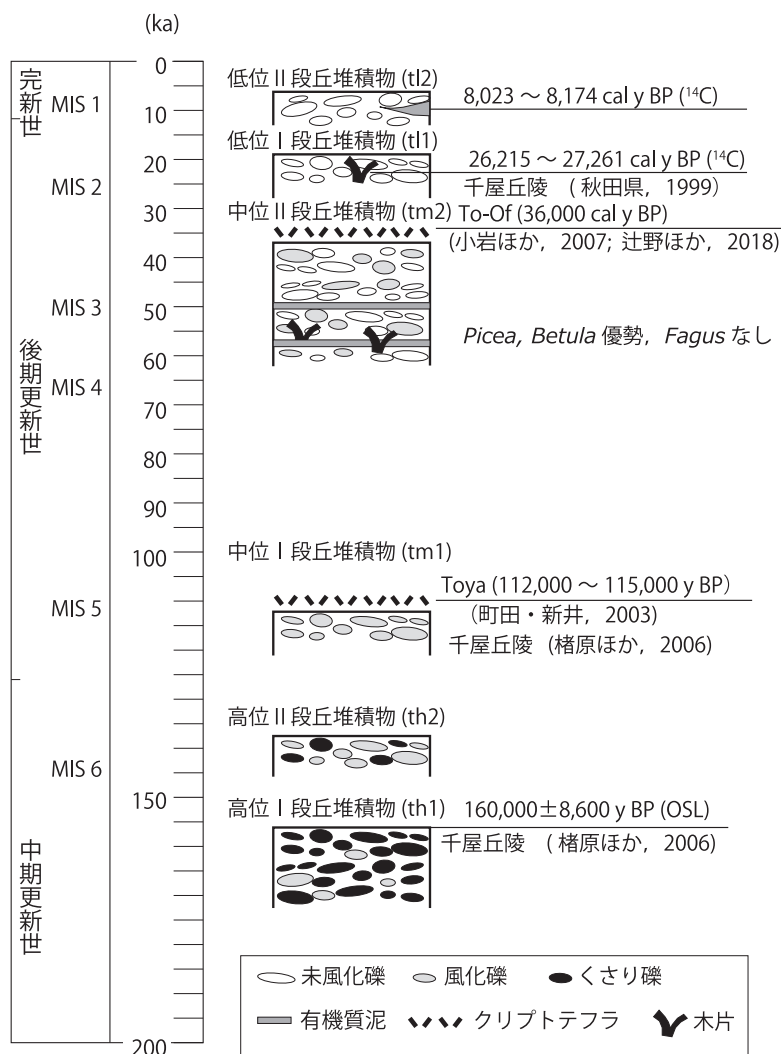
斜面堆積物は、堆積性の斜面を構成する地すべり堆積物、埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐積堆物、崖錐堆積物からなり、岩屑や礫から構成される。沖積低地の堆積物は、主に礫から構成され、砂や泥を挟有する氾濫原堆積物と、主に礫からなる扇状地堆積物とその大部分を占める。両者は漸移・指交的な関係にある。その他に、残丘状の新第三系の小さな山の間に堆積した湿地堆積物や、主として氾濫原の微地形を構成する旧河道堆積物及び現河床に分布する現河床堆積物が認められる。

本報告では、第四系に挟在するテフラの主成分化学組成を測定した。その試料採取位置と分析結果を、それぞれ付図 3 と付表 3 に示す。

4. 1. 2 研究史及び研究別層序対比

更新統ジェラシアン階～中部更新統の研究者別の層序

対応関係を第 4. 1 表に示す。本地域周辺の更新統を最初に調査報告したのは、佐藤（1939）と考えられる。この調査報告では、地質図上に田沢層の泥層主体の地層を「長内及び豊澤砂岩及頁岩」（鮮新統）、栗沢層相当層を「輝石安山岩」（鮮新时期火山岩）として図示し、走向傾斜を示している。次いで高安（1951）は、北隣の田沢湖地域内で田沢層に対比される地層を「生保内層」と命名し、植物化石を記載し、その中で本層が第四系に相当することを示している。一方、大沢・角（1958）は、田沢湖地域北部で下位の新第三系と不整合関係にある火山砕屑岩を「田沢酸性火山岩類」として記載した。上田（1963）は、田沢湖周辺を調査し、大沢・角（1958）の田沢酸性火山岩類を含み、凝灰岩と含植物化石堆積岩からなる地層を「田沢層」と命名した。通商産業省（1969, 1970a）は、金属資源探査を目的として本地域の地質調査を行い、栗沢層の層相を記載し、地層名を命名し、植物化石を記載するとともに 2 万分の 1 のスケールの地表地質図を示した。さらに、1969 年～1972 年に金属鉱業事業団によって本地域周辺で深層ボーリング調査が行われ、横手盆地



第 4. 2 図 横手盆地周辺の段丘堆積物の概念図
段丘堆積物を覆うテフリックレスの情報は、第 4. 10 図、第 4. 11 図、第 4. 12 図、第 4. 14 図、第 4. 16 図に記す。¹⁴C 年代値の誤差は 2σ。

第 4. 1 表 研究別層序対比表 (更新統ジュラシアン階～中部更新統最上部)

研究	地域	層名	研究	地域	層名	研究	地域	層名	研究	地域	層名
佐藤 (1939)	角館地域	小沼丘陵	角館地域 輝石安山岩	田向丘陵	田向丘陵 長内及び 豊澤砂岩 及頁岩	田向丘陵	角館地域	田向丘陵	角館地域	田向丘陵	角館地域
高安 (1951)		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵	
大沢・角 (1958)	田沢湖 地域北部	田向丘陵 北部	田沢酸性 火山岩類	田向丘陵	田沢層	田向丘陵	田沢湖地域 南東部	田向丘陵	角館地域	田向丘陵	角館地域
上田 (1963)	田沢湖 周辺	田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵	
通商産業省 (1969)	角館地域 横手地域	小沼丘陵	花山層	小沼丘陵	田沢層	小沼丘陵	角館地域 横手地域	小沼丘陵	角館地域	小沼丘陵	角館地域
通商産業省 (1970a)	角館地域 横手地域	小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵	
臼田ほか (1976)	六郷地域	千屋丘陵	千屋層	千屋丘陵	田沢層	千屋丘陵	角館地域	千屋丘陵	角館地域	千屋丘陵	角館地域
大口・伊里 (1977)	田沢湖地域 南東部	田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵	
相内沢層 田沢層	相内沢層 田沢層	大沢層	大沢層	大沢層	大沢層	大沢層	相内沢層 田沢層	相内沢層 田沢層	相内沢層 田沢層	相内沢層 田沢層	相内沢層 田沢層
臼田ほか (1980)	角館地域	田向丘陵	栗沢層	田向丘陵	田沢層	田向丘陵	角館地域	田向丘陵	角館地域	田向丘陵	角館地域
石川ほか (1989)	角館地域	田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵		田向丘陵	
榎原ほか (2006) 小坂ほか (2008)	横手盆地東縁	田向丘陵	栗沢層	田向丘陵	田沢層	田向丘陵	横手盆地東縁	田向丘陵	横手盆地東縁	田向丘陵	横手盆地東縁
本報告	角館地域	小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵		小沼丘陵	

地下における千屋層 (栗沢層) 相当層以深が記載された (例えば, 金属鉱業事業団, 1975). その後, 臼田ほか (1976) は南隣の六郷地域で栗沢層に対比される千屋層について詳しく検討し, 層相を記載したほか, 花粉, 有孔虫, 放散虫などの産出を報告し, 深層ボーリング資料に基づいて, 千屋層相当層基底の深度分布と千屋層形成当時の堆積環境を示した. 大口・伊里 (1977) は, 田沢湖地域南東部の層序を再検討し, 大沢・角 (1958) の「田沢酸性火山岩類」を, 下位からデイサイト質溶結凝灰岩からなる「大沢層」, 石英安山岩質火砕岩を主とする「田沢層」及び非火山性碎屑物からなる「相内沢層」に3分した. 臼田ほか (1980) は, 角館地域で栗沢層と田沢層について詳細に検討した. その成果は, 石川ほか (1989) に踏襲されている. 最近では榎原ほか (2006) 及び小坂ほか (2008) により, 地下構造探査と併せて栗沢層と田沢層の FT 年代値が報告されている.

段丘堆積物に関する研究報告別対比と地質年代を第 4. 2 表に示す. 本地域を含む横手盆地周辺の段丘堆積物及び段丘面の研究報告は, 藤原 (1954) に始まる. 藤原 (1954) は, 横手盆地東縁丘陵の段丘面を, 古期から高位・中位・下位の段丘面に区分し, それらが陸羽地震時の断層運動と同様の運動がくりかえされることによって変形していることを指摘した. ついで Nakata (1976) は, 東北日本弧を横断する東西断面における地殻変動を議論することを目的として, 横手盆地の段丘を Aionagane, Ichijogi 及び Ohata の 3 面に区分し, それらが逆断層運動に伴って変形していることを示した. 秋田県 (1999) は, 横手盆地東縁断層の長期評価を目的として, 後期更新世以降の段丘面・堆積物に関する詳細な研究を行い, 低位段丘堆積物より ^{14}C 年代値を報告した. 榎原ほか (2006) は, 横手盆地東縁～奥羽山脈地下の断層発達過程を考察するにあたって, 千屋丘陵を模式地として横手盆地東縁の段丘面を対比・編年し, 高位段丘堆積物から OSL 年代値を, 中位段丘面の被覆層から Toya などの広域テフラを報告している. さらに副田・宮内 (2007) は, 本地域の西に隣接する地域を中心として雄物川の河成段丘面を対比・編年し, 中位段丘堆積物中より Toya を報告している.

4. 2 栗沢層 (Kl, Ku)

命名・定義 通商産業省 (1970a) は, 横手盆地北部東縁の小沼丘陵に分布し, 新第三系を不整合に覆い高位段丘堆積物に不整合に覆われる, 火山碎屑物と非火山性碎屑物 (礫, 砂, 泥及び有機質泥の互層) からなる堆積物を栗沢層と命名・定義した.

模式地 大仙市栗沢周辺 (通商産業省, 1970a).

層序関係 下位の新第三系を傾斜不整合に覆う. 本地域の南に隣接する六郷地域では, 横手盆地東縁の丘陵(千

第 4. 2 表 角館地域周辺の段丘堆積物（段丘面）の研究別対比表

研究時代	藤原 (1954)	Nakata (1976)	白田ほか (1980)	石川ほか (1989)	秋田県 (1999)	楳原ほか (2006)	副田・宮内 (2007)	本報告
地域	横手盆地東縁	横手盆地東縁	角館地域	角館地域	横手盆地東縁	横手盆地東縁	出羽丘陵・雄物川	角館地域
完新世	旧期扇状地	Ohata Surface	沖積低地		T6, T7	低位Ⅱ面		低位Ⅱ段丘堆積物 段丘堆積物上部より 8,174~8,023 cal y BP の暦年補正 ¹⁴ C年代値 (誤差は2σ)
後期更新世	後期後半	下位砂礫層	Ichijogi Surface	古堀田段丘	砂礫段丘 (下位)GtIII T4, T5 段丘堆積物中より 29,211~28,165 cal y BPの暦年補正 ¹⁴ C年代値 (誤差は2σ)	低位Ⅰ面		低位Ⅰ段丘堆積物
	中期～後期	中位砂礫層			砂礫段丘 (下位)GtIII+ T3	中位Ⅱ面	M3面	中位Ⅱ段丘堆積物 被覆堆積物基底部より To-Of (降下年代は 36,000cal y BP) 検出
	前期						M2面 被覆層中にToya挟在	
中期更新世	高位砂礫層	Ainonagane Surface	黒沢段丘 高野段丘	砂礫段丘 (中位)GtII T1, T2		中位Ⅰ面 被覆堆積物基底部より Toya, Aso-4検出	M1面群 堆積物中にToya挟在	中位Ⅰ段丘堆積物
						高位Ⅱ面 被覆堆積物基底部より 160,000±8,600年前の OSL年代	H面	高位Ⅱ段丘堆積物
						高位Ⅰ面		高位Ⅰ段丘堆積物

屋丘陵)において、千屋層(小西, 1966; 白田ほか, 1976)が新第三系を不整合に覆う。栗沢層は、後述する花粉組成より、千屋層に対比される。

分布及び層厚 横手盆地東縁の大仙市小沼集落東方から同市大神成前田集落東方に至る丘陵(小沼丘陵)にまとまって分布する。そのほか、大仙市の大台スキー場付近の山地西縁に孤立して分布する。横手盆地の地下には、栗沢層の層相に似た堆積物が広く伏在するが、それらから年代などの対比の根拠となるデータは得られていない。本層の総層厚は、小沼丘陵で50~150mである。

層序関係 下位の第三系を傾斜不整合に覆う。

層相 栗沢層は、その岩相から大まかに下部と上部に区分される。下部は珪長質火山碎屑物、礫、砂及び有機質泥(KI)で構成され、上部は礫、砂、泥及び有機質泥(Ku)で構成される。(第4.3図)。

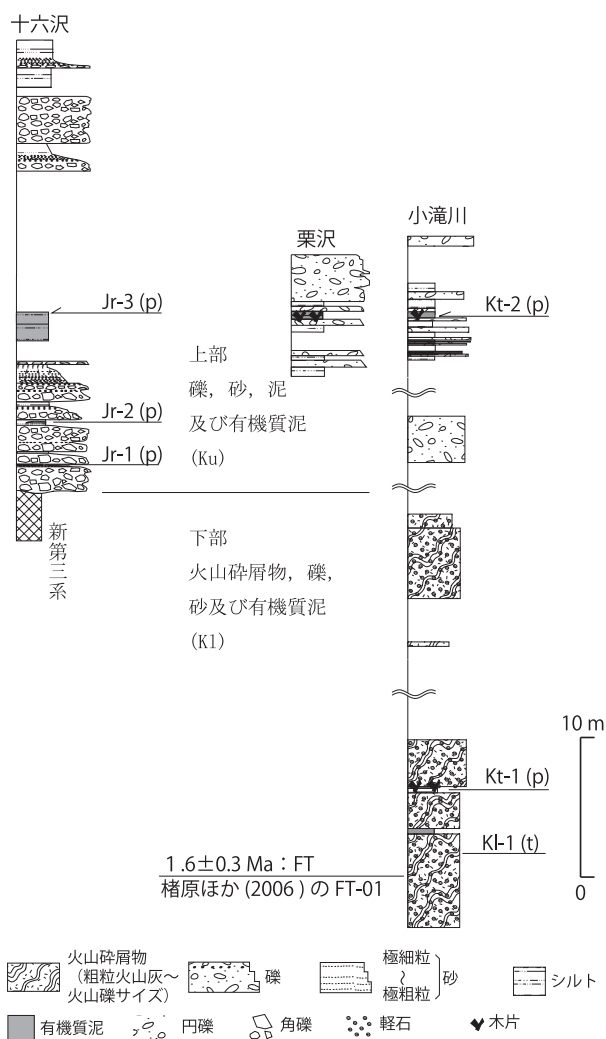
(1) 下部:珪長質火山碎屑物、礫、砂及び有機質泥(KI)

本層相は、主に栗沢層の下部を構成し、小沼丘陵北西部と小滝川以南の小沼丘陵東部にまとまって分布する。地表で本層の基底を直接確認することはできなかったが、ボーリングデータ(通商産業省, 1970a)を踏まえると、栗沢層下部の層厚は、小沼丘陵で50m程度と考えられる。

本層相は、径2~10mmの白色軽石火山礫混じりの珪長質火山碎屑物(第4.4図A)を主体とし、場所に

より火山岩塊サイズの火山岩礫を含む火山碎屑物(第4.4図B)や有機質泥層を挟有する(第4.4図C)。珪長質火山碎屑物は、半湿潤状態で黄灰色~淡褐灰色ないし淡紫灰色を呈し、ねじり鎌で表面を薄く削ることができる程度に固結している。本層相の中部ないし下部は、火山礫サイズの軽石、石質岩片及び炭化木片が混在した塊状の粗粒火山灰層を主体とする。本層相の下部には、一部で径30cm程度の角礫が含まれる。一方、本層相の上部は、不明瞭な成層構造を持つ細礫~極粗粒砂サイズの軽石混じり粗粒火山灰層を主体とする。また、本層相上部の軽石火山礫混じりの粗粒火山灰層には、火山豆石が認められ、極粗粒砂サイズの石英が特徴的に含まれるほか、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母、不透明鉱物が含まれる。第4.3表に火山碎屑物の鉱物組成、第4.4表にガラスと重鉱物の屈折率、第4.5表に火山ガラスの主成分化学組成を示す。下部にある塊状の軽石火山礫混じりの火山灰層(KI-1)(第4.3図)については、そのガラス及び重鉱物の屈折率が鹿野・大口(2004)の春山火砕堆積物の測定値と誤差の範囲内で一致している。

小沼丘陵西縁では、細礫サイズの軽石を主体とする珪長質火山碎屑物を覆って凝灰質砂層が認められる。この砂層は弱成層した細粒~粗粒の不淘汰な砂を主として、下部ほど多量の軽石細礫を含む。凝灰質砂層は上方細粒化し、トラフ型斜交層理ないし平行層理を持つ細粒砂層



第4.3図 栗沢層の主要ルートの柱状図

(t) は火山碎屑物試料, (p) は花粉試料採取層準を示す。試料採取地点及び柱状図作成ルートを図付3に示す。K1, Kt, Kp は試料番号。

に漸移する。

(2) 上部：礫、砂、泥及び有機質泥 (Ku)

本層相は、栗沢層の上部を構成する。栗沢層上部は、下部の層相 (K1) にオーバーラップし、新第三系を不整合に覆う (第4.3図; 第4.4図D)。本層相は、礫、砂、泥及び有機質泥などの非火山性の碎屑物を主とし、その層厚は50~100mと考えられる。

本層相は、弱固結で、重機や鋤により容易に崩すことができる。栗沢層上部の基底には、直径5~30cmの多種の角礫を主とし、所により栗沢層下部 (K1) の火山灰層や新第三系火山岩類起源の最大径1mに達する巨礫を含む厚さ数mの礫層が挟在する (第4.4図E)。この礫層の上位には、礫層、砂層、泥層及び有機質泥層からなるほぼ水平に成層した互層が累重する。互層中の礫層は、

安山岩、デイサイト、流紋岩、火山碎屑岩など多種の重円~円礫からなり、泥を含む不淘汰な砂を基質とする。礫径は径数cm~10cm程度のものが多く、砂質泥主体の基質を伴う。礫は強風化礫が多く、露頭上部ではくさり礫化した礫が多く含まれる。砂層は多くの場所で平行層理が認められ、上方細粒化する礫層から漸移し、淘汰度の低い凝灰質泥質砂を主体とする。泥層は多くの場所で腐植を含み、灰色~暗灰色の有機質泥層を主体とする。有機質泥層は側方で泥層に漸移することが多い。泥層及び有機質泥層中には植物の材化石が含まれるほか、場所により直立した植物根が認められる。礫層、砂層、泥層及び有機質泥層は互層し、20cm~3m程度の上方細粒化するユニットが累重する。互層を構成する各単層は、数m以上側方に連続することが多い。

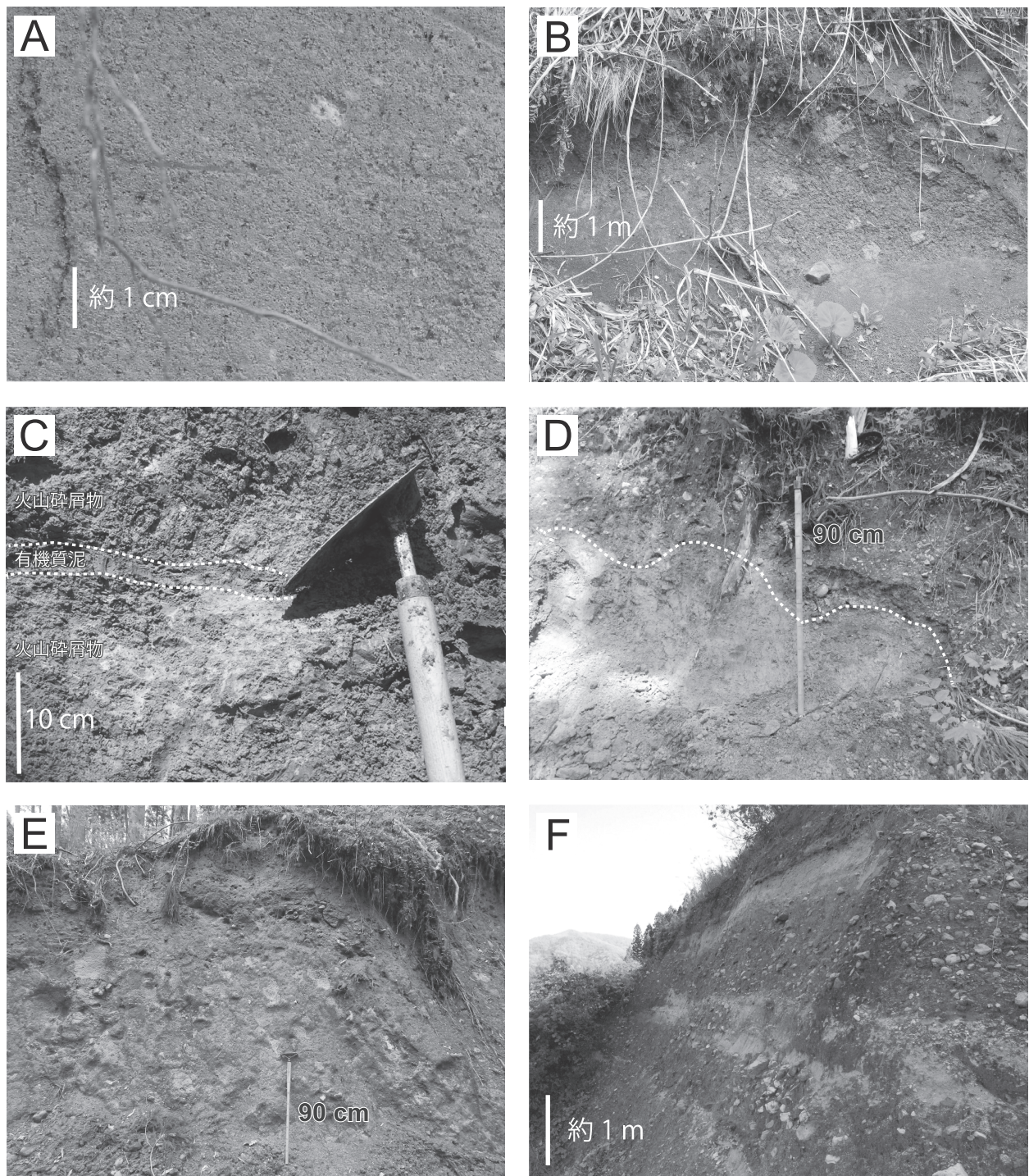
小沼丘陵北西部付近では、本層上部が本層下部を傾斜不整合で覆うほか、本層上部内でも第4.5図に示すような部分的な傾斜不整合が認められる。

化石 本層には多くの植物化石 (材化石及び炭化木片) が含まれる。本調査では、十六沢奥の大露頭で本層上部から3試料 (下位より Jr-1~Jr-3)、小沼丘陵西部の小滝川沿いに露出する本層下部から1試料 (Kt-1)、本層上部から1試料 (Kt-2) の計5試料について花粉分析を行った (第4.6表)。表に示すように、Kt-1, Kt-2 及び Jr-1 より *Metasequoia* (メタセコイア属) が、Jr-3 より *Pseudolarix* (イヌカラマツ属) が少量産出した。また、Jr-1 より *Fagus crenata* Blume (ブナ) や *Fagus japonica* Maxim. (イヌブナ) とは異なった花粉外膜の彫紋を持つブナ属が産出したが、これは *Fagus microcarpa* Miki (ヒメブナ) である可能性がある。以上は、いずれも現在の日本列島では自生していないものである。一方、分析した全試料より現在の日本列島に多く自生する *Cryptomeria* (スギ属) が、Jr-1 を除く他の試料から *Picea* (トウヒ属) がそれぞれ5~50%の割合で産出した。

Jr-1~Jr-3の違いに着目すると、Jr-3では温帯常緑針葉樹の *Picea* が優勢で *Pinus* (マツ属) 及び *Cryptomeria* がこれに次ぐ。Jr-2では温帯常緑針葉樹の *Picea*, *Pinus* 及び *Cryptomeria* が優勢であるが、中間温帯林の構成種である *Abies* (モミ属) がこれに次ぐ。Jr-1では温帯常緑針葉樹の *Cryptomeria* 及び温帯落葉広葉樹の *Quercus* が優勢である。

堆積環境 本層下部は、軽石火山礫混じりの珪長質火山碎屑物を主体とし、その上部にはトラフ型斜交層理ないし平行層理を伴う凝灰質砂層を伴う。火山碎屑物の中部ないし下部は、塊状で岩片や炭化木片を乱雑に含むことから、火砕流堆積物と考えられる。また、本層下部の上部には成層構造を持つ凝灰質砂層が存在することから、本層下部は火山噴火とその後に生じた火山泥流などに伴って堆積した堆積物と考えられる。

本層上部の基底には角礫層が挟在するが、主体は多



第 4. 4 図 栗沢層の露頭写真

(A) 栗沢層下部の白色軽石火山礫混じりの火山碎屑物。(B) 栗沢層下部の火山岩塊～火山礫を含む火山碎屑物。(C) 栗沢層下部の火山碎屑物中に挟在する有機質泥層。カマの刃の長さは 14 cm。(D) 栗沢層下部の火山碎屑物にオーバーラップする栗沢層上部の礫層。白点線はその境界を示す。(E) 栗沢層上部基底付近の巨礫主体の礫層（ここでは栗沢層下部起源の火山碎屑岩巨礫を主体とする）。(F) 栗沢層上部の主体をなす礫層・砂層・シルト層及び有機質泥層の互層。

第 4.3 表 栗沢層下部の火山砕屑物の鉱物組成

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	V.Rock	Total	特記事項
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq				
KI-2(軽石火山礫混じりの火山砕屑物)	22	2	10	189	4	2	1	0	65	0	5	300	Qu含む. Gho, Opx, Cpx含む
KI-1(軽石火山礫混じりの火山砕屑物)	13	6	35	180	1	1	0	0	1	63	0	300	岩片・炭化木片を含む淡紫灰色の固結した火砕流堆積物

測定は株式会社古澤地質が行った。#120~250の粒径のものについて300粒子測定した。#120より大きな粒径の粒子については計数していない。

Bw: パブルウォールタイプ Fl・Qu: 長石・石英
 Pm: パミスタタイプ Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Gho: 緑色普通角閃石
 O: 低発泡タイプ Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒 V.Rock: 火山岩片

第 4.4 表 栗沢層下部の火山砕屑物のガラスと重鉱物の屈折率

試料名	火山ガラスの屈折率		斜方輝石の屈折率		普通角閃石の屈折率	
	レンジ	モード	レンジ	モード	レンジ	モード
KI-2(軽石火山礫混じりの火山砕屑物)	1.495-1.502	1.499-1.501	1.710-1.715	1.717-1.725	1.720-1.724	1.674-1.686
KI-1(軽石火山礫混じりの火山砕屑物)	1.494-1.500	1.498-1.500	1.712-1.724		1.713-1.724	1.674-1.689

測定は株式会社古澤地質に依頼し、同社の温度変化型屈折率測定装置MAIOTで行った。30粒子以上を測定してレンジとモードを求めた。

第 4.5 表 栗沢層下部の火山砕屑物中のガラスの主成分化学組成

試料名	KI-1 軽石火山礫混じりの 火山砕屑物		KI-2 軽石火山礫混じりの 火山砕屑物		試料名	KI-1 軽石火山礫混じりの 火山砕屑物		KI-2 軽石火山礫混じりの 火山砕屑物	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差		平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	72.86	1.03	73.44	0.84	SiO ₂	78.48	0.36	78.46	0.18
TiO ₂	0.08	0.05	0.21	0.04	TiO ₂	0.09	0.06	0.23	0.05
Al ₂ O ₃	11.31	0.30	11.11	0.21	Al ₂ O ₃	12.18	0.31	11.87	0.10
FeO	0.88	0.18	1.04	0.08	FeO	0.94	0.20	1.11	0.08
MnO	0.10	0.06	0.06	0.05	MnO	0.11	0.07	0.06	0.05
MgO	0.03	0.03	0.13	0.04	MgO	0.03	0.04	0.13	0.04
CaO	0.36	0.13	0.79	0.03	CaO	0.39	0.14	0.85	0.04
Na ₂ O	3.74	0.91	3.47	0.08	Na ₂ O	4.03	0.98	3.70	0.07
K ₂ O	3.49	1.08	3.36	0.11	K ₂ O	3.76	1.18	3.59	0.10
Total	92.84		93.61		Total	100.00		100.00	

左は測定値、右は無水状態に換算した値を示す。測定は株式会社古澤地質のエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX: HORIBA EMAX Evolution EX-270)で行った。測定粒子数は15粒子である。加圧電力は15 kV, 試料電流は0.3 nA, ライブタイムは50秒である。



第 4.5 図 栗沢層上部の中に見られる部分的な傾斜不整合
 白点線が栗沢層上部内に認められる不整合の境界を示す。

種の礫からなる垂円～円礫主体の成層した礫層、砂層、泥層及び有機質泥層の互層からなる。このうち、泥層や有機質泥層には場所によって直立した植物根が認められる。こうした堆積物の特徴から、本層上部は、奥羽山脈内の多数の地質体分布域にまたがる流域を持つ河川的作用によって、その山麓から平野に至る陸域で堆積した地層であると考えられる。

なお、横手盆地中部東縁(南隣の六郷地域内の千屋丘陵)に分布する同年代の千屋層から、底生有孔虫及び放射虫化石の産出が報告されているが(白田ほか, 1976)、栗沢層からは海成堆積物であることを示す証拠は得られなかった。

年代 本層下部の軽石火山礫混じりの火山砕屑物(KI-1付近の層準)から、 1.6 ± 0.3 MaのFT年代値が得られている(楮原ほか, 2006; 小坂ほか, 2008)。

本層からは *Pseudolarix*, *Metasequoia*, 及び *Fagus microcarpa* Miki の可能性を持つブナ属花粉化石がそれ

第4.6表 栗沢層の花粉化石

分類コード		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
分類群																								
試料名		<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i>	<i>P.</i> (Subgen. <i>Haploxyton</i>)	<i>P.</i> (Subgen. <i>Diploxyton</i>)	<i>Pseudotsuga</i>	<i>Taxodiaceae</i>	<i>Metasequoia</i>	<i>Cryptomeria</i>	Cupressaceae	<i>Salix</i>	<i>Juglans / Pterocarya</i>	<i>Carpinus / Ostrya</i>	<i>Corylus</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i> (Subgen. <i>Alnus</i>)	<i>A.</i> (Subgen. <i>Alnaster</i>)	<i>Fagus crenata</i> type	<i>F.</i> other type	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Lepidobalanus</i>)	<i>Ulmus / Zelkova</i>	
上部	Jr-3		146		37			4			10			1		1		1				8	1	
	Jr-2	12	66	4	56					58	1							13						
	Jr-1			2	4	1	1			1	14	1	1	2	2		1	1		1	2	13		
	Kt-2	12	103	7	22		1		2	4	38	1		5			1	1				1	12	
	Kt-1	1	45	16	4				8	13	50	15	1	13	5	1		19	1				4	

分類コード		2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4
分類群																								
試料名		Rutaceae	Araliaceae	Ericaceae	<i>Viburnum</i>	<i>Polygonum</i> (Sect. <i>Persicaria / Echinocaulon</i>)	<i>P.</i> (Sect. <i>Reynoutria</i>)	Rosaceae (herb)	<i>Epilobium</i>	<i>Halenia</i>	Leguminosae	Umbelliferae	<i>Adenophora</i>	Carduioideae	<i>Artemisia</i>	Cichorioideae	Gramineae	Cyperaceae	Liliaceae	<i>Lycopodium</i> (Subgen. <i>Lycopodium</i>)	<i>Osmunda</i>	<i>Davallia</i>	monolete type spores	
上部	Jr-3			1				1	1						1	1	3					1	3	
	Jr-2					2				1					2		11	4	2	4	1		5	
	Jr-1						2								2		8	1	1				2	
	Kt-2										1						37	13					8	
	Kt-1	2	2	3	1	1	1					7	1	3	5		9	33	1	1	1	1	61	

分類コード		4	6
分類群			
試料名		trilete type spores	unknown pollen and spores
上部	Jr-3		11
	Jr-2	3	13
	Jr-1		15
	Kt-2	5	29
	Kt-1	6	97

木本植物花粉数小計	草本植物花粉数小計	シダ植物孢子数小計	不明花粉・孢子数小計	花粉・孢子数合計
210	7	4	11	232
210	22	13	13	258
47	14	2	15	78
210	51	13	29	303
204	61	70	97	432

分類コード 1: 木本植物(針葉樹類); 2: 木本植物(広葉樹類); 3: 草本植物; 4: シダ植物; 5: コケ植物; 6: 不明花粉・孢子.

ぞれ少量ながら下部と上部から産出する(第4.6表)。一方、現在日本列島に多い *Cryptomeria* や *Picea* も花粉分析を行った多くの層準から産出した。このような花粉組成は奥羽山脈の東側に分布する百岡層(大石・吉田, 1995; 木下・都鳥, 1993)の本畑層上部(木下・都鳥, 1993)と類似する。百岡層からは 1.0 ± 0.3 Ma, 0.64 ± 0.20 Ma 及び 0.52 ± 0.22 Ma の FT 年代値が得られている(大石・吉田, 1995; 大石ほか, 1998)。新潟県の魚沼層群における花粉層序の研究(例えば, 山野井・新戸部, 1970; 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ, 1983)によると, *Metasequoia* と *Cryptomeria* が共に産する層準は, Matuyama 逆磁極帯の上部(テフラ鍵層 SK110: 約 1.6 Ma; 新潟県地質図改訂委員会, 2000)より上位, 同 SK020 (=ピンク・ピソライト: 約

0.95 Ma) の下位に相当する。大阪層群では, *Metasequoia* は同層群の海成粘土層 Ma2 (Matuyama 逆磁極帯最上部) とその下位の層準に認められる(田井, 1966a, 1966b; 古谷・田井, 1993)。一方, *Cryptomeria* は Gauss 正磁極帯の層準上部とそれより上位の層準に産する(Momohara, 1992)が, 特に同層群の海成粘土層 Ma3 よりも上位(Tai, 1973)ないし Ma0 より上位(古谷・田井, 1993)以上の層準(Olduvai イベントより上位の Matuyama 逆磁極帯~ Brunhes 正磁極帯)で多く産出する傾向がある。以上より, 本層基底は古く見積もると鮮新世末頃のピアセンジアン期に遡る可能性を持つものの, 前期更新世に位置する可能性が高い。また, 本層上部は中部更新統最上部に相当する可能性もあるがカラブリアン階に位置する可能性が高い。本報告では, 栗沢層

を更新統ジェラシアン階及びカラブリアン階として扱う。本層上部の Jr-1 ~ Jr-3 から得た花粉化石は、温暖期～やや冷涼期～温暖期という気候変化を示すが、これは更新世前期に周期的な気候変動が生じていたことと矛盾しない。

対比 本層は *Metasequoia* を産出することから、横手盆地中部東縁に分布する千屋層（小西，1966；白田ほか，1976），男鹿半島の北浦層上部（千谷，1930）に対比される（山野井，1978）。また、岩手県北上低地帯の百岡層（大石・吉田，1995）からも *Metasequoia* が報告されている。

4.3 田沢層 (Tm, Tv, Ts, Tg)

命名・定義 上田（1963）は、下位の新第三系を不整合に覆い丘陵背面を構成する、火山碎屑物、礫層、砂層、粘土層を主体とする堆積物を田沢層と命名・定義した。田沢層は、高安（1951）の生保内層、大口・伊里（1977）の大沢層・田沢層・相内沢層を一括したものに相当する。

模式地 北隣・田沢湖地域内の仙北市田沢湖田沢周辺（上田，1963）。

層序関係 下位の新第三系を、起伏の大きな谷を埋めてアバット不整合に覆う（第4.6図）。

分布及び層厚 北隣・田沢湖地域の田沢湖北東から玉川沿いの丘陵を経て本地域北東部の夏瀬ダム湖北東の丘陵に至る、標高約400m以下の丘陵に分布し、その背面を構成する。層厚は、模式地の田沢湖周辺で約200m（白田ほか，1980）であり、本地域では150～250mである。

層相 田沢層の層相は、泥相(Tm)、火山碎屑物相(Tv)、砂相(Ts)、礫相(Tg)からなる（第4.7図）。概ね前述の順に下位から上位へと層相変化するが、一部は指交関係にある（第4.7図）。

(1) 泥相 (Tm)

本層相は、田沢層の主体をなす層相であり、成層したシルト～粘土層を主体とする。火山碎屑物相(Tv)の下位と上位で層相と固結度に若干の違いが認められることから、以下では便宜上、火山碎屑物相(Tv)より下位のものを「下部泥層」、上位のものを「上部泥層」と呼び記載を行う（第4.7図）。

下部泥層は、刑部沢合流点より南の長内沢沿いから屋敷沢下流部にかけて帯状に分布し、最大厚60m程度のシルト～粘土層からなる。本泥層の上部は火山碎屑物相(Tv)と指交する。本泥層は、平行葉理やリップル葉理が発達する粘土を主体とし、頁岩様の外見を呈する（第4.8図A）。全体にハンマーの打撃でカンカンという音を立てる程度の固結度を持つ。下部泥層の上部は全体に若干凝灰質であり、少量の木片を層状に含む（第4.8図B）。

上部泥層は、下部泥層と同様にシルト～粘土層からな

り、その層厚は30～100mである。本泥層は全体として上方に細粒化し、下部は砂の薄層を挟む成層したシルト層、上部は成層した粘土層からなる。粘土層の固結度は、ハンマーで打つとボコボコという打撃音を発する程度、ないしカマで表面を削り出すことができる程度であり、下部泥層と比較して固結度は低い。上部泥層の下部は木片を含むほか、有機質の部分を含む。本泥層下部の砂層を挟むシルト層には、コンボリュート葉理が発達する（第4.8図C）。

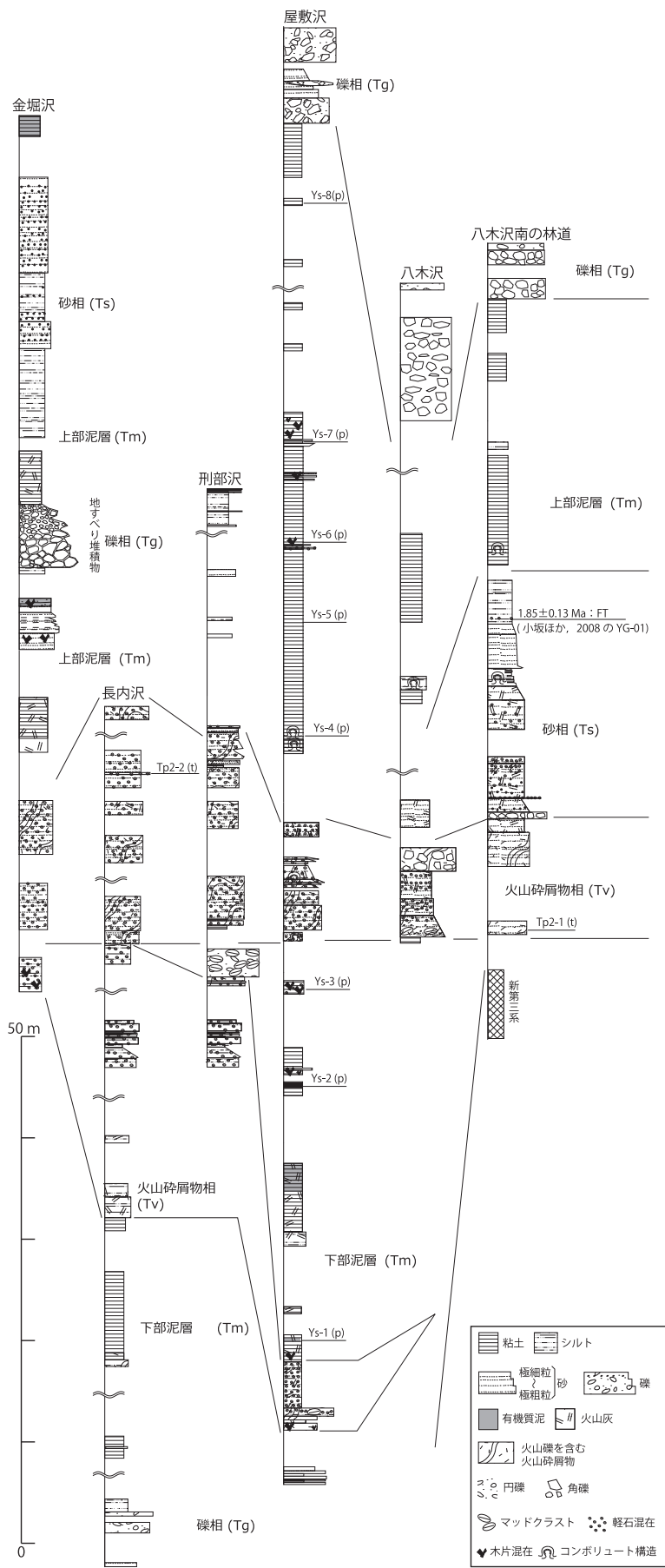
(2) 火山碎屑物相 (Tv)

火山碎屑物相は、長内沢本流沿いの金堀沢合流点から屋敷沢下流、金堀沢以北から部名垂沢北隣の沢に広く分布する層厚数十mの珪長質火山碎屑物である（第4.8図D；第4.9図A, B, C）。礫相(Tg)にオーバーラップし、下部泥層と指交する。主に本相の下部は一部に成層が認められる白色軽石火山礫を交える灰色の珪長質火山碎屑物層（第4.8図D）、灰白色～白色を呈する成層した細粒火山灰層からなり、極粗粒砂径の石英が多く含まれる。本相上部は主に径数mm～20mmの火山礫と、多くの場所では酸化して橙色を呈する中～粗粒砂サイズの粗粒火山灰基質からなる火山碎屑物である。白色軽石火山礫を豊富に交える層相も認められる。火山碎屑物相の最上部は、砂相(Ts)や泥相(Tm)に漸移する。

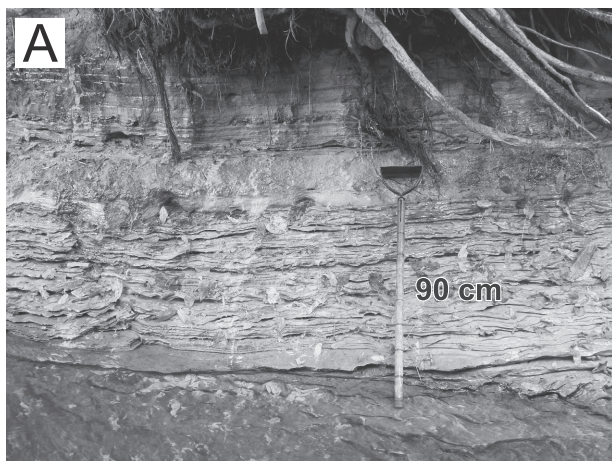
火山碎屑物相には火焰状の脱水構造（第4.9図C）が認められるほか、炭化木片や石質岩片を含む。また、一部で径数mmの火山豆石が認められる。極粗粒砂径の石英及び黒雲母を含むほか、顕微鏡下における観察では、バミスタイプと低発泡タイプの火山ガラス、斜方輝石と緑色普通角閃石がわずかに見出される。本相の鉱物組成を第4.7表に、火山ガラスと重鉱物の屈折率を第4.8表に、火山ガラスの主成分化学組成を第4.9表に示す。



第4.6図 田沢層基底の不整合（東隣・鶯宿地域）



第 4. 7 図 田沢層の主要ルートの柱状図
試料採取地点及び柱状図作成ルート
を付図 2 に示す。



第 4. 8 図 田沢層の露頭写真（その 1）

(A) 田沢層泥相（下部泥層）の層相。(B) 田沢層泥相（下部泥層）中の木片の産状。マジックペンの長さは 14 cm。(C) 田沢層泥相の上部泥層下部の、砂の薄層を挟むシルト層中に発達するコンボリュート葉理。白丸はハンマーを示す。(D) 火山碎屑物相の成層した粗粒火山灰～軽石火山礫混じりの粗粒火山灰層。

(3) 砂相 (Ts)

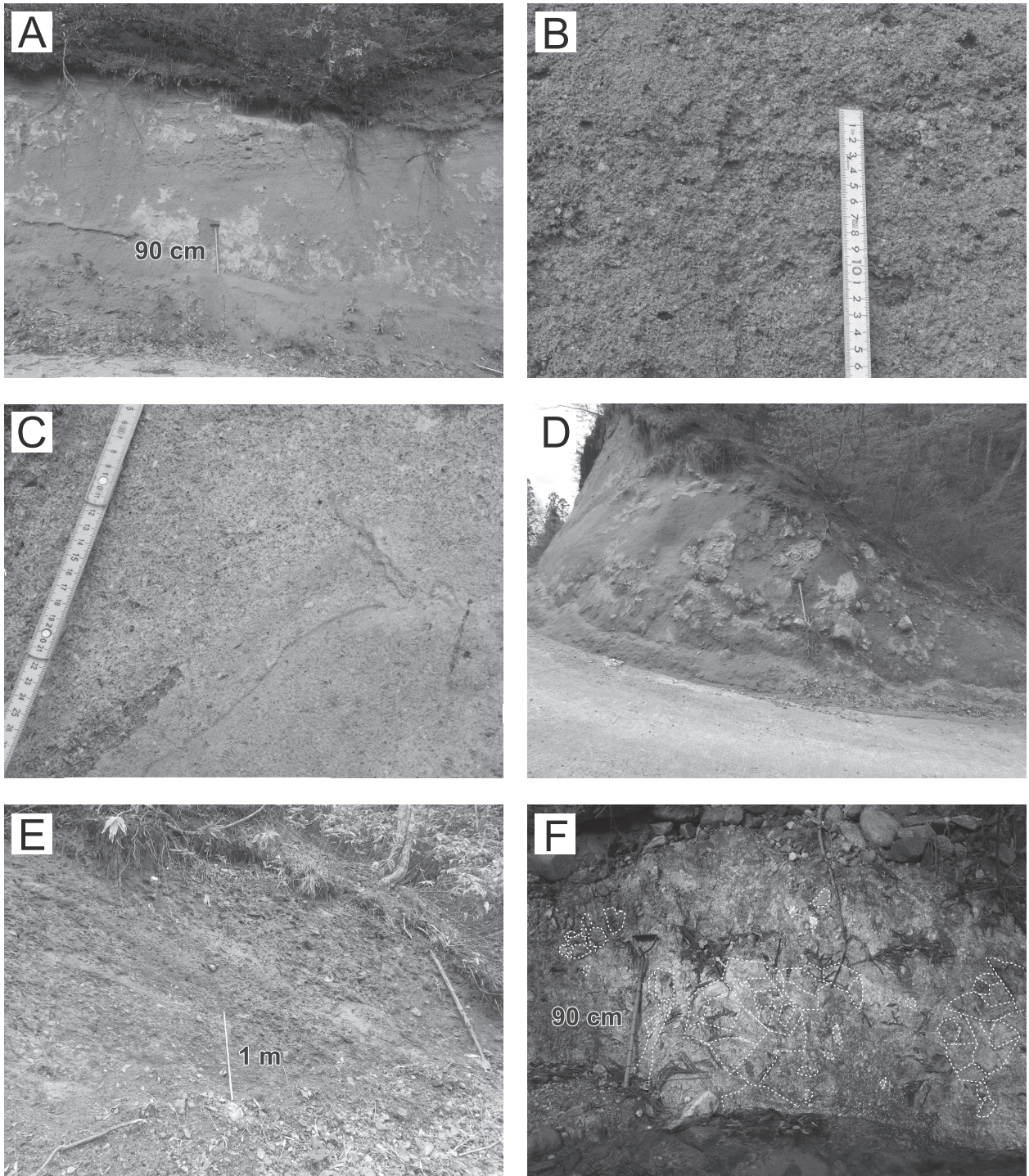
本層相は、火山碎屑物を含む凝灰質粗粒砂から、泥相上部泥層 (Tm) に漸移する泥質砂に至る、厚さ約 20 m の上方細粒化する砂層からなる。泥相の上部泥層 (Tm) とは、一部で指交関係にある。本層相の基底には、一部で径 60～150 cm の角礫状火山岩巨礫が多く含まれる (第 4. 9 図 D) ほか、凝灰質泥からなる最大径 30 cm 程度のマッドクラストが含まれる。本層相の主体は、凝灰質で淘汰の良い成層した細～中粒砂からなり、軽石礫や円礫を層状に含む。全体として上方に向かって細粒化するとともに、非火山性碎屑物に富むようになる。

(4) 礫相 (Tg)

本層相は田沢層分布範囲の縁辺部に分布する。少なくとも長内沢と屋敷沢の合流点付近では、本層相の厚さは 20～40 m に達する。本層相は、主に垂角礫を主体とする成層した礫層などからなり (第 4. 9 図 E)、一部で淘汰の悪い砂層や泥層を挟有する。礫種は、安山岩のほか、花崗岩、凝灰岩、デイサイトなど多様である。これらの

礫は、田沢層の基盤をなして周辺に分布する地質体と同一のものである。堆積域の縁辺部では、後背斜面に分布する新第三系から供給されたと推定される最大径 1 m 余りの角礫が含まれる。本地域の東に隣接する鶯宿地域西端部の小倉沢林道周辺には、礫層中に厚さ 10 m 以上の火山豆石を特徴的に伴う石質岩片・軽石火山礫混じりの灰白色粗粒火山灰層が挟在する。この火山灰層中の鉱物組成を第 4. 10 表に、ガラスと重鉱物の屈折率を第 4. 11 表に示した。

金堀沢の泥相上部泥層中には、ジグソークラック状の割れ目を持つ岩屑 (第 4. 9 図 F)、ないし最大径 1 m 余りの角礫状の安山岩と凝灰岩及び同質の基質のみで構成され、高角正断層で分断された礫層が分布する。これは産状から堆積時の地すべりに伴う田沢層内の地すべり堆積物と考えられる。また、少なくとも刑部沢・長内沢合流点付近以南では、火山碎屑物相の上下位に下位層を削り込むようにして堆積する最大径数十 cm の円礫ないし角礫の層が挟在する。しかし、これらの堆積盆中心付近



第 4. 9 図 田沢層の露頭写真（その 2）

(A) 火山碎屑物相（八木沢南の林道）. (B) 火山碎屑物相（火山礫まじり粗粒火山碎屑物）の近接写真. (C) 火山碎屑物相中に認められる火焰状の脱水構造. (D) 田沢層の凝灰質砂相（Ts）基底部に挟在する巨礫（露頭下半部）と凝灰質砂（上半部）. 鍬の柄の長さは 90 cm. (E) 田沢層の礫相（Tg）. (F) 田沢層泥相の上部泥層中に挟在するジグソーック状の割れ目（白点線）をもつ岩屑ないしは礫層. 田沢層堆積時に生じた地すべりに伴う地層と考えられる.

第 4. 7 表 田沢層火山砕屑物相の鉱物組成

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	V.Rock	Total	特記事項
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq				
Tp2-2(図幅北部の、本相上部の純層に近い軽石質部)	9	12	12	111	0	0	1	0	2	153	0	300	Qu含む。Gho(Opx)少量含む
Tp2-1(本相基底部の礫混じり粗粒砂部)	0	2	11	160	1	0	1	0	12	113	0	300	

測定は株式会社古澤地質が行った。#120~250の粒径のものについて300粒子測定した。

Bw:バブルウォールタイプ

Fl・Qu:長石・石英

Pm:バミスタイプ

Opx:斜方輝石 Cpx:単斜輝石 Gho:緑色普通角閃石

O:低発泡タイプ

Opq:不透明鉱物 Rock:岩片・風化粒 V.Rock:火山岩片

第 4. 8 表 田沢層火山砕屑物相のガラスと重鉱物の屈折率

試料名	火山ガラスの屈折率		斜方輝石の屈折率		普通角閃石の屈折率	
	レンジ	モード	レンジ	モード	レンジ	モード
Tp2-2(図幅北部の、本相上部の純層に近い軽石質部)	1.494-1.500	1.495-1.497	1.716-1.724	1.721-1.723	1.673-1.677	1.681-1.694
Tp2-1(本相基底部の礫混じり粗粒砂部)	1.494-1.501	1.495-1.497				

測定は株式会社古澤地質に依頼し、同社の温度変化型屈折率測定装置MAIOTで行った。30粒子以上を測定してレンジとモードを求めた。

第 4. 9 表 田沢層火山砕屑物相のガラスの主成分化学組成

試料名	Tp2-1 本相基底部の 礫混じり粗粒砂部		Tp2-2 図幅北部の、本相上部の 純層に近い軽石質部		試料名	Tp2-1 本相基底部の 礫混じり粗粒砂部		Tp2-2 図幅北部の、本相上部の 純層に近い軽石質部	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差		平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	70.86	0.73	72.66	1.10	SiO ₂	77.82	0.23	77.92	0.42
TiO ₂	0.06	0.06	0.08	0.05	TiO ₂	0.07	0.07	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	11.77	0.15	12.04	0.12	Al ₂ O ₃	12.93	0.08	12.91	0.15
FeO	0.61	0.09	0.63	0.12	FeO	0.67	0.10	0.68	0.12
MnO	0.13	0.07	0.14	0.08	MnO	0.14	0.08	0.15	0.09
MgO	0.06	0.03	0.04	0.03	MgO	0.06	0.03	0.05	0.04
CaO	0.19	0.03	0.26	0.18	CaO	0.21	0.03	0.28	0.19
Na ₂ O	3.25	0.39	3.77	0.52	Na ₂ O	3.57	0.42	4.04	0.52
K ₂ O	4.12	0.49	3.62	0.77	K ₂ O	4.53	0.55	3.89	0.86
Total	91.06		93.25		Total	100.00		100.00	

左は測定値、右は無水状態に換算した値を示す。測定は株式会社古澤地質のエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX: HORIBA EMAX Evolution EX-270)で行った。測定粒子数は15粒子である。加圧電力は15 kV, 試料電流は0.3 nA, ライブタイムは50秒である。

第 4. 10 表 小倉沢林道の石質岩片・軽石火山礫混じりの灰白色粗粒火山灰層の鉱物組成

試料採取位置	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	V.Rock	Total	特記事項
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq				
小倉沢林道・鶯宿地域西端部 (39° 39' 47.5" N, 140° 45' 01.3" E)	0	173	23	86	1	0	0	0	2	15	0	300	Opx(Gho)少量含む

#120~250の粒径のものについて300粒子測定した。測定は株式会社古澤地質が行った。

Bw:バブルウォールタイプ

Fl・Qu:長石・石英

Pm:バミスタイプ

Opx:斜方輝石 Cpx:単斜輝石 Gho:緑色普通角閃石

O:低発泡タイプ

Opq:不透明鉱物 Rock:岩片・風化粒 V.Rock:火山岩片

第 4. 11 表 小倉沢林道の石質岩片・軽石火山礫混じりの灰白色粗粒火山灰層のガラスと重鉱物の屈折率

試料採取位置	火山ガラスの屈折率		斜方輝石の屈折率		普通角閃石の屈折率	
	レンジ	モード	レンジ	モード	レンジ	モード
小倉沢林道・鶯宿図幅西端部 (39° 39' 47.5" N, 140° 45' 01.3" E)	1.496-1.500	1.497-1.499	1.718-1.721, 1.759-1.763	1.760-1.762	1.679-1.684	1.681-1.683

測定は株式会社古澤地質に依頼し、同社の温度変化型屈折率測定装置MAIOTで行った。ガラスと斜方輝石については30粒子以上を測定してレンジとモードを求めた。普通角閃石は2粒子を粉砕して計測した。

の礫層は、厚さが限られており、側方連続性を確認することが難しいため、地質図上には記していない。

化石 本層の泥相には多くの地点で植物の材化石が含まれる。白田ほか(1980)は本層の11地点より、*Sequoia* (セコイア属) -type, *Pinus* (マツ属), *Fagus* (ブナ属), *Quercus* (コナラ属), *Alnus* (ハンノキ属), *Betula* (カバノキ属), *Corylus* (ハシバミ属), *Zelkova* (ケヤキ属), *Ulmus* (ニレ属), *Juglans* (クルミ属), *Salix* (ヤナギ属) の花粉の産出を報告している。本調査においては、屋敷沢沿いの下位より Ys-1 ~ 8 の8層準より試料を得て花粉分析を行った(第4.12表)。この表が示すように、上記以外に8層準中6層準から現在日本列島では自生していない *Metasequoia* (メタセコイア属) が少量産出し、かつ全層準から現在の日本列島で自生している *Cryptomeria* (スギ属) が多く産出した。

また、白田ほか(1980)は、*Melosira granulata* 及び *Melosira distans* などの淡水生浮遊性珪藻を主体とする珪藻化石群集を報告している。Naya et al. (2019) は日本では消滅種とされる淡水生浮遊性珪藻 *Lindavia costata* の産出を報告した。

堆積環境 本層の主体をなす泥相(下部及び上部泥層)は、成層した泥を主としている。産出する珪藻化石は、大半が淡水生浮遊性種で僅かに淡水生付着性種を伴うことから、湖沼性の堆積物と考えられる。田沢層分布域の縁辺部には粗大な角礫が含まれることから、田沢層は、斜面に囲まれた小規模な山間盆地を埋積したものであったと考えられる。田沢層泥相の上部泥層においてコンボリユート葉理が発達すること及びジグソー状の割れ目を持つ岩屑ないし角礫層が挟在することは、後背斜面でマスマーブメントが生じ、湖沼に斜面物質が流入した可能性を示す。

年代 小坂ほか(2008)は、本地域内に分布する砂相(Ts)の最上部に含まれる凝灰岩より 1.85 ± 0.13 Ma の FT 年代値を報告している。また本層の花分析では、*Cryptomeria* が多く含まれ、かつ *Metasequoia*, *Glyptostrobus* を共に産する。これらから、栗沢層と同様に概ね更新統ジェラシアン階~カラブリアン階に相当すると考えられるが、下限が鮮新統ピアセンジャン階、上限が中部更新統最上部に位置する可能性もある。

対比 本層は *Metasequoia* と *Cryptomeria* を共に産出することから、横手盆地の栗沢層に対比される。同様に、栗沢層において記した内容と同じ理由より横手盆地中部東縁に分布する千屋層(小西, 1966)、男鹿半島の北浦層上部(千谷, 1930)、北上低地帯の百岡層(大石・吉田, 1995)に対比される。

4.4 高位段丘堆積物(th1, th2)

定義 段丘面を赤褐色(マンセル色表示で 5YR5/8 ~

2.5YR4/8 程度)を呈するテフリックレス(通称ローム層)が覆う段丘の構成層を、高位段丘堆積物と定義する。当地域の高位段丘堆積物は、テフリックレスの厚さと色調及び堆積物が構成する段丘面の高度に基づいて、古期のものより順に、高位 I 段丘堆積物と高位 II 段丘堆積物に細分される。

4.4.1 高位 I 段丘堆積物(th1)

分布及び層厚 入角沢右岸と小滝川左岸の小沼丘陵頂部に分布する。確認された露頭では、層厚は約 3 m である。

層相 後背山地斜面に由来する径数 mm ~ 数十 cm の角礫~亜角礫と、その間を充填するシルト混じりの赤褐色砂の基質からなる、塊状で基質支持の礫層である(第4.10図)。礫はクサリ礫化している。

被覆層 厚さ約 3 m の 2.5YR ~ 5YR4/8 (赤褐色) を呈するテフリックレスに覆われる。

構成する地形面 緩斜面状に傾いた、開析された段丘面を構成する。

年代 本堆積物が構成する段丘に対比される。横手盆地南部東縁の高位 I 面を被覆するテフリックレスの基底部より、 $160,000 \pm 8,600$ 年前の OSL 年代値が得られている(内田ほか, 2005)。このことから、高位 I 段丘堆積物の堆積終期は海洋酸素同位体ステージ 6 以前であり、本堆積物は中期更新世後期の堆積物と考えられる。

4.4.2 高位 II 段丘堆積物(th2)

分布及び層厚 小沼丘陵と本地域西部北端の松木内川右岸の角館丘陵頂部に分布する。確認された露頭では、層厚は 6 ~ 9 m である。

層相 松木内川右岸の仙北市西木町小山田高野では、径数 mm ~ 10 cm 程度の多種の岩種からなる亜角礫主体の礫と、橙色を呈する砂混じりシルトの基質によって構成される(第4.10図)。小沼丘陵の小滝川左岸における検土杖による調査では、堆積物最上部に、5YR6/8 (橙色) を呈する砂混じりシルトを伴う。礫は強風化し、一部はクサリ礫化している。

被覆層 厚さ 2.5 m の 5YR5/8 (明赤褐色) のテフリックレスに覆われる。

構成する地形面 丘陵頂部の開析された段丘面を構成する。

4.5 中位段丘堆積物(tm1, tm2)

定義 段丘面を褐色(マンセル色表示で 7.5YR4/6 ~ 5/8 程度)を呈するテフリックレスが覆う段丘の構成層を、中位段丘堆積物と定義する。当地域の中位段丘堆積物は、テフリックレスの厚さと色調及び堆積物が構成する段丘面の高度に基づいて、古期のものより順に、中位

第 4. 12 表 田沢層の花粉化石

分類コード	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
分類群																								
試料名	<i>Podocarpus</i>	<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i>	<i>P.</i> (Subgen. <i>Haploxylo</i>)	<i>P.</i> (Subgen. <i>Diploxylo</i>)	<i>Sciadopitys</i>	Taxodiaceae	<i>Sequoia</i>	<i>Cunninghamia</i>	<i>Glyptostrobus</i>	<i>Metasequoia</i>	<i>Cryptomeria</i>	Cupressaceae	<i>Salix</i>	Juglandaceae	<i>Cyclocarya</i>	<i>Juglans / Pterocarya</i>	<i>Carpinus / Ostrya</i>	<i>Corylus</i>	<i>Betula</i>		
上部泥層	Ys-8		5	80	13		13		2					13	5			1	17	10				
	Ys-7		1	1		1			3			1	8	62	36	1			5	1			7	
	Ys-6		1	2	6	7	1	1	4				6	111	32	2			3	3			3	
	Ys-5		1	11	7	6	1	1					1	131	12				3	4			6	
	Ys-4		1	11	7	4		4	1		1			1	78	12	1		3	14	1		7	
下部泥層	Ys-3													5										
	Ys-2	1		3		11		10		5		2	2	6	103	3			5	2	1		2	
	Ys-1				+	8		12					+	+	129	3	2		4	7			2	

分類コード	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3
分類群																								
試料名	<i>Alnus</i> (Subgen. <i>Alnus</i>)	<i>A.</i> (Subgen. <i>Alnaster</i>)	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Lepidobalanus</i>)	<i>Ulmus / Zelkova</i>	<i>Celtis / Aphananthe</i>	Rosaceae	<i>Rhus</i>	<i>Parthenocissus</i>	<i>Tilia</i>	Araliaceae	Ericaceae	<i>Fraxinus</i>	<i>Weigela</i>	<i>Viburnum</i>	<i>Polygonum</i> (Sect. <i>Bistorta</i>)	<i>P.</i> (Sect. <i>Reynoutria</i>)	Ranunculaceae	Rosaceae (herb)	Leguminosae	Umbelliferae	Carduoideae		
上部泥層	Ys-8	1	20	9	64					3	1	2	2										1	
	Ys-7	39	7	2	15		9	1		4			2						4		3		3	
	Ys-6	6	1	5	6	2					1	1	1	1					2				1	
	Ys-5	3	2	12	11	1											1						2	
	Ys-4	5	4	44	4	2	1				1						4						1	
下部泥層	Ys-3																							
	Ys-2	2	4	6	28	1	1		1						2								2	
	Ys-1	2	3	4	19	4			1			1	2	1		1						1	1	

分類コード	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	5	6
分類群															
試料名	<i>Artemisia</i>	Cichorioideae	<i>Typha</i>	Gramineae	Cyperaceae	<i>Lycopodium</i> (Subgen. <i>Urostachys</i>)	<i>L.</i> (Subgen. <i>Lycopodium</i>)	<i>Isoetes</i>	<i>Osmunda</i>	<i>Davallia</i>	monolete type spores	trilete type spores	Bryophyta	unknown pollen and spores	
上部泥層	Ys-8	3		1	17	6					1	152	32	3	103
	Ys-7	5			6	12	1		4	1	126	16		52	
	Ys-6			1	3	3					29	18	1	49	
	Ys-5				2	7		2	4		33	34	1	44	
	Ys-4	1	1		1	7	2		5		22	26		29	
下部泥層	Ys-3														
	Ys-2	1			18	6			1		25	7		43	
	Ys-1	2			21	4				1	16	6		13	

小計	261	28	191	103	583
木本植物花粉小計	261	28	191	103	583
草本植物花粉小計	206	37	148	52	443
シダ植物孢子小計	206	10	49	49	314
不明花粉・孢子小計	213	12	74	44	343
花粉・孢子数合計	207	15	55	29	306
	5	0	0	0	5
	202	27	33	43	305
	204	30	23	13	270

分類コード 1: 木本植物(針葉樹類); 2: 木本植物(広葉樹類); 3: 草本植物; 4: シダ植物; 5: コケ植物; 6: 不明花粉・孢子。
花粉分析は有限会社アルプス調査所の本郷美佐緒博士が行った。

I 段丘堆積物と中位 II 段丘堆積物に細分される。

4. 5. 1 中位 I 段丘堆積物 (tm1)

分布及び層厚 小沼丘陵に分布する。層厚は、露出が悪いため不確かであるが、段丘面の形状や転石など周囲の状況から 5 m 以上である可能性が高い。

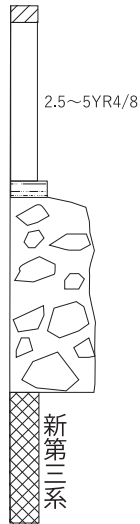
層相 小沼丘陵南部の大仙市社前 (tm1-1; 付図 3)

では本堆積物最上部が観察できた(第 4. 11 図)。ここでは、上方細粒化する径数 cm (最大径 30 cm) の垂角礫～垂円礫を主体とする礫支持の多種の礫からなる礫層上を、褐色の砂混じり泥が被覆する関係が観察された(第 4. 11 図)。礫層は成層し、トラフ型斜交層理を持つ。礫は風化被膜を持ち、特に緑色を呈する火山砕屑岩礫はハンマーの軽打で容易に割れる程度に風化が進んでいる。

高位Ⅰ段丘堆積物

小沼丘陵

入角奥
th1-1



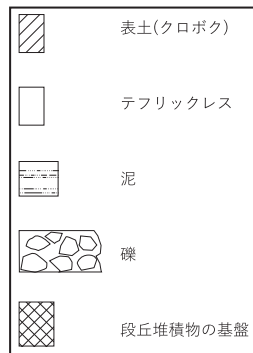
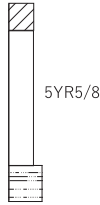
高位Ⅱ段丘堆積物

角館丘陵

高野
th2-1

小沼丘陵

栗沢
th2-2



第4.10図 高位段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図3を参照。

被覆層 全層厚 1.5 m 程度の、明褐色～褐色テフリックレス（マンセル色表示で 7.5YR4/6（褐色）～7.5YR5/8（明褐色）を呈すると、その上位の 7.5YR2/2（黒褐色）を呈するクロボクに覆われる。

社前 (tm1-1；付図3) において、本段丘堆積物最上部の砂混じり泥から被覆層（テフリックレス）最上部のクロボクに至る層準で 5 cm ごとに全層準の試料を採取し、クリプトテフラの鉱物分析を行った。その結果を、第4.12図に示す。結果として社前の露頭では被覆層基底から段丘面の編年に有効なテフラは得られなかったが、楢原ほか（2006）は、南隣の六郷地域における千屋丘陵の中位Ⅰ段丘面被覆層基底より Aso-4（85～90 ka：町田・新井，2003）及び Toya（112～115 ka：町田・新井，2003）に由来する火山ガラスを報告している。

構成する地形面 奥羽山脈から横手盆地に流入する河

川沿いに、枝谷を埋積するように分布する段丘面を構成する。このような段丘面の分布形状は、本堆積物が堆積段丘を構成することを示唆する。

年代 楢原ほか（2006）は、本堆積物を覆うテフリックレス基底より Toya を検出し、後期更新世前期の海洋酸素同位体ステージ5に離水したとしている。

4.5.2 中位Ⅱ段丘堆積物 (tm2)

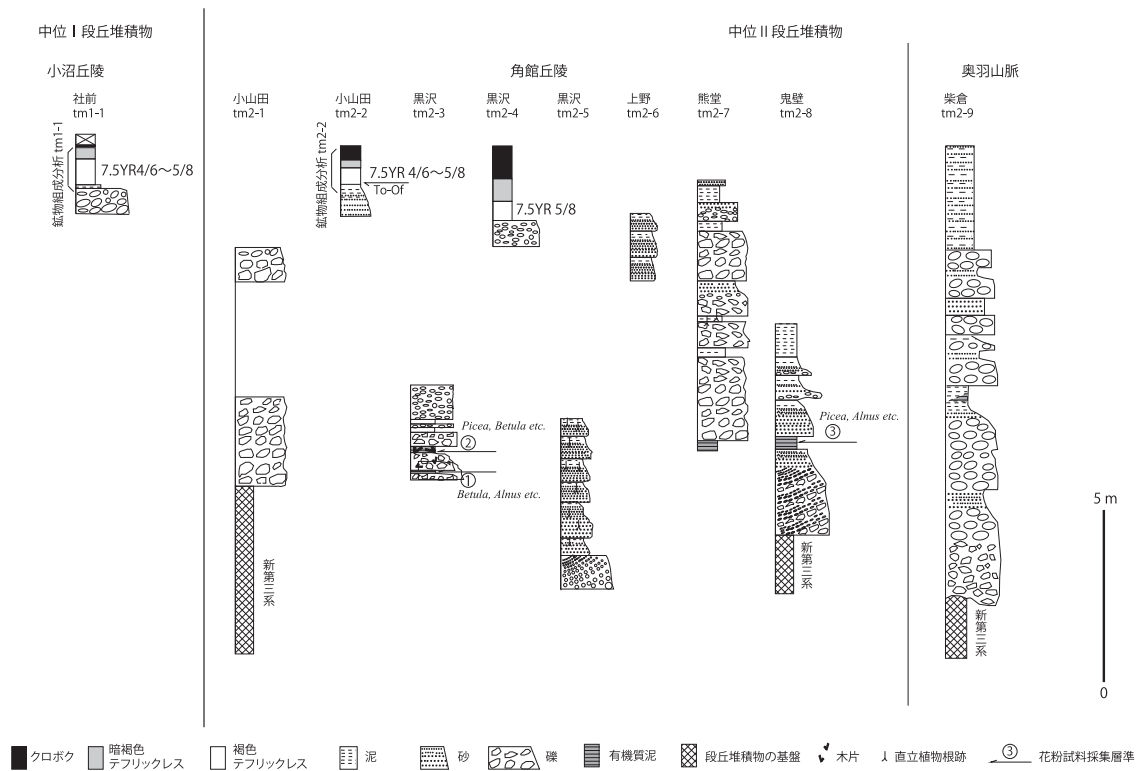
分布及び層厚 桧木内川右岸支流に沿って出羽山地に広く分布するほか、才津川が奥羽山脈から横手盆地に流入する地点（仙北市田沢湖卒田柴倉）に分布する。層厚は 10～15 m である。

層相 本堆積物は、礫・砂・泥の互層からなり、厚さ数十 cm～数 m の単位で互層する（第4.11図；第4.13図）。礫層は、径数 cm～数十 cm 程度（最大径 1 m 程度）の亜円礫を主体とし、下部では河川由来と考えられる円～亜円礫を主とした多種の礫によって構成される場合が多いが、上部では後背地に分布する新第三系の岩種の亜円礫ないし亜角礫の割合が高くなる傾向を持つ。礫層は多くの場所で成層しており、不明瞭なトラフ型斜交層理を持つ。礫は薄い風化皮膜を持つものから、風化が進んでカマで表面を削ることができるものまで、様々な風化程度を示す。基質は泥を含む砂を主とするが、場所や層準による違いが大きく、有機質泥を基質とする場所が少なくない。砂層は一般に厚さ 1 m 以下で挟まれ、上方細粒化し泥層に漸移する。泥層は、多くの場所で砂を含むほか、場所により有機質で多量の木片を含む。砂層及び泥層には、場所により直立した植物根の痕跡が認められる。砂や泥は最上部では明褐色を呈するが、それ以外では灰色系統の色を示すことが多い。

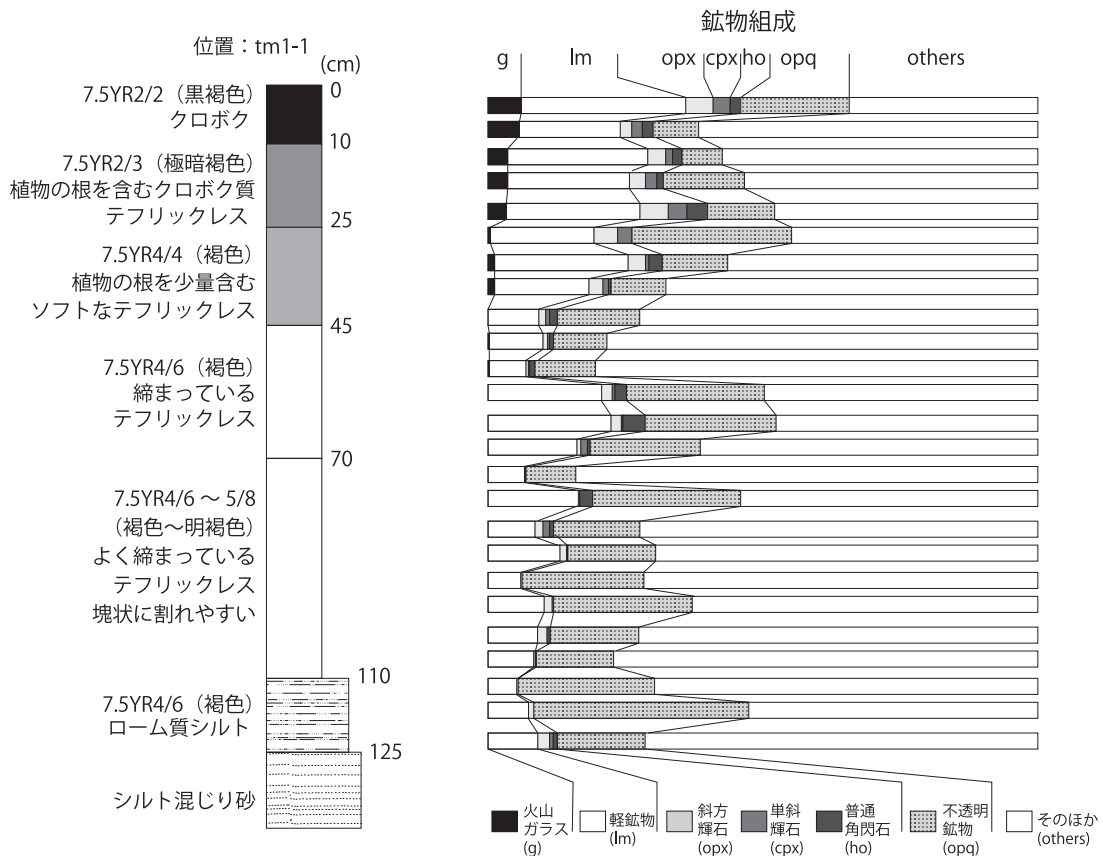
化石 桧木内川右岸の山谷川支流・黒沢集落付近 (tm2-3；付図3) と入見内川沿い・鬼壁集落付近 (tm2-8；付図3) の有機質泥層より 3 試料を採取し、花粉分析を行った。その結果を第4.13表に示すほか、各層準で優勢な分類群は第4.11図に記した。これらに示されるように、*Picea*（トウヒ属）、*Betula*（カバノキ属）及び *Pinus*（マツ属）など、現在の黒松内低地以東の北海道のような、現在の角館地域よりやや寒冷で少雪な気候下で優勢な分類群の花粉に富む。

被覆層 全層厚 1 m 程度の、明褐色～褐色のテフリックレス（マンセル色表示で 7.5YR4/6（褐色）～7.5YR5/8（明褐色）を呈すると、その上位の 7.5YR2/2（黒褐色）を呈するクロボクに覆われる。

本段丘堆積物が広く分布する出羽山地の仙北市小山田地区の、段丘面中央部 (tm2-2；付図2) において検土杖で被覆層と段丘堆積物最上部を採取し、被覆層を観察した。この地点の被覆層は、下位より 7.5YR5/8（明褐色）～7.5YR4/6（褐色）を呈する締りの良いテフリッ



第 4. 11 図 中位段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図 3 を参照。



第 4. 12 図 大仙市社前 (tm1-1) における中位 I 段丘面上を覆うテフリックレス中のクリプトテフラの鉱物分析結果



第 4. 13 図 中位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真
仙北市黒沢の tm2-3 付近 (付図 3).

クレス, 7.5YR3/3 (暗褐色) ~ 7.5YR2/2 (黒褐色) を呈するソフトなテフリックレス及び 7.5YR1.7/1 (黒色) を呈するクロボクからなる (第 4. 14 図). それらのクリプトテフラの鉱物組成を第 4. 14 図に示す. テフリックレス基底部のクリプトテフラ (試料 tm2-2-1) のガラスと斜方輝石の屈折率 (第 4. 14 表) は, 町田・新井 (2003) に記された十和田大不動テフラ (To-Of) の値と誤差の範囲内で一致する. また, クリプトテフラに含まれる火山ガラスの主成分化学組成も, 青森県十和田市大不動 (模式地) で採取された十和田大不動火砕流堆積物について同じ分析装置で得られた値と誤差の範囲内で一致する (第 4. 15 表, 第 4. 15 図).

構成する地形面 本堆積物は, 支流に入り込むように分布し, 緩く現河川側に傾斜した段丘面を構成する. 本

第 4. 13 表 中位Ⅱ段丘堆積物中の有機質泥層の花粉分析結果

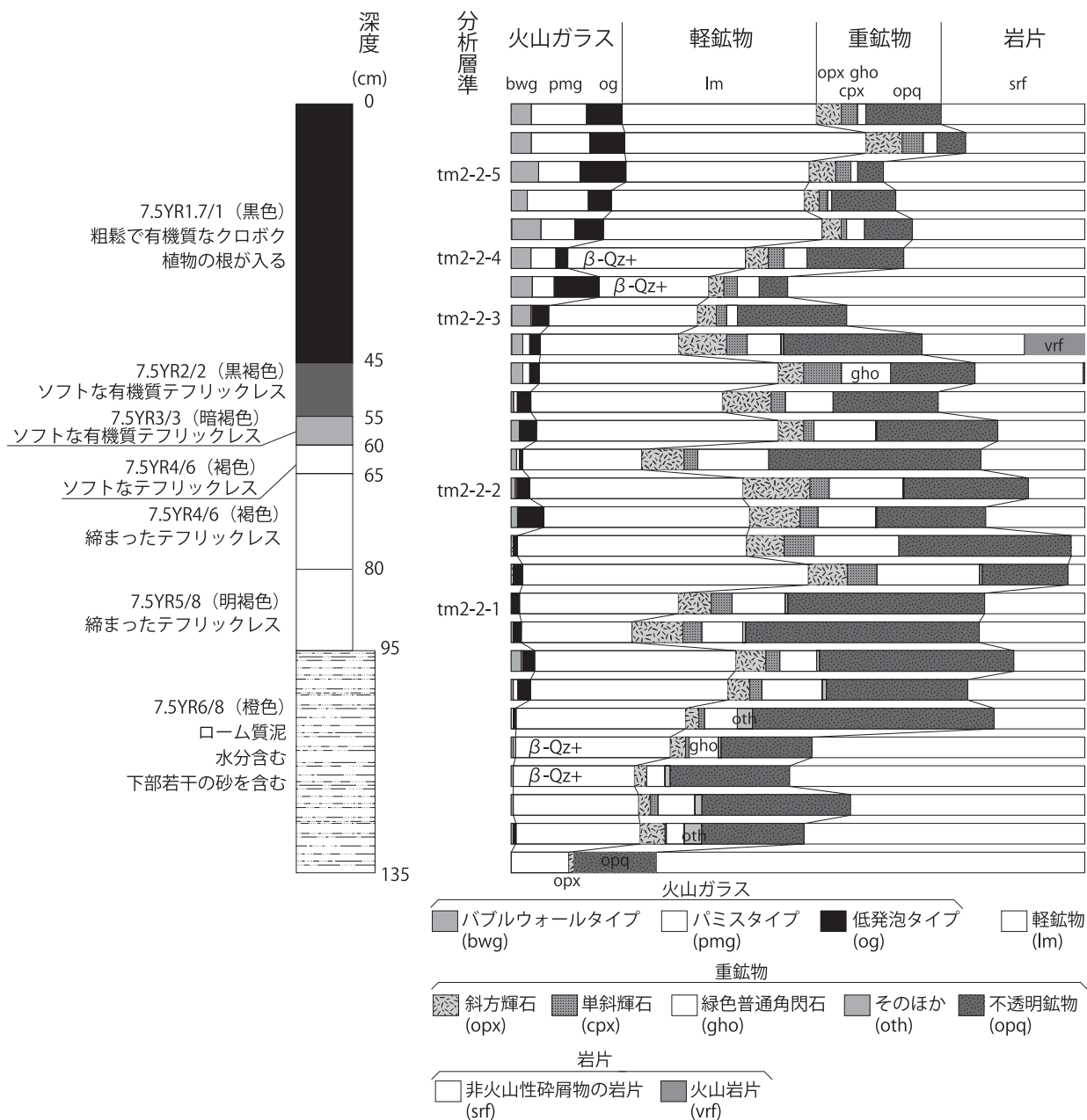
分類コード	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
分類群																					
試料名	<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i>	<i>P.</i> (Subgen. <i>Haploxylo</i>)	<i>P.</i> (Subgen. <i>Diploxylo</i>)	<i>Sciadopitys</i>	<i>Cryptomeria</i>	<i>Salix</i>	<i>Myrica</i>	<i>Juglans / Pterocarya</i>	<i>Carpinus / Ostrya</i>	<i>Corylus</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i> (Subgen. <i>Alnus</i>)	<i>A.</i> (Subgen. <i>Alnus</i>)	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Leptodermis</i>)	<i>Leptodermis</i>	<i>Ulmus / Zelkova</i>	<i>Vitaceae</i>	<i>Saxifragaceae</i>
③	14	91	8	21	13			6				1			32	14		1	2		5
②	18	53	12	26	6	4		1	2	3	1	2	1	48	18	4	7	8			
①	10	17	9	12	6		2		6		1	9	7	67	31	3	16	11	1		

分類コード	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
分類群																					
試料名	<i>Ericaceae</i>	<i>Ligustrum</i>	<i>Polygonum</i>	<i>P.</i> (Sect. <i>Bistoria</i>)	<i>P.</i> (Sect. <i>Persicaria / Echinocaulon</i>)	<i>P.</i> (Sect. <i>Reynouria</i>)	<i>Rumex</i>	<i>Ranunculaceae</i>	<i>Ranunculus</i>	<i>Thalictrum</i>	<i>Rosaceae</i> (herb)	<i>Leguminosae</i>	<i>Geranium</i>	<i>Umbelliferae</i>	<i>Tripterispermum</i>	<i>Carduioideae</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Cichorioideae</i>	<i>Typha</i>	<i>Potamogeton</i>	
③							1	4		5	2				1	4	5	1	2		25
②	1				1	1		3	1	6						4	3				10
①		4	1	1						12		1	+	4		16	11	1	2		

分類コード	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	6
分類群												
試料名	<i>Gramineae</i>	<i>Cyperaceae</i>	<i>Lysichiton</i>	<i>Liliaceae</i>	<i>Hemerocallis</i>	<i>Lycopodium</i> (Subgen. <i>Urostachys</i>)	<i>L.</i> (Subgen. <i>Lycopodium</i>)	<i>Osmunda</i>	monolete type spores	trilete type spores	unknown pollen and spores	
③	32	30	36	56		1			51	2	48	
②	24	19	3	22		1	8		15	3	21	
①	30	107		26	2		1	3	25	1	29	

木本植物花粉数小計	208	204	54	48	514
草本植物花粉数小計	215	97	27	21	360
シダ植物胞子数小計	212	214	30	29	485
不明花粉・胞子数小計					
花粉・胞子数合計					

花粉分析は有限会社アルプス調査所の本郷美佐緒博士が行った。



第 4. 14 図 仙北市小山田 (tm2-2) の中位Ⅱ段丘面を覆う被覆層とクリプトテフラの鉱物組成
 $\beta - Qz+$ は高温型石英をわずかに含むことを示す。#120 ~ 250 の粒径のものについて 300 粒子測定した。測定は株式会社古澤地質が行った。

堆積物は、このような段丘面の形態と多数の単層が複合した厚い地層からなることから、堆積段丘を構成していると判断される。

年代 本堆積物を被覆するテフリックレスの基底付近から、海洋酸素同位体ステージ 3 に相当する 36 ka の年代 (小岩ほか (2007) による ^{14}C 年代測定値を辻野ほか (2018) が暦年校正) を示す十和田大不動テフラが得られたことから、本堆積物の堆積終了期は後期更新世中期と考えられる。また、本堆積物の構成礫種は上部と下部で変化していることや、様々な風化程度の礫が含まれる

ことを併せて考えると、本堆積物は最終間氷期後期から最終氷期中期に至る長期間をかけて堆積した可能性が高い。

4. 6 低位段丘堆積物 (tl1, tl2)

定義 褐色ないし明褐色のテフリックレスを伴うことなく、暗褐色のテフリックレスやクロボクに覆われる段丘構成層を、低位段丘堆積物として記載する。段丘面の開析程度や被覆層の層相から、後期更新世後期に離水し

第4. 14 表 仙北市小山田 (tm2-2) の中位Ⅱ段丘面を覆うテフリックレス中のクリプトテフラ及び十和田火山起源の広域テフラのガラスと重鉱物の屈折率

層準	火山ガラス	斜方輝石	普通角閃石
tm2-2-5	1.495~1.515 (1.504~1.508)	1.702~1.710, 1.718~1.720 1.707~1.908 (1.709~1.712) ガラスが付着したもの	1.680~1.694 (1.612付近と1.690付近)
tm2-2-4	1.500~1.514 (ブロード)	1.700~1.714 (ブロード)	1.681~1.694 (ブロード)
tm2-2-3	1.500~1.514 (ブロード)	1.698~1.711, 1.719~1.723 (ブロード)	1.679~1.693 (1.681付近, 1.687~1.689)
tm2-2-2	1.497~1.510 (1.502~1.505)	1.698~1.721 (ブロード)	1.680~1.693 (1.684~1.685)
tm2-2-1	1.496~1.514 (1.503~1.508)	1.703~1.712 (1.706~1.708)	1.677~1.691 (1.685付近, 1.689付近)
To-Cu* (既測定値)	1.510~1.514 (1.511~1.513)	1.704~1.708 (1.707)	
To-H* (既測定値)	1.502~1.509 (1.503~1.508)	1.705~1.708 (1.707)	1.669~1.673 (1.671)
To-Of* (既測定値)	1.505~1.511 (1.506~1.508)	1.709~1.711 (1.709)	

分析層準は第4. 14図に記載。30粒子以上を測定してレンジとモードを求めた。測定は株式会社古澤地質に依頼し、同社の温度変化型屈折率測定装置MAIOTで行った。

* 十和田中振テフラ, 十和田八戸テフラ, および十和田大不動テフラの測定値は町田・新井(2003)による

第4. 15 表 小山田 (tm2-2) の中位Ⅱ面を覆うテフリックレス基底部のクリプトテフラ (tm2-2-1) の火山ガラスの主成化学組成

試料名	tm2-2-1		十和田大不動pfl.	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	72.67	1.01	71.23	0.93
TiO ₂	0.33	0.06	0.40	0.09
Al ₂ O ₃	11.94	0.36	12.09	0.37
FeO	1.69	0.16	1.82	0.23
MnO	0.11	0.06	0.11	0.08
MgO	0.38	0.06	0.45	0.08
CaO	1.97	0.18	2.20	0.22
Na ₂ O	3.84	0.10	3.99	0.06
K ₂ O	1.21	0.04	1.21	0.07
Total	94.15		93.51	

試料名	tm2-2-1		十和田大不動pfl.	
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
SiO ₂	77.19	0.65	76.18	0.87
TiO ₂	0.35	0.06	0.43	0.09
Al ₂ O ₃	12.69	0.29	12.93	0.35
FeO	1.80	0.16	1.94	0.24
MnO	0.12	0.06	0.12	0.09
MgO	0.41	0.06	0.48	0.09
CaO	2.09	0.18	2.35	0.23
Na ₂ O	4.08	0.07	4.27	0.05
K ₂ O	1.28	0.04	1.29	0.07
Total	100.00		100.00	

左は測定値, 右は無水状態に換算した値を示す。測定は株式会社古澤地質のエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX: HORIBA EMAX Evolution EX-270)で行った。測定粒子数は15粒子である。加圧電力は15 kV, 試料電流は0.3 nA, ライブタイムは50秒である。pfl.: 火砕流堆積物。

た低位Ⅰ段丘堆積物 (tl1) と完新世に離水した低位Ⅱ段丘構成層 (tl2) に分けられる。

4. 6. 1 低位Ⅰ段丘堆積物 (tl1)

分布及び層厚 桧木内川沿いとその支流の山谷川及び入見内川沿いにややまとまって分布するほか, 小沼丘陵, 夏瀬ダム周辺及び抱返集落周辺などに断片的に分布する。確認された限りでは, 層厚は5 m以下である(第4. 16 図)。

層相 弱く風化した礫と, その間を埋める褐色ないし灰色の砂~泥により構成される。安山岩やデイサイトの礫は, 2 mm 程度の風化皮膜を持つ。

被覆層 極暗褐色(7.5YR2/3)ないし黒褐色(10YR2/3)のテフリックレスとクロボクに覆われる。テフリックレス中にはバブルウォールタイプとパミスタタイプの火山ガラスが含まれる。

構成する地形面 支流の谷に連続する段丘面を構成し, 埋谷緩斜面に連続する。

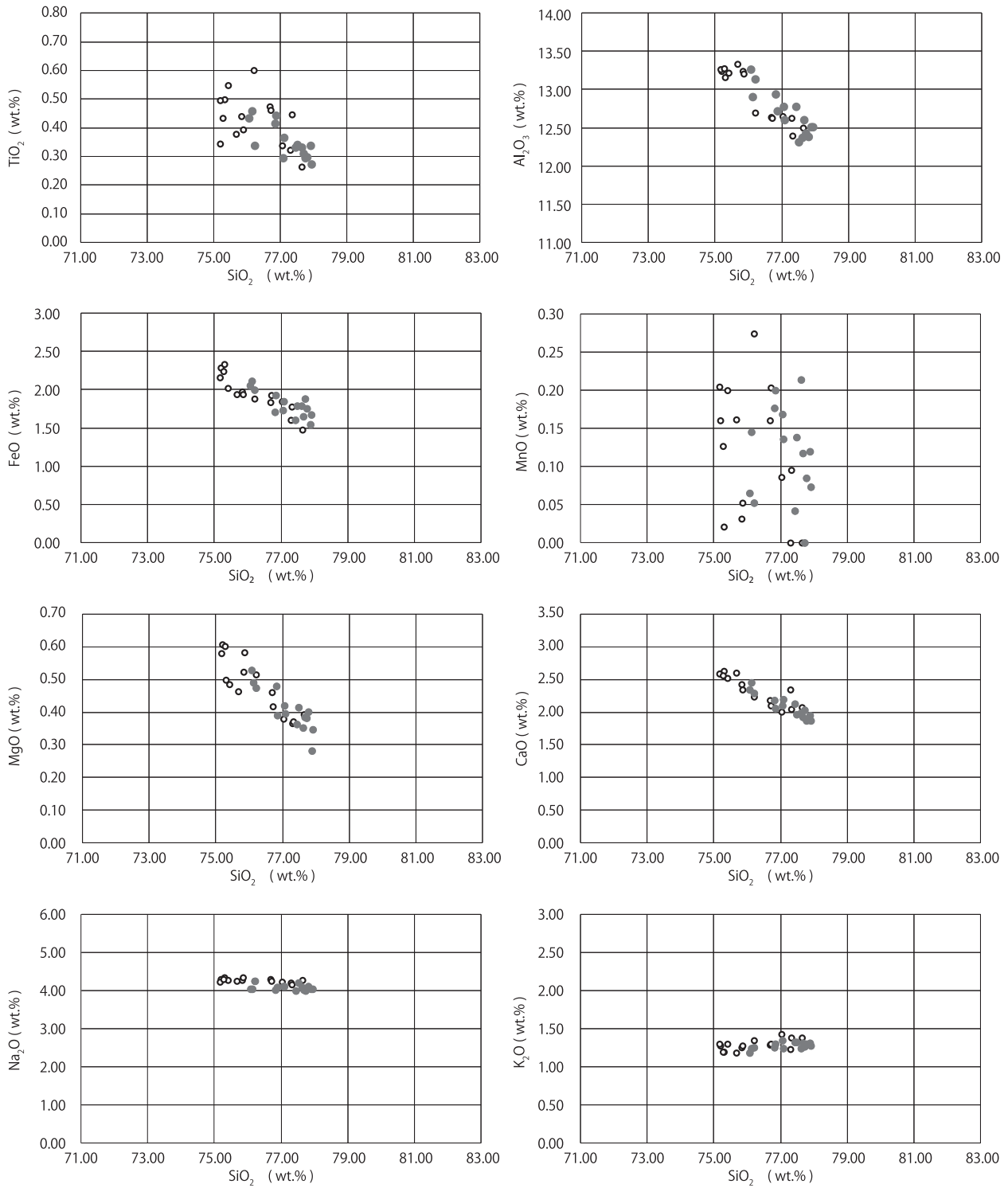
年代 本地域内では本堆積物の年代に関する資料は得られなかったが, 秋田県(1999)は南隣の六郷地域内・千屋丘陵の低位Ⅰ段丘(一丈木面)構成層の有機質泥より24,650 ± 220 y BPの未補正¹⁴C年代(=暦年較正年代では27,261 ~ 26,215 cal y BP, 誤差は共に2σ)を報告していることから, 後期更新世後期の最終氷期極前期前後に堆積したと考えられる。

4. 6. 2 低位Ⅱ段丘堆積物 (tl2)

分布及び層厚 横手盆地内に広く扇状地を構成して分布するほか, 横手盆地に流入する河川沿いに分布する。層厚は横手盆地では10 m以上に達するが, 盆地外では3 m未満である。

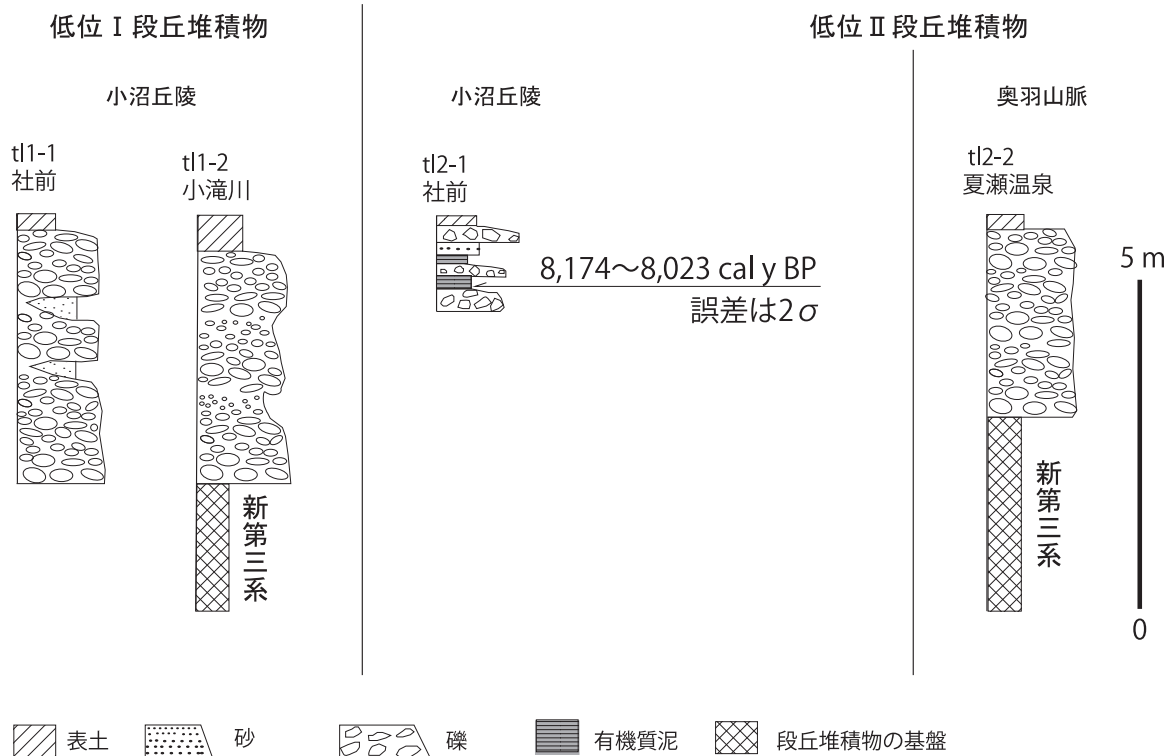
層相 風化程度の低い礫と, 礫間を埋める砂・泥及び有機質泥からなる(第4. 16 図; 第4. 17 図)。小沼丘陵の南の大仙市社前(tl2-1; 付図2)では, 有機質泥を挟む成層した礫層が認められた。

被覆層 10YR1.7/1(黒色)~10YR2/2(黒褐色)の



● 試料tm2-2-1 ○ 十和田大不動火砕流堆積物

第 4. 15 図 小山田 (tm2-2) の中位 II 面を覆うテフリックレス基底部のクリプトテフラと十和田大不動火砕流堆積物の火山ガラスのハーカー図



第 4. 16 図 低位段丘堆積物の主要柱状図
露頭位置は付図 3 を参照.



第 4. 17 図 低位段丘Ⅱ堆積物 (社前 t12-1)
鍬の柄の長さは 90 cm. 露頭位置は付図 3 を参照.

色調を呈するクロボクによって被覆される。

構成する地形面 横手盆地東部に広く分布し、横手盆地西部で沖積面と収れんする扇状地である低位Ⅱ段丘面を構成する。また横手盆地の外の低位Ⅱ段丘面は、沖積面との比高が最大で 20 m 程度に達する河成段丘面となっている。仙北市抱返の玉川沿いの本段丘面上には、縄文時代中期初頭の遺構が存在する (田沢湖町教育委員会, 1985)。

年代 地点 t12-1 の堆積物上部の有機質泥中に含まれる、中粒砂よりも小さな植物片を選別して ^{14}C 年代を測定した結果、 $7,290 \pm 30 \text{ y BP}$ (= 暦年較正年代では $8,174 \sim 8,023 \text{ cal y BP}$) の ^{14}C 年代値 (共に誤差範囲は 2σ ; 測定者は株式会社加速器分析研究所) が得られた。また、低位Ⅱ段丘面上には、縄文時代中頃初頭の遺構が存在することから、この面は完新世ノースグリッピアン期以前には離水 (堆積完了) していたと考えられる。以上から、本堆積物は完新世初頭のものと考えられる。また、本層は、一般に「完新世段丘堆積物」と呼ばれるものに相当する。

4. 7 斜面堆積物 (1, d, t)

堆積性の斜面を構成する堆積物を斜面堆積物と呼ぶ。本地域では、地すべり堆積物 (1), 埋谷緩斜面堆積物及

び沖積錐堆積物 (d), 崖錐堆積物 (t) が認められる。

4. 7. 1 地すべり堆積物 (l)

定義・表現 本報告では、ブロックの滑動を示す微地形を有する地すべりブロック、又は、地すべり堆積物が直接確認できた地すべりブロックのうち、面積が1 km²を超えるものについて、地すべり堆積物 (l) として地質図上に示した。地すべり堆積物は、地すべりによって移動・破碎され、再堆積した不淘汰な堆積物である。本地域の大規模な地すべりブロックの中には、その表層に副次的滑落崖や亀裂といった微地形が明瞭に確認できるものが存在する。こうした微地形はブロックの滑動によって形成された地形であるため、ブロック内の堆積物は、原岩の構造が破壊されていると見られる。

分布 入角沢上流域、真木溪谷流域、大台西側斜面、中ノ沢岳東斜面に分布する。

層相 地すべり堆積物は、後背地の地質を反映した岩屑からなり、主に細礫～巨礫サイズの不淘汰な角礫とそれらの間を埋める不淘汰な砂～泥の基質部から構成される。巨礫には原岩から分離・移動した岩塊が含まれる。礫種は、古第三系～新第三系の火山岩、堆積岩などからなる。白岩岳北西の入角沢沿いや真木溪谷上流部の溪谷沿いの地すべりブロック末端部では、不淘汰な角礫とそれらの間を埋める不淘汰な砂混じり泥が断続的に露出する(第4. 18 図 A)。大台西側斜面の地すべりブロックを下刻する谷沿いでは、最大1 m 程度の角礫を含む不淘汰な碎屑物で構成される地すべり堆積物が確認された(第4. 18 図 B)。

年代 大台西側斜面の地すべりをはじめ、周囲の地すべりブロックが陸羽地震時に再活動したとの報告はないため、初生的な活動はそれ以前であるのは間違いない(山崎, 1896; 阿部・高橋, 1997)。東北地域においては、約5,000～6,000年前の温暖化した時期、約8,000～

12,000年前の最終氷期から後氷期にかけて温暖多雨化した時期、氷河期の約20,000～26,000年前に地すべり多発期が存在すると考えられている(地すべり学会東北支部編, 1992)。しかし、本地域の地すべり地形の形成年代を示す直接的な証拠は得られていないため、具体的な年代を特定することは難しい。

4. 7. 2 埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物 (d)

分布 丘陵を開析する沢の上流部に分布する。

層相 後背斜面より沢沿いに流下した、不淘汰な礫(角礫～亜角礫)と、その間を埋める不淘汰な砂混じり泥からなる。崖錐堆積物や段丘堆積物と漸移関係のものがあ

年代 本地域内の埋谷緩斜面堆積物の多くは、低位I・II段丘面及び沖積面と滑らかに連続することから、後期更新世後期～完新世に堆積したと考えられる。

4. 7. 3 崖錐堆積物 (t)

分布 山地及び丘陵斜面の基部に分布する。

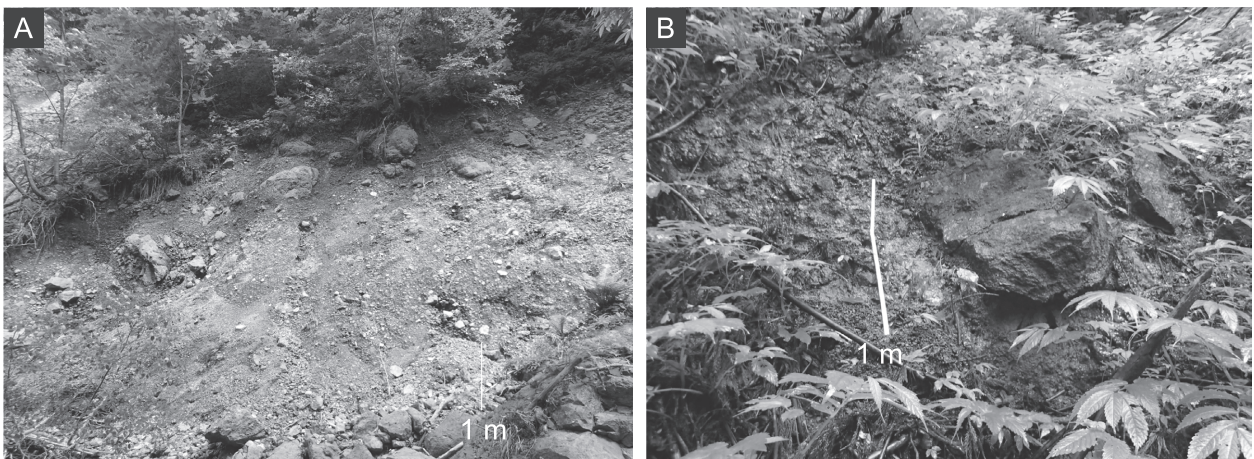
層相 後背斜面より落下した、不淘汰な角礫や岩屑と、その間を埋める不淘汰な泥質基質を主とする(第4. 19 図)。基質支持で、場所により空隙が多い。

年代 本地域内の崖錐堆積物は、低位I・II段丘面及び沖積面に滑らかに連続することから、後期更新世後期～完新世に堆積したと考えられる。

4. 8 沖積低地の堆積物 (a, af, am, ac, ar)

定義 本報告では、構成する地形面に基づいて「沖積層」を区分し、沖積面(現世の氾濫原及び扇状地面)の表層を構成する堆積物を「沖積低地の堆積物」として記載する。

日本では一般に沖積層とは、最終氷期最寒冷期(MIS2



第4. 18 図 地すべり堆積物の露頭写真

(A) 真木溪谷流域の地すべり堆積物(地点1-1; 付図3)。(B) 大台西側斜面の地すべり堆積物(地点1-2; 付図3)。

後期)以降の海進に伴って河川の作用によって堆積した地層(例えば,日本地形学連合編,2017)と定義されている。この定義に従うと,本地域内に分布する沖積層は,本節で述べる沖積低地の堆積物(a,af,am,ac,ar)のほか,低位Ⅱ段丘堆積物(tl2)を包含したものとなる。しかし,低位Ⅱ段丘堆積物は,段丘化しているという点で地形地質発達の観点及び環境地学的観点から沖積低地の堆積物と異なる特徴を持つことに留意して,低位段丘堆積物(第4.6節)として記載した。

4.8.1 氾濫原堆積物(a)

定義 氾濫原とは,広義には河川の氾濫がおよぶ低地全体を指し,狭義では河川の氾濫がおよぶ低地のうち扇状地と三角州の間に位置する部分のみを指す(日本地形学連合編,2017)。ここでは,後者の意味で,横手盆地に流入する河川のうち扇状地を形成していない玉川本流と桧木内川沿いに広がる蛇行原(日本地形学連合編,2017)を構成する表層堆積物を氾濫原堆積物として記載する。

分布 横手盆地西部の桧木内川と玉川沿いに連続して分布する。

層相 現河床の堆積物やボーリング資料から,泥と砂を主体として,砂礫を挟有する互層からなると考えられる。

4.8.2 扇状地堆積物(af)

定義 現世の扇状地の表層を構成する堆積物を扇状地堆積物とする。

分布 横手盆地内の齊内川左岸に分布する。

層相 現齊内川河床の堆積物やボーリング資料から,巨礫を含む砂礫を主とすると考えられる。



第4.19図 崖錐堆積物の写真(堀内沢下流)
ここでは現河川によって開析され段丘化した崖錐斜面をなす。また表層をクロボクが覆う。

4.8.3 湿地堆積物(am)

定義 地質時代において湿地ないし池沼の環境下で堆積した,横手盆地内の表層堆積物を,氾濫原堆積物と区別して湿地堆積物とする。

分布 JR角館駅周辺と仙北市田沢湖町梅沢のおおぬまの大沼周辺で,残丘に取り囲まれたような範囲で分布する。

層相 軟弱で含水比の高い有機質土及び粘性土を主体とする。

4.8.4 旧河道堆積物(ac)

認識法 本報告では,1947年に撮影された空中写真の判読により,旧河道地形が認定できる場所に旧河道堆積物が存在すると見なして,その分布を示した。本地域の南東部(1/25,000地形図「羽後長野」)の地域のうちの玉川沿いを除く低地)は,1947年以前に圃場整備に伴う人工地形変化が進んでおり,変更前の微地形が判読できない地域が広がっている。こうした地域では,旧河道堆積物の分布は部分的にしか把握できない。また,空中写真撮影以降における地形変化により広範囲に客土されている可能性があるが,変更前の自然状況を示すことを目的として,地質図上には変更前の堆積物の分布を示した。

分布 氾濫原では蛇行状に細長く分布する。扇状地堆積物内(af)では最大傾斜方向に沿って直線状に細長く分布する。

層相 現河床の状況やボーリング資料から,砂・泥を主とし,礫を含む堆積物からなると考えられる。

4.8.5 現河床堆積物(ar)

定義 堤外地に分布する表層堆積物を現河床堆積物とする。

層相 主として礫及び砂からなるが,放棄河道には泥質の堆積物が認められる。

4.9 人工堆積物(r)

本報告では,人工的に山を削り埋め立てたものを人工堆積物とする。角館地域では,仙北市角館町市街地の秋田県立角館高等学校の造成地が該当する。1949年に撮影された空中写真の判読から,元々角館町の山北側斜面付近には小さな谷が形成されていたことが分かる。現在の平坦な地形面は,その谷を埋め立てて形成されたと判断される。人工堆積物の厚さは場所によって異なると考えられるが,少なくとも厚い場所で10~20m程度と考えられる。

第5章 横手盆地地下の地質

(細井 淳・小松原 琢)

横手盆地地下の地質を、盆地内で掘削されたボーリングのデータを用いて推定した。角館地域内では、探鉱目的で掘削されたボーリングや(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972; 金属鉱業事業団, 1974, 1975; 通商産業省資源エネルギー庁, 1986, 1987, 1990, 1991), 近年掘削された温泉ボーリングにより得られたデータがある(本報告第3章13節参照)。これらのボーリングは主に金属鉱床探査や温泉掘削が目的で、固結度の低い地層のコア採取率が低い。そのため、特に固結度の低い第四系についての情報は十分に得られないことが多い。しかし、横手盆地地下地質と盆地の構造を理解するための重要な情報が得られる。本報告では主にボーリングデータに基づき、横手盆地地下の地質を、横手盆地の基盤をなす古第三系～新第三系と主に第四系からなる盆地埋積物(f)に区分した。

角館地域南部では、横手盆地を東西に横断するように探鉱ボーリングが行われており、それぞれ西から東へ向かって、WS-15, WS-1, WS-20のボーリングデータがある(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972; 金属鉱業事業団, 1974, 1975)。それらの報告書の記載情報から、横手盆地の基盤をなす古第三系～新第三系と主に第四系からなる盆地埋積物(f)の境界深度を推定した。その深度は、WS-15が67.30 m, WS-1が140.0 m, WS-20が445.0 mである。また、南隣の六郷地域で掘られた42AC-14では、境界深度が530 mに達する(臼田ほか, 1976)。横手盆地基盤の古第三系～新第三系と盆地埋積物の境界深度は、横手盆地西縁ほど浅く、東縁ほど深い。これは、横手盆地の東部に負のブーゲー異常の中心があること(地質調査総合センター編, 2013)と調和的であり、ブーゲー異常は横手盆地の基盤構造や盆地埋積物の層厚分布の傾向をよく反映していると考えられる。

5.1 横手盆地の基盤をなす古第三系～新第三系

ボーリングデータから判断すると、角館地域内の横手盆地埋積物(f)は、地下約400～500 mで浅に分布し、それ以深には古第三系～新第三系が分布する。いずれのボーリング資料においても、盆地埋積物直下の新第三系の岩相はおおよそ共通しており、これらは八割層の岩相とよく一致する。具体的には、無斑晶状の安山岩～デイサイト礫を含む火山砕屑岩、泥岩、玄武岩及びドレライト貫入岩が主に分布する。横手盆地東縁や西縁の掘削地点(例えば、WS-13, WS-14, WS-15; 金属鉱業事業団,

1974)の周辺には、八割層が露出する。これら地上に露出する八割層の岩相と地下の岩相には、明瞭な違いが無い。WS-15では、掘削深度501.0～586.9 mの泥岩から、Blow (1969)のN10帯にほぼ相当する浮遊性有孔虫化石群集が報告されている(金属鉱業事業団, 1974)。その化石帯の年代は14.2～13.8 Maであり(Wade *et al.*, 2011)、八割層の年代と一致する。

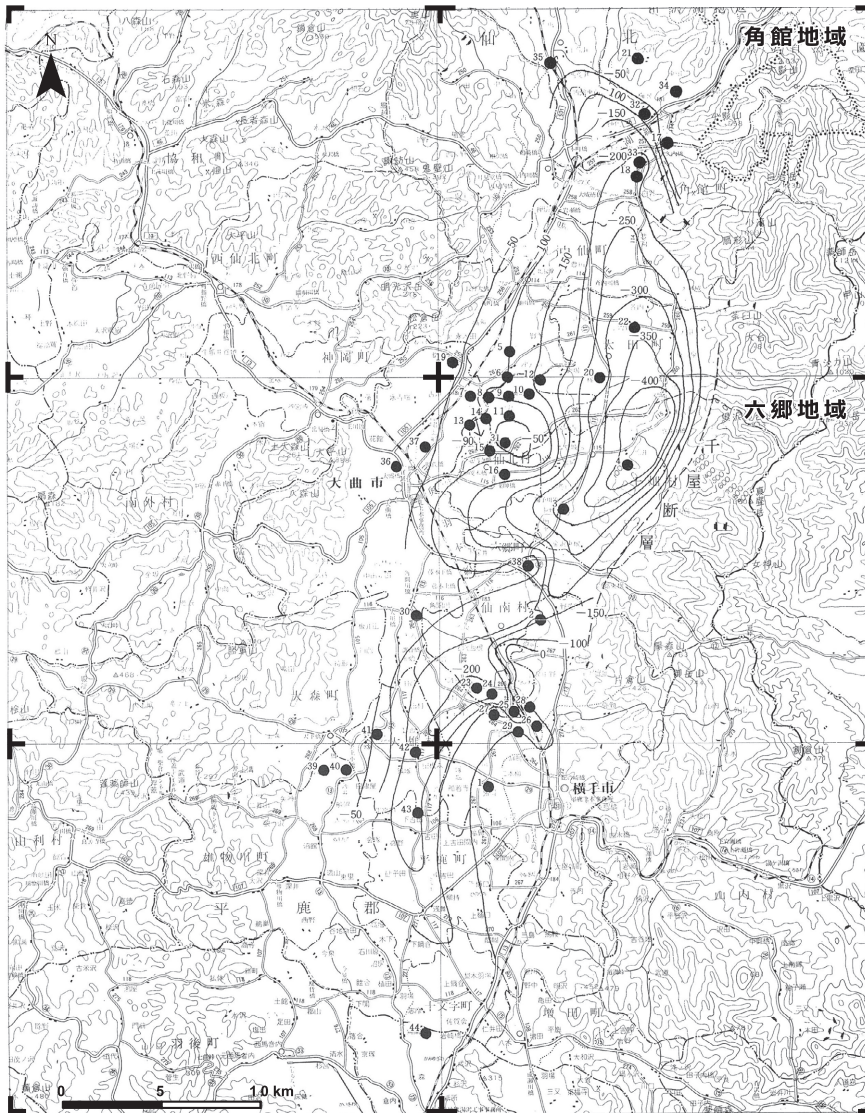
角館地域南部では、西から東へ向かって、WS-15, WS-1, WS-20, 奥羽山荘温泉掘削のボーリングデータがあり、ほぼ東西方向に地下の新第三系を追うことができる(地質図上の断面図参照)。いずれの掘削地点でも、安山岩～デイサイト礫(一部、無斑晶状)を含む火山砕屑岩(本報告書のHr1に相当)が多く分布している。八割層は横手盆地地下を通り、東西で連続すると考えられる。以上より、少なくとも角館地域内では、横手盆地埋積物の直下に八割層が分布し、八割層は角館地域の東西で連続すると考えられる。

5.2 横手盆地埋積物(f)

臼田ほか(1976)は、金属鉱業事業団などによる深層ボーリング調査結果を総括して、横手盆地埋積物(f)の基底標高分布を導き出している(第5.1図)。これによると、横手盆地埋積物は、南隣の六郷地域内、千屋丘陵地下で最も厚く、最大で層厚500 m余りに達する。本地域南端部の川口川沿いにおける反射法地震探査(Kagohara *et al.*, 2009)においても、盆地埋積物が地下300～400 mまで達することが推測されている。

横手盆地東部で掘られたWS-16(大仙市中里地区: 金属鉱業事業団, 1974)、WS-20(大仙市小曾野地区: 金属鉱業事業団, 1975)、42AC-14では、それぞれ深度347.25 m, 445.00 m, 543.10 mが盆地埋積物の基底と考えられる(臼田ほか, 1976)。それ以浅は火山砕屑物と礫、砂、泥などから構成され、礫は円礫である。各ボーリングの報告書によると、これらにはよく炭質物が挟在する。この層相は栗沢層の層相と類似する。

42AC-14の深度112.40～397.40 mの泥岩からは有孔虫化石と放散虫化石が得られており、横手盆地埋積物には海成層が含まれると考えられる。横手盆地地下深部の盆地埋積物は栗沢層の層相と類似するものの、小沼丘陵に露出する栗沢層は陸成層のため、両者の堆積環境は少なくとも一部は異なっている。



第 5.1 図 横手盆地地下の第四系基底の標高分布 (白田ほか, 1976 に加筆)
基底標高の単位は m.

奥羽山脈中軸の盆地では、栗沢層に類似する層相の地層（花山層，芳沢層）が 6 Ma 以降に形成されている。陸成～海成の花山層（約 6～3 Ma）を、陸成の芳沢層（更新世初頭～中期更新世）が不整合に覆う（中嶋ほか, 2000）。奥羽山脈中軸の盆地と同様であれば、横手盆地埋積物の海成層は 6 Ma 以降の花山層に対比され、また横手盆地埋積物の栗沢層類似層中には不整合が形成されている可能性がある。

横手盆地埋積物の地質は栗沢層の層相に類似するが、年代が分からないため、栗沢層との対比は正確性に欠ける。またボーリングのデータから、横手盆地埋積物の年代と層序を詳細に議論することは困難である。本報告では横手盆地埋積物 (f) として横手盆地地下深部の地質を一括して地質断面図に示した。

5.3 横手盆地浅部地下の第四系

地下浅部の地質は工学的基盤情報、すなわち建造物の基盤情報として重要である。そこで本報告における地質凡例には直接関係しないが、横手盆地浅部地下の第四系の情報を工学的基盤情報とともに記す。角館地域の浅部（概ね地下 50 m 以浅）の地質情報は、白田ほか (1980) や関 (1989)、石川ほか (1989) に主要地点の柱状図が示されているほか、国土交通省の国土地盤情報検索サイト KuniJiban に層相の記載を含めて柱状図が表示されている。

本報告では、秋田県大仙市、仙北市から提供頂いた土質調査ボーリング（未公開）及び KuniJiban 所収の土質調査ボーリングデータを用い、横手盆地浅部地下の第四

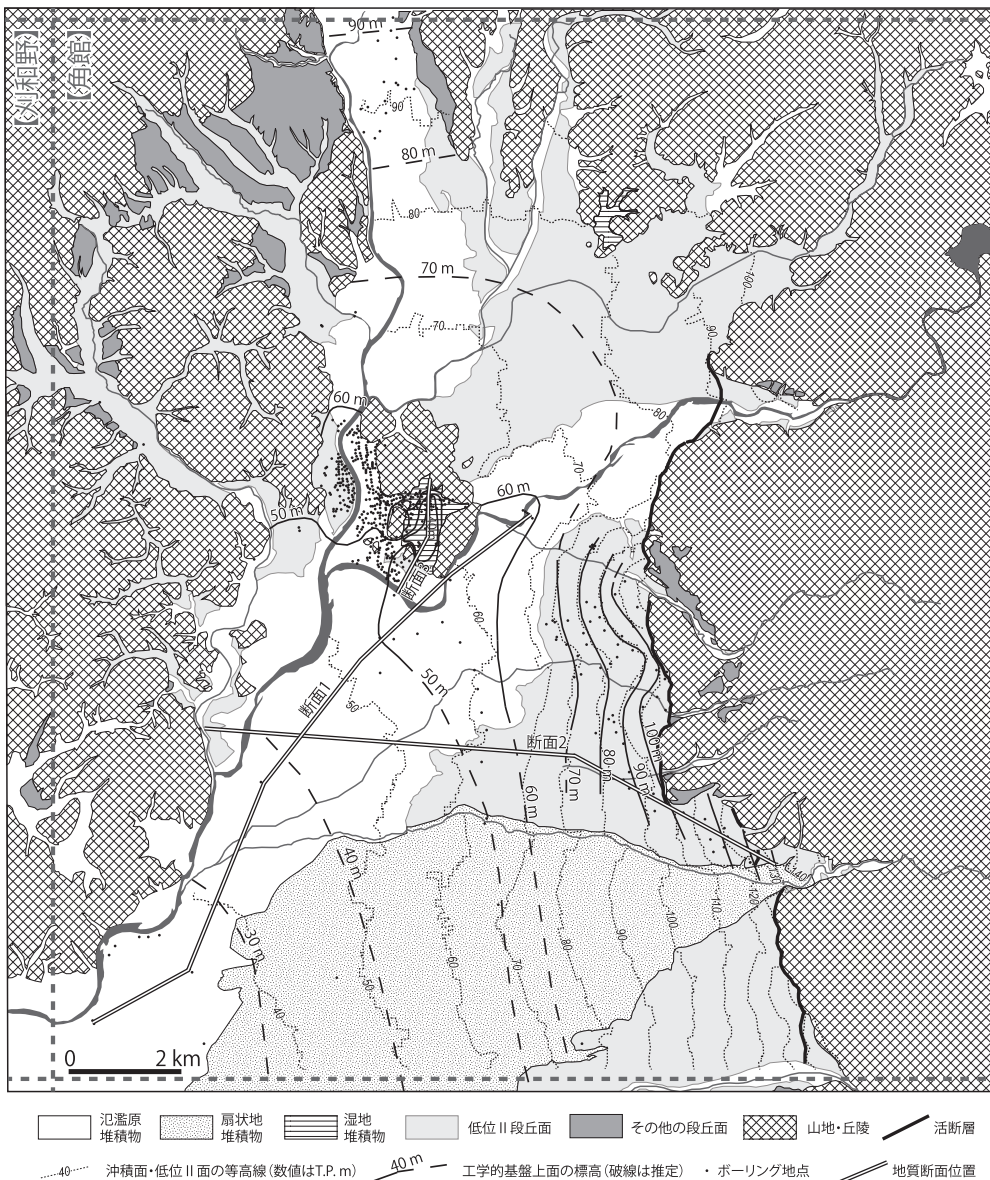
系情報を得た。工学的基盤上面（標準貫入試験による N 値 50 以上の地層が 3 m 以上、ないし N 値 30 以上の地層が 5 m 以上続く層準の上限）の深度分布及び工学的基盤以浅の層相を、以下に記載する。工学的基盤上面は、一般論としては概ね中部更新統～完新統基底面とみなすことができる。但し、巨礫を多く含む扇状地堆積物 (af) 分布域では、工学的基盤上面が完新統内に位置する可能性がある。土質調査ボーリングの位置、工学的基盤上面の標高を第 5.2 図に示す。

氾濫原堆積物 (a) の分布域では、表層に砂質土や粘性土を多く含み、砂礫を主体とする堆積物が分布する (第 5.3 図)。砂礫にはしばしば粘性土が多く混ざる。工学的基盤上面の深度は角館市街地より北では深度 4～6 m、以南では深度 4～10 m 程度であることが多いが、起伏

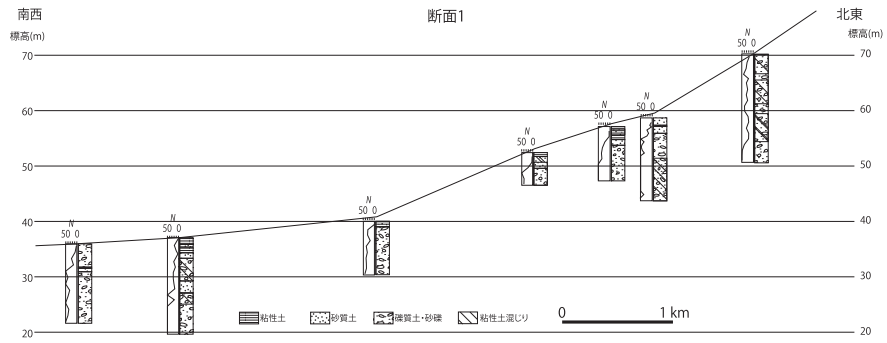
が大きい。

低位Ⅱ段丘堆積物 (tl2) の分布域では、玉石 (巨礫) 混じりの砂礫を主体として、砂質土層や粘性土層を挟有する (第 5.4 図)。場所によっては、厚さ 1～2 m 程度の有機質土層を挟有する。工学的基盤上面の深度は深度 5 m 以浅であることが多い。扇状地の末端付近や扇間低地では厚い粘性土や有機質土が局所的に分布すると考えられる。

仙北市角館町上菅沢～下菅沢周辺の湿地堆積物 (am) 分布域には、厚さ 20 m 余りに達する N 値 5 以下で含水比の高い有機質土及び粘性土が連続して分布する (第 5.5 図)。工学的基盤の上面は起伏に富み、最大で深度二十数 m に達する。

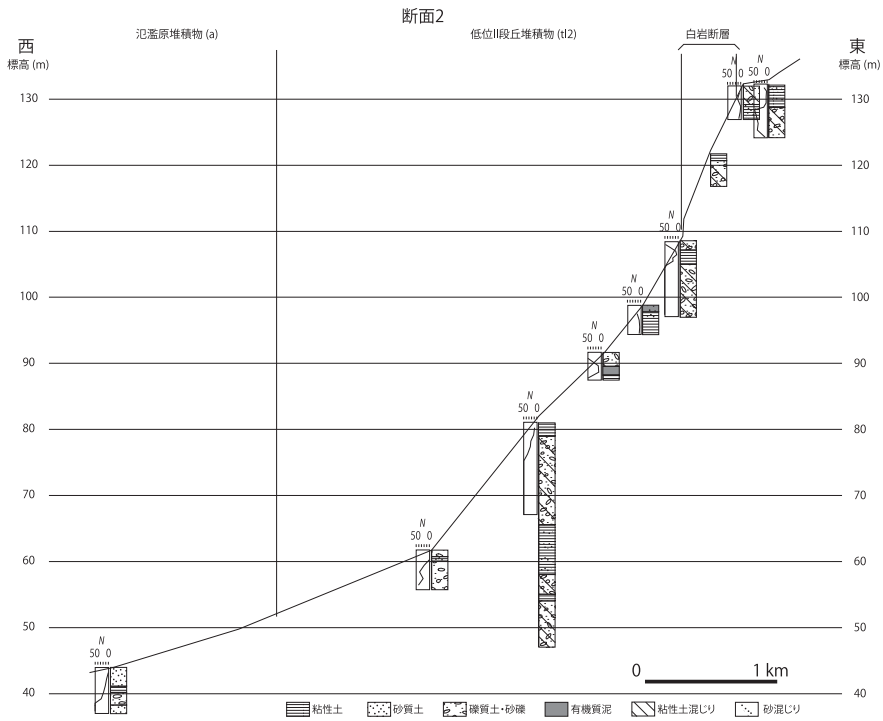


第 5.2 図 土質調査ボーリングより推定した工学的基盤上面 (完新統基底～中部更新統) 灰色の破線は地質図幅の区画を示す。



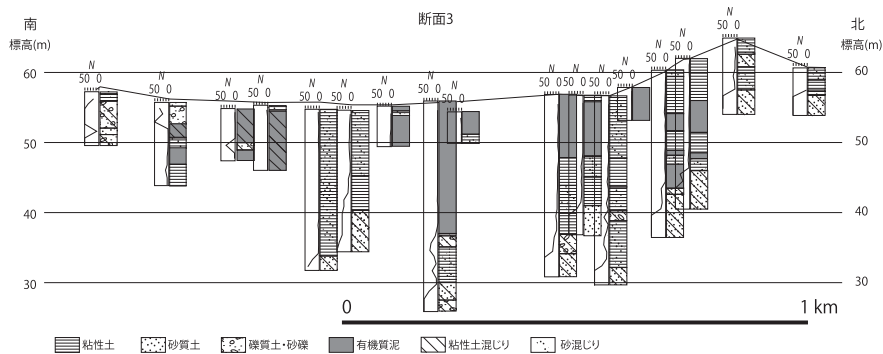
第 5. 3 図 氾濫原堆積物 (a) 分布域の地質断面図

断面位置は仙北市角館町の北花園大橋付近から大仙市中仙町長野を経て大仙市大曲長土呂に至る。



第 5. 4 図 低位II段丘堆積物 (T12) 分布域の地質断面図

断面位置は、大仙市中仙町大神成上村から同柏木田を経て同下延に至る。



第 5. 5 図 仙北市角館町上菅沢から同下菅沢に至る湿地堆積物 (am) 分布域の地質断面図

第6章 地質構造

(白濱吉起・細井 淳・小松原 琢・工藤 崇)

日本列島に分布する古第三系～新第三系は、古第三紀以降の構造運動、すなわち日本海拡大以降の構造運動を受けている。古第三系～新第三系に認められる日本海拡大期～現在まで形成された地質構造と、第四系に認められる最近約250万年間に形成された地質構造を区別するために、両者に認められる地質構造を分けて記述する。さらに第四系の地質構造については、過去数十万年間に形成されたいわゆる活構造と、それ以外の構造に分けて記述する。

地質図上では、過去数十万年間に形成された構造を、活構造として示した。伏在構造は、位置の特定が容易なものと同難なものがある。このうち、位置を特定できる構造のみを伏在構造として示した場合、それ以外には伏在構造が無いと捉えられかねないため、伏在構造は一律地質図には表現しないことにした。例外として地質断面図上に示した断層との詳細な位置関係を示すため、夏瀬温泉東方の断層の伏在部分のみ地質図上に表現した。

6.1 古第三系～新第三系の地質構造

6.1.1 概要

東北日本に分布する古第三系～新第三系は、日本海拡大以降の構造運動を受けている。すなわち、引張応力場でのリフティングに伴った沈降運動、日本海拡大後の熱的沈降運動、その後の現在に至るまでの隆起運動などである(天野・佐藤, 1989; Yamaji, 1990; Sato, 1994)。

角館東方の奥羽山脈では、日本海拡大期に形成された正断層が現在逆断層として再活動する、インバージョンテクトニクスが提唱されている。具体的には現在逆断層として活動する角館地域東方の川舟断層が、元々は日本海拡大時に形成されたリフト正断層であったと考えられている(Sato *et al.*, 2002)。また、角館地域南東の岩手県西和賀町周辺地域では、16 Ma 頃に急速な沈降運動と回転運動が起こり(細井・天野, 2013; Hosoi *et al.*, 2015; 細井ほか, 2018)、12 Ma 頃からは一時的に隆起したことが示されている(中嶋ほか, 2000; Nakajima *et al.*, 2006)。これらの研究が示すように、角館近隣地域は中新世以降、多様な構造運動を受けていると考えられる。

角館地域の古第三系～新第三系には、いくつかの断層や褶曲構造が認められるが、これらの地質構造が形成された時期は特定できていない。これらの地質構造は、そ

の構造が認められる地層よりも新しい時期に形成されたとしか言えない。そのため、これらの地質構造を形成したテクトニックな背景は不明である。

角館地域西側では、山谷層を除いた古第三系～新第三系が大局的に南西～南傾斜を示し、南部ほどその傾斜は緩くなる。また、入見内川南東には褶曲構造が認められる。山谷層はこれらの地質構造とは関係なく分布し、山谷川層、桂沢層、八割層を被覆する(地質図及び地質断面図参照)。

角館地域東側には八割層が広く分布し、その中には地質図上の分布面積が1 km² 以上の大規模な溶岩・貫入岩体が分布する。また、八割層には長さ数 km 以上の規模の断層や褶曲構造が幾つか認められる。これらの岩体や断層、褶曲によって、新第三系の構造は複雑になっている。断層と褶曲軸の延びる方向がほぼ平行で、断層近傍で急傾斜な地層が、断層から離れるに従って緩傾斜になり、褶曲構造が発達する。一部の断層と褶曲構造には、このように密接な関係があり、断層運動によって褶曲構造が形成された可能性がある。

角館地域東側では、北北東-南南西方向の大杉沢断層と中ノ沢断層の間のみ、八割層より下位の八滝沢層が分布する。このような産状は、両断層の運動によって、断層間の地質が持ち上げられたためと考えられる。

6.1.2 断層

角館地域内の古第三系～新第三系に発達する断層のうち、既に名称が付けられている断層と今回命名した比較的規模の大きい断層について記述する。

(1) 八割断層

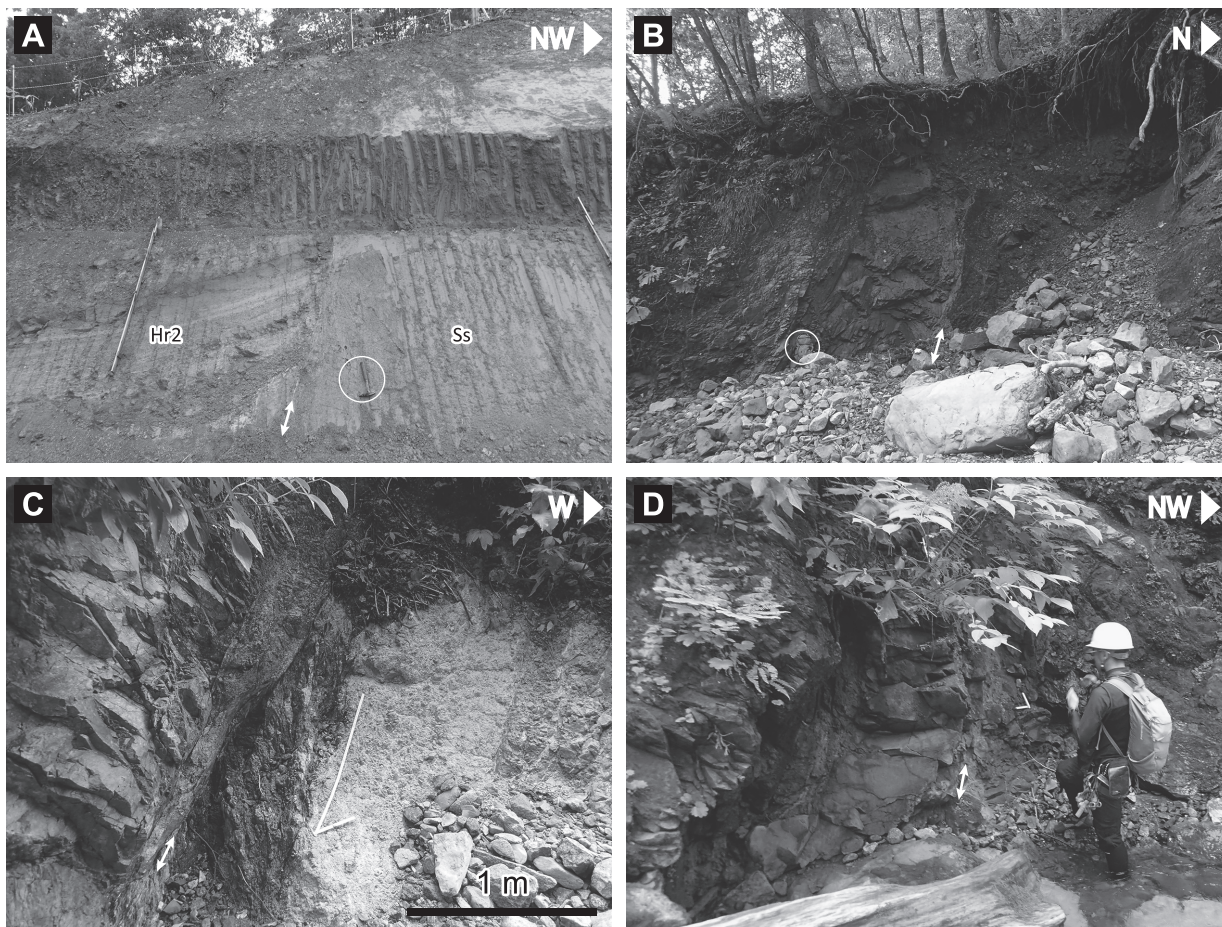
名称：白田ほか(1980)による。

位置・長さ：仙北市角館町雲然^{くもしかり}と角館町八割の境界付近に位置し、長さは約1.5 km である。

走向・傾斜：おおそ北東-南西走向、東傾斜である。

変位量・変位方向：本断層を境に塩手沢層と八割層が接することから、変位量は少なくとも数十 m 以上と考えられる。以下に記した断層露頭の情報に基づくと、露頭では見かけ上、正断層である。白田ほか(1980)は、西側が落ち込んだ正断層としたが、実際には南東側が落ち込む正断層である(第6.1図A)。

関連する地質と露頭記載：仙北市角館町雲然田中にて、工事中の露頭で本断層を観察することができた。そこでは塩手沢層の砂岩(Ss)と八割層のデイサイト～流紋岩



第 6. 1 図 新第三系中に発達する断層の露頭写真

A：八割断層。断層を境に塩手沢層の砂岩（Ss）と八割層のデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩（Hr2）が接する。白丸はハンマー（位置 p37；付図 2）。B：白岩岳断層。白丸はリュックサック（位置 p38；付図 2）。C：大杉沢断層（位置 p39；付図 2）。D：中ノ沢断層（位置 p40；付図 2）。いずれの写真も白矢印は断層の位置を示す。

火山碎屑岩（Hr2）が断層で接する（第 6. 1 図 A）。上盤側にドラッグが観察され、横ずれ成分は分からないが、見かけ上、正断層である。断層面の走向・傾斜は $N52^{\circ}E$, $65^{\circ}S$ である。一方、白田ほか（1980）は、仙北市角館町雲然田中付近にて、走向 $N22^{\circ}E$, 傾斜 $57^{\circ}W$ の断層面を報告した。

(2) 白岩岳断層

名称：新称。

位置・長さ：夏瀬温泉南方から白岩岳西方を通り、扇形山西方に延びる。長さは約 8 km である。

走向・傾斜：大局的には北北東－南南西走向で、東傾斜である。

変位量・変位方向：変位量は断層を境にした地質の分布に基づくと、少なくとも数十 m 以上である。白岩岳断層西側の褶曲構造が本断層の運動によって形成されたとし、以下の断層露頭の情報を加味すると、白岩岳断層は右横ずれ逆断層と判断される。

関連する地質と露頭記載：八割層中に認められる断層

である。夏瀬温泉付近では、本断層を境に、北西側の八割層と南東側の小玉沢層及び八割層が接すると考えた。白岩岳の西方約 1,700 m の入角沢には断層露頭があり、ここでは八割層の泥岩中に幅数 m の破碎帯が発達する（第 6. 1 図 B）。断層面の走向傾斜は $N34^{\circ}E$, $58^{\circ}E$ で、断層面上には $54^{\circ}NE$ レイクを示す条線が認められた。

(3) 大杉沢断層

名称：新称。白田ほか（1980）の齊内川断層を改称した。齊内川は東西に 10 km 以上流れる川で、本断層の位置を示す名称としては相応しくないと考えた。

位置・長さ：マンダノ沢下流部、小杉山と錫杖の森の間、大杉沢、七瀬沢中～上流部を通る断層で、長さは 10 km 以上である。

走向・傾斜：大局的には北北東－南南西走向で、東傾斜である。

変位量・変位方向：断層露頭から変位量は推定できない。本断層が八割層と八滝沢層の境界をなし、八滝沢層は八割層に被覆されることを踏まえると、鉛直方向に数

百 m の変位量が推測される。断層露頭の記載と断層周辺の地質を踏まえると、右横ずれ逆断層と判断される。

関連する地質と露頭記載：本断層は南部が八割層中にあり、北部では八割層と八滝沢層の境界をなす。断層露頭は大杉沢と七瀬沢の2箇所を確認できた。大杉沢の露頭では、八割層のデイサイト～流紋岩火山岩体 (Hr2) 中に幅数 m の断層破碎帯が発達する (第 6. 1 図 C)。断層ガウジには断層面と低角に斜交する面構造や剪断が認められ、これらはリーデル剪断面と考えられる。断層面の走向・傾斜は N18° E, 54° E である。七瀬沢の露頭では、八割層のデイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) 中に本断層が認められ、断層面の走向・傾斜は N20° E, 85° E である。

(4) 中ノ沢断層

名称：新称。

位置・長さ：薬師岳東方約 1.5 km 地点、甲山西部、中ノ沢を通り、風鞍に延びる。長さは 10 km 以上である。

走向・傾斜：大局的には北北東-南南西走向で、西傾斜である。

変位量・変位方向：断層露頭から変位量は推定できない。本断層は大杉沢断層同様、北部で八割層と八滝沢層の境界をなす。八割層の分布から変位量を見積もると、鉛直方向に数百 m の変位量が推定される。上盤側に八滝沢層、下盤側に八割層が分布するため、逆断層と考えられる。水平方向の変位量は不明である。

関連する地質と露頭記載：本断層は南部が八割層中に認められ、北部が八割層と八滝沢層の境界をなす。中ノ沢では断層露頭が認められた。ここでは断層を境に八割層のデイサイト～流紋岩火山碎屑岩 (Hr1) とドレライト (Hi) が接する (第 6. 1 図 D)。断層面の走向・傾斜は N44° E, 80° W である。

6. 1. 3 褶曲

古第三系～新第三系中の褶曲構造は、八割層又は八割層に指交する塩手沢層及び小玉沢層に認められた。褶曲構造について、角館地域の西側と東側に分けて記述する。

角館地域西側では、入見内川南東の塩手沢層、八割層に向斜及び背斜構造が認められる。いずれも北北西-南南東走向の軸を持ち、軸長は 2 km 前後で、半波長は約 400 m である。

角館地域東側は溶岩・貫入岩体が多く分布し、その影響によって地層の走向傾斜は複雑である。局所的なものを除き、本報告では 4 箇所の褶曲構造を認定した。西から順に、日の出鉱山付近の背斜構造、白岩岳断層西方の向斜構造、小玉沢下流部周辺の背斜構造、堀内沢東方の向斜構造である。これらの褶曲構造のうち、一部は付近の断層の運動によって形成されたように見える。

日の出鉱山付近の背斜構造は、八割層中に認められる。西北西-東南東走向の軸を持ち、軸長は約 2 km である。

この背斜構造のすぐ北側には、褶曲軸の走向とほぼ同じ走向をもつ断層があり、断層に向かって地層は急傾斜になる。

白岩岳断層西方の向斜構造は、八割層中に認められ、おおよそ南北走向、長さ 2 km の軸をもつ。この向斜構造のすぐ東側には白岩岳断層があり、断層に向かって地層が急傾斜になる。

小玉沢下流部の背斜構造は、白岩岳断層の走向とほぼ同じ北北東-南南西走向の軸を持つ。軸長は約 1 km で小玉沢層中に認められる背斜構造である。

堀内沢東方の向斜構造は北北西-南南東走向の褶曲軸を持ち、軸長は約 5 km に達する。褶曲軸面付近の地層の傾斜から判断すると、本褶曲は角館地域の他の褶曲構造よりも開いた褶曲で、南南東方向に緩くブランチすると考えられる。

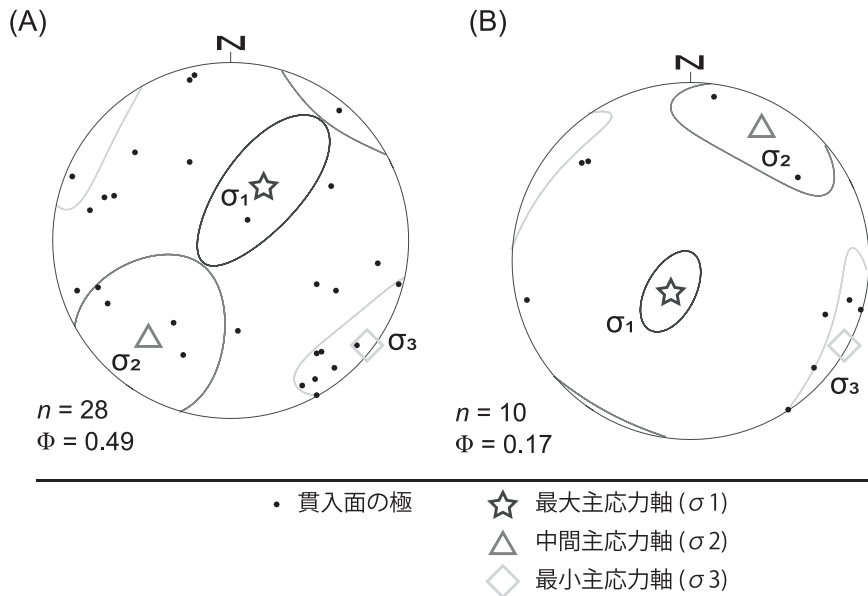
6. 1. 4 岩脈と小断層

角館地域には小断層が多く発達するほか、無数の貫入岩(幅数十 cm スケールの小規模なものから数 km スケールの大規模なものまで)が認められる。貫入岩のうち、幅数十 cm～数 m の玄武岩～安山岩及びドレライト岩脈 (Hi) とデイサイト～流紋岩岩脈 (Hr2) は、その貫入面の走向がおおよそ一定方向に整う傾向が認められる。断層運動や貫入岩による後の変形がなるべく少ないと判断した地域から、岩脈と小断層の情報を収集した。具体的には小屋森西方の八割層、角館町八割の塩手沢層と八割層から、玄武岩～安山岩及びドレライト岩脈 (Hi) を 28 条、デイサイト～流紋岩岩脈 (Hr2) を 10 条、小断層を 59 条収集した。Haji *et al.* (2019) は、これらを用いて古応力の推定を行った。その結果、岩脈と小断層はいずれも北西-南東方向に σ_3 軸を持つ正断層型の応力の下で形成されたことを示し、これらはおおよそ八割層形成時のものであると推定された (第 6. 2 図)。

6. 2 第四系の地質構造

6. 2. 1 概要

角館地域に分布する更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の田沢層、栗沢層及び横手盆地埋積物は、東西圧縮応力場の中で形成された山間盆地を埋積した堆積物である。これらは一部を除いて、概して東へ傾斜する。田沢層及び栗沢層の分布域周辺には、第四紀前期に活動した断層が認められる (第 6. 3 図)。また、横手盆地東縁部には、完新世に活動した断層が認められる。本報告では、第四系に認められる断層・褶曲構造のうち、田沢層及び栗沢層にのみ変形を与える断層を第四紀前期に活動していた断層、高位段丘堆積物以降の堆積物に変形を与える断層・褶曲を活構造とした。個々の断層・褶曲については第 6 章 2 節 2 項及び 2 節 3 項に記載する。本項で



第 6.2 図 角館西部地域の中新世八割層から採取した岩脈の方位 (Haji *et al.*, 2019 を一部改変)
 A: 玄武岩～安山岩及びドレライト岩脈の方位と Yamaji *et al.* (2010) の手法を用いた応力解析の結果の下半球等積投影図。最大、中間、最小主応力軸方位とそれぞれの 95% 信頼区間を示す。Φ は応力比を示す。B: デイサイト～流紋岩岩脈の方位と応力解析結果の下半球等積投影図。

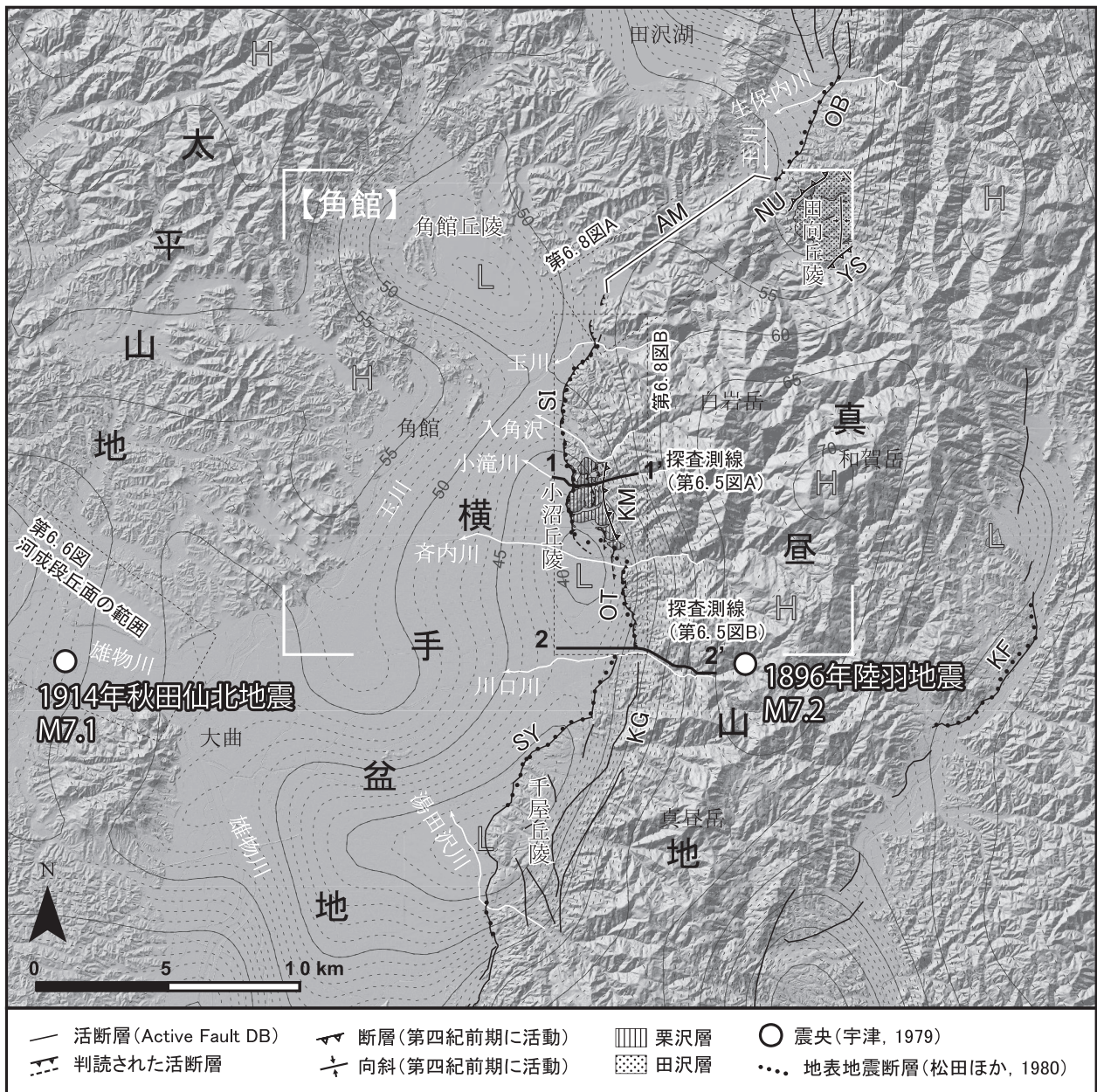
は、田沢層、栗沢層、及び横手盆地埋積物の地質構造の概要について述べる。

角館地域北東部の田向丘陵には、主に更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の田沢層が分布する (第 6.3 図)。田沢層には、いくつか小規模な褶曲構造や小断層が発達するものの、全体的に 3～12° の東傾斜を示す。田沢層分布域の南東縁は、南東傾斜の逆断層 (八木沢断層 (新称)) に画され、分布域の北西縁付近には北西傾斜の逆断層 (長内沢断層 (新称)) が認められる (第 6.4 図)。小坂ほか (2008) は、田沢層から 1.85 Ma のフィッシュ・トラック (FT) 年代を得て、周辺地域の FT 年代とバランス断面法により、八木沢断層が 2.0～0.23 Ma に活動していたと推定した。これらの断層は、田向丘陵の丘陵背面に変位を与えておらず、田向丘陵が離水した後は活動が収束していたと考えられる。田沢層は、長内沢断層付近では 30° 前後の東傾斜、八木沢断層付近では西傾斜を示す。これらの田沢層の地質構造から、両断層は田沢層形成途中かそれ以降に活動し、中期更新世には終息していたことが示唆される。田沢層は全体的に東傾斜であることを踏まえると、特に八木沢断層の活動のほうが地質構造形成に寄与していたと考えられる。長内沢断層の北西には、長内沢断層とほぼ同一走向を示す生保内断層が存在する。生保内断層は、陸羽地震時に活動し、地表地震断層が生じていることから (松田ほか, 1980)、活断層である。八木沢断層に最近の活動が確認されないことを考慮すると、田向丘陵周辺の逆断層運動場は、現在は生保内断層に集中していると考えられる。

小沼丘陵には、田沢層とほぼ同時期に堆積したと考えられる栗沢層が分布する。栗沢層は、白岩断層近傍で西に急傾斜し、非対称背斜構造を示す。背斜構造の東翼では、全体としては東傾斜を示すものの、栗沢層内部の小

断層やバックスラスト近傍で西傾斜を示す部分が局所的に認められる。栗沢層の分布は、東縁が川口断層北部に相当する小屋森断層 (新称)、西縁が白岩断層に限られる。楮原ほか (2007a) 及び Kagohara *et al.* (2009) は、小滝川沿いの構造探査と地質調査を行い、得られた反射断面から、小屋森断層につながる東傾斜の逆断層と丘陵の下部から丘陵西縁の白岩断層に向かって立ち上がるフラットランプ構造が存在すると解釈した (第 6.5 図 A)。白岩断層につながるデタッチメント断層は小屋森断層の地下 500 m 付近から分岐すると推定される。小屋森断層から分岐した白岩断層の活動により、小沼丘陵部が隆起場に転じた結果、栗沢層が地表まで隆起するとともに、東への傾動変形と断層近傍での非対称背斜構造が形成されたと推定されている (小坂ほか, 2008; Kagohara *et al.*, 2009)。

横手盆地は、東側の真昼山地と西側の太平山地によって挟まれた山間盆地である。盆地内には周囲の山地から供給された碎屑物が堆積する。横手盆地埋積物は東側ほど厚く、西側ほど浅い (地質断面図)。東部ほど厚くなる傾向は、ブーゲー重力異常の低部が盆地東側に偏る様子からも確認される (第 6.3 図; 地質調査所編, 2000)。横手盆地は東側ほど深い構造となっており、横手盆地東側の沈降運動が第四紀を通じて生じていることが示唆される。深沢 (1984) は、横手盆地東部に発達する扇状地が南北に扁平な形状を持つことから、横手盆地東部における沈降を伴う東への傾動運動が完新世にも継続していることを指摘した。横手盆地西縁には第四紀に活動した地質構造は認められていないが、東縁には地震調査委員会 (2005) によって横手盆地東縁断層帯と呼ばれる逆断層帯が真昼山地との境をなす (第 6.3 図)。横手盆地東縁断層帯は白岩断層、太田断層、千屋断層といっ

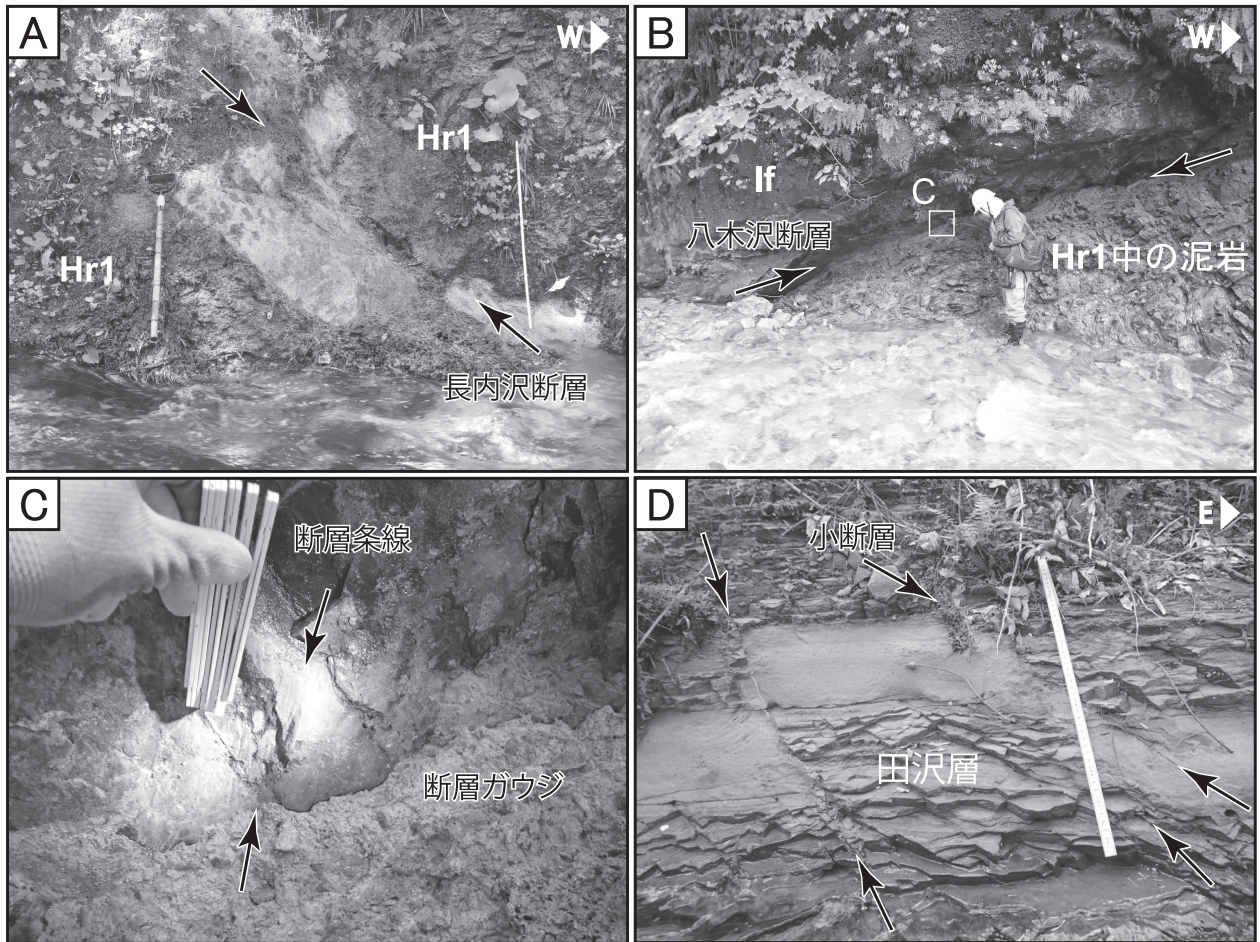


第6.3図 角館地域周辺の断層分布とブーゲー重力異常

角館地域周辺の活断層，第四紀前期に活動していた断層の分布，及び陸羽地震時に出現した地表地震断層の分布。背景の陰影図は国土地理院発行の10 mメッシュの地形データを元に作成した。図幅範囲外の活断層線は産業技術総合研究所がまとめた活断層データベースを使用した。1896年陸羽地震及び1914年秋田県仙北地震の震央は宇津（1979），陸羽地震時の地表地震断層は松田ほか（1980）による。コンターは地質調査所編（2000）による密度 2.30 g/cm^3 を仮定したブーゲー重力異常値を使用して作成した。コンターは実線で5 mgal，破線で1 mgalごとに引いた。OB：生保内断層，NU：長内沢断層，YS：八木沢断層，AM：明平-真崎区間，SI：白岩断層，KM：小屋森断層，OT：太田断層，KG：川口断層，SY：千屋断層，KF：川舟断層。

た複数の東傾斜の逆断層によって構成される。横手盆地の沈降運動は，主に横手盆地東縁部の断層帯が担っていると考えられる。地殻構造探査を行った研究は，東縁部における第四系の成長層と断層帯の地下構造を示し（第6.5図），断層帯沿いに生じる東への傾動を伴う沈降運動が鮮新世末期以降継続していることを明らかにした。

さらに，バランス断面法を用いることで，断層の活動開始時期を2.4 Maと推定した（佐藤・平田，1998；Kagohara *et al.*，2009）。また，佐藤・平田（1998）は屈折地震探査の結果から，横手盆地東縁断層帯は上部地殻基底部のデタッチメントに連続し，堆積層（新第三系）内の弱面を利用した水平断層を伴いながら短縮変形に寄



第 6. 4 図 田沢層周辺の断層露頭写真

A：長内沢断層の露頭（位置 37；付図 3）。スケールは 1 m。Hr1：八割層のデイサイト～流紋岩火山碎屑岩。B：八木沢断層の断層露頭（地点 F-1；付図 3）。If：デイサイト～流紋岩貫入岩。C：八木沢断層の断層条線。スケールは 10 cm。D：田沢層中の小断層（地点 F-2；付図 3）。スケールは 50 cm。

与していると考えた。

横手盆地埋積物の地質構造の形成には、横手盆地東縁断層帯の運動のみならず、太平山地引いては出羽山地の隆起、すなわち出羽山地西縁の北由利衝上断層の運動も関与している。副田・宮内（2007）は、出羽山地を東西に貫く、雄物川沿いに分布する段丘面の高度分布と編年を行い、波長約 35 km、南北走向の背斜軸が山地の西よりに位置する背斜状変形によって出羽山地が隆起しており、それが第四紀後期以降も継続していることを明らかにした（第 6. 6 図）。出羽山地の隆起は、山地西縁を限る北由利衝上断層が担っており、隆起の開始時期は北由利衝上断層の活動開始とほぼ同時期の鮮新世末期とされている（天野・佐藤，1989）。これは、横手盆地東縁断層帯の活動開始と同時期に、出羽山地の隆起も始まっていたことを意味する。横手盆地西部の太平山地は、出羽山地の背斜状変形の東翼に当たり、出羽山地の隆起開始以降、出羽山地の隆起とともに、東への傾動隆起が継続していると考えられる。この傾動運動は横手盆地西部ま

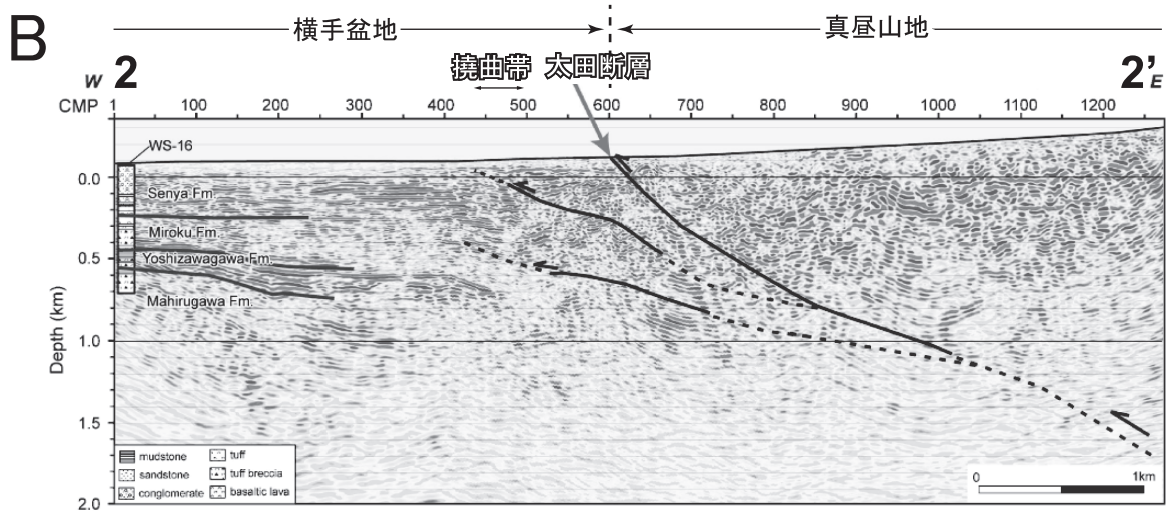
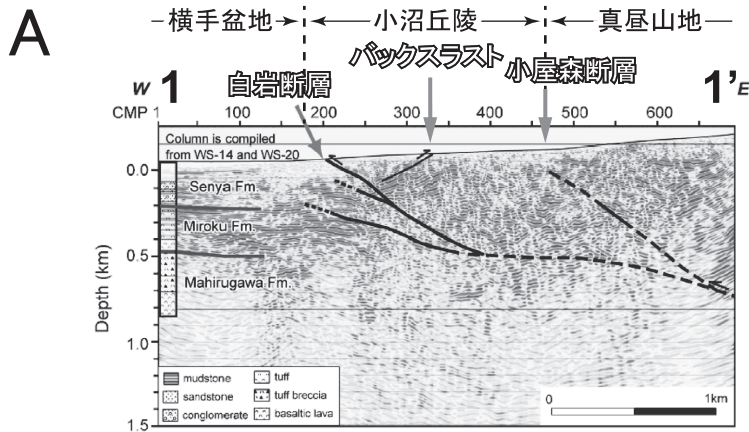
で及んでおり、盆地西部の東傾斜の盆地構造の形成に寄与していると考えられる。横手盆地全体の東傾斜の盆地構造は、北由利衝上断層の運動による出羽山地東部の隆起と傾動、横手盆地東縁断層帯の活動による横手盆地東側の沈降運動が同時に進行することで形成されたと推定される。

6. 2. 2 第四紀前期の断層

本地域には、更新統ジェラシアン階～カラブリアン階の田沢層や栗沢層を変位させるものの、中期更新世後半以降に形成された地形面には変位を与えていない、ないしは山地・丘陵斜面に変位地形を認めがたい構造が存在する。本節では、それらの中で、田向丘陵北西縁の長内沢断層（新称）、田向丘陵南東～東縁部の八木沢断層（新称）、小沼丘陵東縁の小屋森断層（新称）について述べる（第 6. 3 図）。

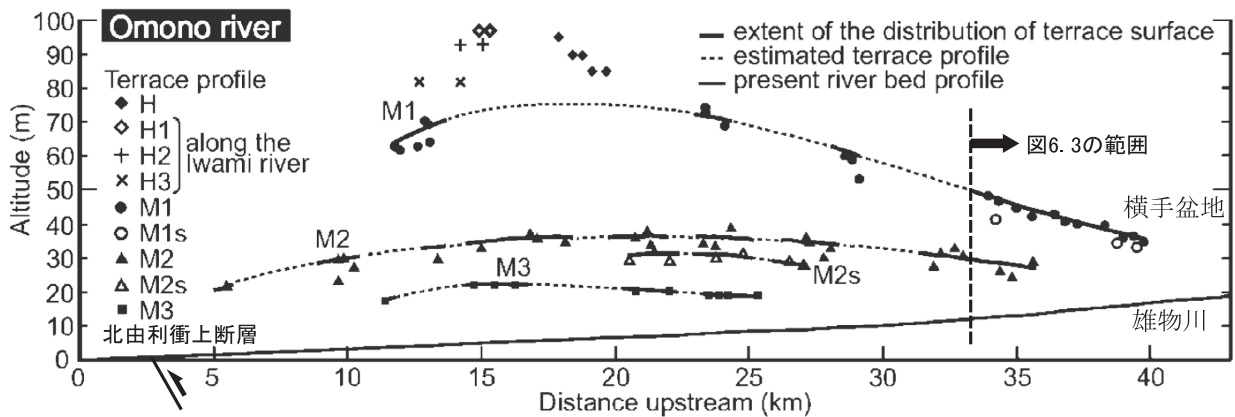
(1) 長内沢断層

新称。長内沢断層は、長内沢と屋敷沢の合流点付近か



第 6. 5 図 横手盆地東縁の反射断面

A : 白岩断層を横切る東西方向の測線 (1-1') 沿いに実施された反射法地震探査の反射断面。楢原ほか (2007a) の Fig. 9 に断層名, 地名を加筆・修正。測線位置は第 6. 3 図を参照。B : 太田断層を横切る東西方向の測線 (2-2') 沿いの反射断面。楢原ほか (2007b) の Fig. 9 に断層名, 地名を加筆・修正。



第 6. 6 図 雄物川沿いの段丘面の高度分布

副田・宮内 (2007) によって作成された雄物川沿いの段丘面の高度分布図に加筆した。

ら、本地域の田沢層分布域の北西縁付近を通り、金堀沢の出会い付近にまで北東–南西に延びる、長さ約4 kmで西傾斜の北西側上がりの逆断層である。長内沢左岸(第6.4図A)では、八割層のデイスイト～流紋岩火山碎屑岩(Hr2)中に、N53°E, 34°Wの断層面をもつ、幅約1.5 mの破碎帯が認められた。この断層近傍の田沢層は、東に約30°程度の傾斜を示す。直接、露頭では確認できなかったものの、断層露頭から北東方向への延長先は田沢層、長内沢層境界と一致するため、長内沢断層は北東部で田沢層と長内沢層の境界をなすと考えた。

この断層の北西側での丘陵背面高度は350～450 m程度、断層南東側での丘陵背面高度は300～350 m程度であり、断層を挟んで両側で100 m程度の背面高度差があるが、断層沿いに断層変位地形とみられる崖地形は認めがたい。この断層は、陸羽地震時に地表地震断層を生じた生保内断層の1.5～2 km南東に並走する。

(2) 八木沢断層

新称。八木沢断層は本地域の田沢層分布域南東縁に、北東–南西方向に約2 km延びる、田沢層と八割層を境する東側上がりの逆断層である。断層に沿って尾根の高度差が認められ、山地と丘陵の境界をなすが、断層変位地形とみられる崖地形は認めがたい。長内沢断層同様、八木沢断層近傍の田沢層はやや傾斜が大きくなる。角館、鶯宿地域境界の八木沢沿いの林道では、田沢層と八割層の境界を成すN65°E, 70°Sの断層面を示す高角逆断層として現れるが、部名垂沢沿いでは八割層中にN7°E, 42°Sの断層面を示す低角逆断層である(第6.4図B)。両露頭ともに20～30 mの幅広い破碎帯が発達し、断層面には明瞭な条線が認められる(第6.4図C)。田沢層は概ね東傾斜を示し、田沢層中には短波長の褶曲構造や逆断層性の小断層が多数認められる(第6.4図D)。こうした田沢層の変形には、八木沢断層沿いの沈み込みと水平短縮変形が関与していると考えられる。

(3) 小屋森断層

新称。本報告では、小沼丘陵の東縁部に発達する断層を小屋森断層と呼ぶ。小屋森断層は楮原ほか(2006)及びKagohara *et al.* (2009)における川口断層の北部、活断層研究会編(1991)における白岩六郷断層群の大森山西区間の北部に相当する。これらの断層の連続性は、斉内川付近で不明瞭となるため、本稿では斉内川より北側の区間を小屋森断層として区別した。

小屋森断層は、小沼丘陵の東縁を区切る東側上がりの逆断層で、南北方向に約2 km延びる。地質的には、おおよそ山地側の新第三系と小沼丘陵の第四系との境界をなす。小屋森断層は、北端の断層露頭にてN40°E～N58°W走向の複数の東傾斜の逆断層で構成される断層帯として確認できる。この断層露頭では小屋森断層の活動によって傾動・変形した栗沢層中に複数の傾斜不整合

が認められ、本断層は栗沢層形成時期に活動していたことが推定される(第6.7図;白濱ほか, 2020)。

6.2.3 活構造

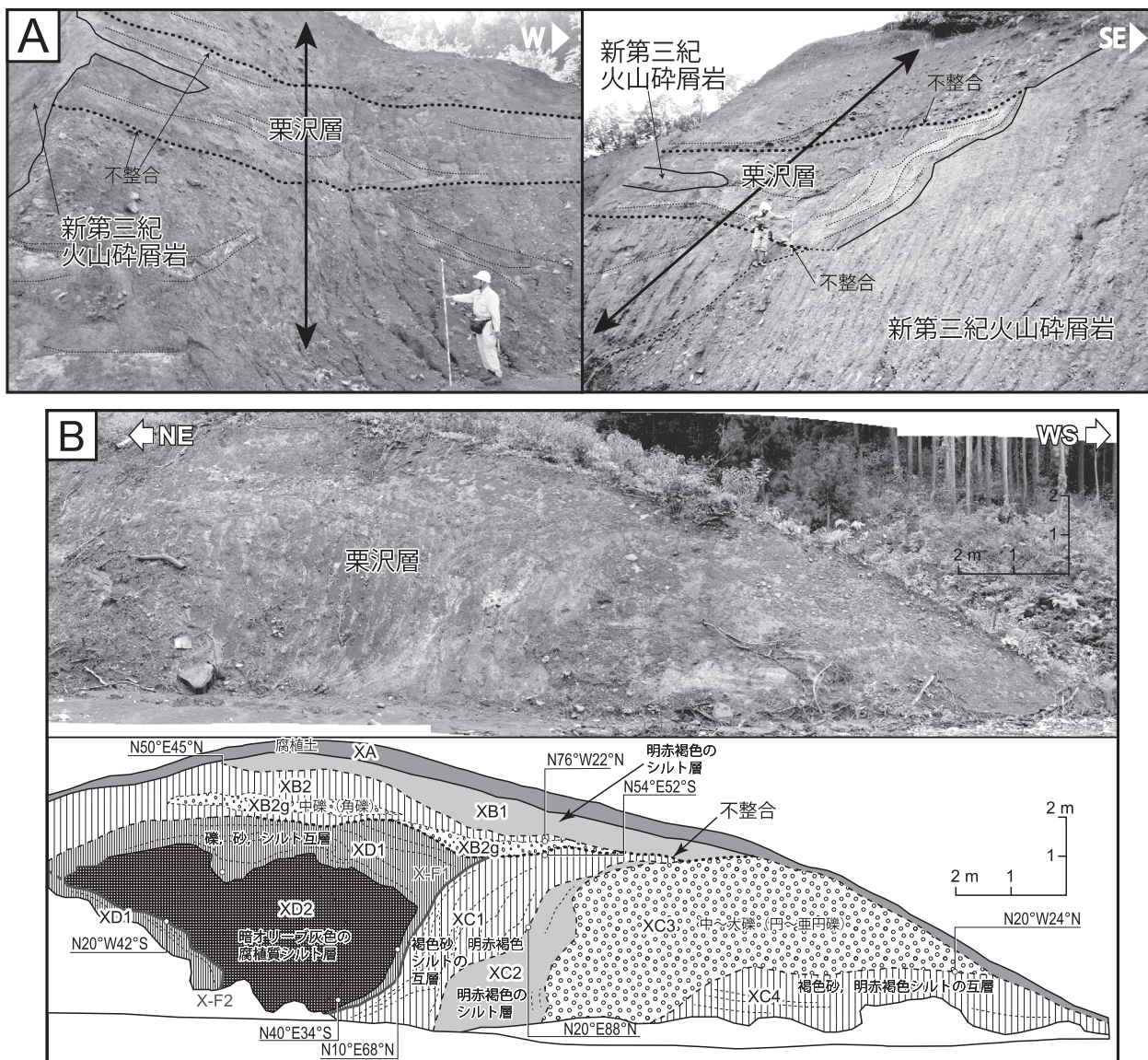
概要

角館地域には、横手盆地東縁と真昼山地又は小沼丘陵の境界に沿ってほぼ南北方向に延びる逆断層帯と、角館地域北東縁において沖積低地の東縁を区切る逆断層が存在する(第6.3図)。活断層線はすでに堤ほか(2013)や澤ほか(2013)などにより報告されているが、本報告では空中写真や地形データを用いて、改めて判読を行った。その際、段丘面又は沖積面に変形が認められる場合に活構造として認定した。松田ほか(1980)は、地表地震断層の変位量分布から、地表地震断層の出現区間を北から生保内断層、白岩断層、太田断層、千屋断層に区分しており、本稿ではその名称に従った。各断層の区間分けは堤ほか(2013)に従った。白岩断層、太田断層及び千屋断層は、地震調査委員会(2005)の横手盆地東縁断層帯北部に対応する。一方、生保内断層は、活断層研究会編(1991)では駒ヶ岳西麓断層群に対応する。

横手盆地東縁断層帯では、これを構成する活断層に対して多くの研究がなされてきた。1896年陸羽地震の際には、真昼山地内を震央とするマグニチュードの7.2の大地震が発生し、横手盆地東縁断層帯、生保内断層南部、及び、真昼山地を挟んで岩手県側に位置する川舟断層に沿って地表地震断層が出現した(第6.3図;山崎, 1896;松田ほか, 1980)。横手盆地東縁断層帯は、陸羽地震のように被害地震を発生させた断層であり、断層帯沿いの変動地形が明瞭であることから、藤原(1954)や、Nakata(1976)などの変動地形学的研究が行われた。松田ほか(1980)は、陸羽地震の実態を明らかにするため、地表地震断層についての詳細な調査とマッピングを行った。地表地震断層の出現位置と変位量が精密にマッピングされると、千屋断層を中心に、トレンチ調査や断層露頭の調査が行われ、千屋断層の活動履歴の解明が試みられた(千屋断層研究グループ, 1986;宮内ほか, 1997;阿部ほか, 2018など)。1990年代後半から2000年代にかけては、東北脊梁山脈の西縁に沿って分布する逆断層の典型として横手盆地東縁断層帯が注目され、横手盆地東縁部の地下構造の推定が試みられた。断層を横切る複数の測線において地下構造探査が実施され、横手盆地東縁部の地下構造が明らかとなった(佐藤・平田, 1998;楮原ほか, 2006, Kagohara *et al.*, 2009など)。

以下の節では本地域周辺の断層帯を、北から順にそれぞれの断層区間について記述した。また、活断層と明確に認定できなかったため地質図上には示していないが、その可能性がある明平^{あひら}–真崎^{まさき}区間のリニアメントについても記述した。

(1) 生保内断層

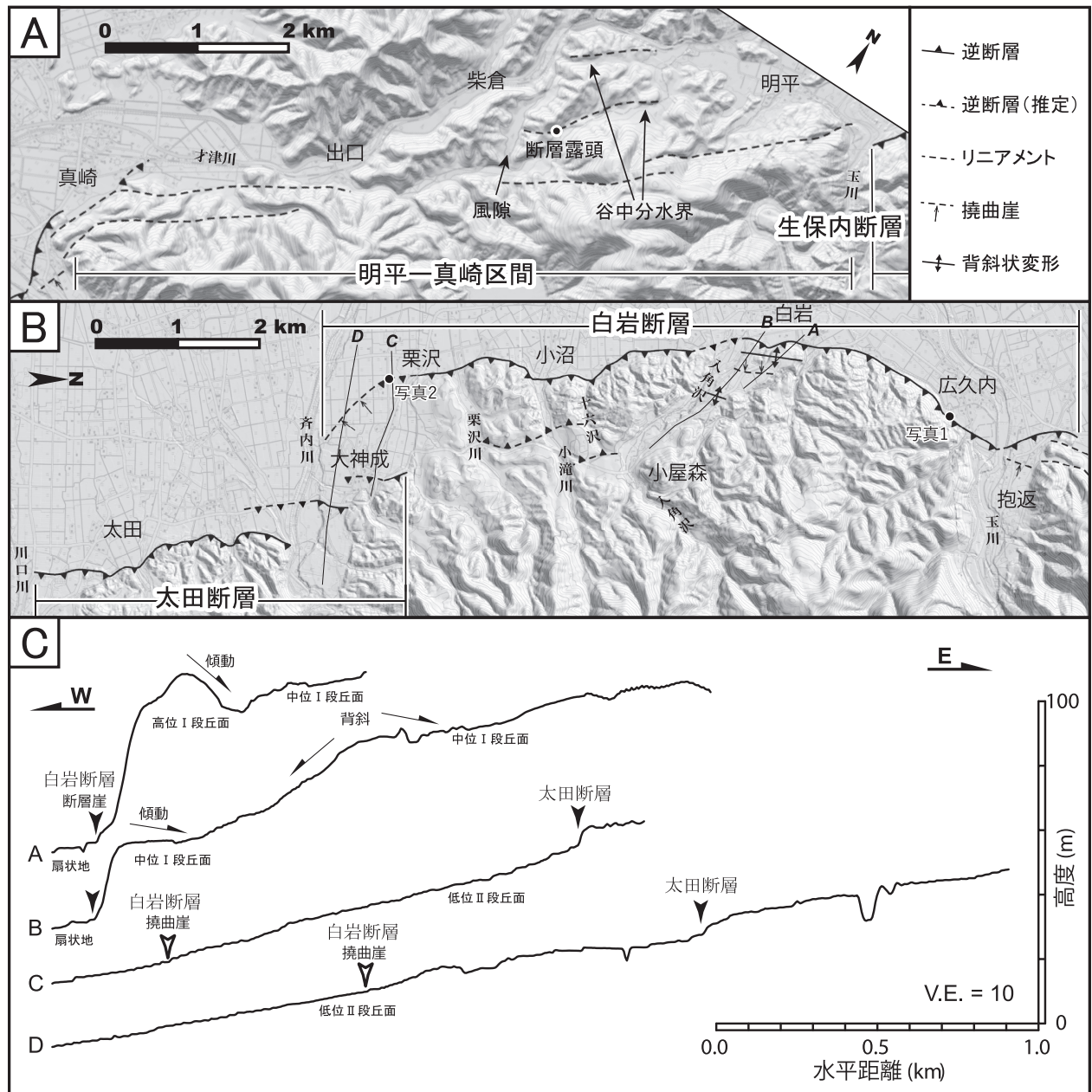


第 6. 7 図 栗沢層中の傾斜不整合

A：山地側の新第三系と栗沢層の境界。下位の地層が平野側へ傾斜し，上位層に傾斜不整合に覆われる。白濱ほか（2020）の図に追記し，一部修正した（位置 14；付図 3）。壁面上で栗沢層中に細長く水平に入り込むように見える新第三紀火山砕屑岩は，その箇所において栗沢層と火山砕屑岩の境界面が壁面とほぼ平行であるが，火山砕屑岩がやや突出した結果，壁面に露出した部分である。B：栗沢層中の傾斜不整合。下位の地層が X-F1 断層によって変形・傾斜し，上位の地層に傾斜不整合に覆われる。白濱ほか（2020）の図を一部修正した。図中の XA～XD2 は露頭で確認された栗沢層中の層相区分。

生保内断層の呼称は，松田ほか（1980），断層区間は堤ほか（2013）による。生保内断層は，角館北隣の田沢湖地域から角館地域北東部にかけて，駒ヶ岳西麓から生保内川と交差し玉川に至るまでの約 10 km に渡ってほぼ南北に延びる活断層である。生保内断層北部では 5～6 本の断層で構成されるが，生保内川を境界に，南部では山地と平野の境の一条の断層に収斂する（第 6. 3 図）。その収斂した断層区間の南端が角館地域内に約 400 m 含まれる（第 6. 8 図 A）。生保内断層の南部は，ほぼ北東

– 南西走向を示し，生保内川から玉川にかけて約 5 km 延びる東傾斜・東側上りの逆断層である。陸羽地震時に出現した地表地震断層と断層の地表トレースは一致しており，地震時の垂直変位量は最大約 2 m で，東側隆起と報告されている（松田ほか，1980）。生保内断層北部では段丘面を基準とした逆向き低断層崖の比高が計測されており，2 万年前の段丘面に 5 m の垂直変位が計測されている（活断層研究会編，1991）。このデータに基づく生保内断層の垂直変位速度は 0.25 mm/yr と求めら



第 6. 8 図 活構造の分布と地形断面

A: 生保内断層と明平—真崎区間のリニアメント。背景は 5 万分の 1 地形図に国土地理院発行の 5 m 及び 10 m メッシュの地形データから作成した陰影図。表示範囲は第 6. 3 図参照。 B: 白岩断層と太田断層の分布。 C: 白岩断層と太田断層の地形断面。地形データは国土地理院発行の 5 m メッシュ数値標高データを使用した。断面線は第 6. 8 図 B を参照。

れるが、あくまで生保内断層北部の 5~6 本に分散した断層の一つが示す変位速度であるため、それらが収斂した生保内断層南部の変位速度はそれより大きい可能性がある。生保内断層南部では、山地と平野の境界に断層線が伸び、断層の活動によって変形した段丘や沖積面が見出されておらず、変位速度の推定はなされていない。

(2) 白岩断層

白岩断層の呼称は、松田ほか (1980) による。断層区間は堤ほか (2013) に従い、斉内川沿いの扇状地に延長

する撓曲崖までを白岩断層に含めた。白岩断層は、白岩岳の西方において仙北市田沢湖卒田真崎地区から玉川を横切り、大仙市大神成まで、約 7 km に渡ってほぼ南北方向に延びる東側上がりの逆断層である (第 6. 8 図 B)。入角沢より北側では山地と横手盆地の境界、入角沢より南側では小沼丘陵と横手盆地の境界をなす。

白岩断層では、陸羽地震時に玉川から南側に地表地震断層が出現し、最大比高 2~2.5 m の断層崖が生じた (松田ほか, 1980)。断層沿いの踏査の結果、仙北市角館町

ひろくない
 広久内において、撓曲変形を伴う約1 mの垂直変位を示す断層崖が確認された(第6.9図A)。この断層崖は、松田ほか(1980)や、地表地震断層の地表トレースを再決定した阿部ほか(2018)でも報告されている。斉内川扇状地上の撓曲変形は、地形データと現地踏査によって確認できる(第6.8図C;第6.9図B)。

小沼丘陵内に分布する高位段丘面には、西上がりの高度不連続が認められる。段丘面及び丘陵背面の高度不連続は、東側と西側の地表トレースに分けられる。東側の地表トレースは、入角沢の流下方向が北西方向へ転じる地点から約500 m南に延びる。西側の地表トレースは、十六沢から栗沢川付近まで南北に約1.5 km延びる。2003～2005年にかけて、白岩、太田、及び千屋断層を横切る東西方向の測線で、反射法地震探査が実施され、各断層とその周囲の地下構造が明らかとなった(Kagohara *et al.*, 2009)。楮原ほか(2007a)は、2003年に小沼丘陵を東西に横切る小滝川沿いに実施した反射法地震探査結果を報告し、白岩断層と小屋森断層の地下構造及び白岩断層から分岐するバックスラストの存在とその地下構造を明らかにした。(第6.5図A)。小沼丘陵内の西上がりの高度不連続のうち、西側の地表トレースの位置はバックスラストの表出地点とほぼ一致することから、小沼丘陵内の西上がりの変位は白岩断層のバックスラストによって形成されたと考えられる。東側の地表トレースは西側の地表トレースとほぼ同一の走向を持ち、同じく西上がりであることから、バックスラストが地表付近で分岐し、複数の断層線を形成している可能性がある。

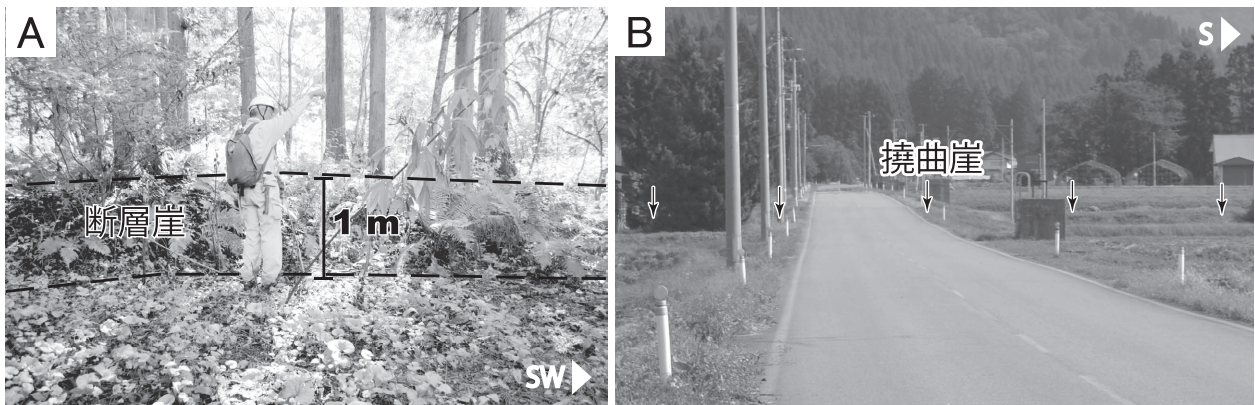
小沼丘陵北側の入角沢右岸に発達する段丘面には、白岩断層や白岩断層のバックスラストに関連すると推定される変形が認められる。高位段丘面を通る地形断面A(第6.8図C)では、高位段丘面が完新世の扇状地面と比高約50 mの断層崖で隔てられ、断層東側の高位段丘面が

東に傾動する様子が認められる。中位I段丘面を通る地形断面Bでは、段丘面と扇状地面の間に比高約20 mの断層崖があり、断層崖付近の中位I段丘面はほぼ水平である。中位I段丘面は、形成時は河床勾配と同様に西傾斜しており、離水後、東への傾動運動が生じることによってほぼ水平な段丘面が形成されたと考えられる。したがって、中位I段丘面においても高位面同様断層近傍において東への傾動が生じていると判断される。白岩断層近傍の段丘面の傾動と断層崖の比高は高位面ほど大きく、累積性が認められる。段丘面の東傾動は白岩断層の断層関連褶曲によるものと考えられ、傾動量に累積性が認められることは、高位段丘面形成後、白岩断層が繰り返し活動していることを示唆する。

地形断面Bには中位I段丘面において波長500～700 mの背斜状変形が認められる(第6.8図C)。背斜状変形は、小沼丘陵内の西上がりの高度不連続のうち、西側の地表トレースの北方延長に位置する。入角沢沿いの段丘面の地下構造は定かではないが、白岩断層から分岐したバックスラストが段丘面を変形させている可能性がある。

(3) 太田断層

太田断層の呼称は松田ほか(1980)による。断層の区間は堤ほか(2013)及び澤ほか(2013)に従う。太田断層の地表トレース北部は、大仙市大神成付近においてほぼ真昼山地の山麓沿いに約1 km延びる。この地表トレースは小沼丘陵の南部の斉内川の扇状地上において、左雁行の配列を示す(第6.8図B)。斉内川から角館地域と南隣の六郷地域境界付近を流れる川口川までは、地表トレースが大台山麓に沿ってほぼ南北に約3 km延びる。陸羽地震時には山麓沿いに最大2～2.5 mの東側隆起が生じたと報告されている(松田ほか, 1980)。太田断層では、宮内ほか(1997)が圃場整備前に撮影された1万分の1空中写真を用いて、陸羽地震時に形成された断層



第6.9図 白岩断層の断層崖
 A: 広久内付近の断層崖(写真1;第6.8図B)。B: 栗沢地区付近の撓曲崖(写真2;第6.8図B)。

崖を3次的に復元した。それによると、断層崖は山裾から50～100 m離れた平野側に出現し、小谷を横切る箇所において約50～100 mステップする、あるいは、2本の断層崖が並走して出現する、といった複雑な表出形態を示すことが報告されている。こうした特徴は南方の千屋断層においても確認されており、逆断層先端部の局所的な地下構造を反映していると考えられている（宮内ほか、1997；今泉ほか、1989c）。さらに、宮内ほか（1997）は、太田断層沿いの自転車専用道路の建設時に露出した断層露頭から、陸羽地震以前の活動として、6,450年前以前のイベントの存在を指摘した。阿部ほか（2018）は、宮内ほか（1997）の報告した露頭から約200 m南に新たに断層露頭を見出し、層相と年代について報告し、千屋断層から得られた活動履歴を裏付ける成果を得た。

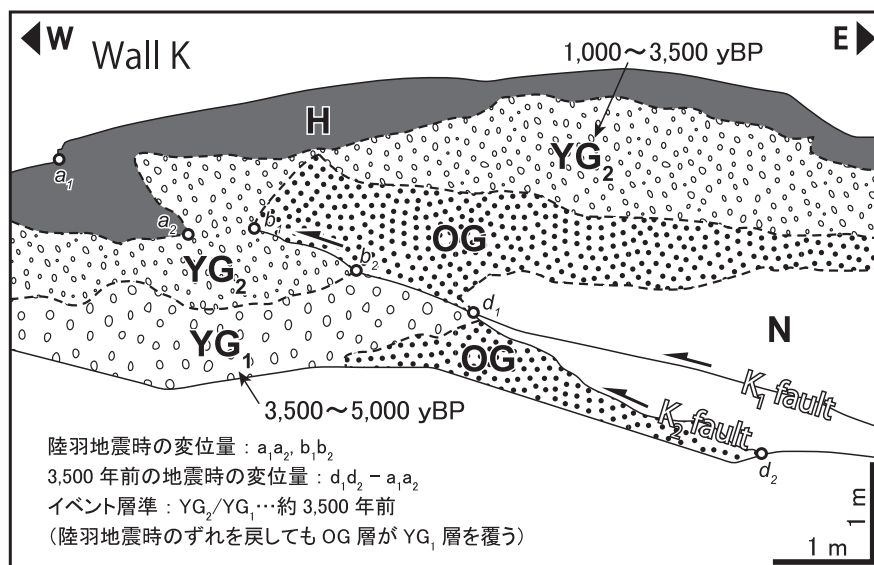
太田断層南端を区切る川口川に沿って行われた反射法地震探査では、東傾斜する太田断層の地下構造が明らかとなった（第6.5図B；楢原ほか、2007b）。反射断面の解釈図では、水平な断層が太田断層の地下1 kmから分岐する。この水平な断層が堤ほか（2013）や澤ほか（2013）で指摘された斉内川の扇状地面上の南北に延びる複数列の撓み変形を生じさせていると解釈される。

(4) 千屋断層

千屋断層は、横手盆地中央部東縁に位置する千屋丘陵の西縁に沿って延びる約12 kmの東傾斜の逆断層である。白岩断層と千屋断層は、角館地域の南限に沿って流れる川口川を境にするため、角館地域内に千屋断層は含まれない。しかし、千屋断層は白岩断層を含む横手盆地東縁断層帯の中で、最も地表地震断層についての調査、トレンチ調査、地下構造探査といった各種調査、研究が実施されてきた断層であり、横手盆地東縁断層帯における代表的な断層と言える。ここでは白岩断層や太田断層

の理解のため、千屋断層についての概要をまとめる。

山崎（1896）は、陸羽地震時に真昼山地の西麓に現れた地表地震断層を一括して千屋断層と名付けた。その後、松田ほか（1980）は、地震時変位量の分布を元に、千屋断層の区間を千屋丘陵の西縁に沿う区間に改めた。本稿では、松田ほか（1980）の区間に従った。千屋断層は、川口川から六郷地域内を東西に流れる湯田沢川のやや南にかけて、横手盆地に張り出すように延びる（第6.3図）。千屋断層は千屋丘陵と横手盆地の境をなし、千屋丘陵東縁の山地との境には川口断層がほぼ南北に延びる。丘陵部に分布する段丘面は東に傾動しており、千屋断層の活動に関連して形成された変動地形と考えられている（Ikeda, 1983；澤ほか、2013）。千屋断層では、陸羽地震時に全長12 km、最大垂直変位量約3.5 m、最大水平短縮量約3 mの地表地震断層が生じた（松田ほか、1980）。断層沿いでは、出現した地表地震断層を対象にトレンチ・ボーリング調査が行われ、最新活動時期や地表付近の断層構造が明らかとなった（千屋断層研究グループ、1986；今泉ほか、1989a；今泉ほか、1989b；今泉ほか、1989c）。特に、千屋断層研究グループ（1986）は、大仙市美郷町千屋の小森地区において長さ7～20 m、深さ3～4 mの5つのトレンチを掘削し、千屋断層の活動履歴と複数条の逆断層が覆瓦状に並列する断層先端部の形状を明らかにした。トレンチ調査と放射性炭素年代測定により、陸羽地震から一つ前の活動は約3,500年前、活動間隔は約3,400年と推定され（第6.10図）、横手盆地東縁断層帯の平均活動間隔として採用されている（地震調査委員会、2005）。千屋断層沿いでは、大仙市美郷町千屋の花岡地区において断層露頭が発見されている。断層露頭では、逆断層によって774AD～1265ADに堆積した地層が上下に約1 m食い違う様子が認められ



第6.10図 小森トレンチ壁面Kに認められた古地震イベント
 図は千屋断層研究グループ（1986）の図14Aを単純化し、加筆した。YG₁：新期礫層下部、YG₂：新期礫層上部、OG：古期礫層、N：新第三系、H：腐植土層。

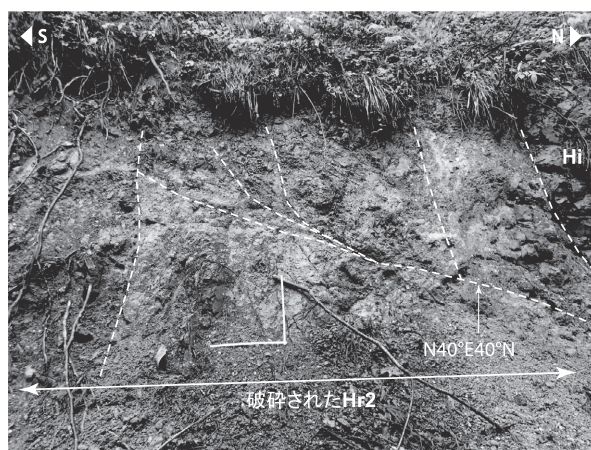
た。地層の変位に累積性は認められないため、断層露頭で確認できる地層の変位は、陸羽地震の一回のみによって形成されたと考えられ（今泉ほか，2006；阿部ほか，2018），一つ前の活動が3,500年前であることと矛盾しない。

Ikeda (1983) は、千屋丘陵の変動地形と地質の調査により、逆断層が平野側へ新しく形成され、そちらへ逆断層の活動前線が遷移する現象（以降ではこの現象を断層の“ジャンプ”と呼ぶ）が生じているとし、これをスラスト・フロント・マイグレーションと呼んだ。そのプロセスの中で、平野側に新しく形成された断層は前縁断層と呼ばれ、既存の山麓沿いの断層は境界断層と呼ばれる。小沼丘陵周辺に当てはめると、小屋森断層が境界断層、白岩断層が前縁断層に相当し、栗沢層形成時期に小屋森断層から白岩断層へとジャンプが生じたと考えられている（小坂ほか，2008）。一方、太田断層は地下1 kmでデタッチメント断層が分岐するが、分岐先の断層は地表に出ていないため、ジャンプしつつある状態と解釈される。各断層のジャンプが生じた時期については、反射断面を元にしたバランス断面法とFT年代を元に検討され、千屋断層で1.6 Ma、白岩断層で1.1 Maに生じたと推定されている（佐藤・平田，1998；楮原ほか，2006；Kagohara *et al.*，2009）。

(5) 明平—真崎区間のリニアメント

仙北市田沢湖刺巻から仙北市田沢湖卒田真崎に至る角館街道及び才津川沿いに北東—南西方向の谷地形が存在する。谷沿いには、北東—南西～東西走向の3～4条の明瞭なりニアメントが認められる（第6.8図A）。それらは白岩断層と生保内断層の間を断続的に繋ぐように分布する。この区間はほとんどが山地であるため、変位基準が認定しづらく、調査が困難だったこともあり、陸羽地震時に地表地震断層が生じたか否かは、確かめられていない（松田ほか，1980）。一部のリニアメント上では角館街道沿いに分布するデイサイト～流紋岩溶岩及び貫

入岩（Hr2）中に幅数mのドレライト（Hi）が貫入する領域において、幅広い破碎帯が認められた。主にN40～60°Eの小断層によって構成される断層破碎帯は幅約30 mに及ぶ。その中でも幅約4 mの範囲に変形が集中する様子がみられ、1～10 cmの未固結な断層ガウジを伴う断層が認められた（第6.11図）。未固結の断層ガウジを有するが、中新統八割層中の断層であるため、活断層か否か判断は出来ない。また、断層露頭周辺の地形には風隙や谷中分水界といった河川争奪の痕跡が認められる。これらが変動地形である可能性は否定できないものの、その証明のためにはより詳細な調査と検討が必要である。



第6.11図 明平—真崎区間の断層露頭

スケールは縦50 cm、横50 cm。原岩はデイサイト～流紋岩溶岩及び貫入岩（Hr2）で、その中に幅数mの貫入岩（Hi）が貫入する。原岩は著しく破碎されており、断層ガウジを伴う複数の断層（点線）が認められた（地点F-3；付図3）。

第7章 応用地質

(細井 淳)

7.1 金属資源

角館地域では黒鉱鉱床、鉱脈鉱床、層状マンガングル鉱床が見つかり、かつては多くの鉱山が稼行していた。現在はいずれも休廃止している。以下、主に通商産業省資源エネルギー庁(1986)に従って、鉱山の概要を記述する。角館地域で稼行していた鉱山一覧を第7.1表に、一部の鉱山から得られた鉱石の分析値を第7.2表に記し、鉱山の分布を付図2に示す。

霜岱^{しもたい}鉱山(黒鉱鉱床)

仙北市田沢湖生保内霜台周辺に位置する。八割層のデイサイト～流紋岩火山砕屑岩中(Hr1)に胚胎する黒鉱鉱床を対象に採掘されていた。鉱石は閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱と多量の重晶石からなり、鏡下では黄鉄鉱などにコロフォーム構造がみられることがある。本鉱山の発見の時代は不明であるが、平林(1910)によれば、明治10年代に小規模に稼行され、湿式製錬によって銀を採取していた。同和鉱業株式会社資料によれば、大正時代に4箇所で大規模掘りの試錐が行われたほか、昭和15年頃、湯沢市の金沢長治が探鉱を開始した。しかし坑口が玉川の水面に近く、増水による危険があるため、2箇所程度で中止した。

真木^{まき}鉱山(黒鉱鉱床)

大仙市太田町太田の金堀沢^{かねほりざわ}周辺に位置する。黒鉱鉱床は数箇所^{なまりじき}に分散しており、主に金堀沢と鉛舗の黒鉱が採掘されていた。斎藤(1980)によると、金堀沢上流では八割層の泥岩(Hm1)中に南北30m、東西18m、厚さ9mの塊状黒鉱鉱床がある他、その東方にも数か所の小鉱体、また下盤の粘土中にも大小多数の鉱体、鉱染帯を伴う。鉛舗の鉱床は八割層の粘土化した泥岩中の数個の鉱体からなる。鉱石は閃亜鉛鉱を主とし、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱を伴い、重晶石、石英を脈石鉱物とする。黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱などには、コロフォーム構造が認められることがある。本鉱山の鉱床は、慶応2年、真木為衛工門によって発見され、探採鉱が行われ、銅生産量は月産420kgであった。明治12年、近藤真勝の所有となり、銀の探鉱を目的として稼行されたが、銅生産量は月産60kg程度で、明治16年に休山した。明治21年、金子弥平が中ノ沢を中心に開発を行ったが、明治29年、地震による崩壊のため休山した。その後明治41年に藤

田組によって再開され、手選精鉱を小坂鉱山に売鉱した。

長信^{ながしだ}田^だ鉱山(黒鉱鉱床)

大仙市太田町太田の袖川沢上流部に位置する。鉱床は八割層中に発達する。日本学術振興会編(1944)や地質調査所編(1956)によれば、断層破砕帯に沿う交代ないし鉱染状鉱床で、一部は脈状をなし、その脈は北東-南西走向、70°北西傾斜である。層状の粘土中に、10cm～1m程度の黒鉱や黄銅などの小塊が産出し、それらは閃亜鉛鉱や黄銅鉱に富み、方鉛鉱を伴うとされている。

大影^{おおかげ}鉱山(鉱脈鉱床)

仙北市田沢湖刺巻明平の南に位置する。通商産業省資源エネルギー庁(1986)によれば、石英安山岩(本報告書における八割層のデイサイト～流紋岩溶岩又は貫入岩(Hr2)と考えられる)中の石英脈に銅や鉛、亜鉛、硫化鉱を伴い、脈は幅20～30cm、N60～80°E走向、70°N傾斜である。分析品位はCu 15%、Pb 7.0%、Zn 10.5%である。

日の出^{ひのひ}鉱山(鉱脈鉱床)

仙北市角館町白岩、入角沢支流に位置する。地質調査所編(1956)によれば、凝灰岩、安山岩中の鉱脈で、鉱石鉱物は黄銅鉱である。

白岩^{しろいわ}鉱山(鉱脈鉱床)

仙北市角館町広久内、夏瀬温泉南東方及び東方に位置する。本鉱山の沿革は次のとおりである。安永、文化の頃に夏瀬銅山、享保、元文、文化の頃は、その近くに夏瀬沢銅山、寛政12年には夏瀬沢に黒菱鉛山があり、いずれも一時、白岩鉱山と呼ばれ栄えた。明治以降、本鉱山は廃山となり、白岩鉱山の名称は、西方のマンガングル鉱山(後述の白岩マンガングル鉱山)に用いられるようになった。明治40年、高橋泰などが堀内沢中流に鉱区を設け、「岩生鉱山」と称した。同43年には冷水沢、小玉沢中流に鉱区が設定され、石川重治によってそれぞれ「白岩神鉱山」「冷水沢鉱山」と称されたことがある。これらの鉱床群を総称して、白岩鉱山と称する。

行太^{ぎやうた}鉱山(鉱脈鉱床)

仙北市角館町広久内、白岩岳北方、行太沢に位置する。周辺の地質は八割層のデイサイト～流紋岩溶岩又は貫入

第7.1表 角館地域の鉱山一覧表（通商産業省資源エネルギー庁，1986）

鉱山名	鉱種	型式	鉱石鉱物・脈石鉱物	品位
霜岱鉱山	Ag, Cu, Pb, Zn	黒鉱・網状脈	閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・四面銅鉱・重晶石	Zn: 3% BaSO ₄ : 75% Ag: 100-1200 g/t
真木鉱山	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	黒鉱，鉱脈	閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・四面銅鉱・銅藍・重晶石・石英	Cu: 1-8% Pb: 5-15% Zn: 16-32%
長信田鉱山	Cu, Pb, Zn	黒鉱？	閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱	Cu: 1.5% Pb: 7.0% Zn: 10.5%
大影鉱山	Cu, Pb, Zn	鉱脈	黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱	Pb: 7.0% Zn: 10.5%
日の出鉱山	Cu	鉱脈	黄銅鉱	
白岩鉱山	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	鉱脈	黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・石英	Au: 30 g/t Ag: 400 g/t
行太鉱山	Cu	鉱脈		Cu: 1.12% Pb: 0.35% Zn: 2.25% Ag: 38.8 g/t
玉川旧坑（仮称）	Cu, Pb, Zn	鉱脈	黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱	Cu: 1.8% Pb: 3.8% Zn: 16.6% Cu: 0.5%
松倉鉱山	Cu, Pb, Zn	鉱脈	黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・石英	Pb: 3.8% Zn: 16.6% Cu: 0.5%
東田鉱山	Cu, Pb, Zn	鉱脈		Pb: 2.5% Zn: 5.5%
坊沢鉱山	Au	鉱脈	自然金・エレクトラム・銀鉱物・黄鉄鉱・方鉛鉱・石英	手選鉱平均 Au: 7 g/t 平均品位
日三市鉱山	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	鉱脈	黄銅鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱・赤銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・藍銅鉱・孔雀石・銀鉱物・石英	Cu: 3.0%± 黄銅鉄にAg 150-200 g/tを含む
白岩マンガン鉱山	Mn	層状	パイロロース鉱・水マンガン鉱・モンモリロナイト・方解石	Mn: 42-48%

空白は情報がなかったことを意味する

第7.2表 鉱石の分析値（通商産業省資源エネルギー庁，1986）

採取地	鉱種	脈幅 (cm)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Fe (%)	BaSO ₄ (%)	Mo (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	Te (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)
霜岱鉱山	黒鉱	—	0.3	250	0.50	3.88	5.90	4.03	75.44	—	—	—	—	—	—
霜岱鉱山	黒鉱	—	0.3	164	0.51	4.86	3.54	—	—	6	15	tr	0.5	22	103
真木鉱山	黒鉱	—	6.4	500	1.24	14.48	32.23	3.02	1.24	—	—	—	—	—	—
//（手選場？）	黒鉱	—	3.5	1232	1.39	15.44	23.03	—	—	32	134	1	1.0	tr	35
//（5号坑）	黒鉱	—	0.1	30	2.74	6.74	16.29	—	—	73	33	3	0.9	9	32
松倉鉱山	銅・鉛・亜鉛脈	—	Nd	38.8	1.80	3.82	16.63	—	—	—	—	—	—	—	—
//	銅・鉛・亜鉛脈	—	0.1	97	1.79	2.00	36.50	—	—	5	11	36	0.5	83	5
坊沢鉱山	含金石英脈	0.4	0.9	1	tr	0.01	tr	—	—	64	24	tr	tr	17	8
日三市鉱山	銅脈	—	tr	129	11.31	0.03	0.05	—	—	tr	tr	8	0.5	2100	3

岩（Hr2）である。昭和40年代初め頃、藤原瞭が4名の坑内作業員を使用して、小規模に稼行していた。銅脈とみられるが、詳細は不明である。

玉川旧坑（仮称）（^{どうでん}鉱脈鉱床）

仙北市田沢湖生保内堂田南方の玉川左岸に位置する。鉱床は、ドレライト中の走向N60°E、傾斜80°N、幅30～60cmの粘土化帯を硫化物が鉱染したもので、鉱石鉱物は黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱からなる。分析品位は、Cu 1.12%、Pb 0.35%、Zn 2.25%である（通商産業省資源エネルギー庁，1986）。

松倉鉱山（^{ひがした}鉱脈鉱床）

仙北市田沢湖卒田出口の北方、柴倉の西方に位置する。鉱床は黄銅鉱、方鉛鉱、閃亜鉛鉱からなる。地表で見られる鉱脈は、走向N50°E、南西傾斜、脈幅2～5cmの含閃亜鉛鉱、黄銅鉱石英脈である。転鉱石の分析品位は、Ag 38.8 g/t、Cu 1.8%、Pb 3.8%、Zn 16.6%である（通商産業省資源エネルギー庁，1986）。

^{ひがした}東田鉱山（^{どうでん}鉱脈鉱床）

仙北市田沢湖梅沢東田の北東に位置する。鉱床は、銅、鉛、亜鉛脈で、N50°E、80°NW方向の断層破砕帯中

に発達する。破碎帯の幅は10～70 cmで、破碎帯内に局部的に鉛や亜鉛鉱が濃集する。坑内富鉛部の最高品位はCu 4.16%、Pb 13.74%、Zn 20.84%である（通商産業省資源エネルギー庁、1986）。

坊沢鉱山（鉍脈鉍床）

仙北市角館町雲然に位置する。鉍床は桂測層を貫く珪長質貫入岩中の含金、銀石英脈である。斎藤（1980）によれば、石英脈は走向N30°W、傾斜70～80°Wで、金の含有量は局部的には50 g/tに達する。本鉍山の沿革は次のとおりである。本鉍山は800年以上前に発見された。明治維新前後は佐竹藩によって稼行され、1,000人以上の坑夫が雇用されていた。明治40年頃から約10年間、木村久太郎が経営、採掘したが、採算がとれず休山した。大正初年、吉田幸太郎の所有となり、探鉱契約により大正5年に日立鉍山が探鉱を開始したが、1年間で中止した。大正6年、木下新三郎が買山したが、ほとんど操業しなかった。昭和7年に田口喜代治が買山、操業し、日立鉍山へ売鉱した。出鉱量は約50 t (Au 10 g/t)であった。その後、太田徳治の所有となり、太田より委任をうけた日吉平吉が昭和11年に坑内探鉱を開始した。昭和12年に小坂鉍山が買山し、操業したが、同19年に金山整備令で休山した。同23年に藤田鉍山株式会社が再開し、昭和29年から32年にかけて、約7,000 t (Au 1.5 g/t)を珪酸鉍として小坂へ送鉱した。

日三市鉍山（鉍脈鉍床）

仙北市角館町山谷川崎零田の北西に位置する。大小7条の含黄銅鉍石英脈からなり、主要な黒滝沢本鍾は、走向N60～70°E、幅0.6～6 m（平均1.2 m）、延長1,900 mに達する。鉍脈は主に石英と黄銅鉍からなり、黄鉄鉍、閃亜鉛鉍、方鉛鉍を伴う。赤銅鉍、孔雀石、珪孔雀石などを多産した。平均品位は、Cu 3.0%前後、黄銅鉍は150～200 g/tのAgを含む。なお、西方の外日三市沢、松倉沢などにも鉍脈があり、大日三市鉍山と呼ばれる。本鉍山の沿革は次のとおりである。本鉍山は天正年間に発見され、初めは金山、その後日三市鉛山として、秋田藩の下、正徳2年（1712年）から文政2年（1819年）

まで銅山として稼行した。明治29年、三菱合資会社によって開発され、数百から千数百 mの大切坑が作られた。明治末には月産粗鉍3,500～4,000 t (Cu 3%、Ag 70 g/t)に達した。現在の鉍区は明治40年、41年に設定されたもので、昭和20年、荒川鉍業株式会社がこれを継承したが、その後休山のままである。

白岩マンガン鉍山（層状マンガン鉍床）

仙北市角館町久内^{うちさわ}の内沢上流に位置する鉍山である。鉍床は^{しりたか}尻高層凝灰角礫岩（本報告の八割層デイサイト～流紋岩溶岩又は貫入岩（Hr2））を母岩とする同生鉍床で、レンズ状鉍体の集合からなる。鉍石鉍物は、水マンガン鉍、パイロルース鉍などからなり、脈石鉍物は方解石、モンモリロナイトなどからなる。鉍床上下盤の変質帯は下位より、強変質流紋岩（Hr2?）、珪化帯、モンモリロナイト+セラドナイト（緑泥石）帯、（鉍床）、モンモリロナイト+鉍染鉍帯、モンモリロナイト帯となる。本鉍山は明治末期には既に開発され、第二次世界大戦前後に杉林黒鉛満庵株式会社、その後、富国鉍業株式会社によって稼行された（吉村、1969）。昭和31～34年にマンガン鉍（Mn 42～48%）を2,466 t生産した。総生産量は2.5万 tと推定されている。

7.2 採石資源

仙北市角館町の大威徳山を構成するデイサイトが砕石資源として採掘されている（白田ほか、1980）。また、仙北市角館町下延上川原^{しものぶかみかわら}の斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（If）も採石されていたが、現在は採石されていない。

7.3 温泉

角館地域内の温泉・鉍泉データを第7.3表にまとめた。データは主に地質調査総合センター編（2005）に基づき、不足している情報は、現地に掲載されている温泉分析表、ホームページ上のデータなどを加えた。角館地域内の温泉は硫酸塩泉が多く、八乙女温泉、西木温泉は炭酸水素塩泉、夏瀬温泉が硫黄泉である。

第7.3表 角館地域の温泉一覧表

温泉施設名	源泉名	所在地	泉質名	泉温 (°C)	湧出量 (l/min)	pH
八乙女温泉さくら荘	八乙女温泉	秋田県大仙市長野字長野山91	(Na-HCO ₃ ・Cl)泉*	33.1*	290*	8.2*
かくのだて温泉	かくのだて温泉	秋田県仙北市角館町下中町28	Ca・Na-SO ₄ ・Cl泉*	51.3*	150*	8.5*
夏瀬温泉	夏瀬温泉	秋田県仙北市田沢湖幸田字夏瀬84	含S-Ca(・Mg)-HCO ₃ ・Cl泉*	45.2*	150*	8.2*
〃	夏瀬温泉(2号井)		(Ca・Na-SO ₄)泉**	59.0*	440*	8.4*
あきた芸術村温泉ゆほぼ	わらび温泉	秋田県仙北市田沢湖幸田字早稲田430	Na-SO ₄ 泉*	35.3*	220	7.6
奥羽山荘	川口温泉	秋田県大仙市太田町太田字惣行大谷地10-5	(Ca・Na-SO ₄)泉	37.4**	210**	8.2**
西木温泉クリオン	西木温泉	秋田県仙北市西木町門屋字屋敷田83-2	(Na-HCO ₃ ・SO ₄)泉*	29.8*	45*	9.2*
角館山荘 侘桜	角館曙山温泉	秋田県仙北市西木町門屋字笹山2-8				

*地質調査総合センター編（2005）、**自然科学調査事務所の提供データ

第8章 自然災害

(白濱吉起)

8.1 斜面災害

本地域の山地斜面及び丘陵斜面は急峻で、場所によってはその基部に崖錐堆積物が認められ、土砂崩れなどの斜面災害が発生してきたことが伺える。また、山間地において豪雨に伴う土砂崩れにより道路の寸断が度々生じていることから、斜面災害のリスクが高い地域であると言える。

空中写真判読の結果、真昼山地には、多数の地すべり地形の分布が確認された。奥羽山脈には広く地すべり地形が形成されており、特に真昼山地のような非火山地域では、新第三系の分布域に集中する傾向がある（地すべり学会東北支部編，1992）。角館地域は、地すべり地形が多数認められることから、地すべり災害の潜在的な可能性が高い地域である。2019年現在、角館地域内では第8.1表に示す地区が地すべり警戒区域に指定されている（秋田県建設部河川砂防課，2019）。南隣の六郷地域や、西隣の刈和野地域では、地震に伴って地すべりが生じたことが報告されている。1896年の陸羽地震直後には、六郷地域の善知鳥川赤石台地区で生じた地すべりによって天然ダムが形成された（山崎，1896；阿部・高橋，1997）。1914年の秋田仙北地震では角館地域西方の旧大沢郷村を中心にして大小多数の地すべりが生じた（阿部・高橋，1997）。

8.2 古地震・地震災害

角館地域周辺を震央とする被害地震は、1896年陸羽地震や1914年秋田仙北地震がある。陸羽地震は1896年（明治29年）8月31日17時6分に生じた北緯39.5度、東経140.7度を震央とする内陸地震で、秋田県の横手盆地東縁、岩手県の真昼山地西麓を中心に甚大な被害が生じた（宇佐美ほか，2013）。秋田県での死者は205名、家屋の全壊4,278棟、岩手県での死者は4名、家屋の全壊110棟と報告される（山崎，1896）。陸羽地震では、

後述する仙北地震と比して、家屋の倒壊数に対し人的被害が少なかった。これは8月23日以降数回の前震が生じていたことで、住民が警戒感を高めていたことや、発生時多くの住民が屋外にいたことで、人的被害が軽減されたためと推定されている（山崎，1896）。特に古い家屋に被害が集中し、家屋の倒壊率は、断層に近いほど高い傾向を示していた。地震による死者は、家屋倒壊による死者が全体の91%に及ぶ。地震のマグニチュードは7.2とされ（宇津，1979）、横手盆地東縁及び真昼山地西麓に地表地震断層が出現した（山崎，1896；宇佐美ほか，2013）。松田ほか（1980）は、山崎（1896）らによって地震直後に行われた地表地震断層調査結果を参考に現地調査を実施し、地表地震断層の詳細な位置と変位量分布を明らかにした。善知鳥川流域では、地震による大規模な地すべりにより、天然ダムが形成された（山崎，1896）。阿部・高橋（1997）は地震後の調査結果を元に地すべりや斜面崩壊を含む斜面災害発生領域をまとめた。それによると真昼山地内や丘陵部の1%以上の潰屋が生じた地域に斜面災害が集中する傾向が示された。

秋田仙北地震は、1914年（大正3年）3月15日4時59分に秋田県南東部で発生した北緯39.5度、東経140.4度を震央とする内陸地震である（宇佐美ほか，2013）。地震による被害は横手盆地中央部や雄物川沿いに集中しており、死者94名、負傷者324名、家屋の全壊640棟、半壊575棟の被害が生じた（今村，1915）。一方、横手盆地北部における被害は建物の半壊が4棟のみで、死傷者は報告されていない。被害が雄物川沿いに集中した原因は、横手盆地中央部～南部や雄物川流域に分布する軟弱地盤の影響によって揺れが増幅されたためと推定されている（水田ほか，2011）。この地震によって多数の地割れや地すべりといった地変が生じたことが報告されている。特に震源地南側の笹森丘陵に集中して地すべりが発生し、堰止湖が多数生じた（碧海，1915；阿部・高橋，1997）。地震に伴って出現した地震断層は報告されておらず、周囲の活断層との関係や震源となりうる活断層は

第8.1表 角館地域内の地すべり警戒区域（平成30年12月現在）

箇所番号	箇所名	地すべり 区域名	所在地
175-1	明平1	A区域	秋田県仙北市田沢湖 刺巻字明平及び中村
175-2	明平2	B区域	秋田県仙北市田沢湖 刺巻字明平、明戸及び中村

不明である。この地震のマグニチュードは宇津（1979）によると7.1とされるが、武村ほか（2010）は文献を再検討し震度分布を再推定した結果、7.0以下である可能性を指摘した。神田・武村（2011）は正確なマグニチュードを求めるため、再検討された震度分布や余震分布を用

い、断層モデルを考慮したインバージョン解析を行った。震源から南に20 km 伸び、傾斜45度で東に傾斜する断層モデルを仮定した結果、マグニチュードは6.5～6.6と推定された。

文 献

- 阿部恒平・今泉俊文・黒澤英樹・小坂英輝・楳原京子・三輪敦志・宮内崇裕 (2018) 人工改変に伴い新たに見つかった1896年陸羽地震の断層露頭. 活断層研究, no. 49, p. 23-30.
- 阿部真郎・高橋明久 (1997) 東北地方・グリーンタフ地域における地震発生時の地すべり挙動: 主として秋田県, 陸羽地震・仙北地震での検証. 応用地質, vol. 38, p. 265-279.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle to high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. *et al.*, eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 87, p. 393-481.
- 秋田県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 横手盆地東縁断層に関する調査成果報告書. 秋田県, 150 p.
- 秋田県建設部河川砂防課 (2019) 秋田県土砂災害危険箇所マップ. <http://sabomap.pref.akita.lg.jp/> (2019/03/06 現在).
- 天野一男・佐藤比呂志 (1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, no. 32, p. 81-96.
- Anthonissen, D. E. and Ogg, J. G. (2012) Cenozoic and Cretaceous biochronology of planktonic foraminifera and calcareous nannofossils. In Grandstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M., eds., *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Amsterdam, p. 1083-1127.
- 碧海康温 (1915) 大正三年三月十五日秋田縣仙北郡ニ發シタル地震ニ就キテ. 震災豫防調査會報告, vol. 82, p. 31-36.
- Blow, W. A. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P., Rentz, H. H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967 Vol. 1*, p. 199-422.
- Cas, R. A. F., Yamagishi, H., Moore, L., Scutter, C. (2003) Miocene submarine fire fountain deposits, Ryugazaki Headland, Oshoro Peninsula, Hokkaido, Japan: Implication for submarine fountain dynamics and fragmentation processes. In White, J. D. L., Smellie, J. L., Clague, D. A., eds., *Explosive Subaqueous Volcanism*, American Geophysical Union, p. 299-316.
- 地質調査所編 (1956) 日本鉱産誌 B 第 1-b 主として金属原料となる鉱石: 銅・鉛・亜鉛. 地質調査所, 395+30 p.
- 地質調査所編 (2000) 日本重力 CD-ROM. 通商産業省工業技術院地質調査所.
- 地質調査総合センター編 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第2版) CD-ROM 版. 数値地質図 GT-02, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 地質調査総合センター編 (2013) 日本重力データベース DVD 版. 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 千谷好之助 (1925) 秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第二十六区) 地質及地形図説明書. 地質調査所, 13 p. + 英文要旨 3 p.
- 千谷好之助 (1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就きて. 地質学雑誌, vol. 37, p. 262-269.
- Fisher, R. V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, vol.1, p. 287-298.
- Fujibayashi, N., Asakura, K., Hattori, T., Allen S. (2015) Pillow lava and spasmodic submarine fire fountaining in the middle Miocene marginal basin, Sado Island, Japan. *Island Arc*, vol. 23, p. 344-364.
- 藤原健蔵 (1954) 横手盆地東縁北半部の地形—断層崖下にみられる運動—. 東北地理, vol. 7, p. 63-69.
- 深沢 浩 (1984) 横手盆地北半部の地形と地盤運動. 法政大学地理学集報, vol. 13, p. 43-49.
- 古谷正和・田井昭子 (1993) 大阪層群と段丘堆積層・沖積層の花粉化石. 市原実編著, 大阪層群, 創元社, p. 247-255.
- 雁沢好博 (1983) フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分: その2—富山県太美山地域—. 地質学雑誌, vol. 89, p. 271-286.
- Haji, T., Hosoi, J. and Yamaji, A. (2019) A middle Miocene post-rift stress regime revealed by dikes and mesoscale faults in the Kakunodate area, NE Japan. *Island Arc*, vol. 28, e12304.
- Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S. (2013) Zeta equivalent fission-track dating using LA-ICP-MS and examples with simultaneous U-Pb dating. *Island Arc*, vol. 22, p. 280-291.
- 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.
- 平林 武 (1910) 黒鉱鉱床調査報文第2回. 農商務省鉱山局, 183 p.
- 細井 淳・天野一男 (2013) 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史. 地質学雑誌, vol. 119, p. 630-646.
- Hosoi, J. and Amano, K. (2017) Submarine basaltic fountain eruptions in a back-arc basin during the opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 149, p. 103-109.
- Hosoi, J., Okada, M., Gokan, T., Amano, K. and Martin, A. J. (2015) Early to Middle Miocene rotational tectonics of the Ou Backbone Range, northeast Japan. *Island Arc*, vol. 28, p. 288-300.
- 細井 淳・中嶋 健・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史・天野一男 (2018) 岩手県西和賀町に分布するグリーンタフのジルコン FT および U-Pb 年代とその意味. 地質学雑誌, vol. 124, p. 819-835.
- 細井 淳・工藤 崇・羽地俊樹・岩野英樹・檀原 徹・平田岳史 (2019a) 出羽山地東縁, 秋田県角館町周辺の上部漸新統および中新統の層序. 地質学雑誌, vol. 125, p. 279-295.

- 細井 淳・工藤 崇・岩野英樹・檀原 徹・平田岳史 (2019b) 秋田県角館町東方, 奥羽脊梁山脈に分布する真昼川層の年代. 地質調査研究報告, vol. 70, p. 315-326.
- 藤岡一男 (1956) Green Tuff (緑色凝灰岩) の研究. 科学, vol. 26, p. 440-446.
- 藤岡一男 (1963) 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, p. 39-50.
- Huzioka, K. (1963) The Utto flora of Northern Honshu. In *Tertiary Floras of Japan, 1. Miocene Floras*, Collaborating Association to Commemorate the 80th Anniversary of the Geological Survey of Japan, p. 153-216, pl. 28-40.
- Huzioka, K. (1964) The Aniai flora of Akita Prefecture, and the Aniai-type floras in Honshu, Japan. *Journal of the Mining College, Akita University. Series A, Mining Geology*, vol. 3, p. 1-105.
- Ikeda, Y. (1983) Thrust-front migration and its mechanism: Evolution of intraplate thrust fault systems. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, vol. 15, p. 125-159.
- 今泉俊文・平野信一・松田時彦 (1989a) 千屋断層のボーリング調査: 断層線の湾曲を説明する断層面の形態. 活断層研究, no. 7, p. 32-42.
- 今泉俊文・宮内崇裕・鈴木毅彦・山懸耕太郎・平野信一・松田時彦 (1989b) 1988 年千屋断層 (一丈木南地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 6, p. 87-92.
- 今泉俊文・宮内崇裕・吉岡敏和・鈴木毅彦・松田時彦・鈴木康弘・早川唯弘・櫻井一賀・柏木修一・東郷正美・山口伸弥・深沢 浩・大杉芳明・熊沢秀晃 (1989c) 1985 年千屋断層 (花岡地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 6, p. 81-86.
- 今泉俊文・楳原京子・大槻憲四郎 (2006) 秋田県・千屋断層の陸羽地震断層露頭. 活断層研究, no. 26, p. 71-77.
- 今村明恒 (1915) 大正三年秋田縣仙北郡大地震調査報告. 震災豫防調査會報告, vol. 82, p. 1-30.
- 井口 隆・清水文健・大八木規夫 (1984) 地すべり地形分布図第 2 集「秋田・男鹿」. 防災科学技術研究所, 防災科学技術研究所研究資料, vol. 85.
- 井上 武 (1960) 秋田油田地域における含油第三系およびその基盤グリーンタフの火成層序学的研究. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 23, p. 1-79.
- 井上 武・藤岡一男・高安泰助 (1956) 秋田油田における荷背凝灰岩の検討. 石油技術協会誌, vol. 21, p. 79-84.
- 石川洋平・沢口俊美・岩谷伸一・堀内正俊 (1976) 黒鉱鉱床の下盤石英安山岩溶岩による探査標的へのアプローチ: その活動様式と深沢鉱床の変質鉱化ハローの追跡. 鉱山地質, vol. 26, p. 105-117.
- 石川洋平・加納 博・高安泰助 (1989) II 表層地質図. 秋田県編, 土地分類基本調査, 角館・鶯宿 (5 万分の 1), 秋田県, p. 21-32+1 葉.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 横手盆地東縁断層帯の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/15_yokote-bonchi.pdf (2019/01/31 時点).
- 地すべり学会東北支部編 (1992) 東北の地すべり・地すべり地形: 分布図と技術者のための活用マニュアル. 地すべり学会東北支部, 142 p.
- 楳原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田茂・越谷 信・野田 賢・加藤 一・野田克也・三輪敦志・黒澤英樹・小坂英輝・野原 壯 (2006) 横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造. 地学雑誌, vol. 115, p. 691-714.
- 楳原京子・今泉俊文・越後智雄・宮内崇裕・越谷 信・野田賢・加藤 一・戸田 茂・石山達也・佐藤比呂志・岡田真介・神田聡史・神谷直音・森下信人・高橋就一・橋森光亮・清水聡子・山崎航太・小池太郎・井川 猛 (2007a) 横手盆地東縁断層帯・白岩断層を横断する浅層反射法地震探査 (2005 年): データ取得と処理について. 東京大学地震研究所彙報, vol. 81, p. 129-138.
- 楳原京子・内田拓馬・宮内崇裕・今泉俊文・佐藤比呂志・越後智雄・池田安隆・越谷 信・野田 賢・松多信尚・石山達也・戸田 茂・加藤 一・岡田真介・加藤直子・荻野スミ子・木村治夫・渡邊勇二・宇野知樹・田中 環・小島 淳・市川史大・小畑一馬・乗田康之・今村朋裕・野田克也・井川 猛 (2007b) 横手盆地東縁断層帯・太田断層を横断する浅層反射法地震探査 (2003 年): データ取得と処理について. 東京大学地震研究所彙報, vol. 81, p. 107-117.
- Kagohara, K., Ishiyama, T., Imaizumi, T., Miyauchi, T., Sato, H., Matsuta, N., Miwa, A. and Ikawa, T. (2009) Subsurface geometry and structural evolution of the eastern margin fault zone of the Yokote basin on seismic reflection data, northeast Japan. *Tectonophysics*, vol. 470, p. 319-328.
- 神田克久・武村雅之 (2011) 震度データによる 1914 年秋田仙北地震の短周期地震波発生域と地震規模の推定および 1896 年陸羽地震との比較. 地震 2 輯, vol. 63, p. 207-221.
- 鹿野和彦・大口健志 (2004) 八幡平西方, 玉川溶結凝灰岩中に見出された給源不明の火山砕屑堆積物. 火山, vol. 49, p. 283-297.
- 鹿野和彦・大口健志・石川洋平・矢内桂三・藤本幸雄・植村和彦・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2012) 阿仁合地域の地質 (第 2 版). 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 59 p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437 p.
- 木村勝弘 (1985) 秋田地域の K-Ar 年代層位. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 132.
- 木村勝弘 (1986) 層位関係と放射年代からみた男鹿, 秋田と本庄一湯沢地域の中・下部第三系の年代層位区分. 中川久夫・小高民夫・高柳洋吉編, 北村信教授退官記念地質学論文集, 北村信教授退官記念事業会, p. 167-173.
- 木下 尚・都鳥康之 (1993) 本畑層の化石—アケボノゾウ白歯化石—. 北上市立博物館研究報告, no. 9, p. 123-136.
- 金属鉱物探査促進事業団 (1972) 昭和 45 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域. 金属鉱物探査促進事業団, 99 p.
- 金属鉱物探査促進事業団 (1973) 昭和 46 年度精密調査報告書,

- 和賀雄物地域. 金属鉱物探鉱促進事業団, 125 p.
- 金属鉱業事業団 (1974) 昭和 47 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域. 金属鉱物探鉱促進事業団, 138 p.
- 金属鉱業事業団 (1975) 昭和 48 年度精密調査報告書, 和賀雄物地域. 金属鉱物探鉱促進事業団, 100 p.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2004) 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 374-384.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編 (2005) 日本の地形 3 東北. 東京大学出版会, 355 p.
- 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.
- 今田 正・植田良夫 (1980) 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩石鉱物探鉱学会誌, 特別号 no. 2, 343-346.
- 小西泰次郎 (1966) 秋田県横手盆地の地理地質学的研究. 地質調査所報告, no. 216, p. 1-34.
- 小坂英輝・楳原京子・三輪敦志・今泉俊文・黒澤英樹・野原 壯 (2008) 横手盆地東縁断層帯の後期鮮新統一更新統のフィッシュン・トラック年代. 地学雑誌, vol. 117, p. 851-862.
- Large, R. R., Gemmell, J. B. and Paulick, H. (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, vol. 96, 957-971.
- 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. *Journal of Petrology*, vol. 27, p. 745-750.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336 p.
- 米谷盛壽郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 池辺展生教授退官記念事業会編, 日本の新生代地質: 池辺展生教授記念論文集, 池辺展生教授退官記念事業会, p. 35-60.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farinacci, A., ed., *Planktonic Conference, Roma, 1970, Proceedings, 2*, Tenosscienza, Roma, p. 738-785.
- 増田孝一郎・吉田正逸 (1991) 秋田県抱返溪谷産の貝類化石について. 秋田県立博物館研究報告, no. 16, p. 1-10.
- 増田孝一郎・佐藤 隆・吉田正逸 (1999) 秋田県和賀山塊産の貝類化石について. 和賀山塊自然学術調査会編, 和賀山塊の自然: 和賀山塊学術調査報告書, 和賀山塊自然学術調査会, p. 135-144.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) 1896 年陸羽地震の地震断層. 東京大学地震研究所彙報, vol. 55, p. 795-855.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. (1993) *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania, Hobart, 198 p.
- 宮内崇裕・今泉俊文・原口 強・阿部真郎・八木浩司・稲庭智子 (1997) 1896 年陸羽地震断層中部 (太田断層) の露頭とその 3 次元表現. 活断層研究, no. 16, p. 1-6.
- 水田敏彦・藤井摩弥・鏡味洋史 (2011) 1896 年陸羽地震と 1914 年秋田仙北地震における住家被害と地盤特性の検討—全潰率と微動 H/V スペクトル比の比較—. 東北地域災害科学研究, vol. 47, p. 19-24.
- Momohara, A. (1992) Late Pliocene plant biostratigraphy of the Lowermost part of the Osaka Group, southwestern Japan, with reference to extinction of plants. *The Quaternary Research*, vol. 31, 77-89.
- 中嶋聖子・周藤賢治・加々美寛雄・大木淳一・板谷徹丸 (1995) 東北日本弧, 後期中新世~鮮新世火山岩の島弧横断方向における化学組成および同位体組成変化. 地質学論集, no. 44, p. 197-226.
- 中嶋 健・檀原 徹・鎮西清高 (2000) 岩手県湯田盆地の堆積盆発達史: 新生代後期における奥羽山脈中軸部の地質構造発達史に関連して. 地質学雑誌, vol. 106, p. 93-111.
- Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H. and Chinzei, K. (2006) Uplift of the Ou Backbone Range in Northeast Japan at around 10 Ma and its implication for tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 241, p. 28-48.
- Nakata, T. (1976) Quaternary tectonic movements in central Tohoku district, Northeast Japan. *The Science Reports of the Tohoku University, 7th series, Geomorphology*, vol. 26-2, p. 213-239.
- Naya, T., Hosoi, J. and Komatsubara, T. (2019) *Lindavia costata* (Loginova, Lupikina & Khursevich) Nakov, Guillory, Julius, Theriot & Alverson from the lower Pleistocene Tazawa Formation, Akita Prefecture, Japan. *Diatom*, vol. 35, p. 61-63.
- 日本地形学連合編 (2017) 地形の辞典. 朝倉書店, 1018 p.
- 日本学術振興会編 (1944) 本邦の金属鉱床. 丸善, 302 p.
- 新潟県地質図改訂委員会 (2000) 20 万分の 1 新潟県地質図 (2000 年版) 及び同説明書. 新潟県, 200 p.
- 新潟古植物グループ・新潟花粉グループ (1983) 魚沼層群産出の大型植物化石と花粉化石. 地学団体研究会専報, no. 26, p. 103-126.
- 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.
- 大口健志・伊里道彦 (1977) 秋田県田沢湖町生保内~岩手県雫石町橋場間の地質 (特に最下部第三系・生保内層の再定義と上部第三系の細分) —地熱地帯後背地の地質—. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 44, p. 67-81.
- 大石雅之・吉田裕生 (1995) 北上低地帯, 胆沢扇状地付近に分布する中・下部更新統百岡層 (新称) のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 101, p. 825-828.
- 大石雅之・吉田裕生・金 光男 (1998) 北上低地帯, 和賀川・夏油川流域の鮮新・更新統. 岩手県立博物館調査研究報告書, vol. 14, p. 5-20.
- 大沢 穠・角 清愛 (1958) 5 万分の 1 地質図幅説明書「田沢湖」. 地質調査所, 23 p.

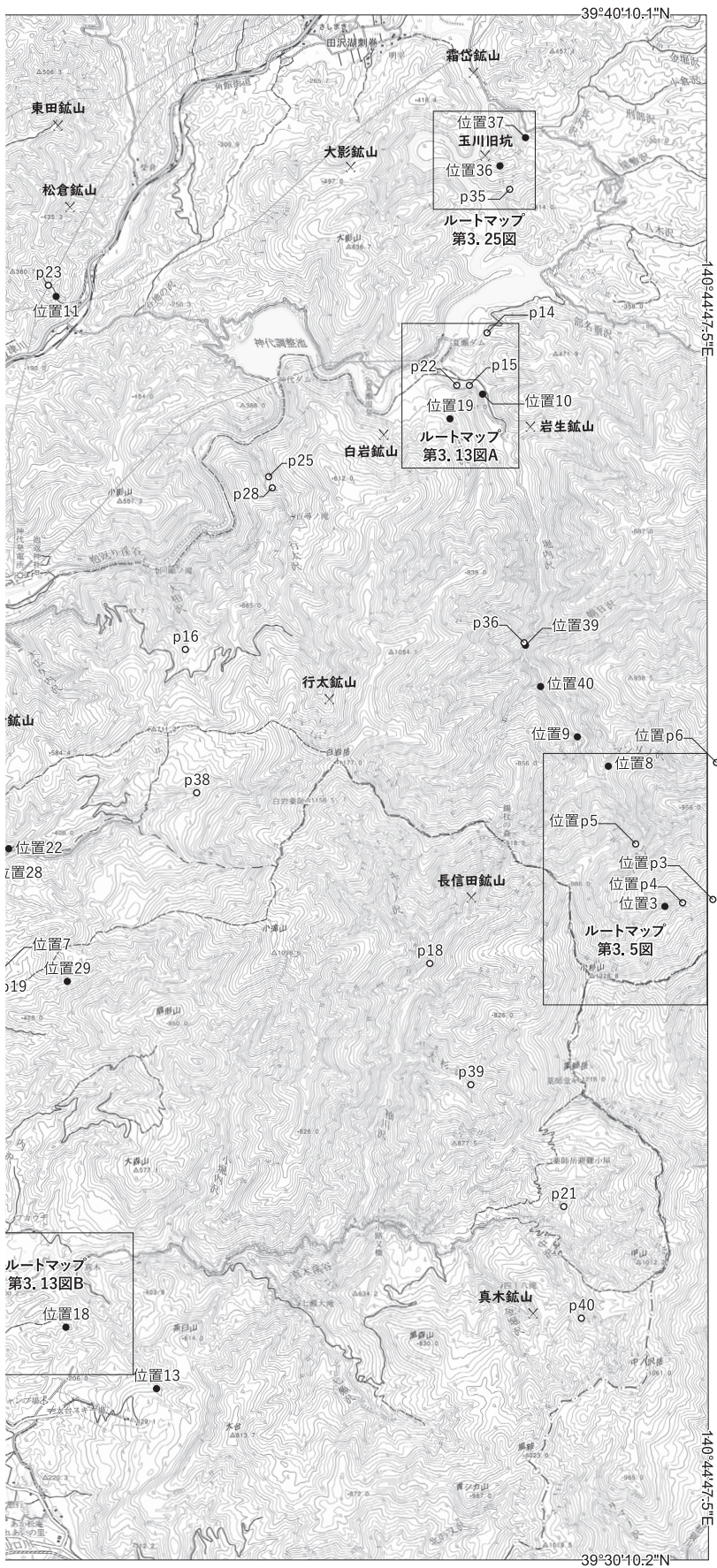
- 大沢 穠・加納 博・丸山孝彦・土谷信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一 (1981) 太平山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.
- 斎藤實則 (1980) 鉾山と鉾山集落: 秋田県の鉾山と集落の栄枯繁衰. 大明堂, 292 p.
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, p. 22261-22274.
- 佐藤比呂志・平田 直 (1998) 活断層の深部構造と日本列島の成立 (小特集 島弧・日本列島の新しい理解). 科学, vol. 68, p. 63-71.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M. and Ikawa, T. (2002) Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, vol. 355, p. 41-52.
- 佐藤源郎 (1939) 7万5千分の1地質図幅「角館」. 地質調査所, 地質図1葉.
- 佐藤時幸・神崎 裕・奥山貴男・千代延 俊 (2010) 北陸～北日本に分布する中新統石灰質ナノ化石層序. 秋田大学大学院工学資源学研究所研究報告, no. 31, 37-45.
- 澤 祥・岡田篤正・楳原京子・杉戸信彦・堤 浩之・八木浩司 (2013) 1:25,000都市圏活断層図横手盆地東縁断層帯とその周辺「横手」. 国土地理院技術資料, D1_No. 639.
- 関 喜四郎 (1989) I地形分類図. 秋田県編, 土地分類基本調査, 角館・鶯宿 (5万分の1), 秋田県, p. 9-20+1葉.
- 千屋断層研究グループ (1986) 千屋断層 (秋田県) の完新世の活動と断層先端部の形態—千畑町小森での発掘調査. 東京大学地震研究所彙報, vol. 61, p. 339-402.
- 白濱吉起・細井 淳・小松原 琢 (2020) 横手盆地東縁断層帯北部の下部更新統中に見出された断層露頭. 第四紀研究, vol. 59, 印刷中.
- 副田宜男・宮内崇裕 (2007) 変動地形と断層モデルからみた出羽丘陵の第四紀後期隆起過程と上部地殻の短縮変形. 第四紀研究, vol. 46, p. 83-102.
- 田井昭子 (1966a) 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析 (その1)—近畿地方の新期新生代層の研究 V—, 地球科学, no. 83, p. 25-33.
- 田井昭子 (1966b) 大阪市におけるボーリング (OD-1) コアの花粉分析 (その2)—近畿地方の新期新生代層の研究 V—, 地球科学, no. 84, p. 31-38.
- Tai, A. (1973) A study on the pollen stratigraphy of the Osaka Group, Pliocene-Pleistocene deposits in the Osaka Basin. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. Geol. Min.* vol. 39, p. 123-165.
- 須藤 茂・石井武政 (1982) 仙岩地熱地域南部の新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, vol. 33, p. 433-442.
- 須藤 茂・石井武政 (1987) 雫石地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 142 p.
- 高橋純一 (1932) 北日本内帯の緑色凝灰岩. 火山, vol. 1, p. 9-21.
- 高安泰助 (1951) 秋田県挾亜炭層の相違—其の1, 平鹿亜炭田及び生保内亜炭田. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 5, p. 11-23.
- 高安泰助・白田雅郎・村山 進 (1979) 仙北郡田沢湖町南縁に分布する“松葉層”の検討. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, no. 45, p. 57-63.
- 高安泰助・小笠原憲四郎・島本昌憲・的場保望 (1986) 3. 秋田油田地域の層序と貝類化石産地. 小笠原憲四郎・増田孝一郎・的場保望編, 秋田油田地域新第三系・第四系貝類化石図鑑, 高安泰助教授退官記念会, p. 9-68.
- 武村雅之・高橋裕幸・津村建四朗 (2010) 1914 (大正3) 年秋田仙北地震の被害データと震度分布. 歴史地震, no. 25, p. 1-27.
- 田沢湖町教育委員会 (1985) 黒倉 B 遺跡—第1次発掘調査報告—, 田沢湖町, 74 p.
- 土谷信之 (1995) 東北地方中部日本海側地域の漸新世～中期中新世火成活動の変遷. 地質学論集, no. 44, p. 227-240.
- 土谷信之・吉川敏之 (1994) 刈和野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72 p.
- 堤 浩之・池田安隆・石村大輔・澤 祥・平川一臣・八木浩次 (2013) 1:25,000都市圏活断層図横手盆地東縁断層帯とその周辺「田沢湖」. 国土地理院技術資料, D1_No. 639.
- 通商産業省 (1967) 昭和41年度広域調査報告書, 和賀雄物地域. 通商産業省, 21 p. + 付図10葉.
- 通商産業省 (1969) 昭和42年度広域調査報告書, 和賀雄物地域. 通商産業省, 17 p. + 図表16 p. + 付図16葉.
- 通商産業省 (1970a) 昭和43年度広域調査報告書, 和賀雄物地域. 通商産業省, 29 p. + 付図11葉.
- 通商産業省 (1970b) 昭和44年度広域調査報告書, 和賀雄物地域. 通商産業省, 13 p. + 付図4葉.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1986) 昭和60年度広域調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 151 p. + 付図13葉.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1987) 昭和61年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 137 p. + 図表31 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1988) 昭和62年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 92 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1989) 昭和63年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 103 p. + 図表33 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1990) 平成元年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 16 p. + 図表12 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1991) 平成2年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 14 p. + 図表8 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1992) 平成3年度広域地質構造調査報告書, 田沢地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 15 p. + 図表13 p.
- 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), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 161 p.

- 内田拓馬・宮内崇裕・今泉俊文・越後智雄・松多信尚・石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・木村治夫・萩野スミ子・越谷信・野田 賢・池田安隆・岡田真介・加藤 一・野原壯・水本匡起・楳原京子 (2005) 変動地形・反射法地震探査からみた横手盆地東縁断層の前進過程と第四紀後期の活動性. 2005年地球惑星科学連合大会合同大会予稿集, J027-P004.
- 上田良一 (1963) 田沢湖周辺山地 (桧木内川・玉川流域) の地質層序. 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所報告, no. 28, p. 1-27.
- 白田雅郎・岡本金一 (1986) 秋田県南部における新第三紀火山岩の K-Ar 年代と新第三系の対比. 中川久夫・小高民夫・高柳洋吉編, 北村信教授退官記念地質学論文集, 北村信教授退官記念事業会, p. 595-607.
- 白田雅郎・白石建雄・岩山勝男・秋元義人・井上 武・乗富一雄 (1976) 秋田県総合地質図幅, 六郷. 秋田県, 70 p. + 付図 4 葉.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・高安泰助・乗富一雄 (1979) 秋田県総合地質図幅, 刈和野. 秋田県, 77 p. + 付図 7 葉.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・高安泰助・乗富一雄 (1980) 秋田県総合地質図幅, 角館. 秋田県, 86 p. + 付図 7 葉.
- 白田雅郎・岡本金一・高安泰助 (1985) 秋田県総合地質図幅, 田沢湖. 秋田県, 68 p. + 付図 6 葉.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) 日本被害地震総覧: 599-2012. 東京大学出版会, 724 p.
- 宇津徳治 (1979) 1885年～1925年の日本の地震活動—M6以上の地震および被害地震の再調査—. 東京大学地震研究所彙報, vol. 54, p. 253-308.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A. and Palike, H. (2011) Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, vol. 104, p. 111-142.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. *Tectonophysics*, vol. 9, p. 365-378.
- Yamaji, A., Sato, K. and Tonai, S. (2010) Stochastic modeling for the stress inversion of vein orientations: Paleostress analysis of Pliocene epithermal veins in southwestern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 32, p. 1137-1146.
- 山野井 徹 (1978) 男鹿半島における新第三系の花粉層序. 地質学雑誌, vol. 84, p. 69-86.
- 山野井 徹・新戸部 隆 (1970) 魚沼層群の花粉層序学的研究—そのII, 十日町市西部地域—. 第四紀研究, vol. 9, p. 53-66.
- 山崎直方 (1896) 陸羽地震調査概報 (参照第五). 震災豫防調査會報告, vol. 11, p. 50-74.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with and introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 114, p. 395-414.
- 吉村豊文 (1969) 日本のマンガン鉱床補遺. 吉村豊文教授記念事業会, p. 523-525.

	試料名	試料番号	位置 (緯度/経度)	位置 番号	地質記号	産状	全岩化学 組成分析	薄片記載	年代測定	
山谷川層	151018-1	R109807	39°38'29"N / 140°30'30"E	1	Ymv	LA/IN	○			
	170927-3	R109808	39°40'12"N / 140°32'03"E	2	Ymv	LA/IN	○	○		
八滝沢層	181003-3	R109809	39°34'24"N / 140°44'24"E	3	Ytl	LA/IN		○		
桂淵層	160426-1	R109810	39°38'17"N / 140°31'07"E	4	Kaw	WP	○			
	150516-5	R109811	39°37'27"N / 140°30'41"E	5	Kaw	WP			○	
	170905-2	R109812	39°36'20"N / 140°31'06"E	6	Kap	TB		○		
八割層	150518-3	R109813	39°33'51"N / 140°38'44"E	7	Hb1	VB	○	○		
	160902-2	R109814	39°35'18"N / 140°43'57"E	8	Hb1	TB		○		
	150928-5	R109815	39°35'30"N / 140°43'42"E	9	Hb2	LA		○		
	150824-1	R109816	39°37'43"N / 140°42'55"E	10	Ha	LA/IN		○		
	151026-1	R109817	39°38'33"N / 140°39'11"E	11	Ha	LA		○		
	161023-2	R109818	39°34'08"N / 140°30'57"E	12	Hr1	LT	○			
	170514-1	R109819	39°31'17"N / 140°40'12"E	13	Hr1	TB	○			
	170513-2	R109820	39°34'09"N / 140°38'20"E	14	Hr1	TB	○			
	170605-1	R109821	39°32'04"N / 140°30'54"E	15	Hr1	TB	○	○		
	171008-4	R109822	39°35'56"N / 140°30'42"E	16	Hr1	LT	○			
	170607-4	R109823	39°35'55"N / 140°30'43"E	17	Hr1	LT			○	
	170516-1	R109824	39°31'40"N / 140°39'26"E	18	Hr1	LT			○	
	180607-1	R109825	39°37'33"N / 140°42'39"E	19	Hr1	TA			○	
	150522-1	R109826	39°36'06"N / 140°38'14"E	20	Hr2	LA/IN	○	○		
	150530-2	R109827	39°34'16"N / 140°37'43"E	21	Hr2	LA/IN	○			
	150602-1	R109828	39°34'47"N / 140°39'01"E	22	Hr2	LA/IN	○			
	150829-1	R109829	39°34'16"N / 140°37'42"E	23	Hr2	LA/IN	○	○		
	160423-5	R109830	39°35'19"N / 140°30'12"E	24	Hr2	LA/IN	○	○		
	161023-1	R109831	39°33'51"N / 140°31'05"E	25	Hr2	LA/IN	○			
	170418-2	R109832	39°33'54"N / 140°37'38"E	26	Hr2	LA/IN	○	○		
	150530-1	R109833	39°34'15"N / 140°37'45"E	27	Hi1	IN	○	○		
	150530-5	R109834	39°34'37"N / 140°38'47"E	28	Hi1	IN	○			
	150518-7	R109835	39°33'55"N / 140°39'28"E	29	Hi2	IN		○		
	山谷層	151019-3	R109836	39°37'23"N / 140°31'37"E	30	Yr1	TB	○		
		171006-2	R109837	39°38'34"N / 140°33'44"E	31	Yr1	TB	○	○	
		171006-3	R109838	39°39'15"N / 140°33'31"E	32	Yr1	TB	○		
		171009-1	R109839	39°38'10"N / 140°33'11"E	33	Yr1	TB	○		
		150515-4	R109840	39°38'22"N / 140°33'47"E	34	Yr1	TB			○
		150516-2	R109841	39°38'11"N / 140°31'41"E	35	Yr2	LA	○	○	○
長内沢層	160528-2	R109842	39°39'11"N / 140°43'03"E	36	Ov	LT	○	○	○	
	171008-3	R109843	39°39'22"N / 140°43'16"E	37	Ov	LT	○			
	180420-5	R109844	39°39'52"N / 140°31'08"E	38	p	PT		○		
貫入岩	150928-7	R109845	39°36'05"N / 140°43'17"E	39	Gr	IN		○		
	150928-6	R109846	39°35'48"N / 140°43'24"E	40	lm	IN	○	○		
	151020-2	R109847	39°36'39"N / 140°32'28"E	41	lm	IN		○		
	150531-1	R109848	39°35'00"N / 140°34'36"E	42	lf	IN	○	○		
	151021-3	R109849	39°35'38"N / 140°31'41"E	43	lf	IN		○		
	160427-2	R109850	39°36'02"N / 140°34'55"E	44	lf	IN	○			
	170610-2	R109851	39°34'06"N / 140°32'09"E	45	lf	IN	○	○		

付図1 本報告で使用した古第三系～新第三系の試料一覧

LA：溶岩，IN：貫入岩，WP：溶結火砕岩，VB：火山角礫岩，TB：凝灰角礫岩，LT：火山凝灰岩，TA：凝灰岩。



付図2 古第三系～新第三系の試料採取位置，図の
写真撮影位置，鉱山位置



付表1 長内沢層の試料 160528-2 におけるジルコン U-Pb 年代一覧

sample name grain No.	Isotopic ratios								Age (Ma)				Remarks
	Th U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ		
160528-2													
No.1	1.13	0.0591 ± 0.0181		0.0012 ± 0.0001		0.0098 ± 0.0029		7.76 ± 0.60		9.94 ± 2.96			
No.2	0.63	0.0881 ± 0.0802		0.0015 ± 0.0004		0.0183 ± 0.0161		9.67 ± 2.50		18.36 ± 16.25			
No.3	0.47	0.0669 ± 0.0908		0.0008 ± 0.0003		0.0074 ± 0.0098		5.19 ± 1.76		7.52 ± 9.92			
No.4	0.48	0.0556 ± 0.0345		0.0012 ± 0.0002		0.0096 ± 0.0058		8.04 ± 1.17		9.69 ± 5.89			
No.5	0.44	0.0686 ± 0.0428		0.0013 ± 0.0002		0.0120 ± 0.0073		8.19 ± 1.31		12.15 ± 7.41			
No.6												in bad condition	
No.7												in bad condition	
No.8												in bad condition	
No.9	1.34	0.0533 ± 0.0190		0.0012 ± 0.0001		0.0091 ± 0.0032		7.97 ± 0.68		9.20 ± 3.19			
No.10	0.75	0.0981 ± 0.0554		0.0011 ± 0.0002		0.0148 ± 0.0081		7.05 ± 1.19		14.94 ± 8.15			
No.11	0.53	0.0633 ± 0.0280		0.0012 ± 0.0001		0.0101 ± 0.0043		7.45 ± 0.83		10.21 ± 4.39			
No.12												in bad condition	
No.13												in bad condition	
No.14												in bad condition	
No.15	0.57	0.0153 ± 0.0379		0.0015 ± 0.0004		0.0031 ± 0.0075		9.34 ± 2.85		3.11 ± 7.64			
No.16												in bad condition	
No.17	0.49	0.0819 ± 0.1047		0.0011 ± 0.0004		0.0119 ± 0.0147		6.78 ± 2.38		12.00 ± 14.86			
No.18	0.46	0.0513 ± 0.0647		0.0011 ± 0.0003		0.0077 ± 0.0095		7.00 ± 1.95		7.78 ± 9.61			
No.19												in bad condition	
No.20												in bad condition	
No.21	0.44	0.1216 ± 0.1492		0.0016 ± 0.0006		0.0261 ± 0.0309		10.03 ± 4.04		26.19 ± 30.89		excluded from the mean	
No.22												in bad condition	
No.23	0.51	0.0739 ± 0.0843		0.0012 ± 0.0004		0.0127 ± 0.0141		8.00 ± 2.39		12.79 ± 14.20			
No.24	0.50	0.0297 ± 0.0292		0.0014 ± 0.0002		0.0057 ± 0.0055		8.87 ± 1.51		5.72 ± 5.55			
No.25	0.85	0.0284 ± 0.0278		0.0011 ± 0.0002		0.0043 ± 0.0042		7.14 ± 1.18		4.39 ± 4.26			
No.26	0.68	0.0392 ± 0.0567		0.0013 ± 0.0004		0.0069 ± 0.0099		8.26 ± 2.32		7.02 ± 9.99			
No.27	1.62	0.0479 ± 0.0194		0.0013 ± 0.0001		0.0086 ± 0.0034		8.39 ± 0.77		8.69 ± 3.45			
No.28												in bad condition	
No.29	0.73	0.0107 ± 0.0263		0.0011 ± 0.0003		0.0016 ± 0.0040		7.16 ± 1.82		1.66 ± 4.07			
No.30												in bad condition	
No.31(2)	0.66	0.2926 ± 0.1216		0.0017 ± 0.0004		0.0701 ± 0.0279		11.19 ± 2.30		68.80 ± 27.89		discordant	
No.32	0.46	0.0540 ± 0.0328		0.0012 ± 0.0002		0.0089 ± 0.0054		7.67 ± 1.16		8.96 ± 5.42			
No.33	0.56	0.0308 ± 0.0211		0.0011 ± 0.0002		0.0049 ± 0.0033		7.41 ± 0.99		4.95 ± 3.38			
No.34	0.45	0.0230 ± 0.0571		0.0010 ± 0.0004		0.0032 ± 0.0078		6.42 ± 2.46		3.21 ± 7.87			
No.35												no FT data	
No.36(1)	0.95	0.0492 ± 0.0346		0.0014 ± 0.0002		0.0094 ± 0.0065		8.92 ± 1.48		9.49 ± 6.62			
No.37	0.41	0.1541 ± 0.1362		0.0013 ± 0.0004		0.0267 ± 0.0225		8.10 ± 2.69		26.74 ± 22.62			
No.38	0.40	0.1075 ± 0.1245		0.0012 ± 0.0004		0.0178 ± 0.0199		7.74 ± 2.87		17.91 ± 20.01			
No.39	0.62	0.1057 ± 0.0748		0.0015 ± 0.0003		0.0211 ± 0.0146		9.35 ± 2.14		21.25 ± 14.72			
No.40	0.49	0.1877 ± 0.1249		0.0013 ± 0.0004		0.0340 ± 0.0215		8.46 ± 2.31		33.92 ± 21.61		discordant	
No.41	0.38	0.3369 ± 0.1870		0.0012 ± 0.0004		0.0580 ± 0.0296		8.04 ± 2.29		57.21 ± 29.59		discordant	
				Weighted mean of the youngest group (n = 24)				7.8 ± 0.3		7.9 ± 1.1			

付表2 長内沢層の試料 160528-2 におけるジルコン FT 年代一覧

Sample Grain No	Fission Track Data			LA-ICPMS Data		Calculated		
	N_s	Area (10^{-6} cm^2)	ρ_s (10^6 cm^{-2})	Area-corrected N_u	ρ_{u-sp} (10^{10} cm^{-2})	U_{ICP} (ppm)	Age (Ma) t	$\pm 2\sigma$
160528-2	$\rho_{U-std} = 3.825 \times 10^{10} / \text{cm}^2$			$\zeta_{IS} = 21.4 \pm 2.4 (1\sigma)$				
No.1	278	30.0	9.27	32580116	10.860	2839	7.0	2.4
No.2	22	25.0	0.88	2001841	0.801	209	9.0	4.8
No.3	34	36.0	0.94	3397358	0.944	247	8.2	3.8
No.4	90	24.0	3.75	8110444	3.379	884	9.1	3.5
No.5	70	24.0	2.92	7346178	3.061	800	7.8	3.1
No.6								
No.7								
No.8								
No.9	210	24.0	8.75	22109973	9.212	2409	7.8	2.7
No.10	40	24.0	1.67	4907065	2.045	535	6.7	3.0
No.11	84	16.0	5.25	10663841	6.665	1743	6.4	2.5
No.12								
No.13								
No.14	11	32.0	0.34	1628120	0.509	133	5.5	3.8 *
No.15	18	32.0	0.56	1701583	0.532	139	8.7	4.9
No.16								
No.17	36	40.0	0.90	2451519	0.613	160	12.0	5.5
No.18	44	24.0	1.83	2239227	0.933	244	16.1	7.1
No.19								
No.20								
No.21	15	36.0	0.42	1457811	0.405	106	8.4	5.1 *
No.22								
No.23	19	25.0	0.76	1811196	0.724	189	8.6	4.8
No.24	64	25.0	2.56	6020478	2.408	630	8.7	3.5
No.25	41	12.0	3.42	3332588	2.777	726	10.1	4.5
No.26	34	32.0	1.06	2711662	0.847	222	10.3	4.8
No.27	132	16.0	8.25	13698663	8.562	2239	7.9	2.9
No.28								
No.29	32	25.0	1.28	2940188	1.176	307	8.9	4.2
No.30								
No.31(2)	10	10.0	1.00	1108960	1.109	290	7.4	5.2 *
No.32	38	9.0	4.22	3053437	3.393	887	10.2	4.6
No.33	25	9.0	2.78	4186590	4.652	1216	4.9	2.5
No.34	6	6.0	1.00	310745	0.518	135	15.8	13.8
No.35								
No.36(1)	15	6.0	2.50	1261761	2.103	550	9.7	5.9
No.37	6	9.0	0.67	722531	0.803	210	6.8	6.0
No.38	8	9.0	0.89	446138	0.496	130	14.7	11.4
No.39	12	6.0	2.00	709430	1.182	309	13.8	9.1
No.40	9	9.0	1.00	824365	0.916	239	8.9	6.6 *
No.41	5	5.0	1.00	430198	0.860	225	9.5	9.0 *
Pooled (n=24)	1358	488	2.78	138714552	2.843			

N_s , Number of spontaneous tracks; ρ_s , spontaneous track density; N_u , total count of ^{238}U ; ρ_u , ^{238}U -count density; sp, sample; std, standard; U_{ICP} , uranium concentration; *, detrital with older U-Pb age and discordant U-Pb age grains

付表3 第四系の火山碎屑物の主成分化学組成測定値

採取地点 Kr-1 小滝川河床 栗沢層下部の火山碎屑物																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	71.52	73.15	73.31	73.56	73.16	72.72	72.04	73.13	72.74	72.90	72.26	71.92	71.49	75.71	73.26	SiO ₂	72.86	1.03
TiO ₂	0.06	0.05	0.14	0.10	0.15	0.09	0.00	0.07	0.12	0.06	0.05	0.02	0.08	0.20	0.02	TiO ₂	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	11.12	11.62	11.36	10.67	10.97	11.70	11.18	11.62	11.38	11.53	10.86	11.54	11.26	11.36	11.41	Al ₂ O ₃	11.31	0.30
FeO	0.90	0.85	1.16	0.98	1.07	0.83	0.92	0.96	0.86	0.95	0.71	1.00	0.80	0.38	0.77	FeO	0.88	0.18
MnO	0.21	0.12	0.15	0.14	0.00	0.18	0.04	0.08	0.11	0.10	0.06	0.12	0.06	0.00	0.13	MnO	0.10	0.06
MgO	0.12	0.04	0.07	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	MgO	0.03	0.03
CaO	0.31	0.25	0.75	0.27	0.49	0.30	0.35	0.31	0.31	0.32	0.28	0.36	0.23	0.50	0.34	CaO	0.36	0.13
Na ₂ O	3.98	4.35	4.44	3.51	3.87	4.21	3.70	4.34	4.26	4.38	2.19	1.26	4.11	3.16	4.39	Na ₂ O	3.74	0.91
K ₂ O	3.28	2.87	1.90	3.63	2.89	3.09	3.88	2.98	3.03	2.90	5.97	5.59	3.03	4.39	2.85	K ₂ O	3.49	1.08
Total	91.50	93.30	93.28	92.86	92.65	93.16	92.15	93.52	92.85	93.14	92.38	91.81	91.06	95.72	93.17			92.84

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	78.16	78.40	78.59	79.22	78.96	78.06	78.18	78.20	78.34	78.27	78.22	78.34	78.51	79.10	78.63	SiO ₂	78.48	0.36
TiO ₂	0.07	0.05	0.15	0.11	0.16	0.10	0.00	0.07	0.13	0.06	0.05	0.02	0.09	0.21	0.02	TiO ₂	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	12.15	12.45	12.18	11.49	11.84	12.56	12.13	12.43	12.26	12.38	11.76	12.57	12.37	11.87	12.25	Al ₂ O ₃	12.18	0.31
FeO	0.98	0.91	1.24	1.06	1.15	0.89	1.00	1.03	0.93	1.02	0.77	1.09	0.88	0.40	0.83	FeO	0.94	0.20
MnO	0.23	0.13	0.16	0.15	0.00	0.19	0.04	0.09	0.12	0.11	0.06	0.13	0.07	0.00	0.14	MnO	0.11	0.07
MgO	0.13	0.04	0.08	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	MgO	0.03	0.04
CaO	0.34	0.27	0.80	0.29	0.53	0.32	0.38	0.33	0.33	0.34	0.30	0.39	0.25	0.52	0.36	CaO	0.39	0.14
Na ₂ O	4.35	4.66	4.76	3.78	4.18	4.52	4.02	4.64	4.59	4.70	2.37	1.37	4.51	3.30	4.71	Na ₂ O	4.03	0.98
K ₂ O	3.58	3.08	2.04	3.91	3.12	3.32	4.21	3.19	3.26	3.11	6.46	6.09	3.33	4.59	3.06	K ₂ O	3.76	1.18
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			100.00

採取地点 Kr-2 小沼丘陵中の林道脇の露頭 栗沢層下部中の最上部・軽石混じり粗粒火山碎屑物																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	71.62	72.86	72.75	72.34	73.23	73.51	73.66	73.90	72.82	74.00	73.40	74.32	74.35	74.47	74.43	SiO ₂	73.44	0.84
TiO ₂	0.27	0.25	0.26	0.27	0.12	0.20	0.22	0.18	0.20	0.22	0.20	0.18	0.22	0.14	0.24	TiO ₂	0.21	0.04
Al ₂ O ₃	10.74	10.95	10.97	10.75	11.14	11.19	11.24	11.22	11.00	11.28	11.07	11.05	11.30	11.49	11.24	Al ₂ O ₃	11.11	0.21
FeO	0.90	1.05	0.91	1.11	1.13	1.03	1.02	0.95	1.12	1.12	1.02	0.97	1.13	1.08	1.11	FeO	1.04	0.08
MnO	0.06	0.01	0.06	0.06	0.00	0.15	0.10	0.08	0.07	0.16	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	MnO	0.06	0.05
MgO	0.14	0.14	0.13	0.11	0.12	0.19	0.13	0.11	0.02	0.12	0.14	0.12	0.16	0.09	0.16	MgO	0.13	0.04
CaO	0.85	0.75	0.81	0.79	0.83	0.78	0.78	0.83	0.74	0.77	0.76	0.80	0.85	0.78	0.79	CaO	0.79	0.03
Na ₂ O	3.44	3.30	3.33	3.44	3.41	3.48	3.53	3.50	3.51	3.47	3.49	3.52	3.44	3.65	3.48	Na ₂ O	3.47	0.08
K ₂ O	3.20	3.47	3.37	3.24	3.36	3.39	3.43	3.55	3.13	3.47	3.33	3.26	3.35	3.47	3.37	K ₂ O	3.36	0.11
Total	91.22	92.78	92.59	92.11	93.34	93.92	94.11	94.32	92.61	94.61	93.46	94.22	94.83	95.19	94.82			93.61

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	78.51	78.53	78.57	78.54	78.46	78.27	78.27	78.35	78.63	78.22	78.54	78.88	78.40	78.23	78.50	SiO ₂	78.46	0.18
TiO ₂	0.30	0.27	0.28	0.29	0.13	0.21	0.23	0.19	0.22	0.23	0.21	0.19	0.23	0.15	0.25	TiO ₂	0.23	0.05
Al ₂ O ₃	11.77	11.80	11.85	11.67	11.93	11.91	11.94	11.90	11.88	11.92	11.84	11.73	11.92	12.07	11.85	Al ₂ O ₃	11.87	0.10
FeO	0.99	1.13	0.98	1.21	1.21	1.10	1.08	1.01	1.21	1.18	1.09	1.03	1.19	1.13	1.17	FeO	1.11	0.08
MnO	0.07	0.01	0.06	0.07	0.00	0.16	0.11	0.08	0.08	0.17	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	MnO	0.06	0.05
MgO	0.15	0.15	0.14	0.12	0.13	0.20	0.14	0.12	0.02	0.13	0.15	0.13	0.17	0.09	0.17	MgO	0.13	0.04
CaO	0.93	0.81	0.87	0.86	0.89	0.83	0.83	0.88	0.80	0.81	0.81	0.85	0.90	0.82	0.83	CaO	0.85	0.04
Na ₂ O	3.77	3.56	3.60	3.73	3.65	3.71	3.75	3.71	3.79	3.67	3.73	3.74	3.63	3.83	3.67	Na ₂ O	3.70	0.07
K ₂ O	3.51	3.74	3.64	3.52	3.60	3.61	3.64	3.76	3.38	3.67	3.56	3.46	3.53	3.65	3.55	K ₂ O	3.59	0.10
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			100.00

採取地点 Tp2-1 八木沢南の林道わきの露頭 田沢層・火山碎屑物相																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	69.72	70.87	71.10	72.34	71.70	71.26	70.94	70.44	70.90	71.06	70.70	71.09	69.71	71.34	69.79	SiO ₂	70.86	0.73
TiO ₂	0.00	0.03	0.18	0.07	0.14	0.01	0.01	0.10	0.09	0.07	0.02	0.00	0.00	0.15	0.05	TiO ₂	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	11.54	11.66	11.78	12.00	12.00	11.88	11.87	11.66	11.85	11.83	11.72	11.77	11.47	11.88	11.69	Al ₂ O ₃	11.77	0.15
FeO	0.61	0.79	0.52	0.56	0.54	0.61	0.63	0.60	0.62	0.76	0.66	0.52	0.50	0.58	0.71	FeO	0.61	0.09
MnO	0.16	0.11	0.08	0.11	0.25	0.07	0.19	0.12	0.14	0.05	0.22	0.23	0.02	0.03	0.15	MnO	0.13	0.07
MgO	0.07	0.07	0.09	0.08	0.04	0.04	0.00	0.06	0.03	0.10	0.03	0.03	0.04	0.10	0.06	MgO	0.06	0.03
CaO	0.27	0.19	0.19	0.21	0.21	0.19	0.17	0.18	0.22	0.17	0.18	0.15	0.19	0.19	0.15	CaO	0.19	0.03
Na ₂ O	2.49	2.32	3.07	3.68	3.42	3.36	3.28	3.46	3.35	3.48	3.32	3.55	3.29	3.68	3.04	Na ₂ O	3.25	0.39
K ₂ O	5.06	5.33	4.27	4.07	3.93	4.16	3.90	3.85	3.72	3.81	3.90	3.84	3.73	3.73	4.52	K ₂ O	4.12	0.49
Total	89.92	91.37	91.28	93.12	92.23	91.58	90.99	90.47	90.92	91.33	90.75	91.18	88.95	91.68	90.16			91.06

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	77.54	77.56	77.89	77.68	77.74	77.81	77.96	77.86	77.98	77.81	77.91	77.97	78.37	77.81	77.41	SiO ₂	77.82	0.23
TiO ₂	0.00	0.03	0.20	0.08	0.15	0.01	0.01	0.11	0.10	0.08	0.02	0.00	0.00	0.16	0.06	TiO ₂	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	12.83	12.76	12.91	12.89	13.01	12.97	13.05	12.89	13.03	12.95	12.91	12.91	12.89	12.96	12.97	Al ₂ O ₃	12.93	0.08
FeO	0.68	0.86	0.57	0.60	0.59	0.67	0.69	0.66	0.68	0.83	0.73	0.57	0.56	0.63	0.79	FeO	0.67	0.10
MnO	0.18	0.12	0.09	0.12	0.27	0.08	0.21	0.13</										

付表3 第四系の火山碎屑物の主成分化学組成測定値

採取地点 Tp2-2 長内沢本流上流部の林道脇の露頭																		
田沢層・火山碎屑物相の軽石質部																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	73.26	71.17	71.33	71.84	73.62	74.16	73.07	71.39	73.02	72.03	72.86	71.97	72.17	73.07	74.99	SiO ₂	72.66	1.10
TiO ₂	0.07	0.04	0.07	0.02	0.13	0.18	0.14	0.14	0.00	0.05	0.08	0.05	0.07	0.14	0.07	TiO ₂	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	12.25	11.94	11.97	12.01	12.16	12.01	12.13	12.03	11.78	11.91	12.21	12.05	12.05	12.13	11.98	Al ₂ O ₃	12.04	0.12
FeO	0.54	0.52	0.57	0.62	0.51	0.89	0.72	0.50	0.81	0.54	0.68	0.70	0.55	0.63	0.70	FeO	0.63	0.12
MnO	0.00	0.15	0.23	0.11	0.09	0.00	0.26	0.27	0.11	0.15	0.22	0.12	0.07	0.16	0.12	MnO	0.14	0.08
MgO	0.04	0.06	0.05	0.03	0.12	0.04	0.01	0.03	0.10	0.05	0.02	0.03	0.00	0.01	0.07	MgO	0.04	0.03
CaO	0.19	0.11	0.15	0.20	0.16	0.45	0.25	0.18	0.79	0.24	0.20	0.16	0.21	0.21	0.45	CaO	0.26	0.18
Na ₂ O	4.14	3.51	3.31	2.99	4.25	4.58	3.90	2.94	3.27	3.59	3.96	3.73	3.75	4.02	4.64	Na ₂ O	3.77	0.52
K ₂ O	3.38	4.01	4.40	4.42	3.35	2.12	3.78	4.97	3.19	3.90	3.59	3.67	4.08	3.21	2.18	K ₂ O	3.62	0.77
Total	93.87	91.51	92.08	92.24	94.39	94.43	94.26	92.45	93.07	92.46	93.82	92.48	92.95	93.58	95.20		93.25	

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	78.04	77.77	77.47	77.88	78.00	78.53	77.52	77.22	78.46	77.90	77.66	77.82	77.64	78.08	78.77	SiO ₂	77.92	0.42
TiO ₂	0.07	0.04	0.08	0.02	0.14	0.19	0.15	0.15	0.00	0.05	0.09	0.05	0.08	0.15	0.07	TiO ₂	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	13.05	13.05	13.00	13.02	12.88	12.72	12.87	13.01	12.66	12.88	13.01	13.03	12.96	12.96	12.58	Al ₂ O ₃	12.91	0.15
FeO	0.58	0.57	0.62	0.67	0.54	0.94	0.76	0.54	0.87	0.58	0.72	0.76	0.59	0.67	0.74	FeO	0.68	0.12
MnO	0.00	0.16	0.25	0.12	0.10	0.00	0.28	0.29	0.12	0.16	0.23	0.13	0.08	0.17	0.13	MnO	0.15	0.09
MgO	0.04	0.07	0.05	0.03	0.13	0.04	0.01	0.03	0.11	0.05	0.02	0.03	0.00	0.01	0.07	MgO	0.05	0.04
CaO	0.20	0.12	0.16	0.22	0.17	0.48	0.27	0.19	0.85	0.26	0.21	0.17	0.23	0.22	0.47	CaO	0.28	0.19
Na ₂ O	4.41	3.84	3.59	3.24	4.50	4.85	4.14	3.18	3.51	3.88	4.22	4.03	4.03	4.30	4.87	Na ₂ O	4.04	0.52
K ₂ O	3.60	4.38	4.78	4.79	3.55	2.25	4.01	5.38	3.43	4.22	3.83	3.97	4.39	3.43	2.29	K ₂ O	3.89	0.86
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 田沢層中の顕著な火山碎屑物 鶯宿園幅内の小倉沢林道脇の露頭																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	71.91	71.69	71.58	71.83	74.59	72.07	71.70	69.67	72.83	72.38	74.02	72.78	72.86	71.81	73.07	SiO ₂	72.32	1.15
TiO ₂	0.00	0.09	0.05	0.18	0.04	0.06	0.08	0.10	0.16	0.05	0.09	0.08	0.00	0.12	0.02	TiO ₂	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	11.79	11.78	11.76	11.84	11.52	11.67	11.63	11.28	11.93	11.72	12.13	11.65	12.00	11.79	12.13	Al ₂ O ₃	11.77	0.22
FeO	1.06	0.90	0.99	0.92	0.95	1.04	0.96	0.97	1.08	1.04	1.00	1.08	1.05	1.02	1.07	FeO	1.01	0.06
MnO	0.14	0.06	0.14	0.10	0.03	0.08	0.18	0.19	0.03	0.15	0.09	0.06	0.09	0.21	0.20	MnO	0.12	0.06
MgO	0.03	0.03	0.15	0.00	0.15	0.05	0.05	0.00	0.03	0.09	0.10	0.01	0.01	0.01	0.05	MgO	0.05	0.05
CaO	0.78	0.81	0.75	0.74	0.44	0.74	0.72	0.74	0.81	0.72	0.74	0.79	0.75	0.78	0.80	CaO	0.74	0.09
Na ₂ O	4.22	4.39	4.44	4.61	2.84	4.35	4.39	4.18	4.57	4.45	4.72	4.50	4.44	4.45	4.46	Na ₂ O	4.33	0.43
K ₂ O	1.60	1.85	1.68	1.51	4.90	1.78	1.83	2.00	1.61	1.66	1.72	1.60	1.95	1.69	1.80	K ₂ O	1.95	0.83
Total	91.53	91.60	91.54	91.73	95.46	91.84	91.54	89.13	93.05	92.26	94.61	92.55	93.15	91.88	93.60		92.36	

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	78.56	78.26	78.20	78.31	78.14	78.47	78.33	78.17	78.27	78.45	78.24	78.64	78.22	78.16	78.07	SiO ₂	78.30	0.17
TiO ₂	0.00	0.10	0.05	0.20	0.04	0.07	0.09	0.11	0.17	0.05	0.10	0.09	0.00	0.13	0.02	TiO ₂	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	12.88	12.86	12.85	12.91	12.07	12.71	12.70	12.66	12.82	12.70	12.82	12.59	12.88	12.83	12.96	Al ₂ O ₃	12.75	0.22
FeO	1.16	0.98	1.08	1.00	1.10	1.13	1.05	1.09	1.16	1.13	1.06	1.17	1.13	1.11	1.14	FeO	1.09	0.06
MnO	0.15	0.07	0.15	0.11	0.03	0.09	0.20	0.21	0.03	0.16	0.10	0.06	0.10	0.23	0.21	MnO	0.13	0.07
MgO	0.03	0.03	0.16	0.00	0.16	0.05	0.05	0.00	0.03	0.10	0.11	0.01	0.01	0.01	0.05	MgO	0.05	0.05
CaO	0.85	0.88	0.82	0.81	0.46	0.81	0.79	0.83	0.87	0.78	0.78	0.85	0.81	0.85	0.85	CaO	0.80	0.10
Na ₂ O	4.61	4.79	4.85	5.03	2.98	4.74	4.80	4.69	4.91	4.82	4.99	4.86	4.77	4.84	4.76	Na ₂ O	4.70	0.49
K ₂ O	1.75	2.02	1.84	1.65	5.13	1.94	2.00	2.24	1.73	1.80	1.82	1.73	2.09	1.84	1.92	K ₂ O	2.10	0.85
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	

採取地点 tm2-2-1 社前の中位Ⅱ段丘堆積物を覆うテフラックレス基底部のクリプトテフラ																		
point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	72.35	72.64	74.05	73.06	72.90	72.40	72.40	72.51	73.74	73.41	73.87	73.27	71.45	72.67	71.28	SiO ₂	72.67	1.01
TiO ₂	0.29	0.31	0.26	0.44	0.42	0.32	0.32	0.40	0.40	0.28	0.35	0.28	0.31	0.32	0.27	TiO ₂	0.33	0.06
Al ₂ O ₃	11.74	11.58	11.89	12.39	12.06	12.48	12.48	12.29	12.42	11.69	12.08	12.15	11.48	11.55	11.40	Al ₂ O ₃	11.94	0.36
FeO	1.53	1.67	1.59	2.02	1.82	1.89	1.89	1.90	1.64	1.65	1.77	1.64	1.41	1.67	1.72	FeO	1.69	0.16
MnO	0.11	0.20	0.07	0.14	0.19	0.05	0.05	0.06	0.17	0.08	0.13	0.16	0.11	0.13	0.00	MnO	0.11	0.06
MgO	0.36	0.33	0.33	0.47	0.37	0.45	0.45	0.49	0.46	0.38	0.38	0.40	0.26	0.39	0.35	MgO	0.38	0.06
CaO	1.80	1.87	1.78	2.38	1.95	2.18	2.18	2.17	2.10	1.76	2.10	2.00	1.79	1.85	1.86	CaO	1.97	0.18
Na ₂ O	3.75	3.82	3.84	3.89	3.89	4.04	4.04	3.75	3.85	3.88	3.95	3.90	3.72	3.95	3.66	Na ₂ O	3.84	0.10
K ₂ O	1.22	1.17	1.22	1.20	1.24	1.19	1.19	1.10	1.21	1.23	1.19	1.28	1.21	1.24	1.16	K ₂ O	1.21	0.04
Total	93.15	93.59	95.03	95.97	94.84	95.00	95.00	92.65	95.99	94.36	95.82	95.08	91.74	93.77	91.70		94.15	

point No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	平均値	標準偏差	
SiO ₂	77.67	77.62	77.92	76.13	76.87	76.21	76.07	77.43	76.82	77.80	77.09	77.06	77.88	77.50	77.73	SiO ₂	77.19	0.65
TiO ₂	0.31	0.33	0.27	0.46	0.44	0.34	0.43	0.33	0.42	0.30	0.37	0.29	0.34	0.34	0.29	TiO ₂	0.35	0.06
Al ₂ O ₃	12.60	12.37	12.51	12.91	12.72	13.14	13.27	12.78	12.94	12.39	12.61	12.78	12.51	12.32	12.43	Al ₂ O ₃	12.69	0.29
FeO	1.64	1.78	1.67	2.10	1.92	1.99	2.05	1.60	1.71	1.75	1.85	1.72	1.54					

Geology of the Kakunodate District

By

Jun HOSOI*, Yoshiki SHIRAHAMA**,
Taku KOMATSUBARA* and Takashi KUDO*

(Written in 2019)

(ABSTRACT)

Outline

The Kakunodate District, a quadrangle of latitude 39°30'10.1"–39°40'10.1"N and longitude 140°29'47.6"–140°44'47.5"E is located in the inland area of Akita Prefecture. This district is surrounded by the Dewa Hills to the west and the Ou Mountains to the east, and the Yokote Basin is present in the central area. The geology of the Kakunodate District is divided into the Paleogene to Neogene and Quaternary (Fig. 1).

Paleogene to Neogene

The Paleogene to Neogene strata outcrops at the mountains of the west and east sides of the Kakunodate District. At the west side, the Paleogene and Neogene strata are divided into the Yamayakawa, Katsurabuchi, Shiotezawa, Hachiwari and Yamaya formations in ascending order. At the east side, the Paleogene and Neogene strata are Yatakizawa, Kodamasawa, Hachiwari and Osanaisawa formations in ascending order. The Hachiwari Formation is also distributed under the Yokote Basin and continues from the east side to the west side of the Kakunodate District. Various intrusive rocks from the Oligocene to Miocene period are present in the Paleogene and Neogene strata. At the northwest part of the Kakunodate District, unclassified pyroclastic rocks are locally distributed.

The Yamayakawa and Yatakizawa formations consist primarily of basaltic andesite to andesite lava or intrusive rocks and volcanoclastic rocks.

The Katsurabuchi Formation covers the Yamayakawa Formation with a sharp angular unconformity. The formation consists primarily of subaerial dacite to rhyolite volcanoclastic rocks, some of which are welded.

The Shiotezawa Formation, which is distributed at the west side, unconformably overlies the Katsurabuchi Formation and interfingers with the lower part of the Hachiwari Formation. The Shiotezawa Formation consists of conglomerate, sandstone, mudstone, and local coquina. Their lithofacies and fossils show that the sedimentary environment of the Katsurabuchi Formation is across land and shallow sea.

The Kodamasawa Formation, which is interfingered with the Hachiwari Formation, consists of polymictic tuff breccia and lapilli tuff facies, tuffaceous sandstone and mudstone facies. Based on the fossils in the Kodamasawa Formation, the sediments of the formation probably formed beneath a relatively shallow sea.

The Hachiwari Formation unconformably overlies the Katsurabuchi and Yatakizawa formations. The Hachiwari Formation consists of submarine basalt to rhyolite rocks (lava), volcanoclastic rocks, intrusive rocks, and sublittoral to bathyal deposits composed of grey to dark grey mudstone and siliceous mudstone.

The Yamaya Formation unconformably overlies the Yamayakawa, Katsurabuchi and Hachiwari formations with an angular unconformity. The Yamaya Formation consists primarily of biotite rhyolite lava, volcanoclastic rocks, and some mudstone. The sedimentary structure and fossils indicate that they were sedimented on the sea floor below or near the storm wave base with respect to water depth.

The Osanaisawa Formation unconformably covers the Hachiwari Formation at the northeast part of the Kakunodate District. The Osanaisawa Formation consists of biotite rhyolite volcanoclastic rocks and conglomerate. Some volcanoclastic rocks are weakly welded and were probably deposited on land.

* Research Institute of Geology and Geoinformation

** Research Institute of Earthquake and Volcano Geology

Unclassified pyroclastic rocks, the facies of which are different from other Paleogene and Neogene volcanic rocks, unconformably overlies the Yamayakawa Formation in the northeast part of the Kakunodate District.

Various intrusive rocks from the Oligocene to Miocene epochs intrude in the Paleogene and Neogene strata. These rocks are biotite tonalite, porphyritic basaltic andesite to andesite intrusive rocks, and porphyritic dacite to rhyolite intrusive rocks.

The age of each formation was estimated based on radiometric dating and the biostratigraphy of microfossils as follows: the Yamayakawa and Yatakizawa formations were from the Oligocene to early Early Miocene, the Katsurabuchi Formation was dated to ca. 22 Ma, the Shiotezawa Formation was dated to ca. 16 Ma, the Kodamasawa Formation was dated to ca. 14–13 Ma, the Hachiwari Formation was dated to ca. 16–12 Ma, and the Yamaya and Osanaisawa formations were dated to ca. 8 Ma.

Quaternary

The Quaternary deposits in this district are divided into the Gelasian to Calabrian Kurisawa and Tazawa formations, the upper Middle Pleistocene to the lower Holocene terrace deposits, and recent alluvial plain deposits.

The Kurisawa and Tazawa formations unconformably overlie the Neogene deposits. The Kurisawa and Tazawa formations consist of volcanoclastics, mud, sand, gravel and organic mud layers. Both formations yield pollen assemblages including *Metasequoia* and *Cryptomeria* pollen. Fission track ages of 1.85 ± 0.1 Ma and 1.6 ± 0.3 Ma were obtained from these formations.

Terrace deposits are divided into six deposits with different age: the higher I and II terrace deposits, the middle I and II terrace deposits, and the lower I and II terrace deposits. The higher, middle and lower terrace deposits are upper Middle Pleistocene deposits, the lower to middle Upper Pleistocene deposits, and the upper Upper Pleistocene to lower Holocene deposits, respectively. These deposits are fluvial sediments consisting primarily of gravel, sand and mud. The middle I and II terrace deposits and the lower II terrace deposits are widely distributed in and around the Yokote Basin, Akita Prefecture.

The slope sediments, which are landslide deposits, valley-fill gentle slope and alluvial cone deposits and talus deposits, are distributed at the slopes of mountains or hills.

Recent alluvial plain deposits consist primarily of sand and gravel with mud and organic mud.

The Yokote Basin is filled with the Quaternary volcanoclastics, gravel, sand, mud, and organic materials of 500 m in thickness at the eastern margin of the basin.

Geological structure

Faulting and folding deformed the Paleogene and Neogene strata of the Kakunodate District, although the formation age of these geological structures could not be determined.

At the west side of the Kakunodate District, the Paleogene to Neogene strata except for the Yamaya Formation, tilt roughly toward the SW to S, and the tilt angle gradually becomes shallower towards the south. The Paleogene to Neogene strata at the east side are complexly disturbed by the intrusion of volcanic rocks as well as later faulting and folding.

At the east side of the Kakunodate District, folds developed along an adjacent fault, and appear to be closely correlated with each other. The strata dip steeply near the fault and then gradually dip gently away from it. The Yatakizawa Formation, which is one of the oldest Paleogene to Neogene formations in the Kakunodate District, is uplifted by activity of the Osugizawa and Nakanosawa faults, and the Yatakizawa Formation only outcrops between these faults.

The Quaternary deposits distributed in the Kakunodate area are classified into the Gelasian to Calabrian Kurisawa and Tazawa formations and the basin-fill sediments of the Yokote Basin.

The thickness of the basin-fill sediments in the eastern part of the Yokote Basin is larger than that in the western part. This geological structure was driven after the early Pleistocene by both an eastward subsidence at the eastern side and eastward tilting at the western side. The former and latter processes were caused by thrusting along the foot of the Mahiru Mountains and an uplift of the Taihei Mountains, respectively.

The Tazawa Formation, which is distributed in the Tamukae Hills, was sedimented in an area that used to be an intermountain basin. The Tamukae Hills is bounded by NW and SE dipping thrusts at the northwestern and southeastern margins, respectively. Generally, an east-dipping structure of the formation indicates formation during or after sedimentation, and the Tazawa Formation is tilted and depressed eastward by the activities of the SE dipping thrust.

At the east side of Yokote Basin, the Kurisawa Formation is distributed in the Konuma Hills. An east-dipping thrust (Shiraiwa Fault) along the west side of the hills is classified as a frontal fault. The frontal fault is considered to be a branch fault from a boundary fault. The boundary fault separates Neogene rocks and Quaternary sediments under the ground and is connected on the surface to an east dipping thrust (Koyamori Fault) along the east side of the hills. The Kurisawa Formation, which was distributed between the frontal and boundary faults, was uplifted by thrusting of the frontal fault.

Geological development

1. Oligocene to early Early Miocene
Basaltic andesite to andesite volcanism occurred. Products of this volcanism constructed the Yamayakawa and Yatakizawa formations, which are the oldest formations in the Kakunodate District.
2. early Early Miocene (ca. 22 Ma)
After a hiatus, dacite to rhyolite volcanoclastic rock was deposited in the west side of the Kakunodate District. Some of these rocks are welded. During this period, rivers and lakes were extended.
Most of the Oligocene to Miocene welded volcanoclastic rock in Northeast Japan is also early Early Miocene rock. Felsic volcanism occurred throughout Northeast Japan during this period.
3. Middle Miocene (ca. 16–12 Ma)
After the Katurabuchi Formation was formed, a hiatus of ca. six million years occurred. Since 16 Ma, the sediments of the Shiotezawa and Kodamasawa formations were deposited on land and shallow seafloor and the sediments of the Hachiwari Formation were deposited on sublittoral to bathyal seafloor. Basalt to rhyolite volcanism, including submarine lava-fountaining, occurred under the sea. The paleostress regime during this period is the normal faulting regime with a NW-SE extension.
4. early Late Miocene (ca. 12–9 Ma)
Mudstone constructing the Onnagawa and Funakawa formations, although not distributed in the Kakunodate District, was deposited in the area to the west. In the Kakunodate District, this mudstone either was not deposited or was eroded after being deposited.
5. middle Late Miocene (ca. 8 Ma)
Biotite rhyolite volcanism occurred at the relatively shallow seafloor at the west side of the Kakunodate District. The sediments of this volcanism constructed the Yamaya Formation. The area at the east side of the Kakunodate District was already uplifted. Biotite volcanoclastic rocks of the Osanaisawa Formation, including welded volcanoclastic rocks, were deposited there.
6. early Pleistocene (ca. 2–1 Ma)
The Kurisawa and Tazawa formations were formed by the uplift the Mahiru Mountains, accompanied by faulting of the Eastern margin of the Yokote Basin Fault Zone under the condition an E-W compressional stress since the late Pliocene. During this period, the Taihei Mountains were also uplifted, and an intermontane basin was formed between the Mahiru Mountains and the Taihei Mountains.
7. Middle Pleistocene to Recent
After the Kurisawa and Tazawa formations were formed, the uplift of the Mahiru Mountains continued. The depositional conditions in the Tazawa and Kurisawa formations changed to erosional due to thrust front migration from the Yagisawa Fault to the Obonai Fault and from the Koyamori Fault to the Shiraiwa Fault. Even now, coarse-grained sediments derived from the Mahiru Mountains form large fans in the Yokote Basin.

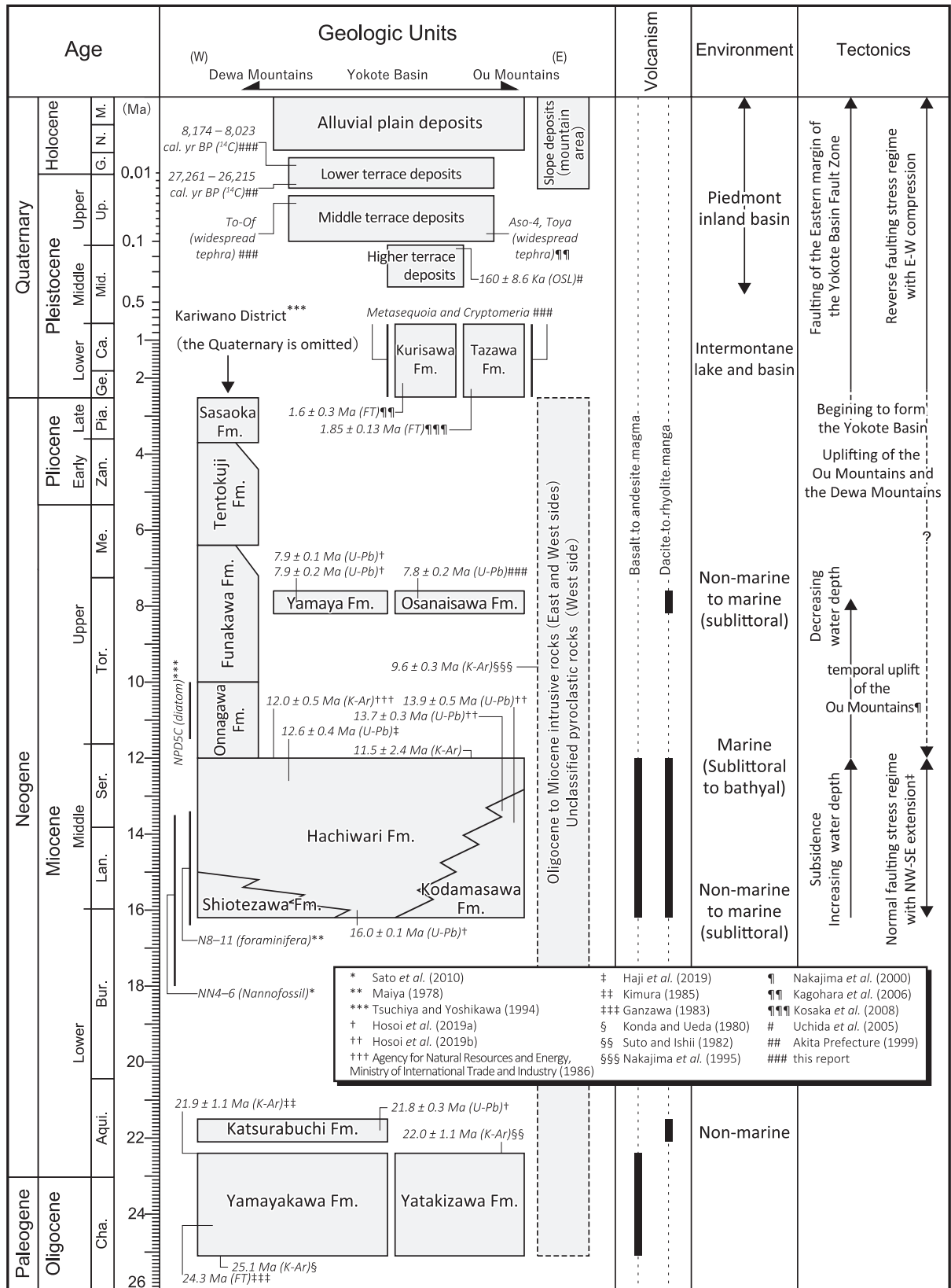


Fig. 1 Summary of geology of the Kakunodate District

Cha.: Chattian, Aqu.: Aquitanian, Bur.: Burdigalian, Lan.: Langhian, Ser.: Serravallian, Me.: Messinian, Zan.: Zanclean, Pia.: Piacenzian, Ge.: Gelasian, Ca.: Calabrian, Mid.: Middle Pleistocene, Up.: Upper Pleistocene, G.: Greenlandian, N.: Northgrippian, M.: Meghalayan.

執筆分担

第1章 地形	白濱吉起・小松原 琢
第2章 地質概説	細井 淳・白濱吉起・小松原 琢・工藤 崇
第3章 古第三系～新第三系	細井 淳・工藤 崇・白濱吉起
第4章 第四系	小松原 琢・白濱吉起
第5章 横手盆地地下の地質	細井 淳・小松原 琢
第6章 地質構造	白濱吉起・細井 淳・小松原 琢・工藤 崇
第7章 応用地質	細井 淳
第8章 自然災害	白濱吉起

文献引用例

細井 淳・白濱吉起・小松原 琢・工藤 崇 (2020) 角館地域の地質. 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, 109 p.

章単位での引用例

小松原 琢・白濱吉起 (2020) 角館地域の地質, 第4章 第四系. 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. 46-69.

Bibliographic reference

Hosoi, J., Shirahama, Y., Komatsubara, T. and Kudo, T. (2020) Geology of the Kakunodate District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 109 p. (in Japanese with English abstract, 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Komatsubara, T. and Shirahama, Y. (2020) Geology of the Kakunodate District, Chapter 4, Quaternary. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 46-69 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

角館地域の地質

令和2年2月28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 Kakunodate District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on February 28, 2020

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：抱返り溪谷の百尋^{ひゃくひろ}の滝

角館地域東側の真昼山地には、貫入岩が多く分布します。それらは侵食に強く、しばしば大小様々な滝を形成します。百尋の滝は、中新世八割層のドレライト貫入岩によって形成されています。

Back Cover Photo: Hyakuhironotaki Waterfall in the Dakigaerikeikoku Gorge

Many intrusive rocks, which are resistant to erosion and often form waterfalls of various sizes, are distributed in the Mahiru Mountains of the east side of the Kakunodate District. Hyakuhironotaki Waterfall was formed by the dolerite intrusive rocks of the Miocene Hachiwari Formation.

*Quadrangle Series, 1:50,000
Akita (6) No.21 NJ-54-19-7*

Geology of the Kakunodate District

by Jun HOSOI, Yoshiki SHIRAHAMA, Taku KOMATSUBARA and Takashi KUDO

