

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟(7)第22号
NJ-54-22-14

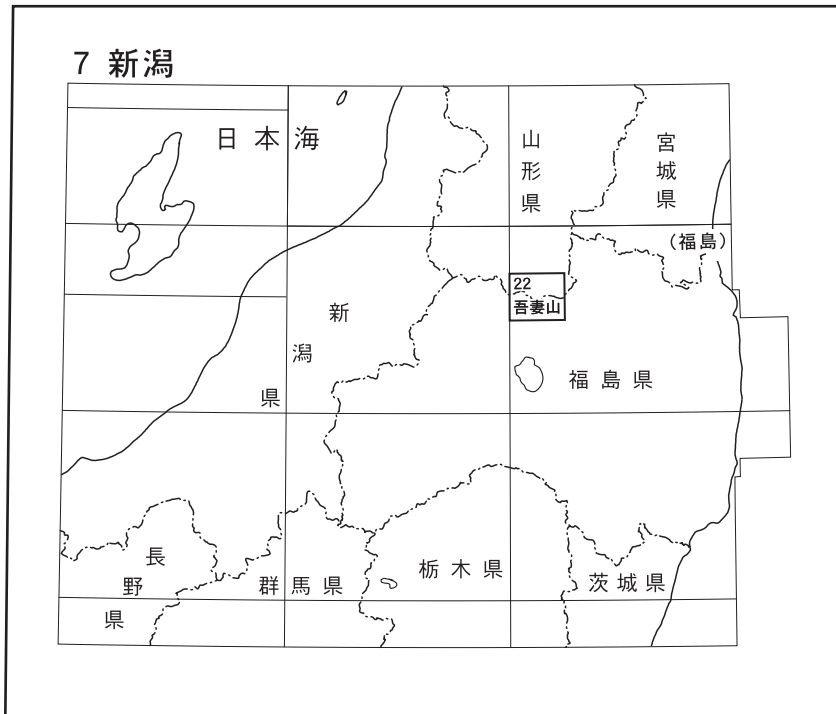
吾妻山地域の地質

古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広

平成 30 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

7-12 玉庭 Tamaniwa NJ-54-28-1 (1998)	7-13 米沢 Yonezawa NJ-54-22-13 (未刊行, unpublished)	7-14 関 Seki NJ-54-22-9 (未刊行, unpublished)
7-21 熱塩 Atsushio NJ-54-28-2 (未刊行, unpublished)	7-22 吾妻山 Azuma Yama NJ-54-22-14 (2018)	7-23 福島 Fukushima NJ-54-22-10 (未刊行, unpublished)
7-31 喜多方 Kitakata NJ-54-28-3 (2006)	7-32 磐梯山 Bandai San NJ-54-22-15 (未刊行, unpublished)	7-33 二本松 Nihonmatsu NJ-54-22-11 (1995)

吾妻山地域の地質

古川竜太*・中野 俊*・高橋 浩**・山元孝広*

地質調査総合センターは明治15年(1882年)、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い、種々の縮尺の地質図を作成、出版してきた。5万分の1地質図幅は、現地踏査に基づく最も詳細な地質図の一つであり、基本的な地質情報が網羅されている。吾妻山地域の地質図幅は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として作成されたものである。

吾妻山地域の地質図幅は、平成12～17年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。調査執筆にあたっては、高橋が中生界を、山元と古川が新第三系を、中野が地形、第四紀火山及び応用地質をそれぞれ主に担当した。本報告全体の調整ととりまとめは古川と中野が行った。岩石薄片は、大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸(地質情報基盤センター地質標本館室)の作製による。

山形大学の伴 雅雄教授、加々島慎一准教授には未公表資料を閲覧させていただいた。吾妻小屋の遠藤守雄さん(故人)にはさまざまな現地情報をご教示いただいた。以上の方々に深くお礼を申し上げます。

(平成29年度稿)

所 属

* 地質調査総合センター活断層・火山研究部門

** 地質調査総合センター地質情報研究部門

Keywords : aerial geology, geological map, 1:50,000, Azumayama, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Early Miocene, Middle Miocene, Late Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Abukuma Metamorphic Rock, Abukuma Plutonic Rock, Meganebashi Formation, Myozawabashi Formation, Hibara Formation, Numazawa Formation, Tsuchiyutoge Formation, Ninosawa Formation, Yuzuritoge Formation, Kijigoya Formation, Itaya Formation, Yokomuki Formation, Otoge Formation, Hachimoriyama Formation, Azuma Volcano, Bandai Volcano, Kawagetayama Fault, Yatani Fault

目 次

第1章	地 形	1
第2章	地 質 概 説	3
2.1	中生界	4
2.2	新第三系	4
2.3	第四系	6
第3章	中 生 界	7
3.1	概要及び研究史	7
3.2	泥質片岩類	7
3.3	泥質片麻岩類	9
3.4	花崗岩類	10
3.4.1	普通角閃石黒雲母閃緑岩	10
3.4.2	普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び普通角閃石黒雲母トータル岩	11
3.4.3	黒雲母花崗閃緑岩	13
第4章	新 第 三 系	14
4.1	研究史及び概要	14
4.2	眼鏡橋層	14
4.3	明沢橋層	15
4.4	桧原層	15
4.5	沼沢層	16
4.6	土湯峠層	17
4.7	二の沢層	18
4.8	譲峠層	18
4.9	前期～中期中新世貫入岩	19
4.9.1	流紋岩及びデイサイト	19
4.9.2	玄武岩及び安山岩	19
4.10	木地小屋層	19
4.11	板谷層	23
4.12	横向層	25
4.13	大峠層	28
4.14	鉢森山層	30
第5章	第四紀火山岩類	33
5.1	吾妻火山	33
5.1.1	研究史及び概要	33
5.1.2	塩ノ川火山噴出物	34
5.1.3	高倉山火山噴出物	36
5.1.4	中大巔・東大巔火山噴出物	37
5.1.5	町庭坂岩屑なだれ堆積物	41
5.1.6	一切経山火山噴出物	41

5. 1. 7	西大嶺・西吾妻山火山噴出物	42
5. 1. 8	天狗岩火山噴出物	43
5. 1. 9	中吾妻山火山噴出物	44
5. 1. 10	前大嶺火山噴出物	44
5. 1. 11	烏帽子山火山噴出物	44
5. 1. 12	東吾妻山火山噴出物	45
5. 1. 13	高山火山噴出物	46
5. 1. 14	浄土平火山噴出物	48
5. 1. 15	吾妻火山の岩石	50
5. 2	磐梯火山1888年岩屑なだれ堆積物	55
第6章	更新世～完新世の堆積物	57
6. 1	谷地平湖成堆積物	57
6. 2	中位段丘堆積物	59
6. 3	地すべり堆積物・斜面堆積物・現河床堆積物	59
第7章	地質構造	60
第8章	応用地質	61
8. 1	珪石	61
8. 2	温泉及び鉱泉	61
8. 3	金属及び硫黄鉱床	64
文献		69
Abstract		72

図・表目次

第1. 1図	吾妻山地域周辺の地形略図	1
第1. 2図	吾妻山の全景	2
第2. 1図	吾妻山地域の地質総括図	3
第2. 2図	下部～中部中新統の層序表	4
第2. 3図	東北本州弧における後期中新世～第四紀カルデラ火山の分布	5
第3. 1図	東北日本南部に分布する先新第三紀基盤岩類地質概略図	8
第3. 2図	泥質片岩の露頭写真	9
第3. 3図	斜長石ざくろ石白雲母黒雲母石英片岩のスラブ及び薄片写真	9
第3. 4図	泥質片麻岩の産状	10
第3. 5図	白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩のスラブ及び薄片写真	10
第3. 6図	吾妻山地域に分布する花崗岩類のモードを示す三角図	11
第3. 7図	普通角閃石黒雲母閃緑岩のスラブ及び薄片写真	11
第3. 8図	普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩のスラブ及び薄片写真	12
第3. 9図	黒雲母花崗閃緑岩のスラブ及び薄片写真	13
第4. 1図	桧原層の塊状流紋岩火山礫凝灰岩	16
第4. 2図	沼沢層の砂岩泥岩互層	17

第 4. 3 図	土湯峠層の黒色成層泥岩	18
第 4. 4 図	木地小屋カルデラの地質図及び地質断面図	20
第 4. 5 図	秋元湖火砕流堆積物の岩相	21
第 4. 6 図	木地小屋層岩屑なだれ堆積物中の岩塊部	22
第 4. 7 図	木地小屋層岩屑なだれ堆積物中の基質部	22
第 4. 8 図	秋元湖火砕流堆積物を貫く安山岩岩脈	23
第 4. 9 図	板谷層の岩相	24
第 4. 10 図	横向カルデラの地質図及び地質断面図	26
第 4. 11 図	横向層姫沼火砕流堆積物の岩相	27
第 4. 12 図	横向層湖成堆積物の岩相	28
第 4. 13 図	西吾妻スカイバレーから遠望する大峠カルデラ	29
第 4. 14 図	大峠カルデラ内に分布する陥没地質体	30
第 4. 15 図	才津火砕流堆積物の分布	31
第 4. 16 図	鉢森山層の岩相	32
第 5. 1 図	大穴火口の噴気活動	34
第 5. 2 図	吾妻火山の地質概略図	35
第 5. 3 図	吾妻火山噴出物の層序関係	35
第 5. 4 図	塩ノ川火山噴出物を覆う岩屑堆積物	36
第 5. 5 図	塩ノ川火山噴出物の安山岩溶岩	36
第 5. 6 図	高倉山の成層構造	37
第 5. 7 図	高倉山火山噴出物を構成する火砕流堆積物	37
第 5. 8 図	中大巔・東大巔火山噴出物の地形	38
第 5. 9 図	中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩	39
第 5. 10 図	中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩	39
第 5. 11 図	中大巔・東大巔火山噴出物を構成する大平火砕流堆積物	40
第 5. 12 図	中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩	40
第 5. 13 図	大平火砕流堆積物を覆う溶岩	41
第 5. 14 図	町庭坂岩屑なだれ堆積物に含まれる巨大な安山岩岩塊	42
第 5. 15 図	一切経山の東斜面に見られる成層構造	42
第 5. 16 図	一切経山火山噴出物を構成する溶岩の板状節理	43
第 5. 17 図	西大巔・西吾妻山火山噴出物の地形	43
第 5. 18 図	中吾妻山火山噴出物の溶岩(中津川)	44
第 5. 19 図	中吾妻山火山噴出物の溶岩(大倉川)	45
第 5. 20 図	前大巔火山噴出物の地形	45
第 5. 21 図	烏帽子山と昭元山	46
第 5. 22 図	東吾妻山火山噴出物の地形	46
第 5. 23 図	高山火山噴出物の地形	47
第 5. 24 図	高山火山噴出物の溶岩	47
第 5. 25 図	浄土平火山の火口分布	48
第 5. 26 図	浄土平火山の五色沼火口と一切経南火口列	49
第 5. 27 図	浄土平火山, 燕沢火口列の一部	49
第 5. 28 図	浄土平火山, 五色沼ユニットの降下火砕物の分布	50
第 5. 29 図	浄土平火山, 一切経ユニットの火砕岩	51

第 5. 30 図	浄土平火山, Az-JP1～JP6 ユニットの降下火砕物の分布	51
第 5. 31 図	浄土平火山, 大穴ユニットの降下火砕物の分布	52
第 5. 32 図	浄土平火山, 大穴ユニットから放出されたパン皮状火山弾	52
第 5. 33 図	吾妻火山噴出物の全岩化学組成の変化図	54
第 5. 34 図	全岩化学組成分析試料の採取地点の概略図	55
第 5. 35 図	磐梯火山1888年噴火堆積物の分布	56
第 6. 1 図	谷地平湖成堆積物の露頭(谷地平)	57
第 6. 2 図	谷地平湖成堆積物の最下部に露出する火砕流堆積物	58
第 6. 3 図	谷地平湖成堆積物の露頭(中津川上流)	58
第 6. 4 図	中位段丘堆積物の露頭柱状図	59
第 7. 1 図	吾妻山地域の重力図と主要な断層及びカルデラ陥没構造	60
第 8. 1 図	吾妻硅石鉱山の鉱床図	61
第 8. 2 図	中津川上流ヤケノママの噴気帯に見られる針状硫黄結晶	63
第 8. 3 図	吾妻山神社付近のオイキ	63
第 8. 4 図	滑川鉱山の鉱床図	64
第 8. 5 図	滑川鉱山跡	65
第 8. 6 図	赤滝鉱山あるいは峠鉱山と思われる露天掘り跡	66
第 8. 7 図	龍起鉱山, 立岩の坑道跡	66
第 8. 8 図	龍起鉱山, 長倉沢の硫黄採掘跡	67
第 3. 1 表	吾妻山地域の花崗岩類のK-Ar年代	12
第 4. 1 表	新第三系のフィッシュン・トラック年代	25
第 5. 1 表	吾妻火山噴出物の全岩主成分組成	53
第 6. 1 表	テフラ層の特徴	59
Figure 1	Geologic summary of the Azuma Yama District	73

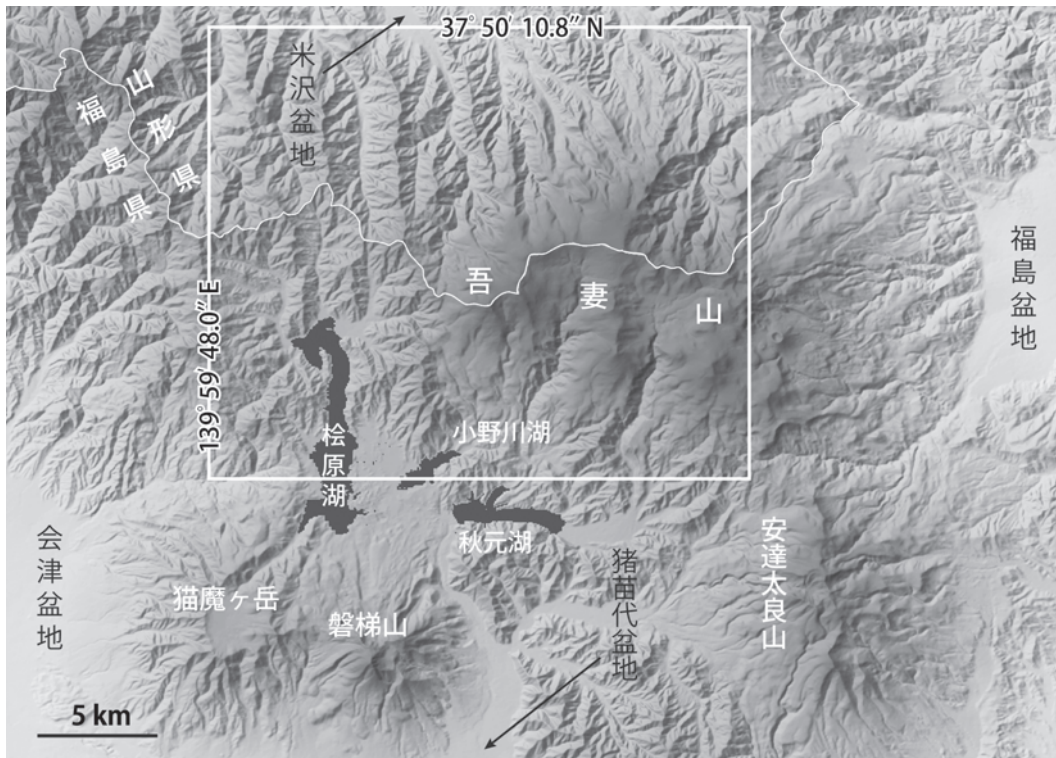
第1章 地 形

(中野 俊)

「吾妻山」地域は東北地方の脊梁に位置し、北緯 37 度 40 分 10.8 秒～37 度 50 分 10.8 秒，東経 139 度 59 分 48.0 秒～140 度 14 分 47.9 秒(世界測地系)の範囲である。行政上は北半が山形県米沢市であり，南半が福島県で猪苗代町及び北塩原村が大部分を占め，南東部に福島市，南西部に喜多方市が部分的に含まれる。県境はほぼ東西方向に延びるが，ほぼ南北方向に延びる東北地方の脊梁山脈に直交しており，これは本地域東半を占める一大火山群の吾妻山が東西方向に延びた複合した火山錐であることによる(第 1. 1 図)。

吾妻山は東から家形山，兵子，ニセ烏帽子山，烏帽子山，昭元山，東大嶺，藤十郎，中大嶺と続く標高 1,800～2,000 m の稜線が地域中央部まで連続する。最高地点の西吾妻山(標高 2,035 m)はそれよりも南方に位置する。

西吾妻山と同様に，東西稜線の南側に東から一切経山，東吾妻山，中吾妻山，そして西吾妻山を挟んで西大嶺の 1,900～2,000 m の峰がそびえる。吾妻山全体としてなだらかな山容を示し(第 1. 2 図)，山上は緩やかな高原状の地形となっており，火山特有の地形は本地域東端の五色沼及びその周辺の火口地形程度である。吾妻火山で火山特有の地形は吾妻小富士の火口や溶岩流など，主に福島盆地に面する東隣の「福島」地域内で特徴的である。また，火山体の末端には地すべり地形が発達することが多く，特に，東西稜線の北側で顕著であるほか，南東端にも形成されている。谷地平や明月湖・明星湖周辺に発達する比較的規模の大きい湿原のほか，酢ヶ平，景場平，中大嶺の南東，矢筈山の東(馬場谷地)などにも小規模な湿原が形成されており，少なくともその一部は高層湿



第 1. 1 図 吾妻山地域周辺の地形略図

地形陰影図は数値地図ビューアにて作成(国土地理院 50 mメッシュを使用)。白枠が吾妻山地域，そのほぼ中央を東西方向に県境(白線)が走る。吾妻山の南側には安達太良山と磐梯山，さらに山頂部にカルデラ地形を持つ猫魔ヶ岳の 3 つの第四紀火山がある。図中の伊原湖や小野川湖を含む大小多数の湖沼は西暦 1888 年，磐梯山の山体崩壊で形成された堰止め湖。



第 1. 2 図 吾妻山の全景
山麓から見てもなだらかな山容を示す。北東、米沢市相生橋より撮影。

原である。

この吾妻山が形成するなだらかな山容には、南北から深い谷が食い込んでいる。北の山形県側では大滝沢、松川上流、大樽川が、福島県側では大倉川及び中津川が深い溪谷を作り、谷奥まで先古第三系の深成岩・変成岩類が露出している。

吾妻山の西方から北方には、これらと同じ白亜系の深成岩・変成岩類（一部は時代未詳）や新第三系の火山岩・堆積岩が露出し、標高 1,100 ～ 1,500 m のおよそ東西に延びる稜線をなす峰々に、南北方向を中心とした深い溪谷とそれに直交する細かい谷が刻まれており、樹枝状の尾根と谷地形を形成している。東西稜線は吾妻山主稜線と同様に県境をなし、北方へ流れる河川は米沢盆地を経

て最上川として日本海へ注ぎ、南方の河川は猪苗代湖を経て会津盆地から新潟平野へ流れ、阿賀野川となって日本海へ達する。

本地域南西部に^{ひぼら}松原湖や小野川湖などの湖沼が存在する。これらは南隣「磐梯山」地域の磐梯火山 1888 年噴火の山体崩壊によりもたらされた堆積物の堰止めにより形成された湖沼である。湖の周辺地域だけでなく湖底にも起伏がある流れ山地形が存在し、多数の小さな湖沼とともに裏磐梯地域として観光地化が進んでいる。

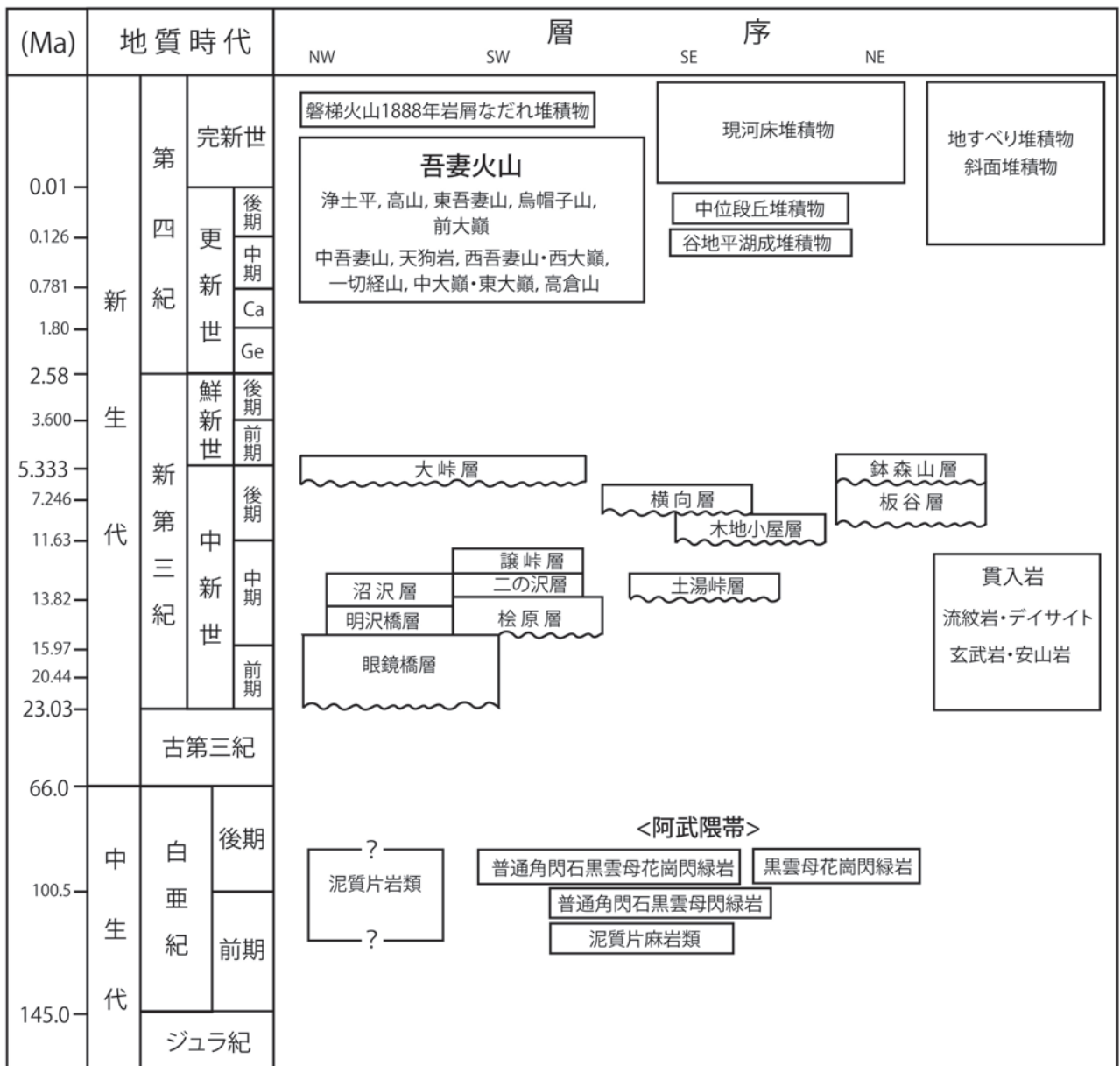
以上のように、吾妻山地域はほとんど全域が山域であり、その間に河川と湖沼が形成されて、それに沿ってわずかに段丘堆積物や河床堆積物から構成される細長い平坦な低地帯が形成されている程度である。

第2章 地質概説

(古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広)

吾妻山地域に分布する地質系統は、中生代堆積岩起源の泥質片岩類、及び白亜紀泥質片麻岩類・花崗岩類を基盤として、これらを不整合に覆う新第三系、及び主に第四紀火山体からなる第四系が広く分布する(第2.1図)。泥質片岩類は、檜原湖東方を北北西-南南東方向に走る

と推定される棚倉構造線近傍に分布する。棚倉構造線は阿武隈帯と足尾帯を境する構造線であり、マイロナイトやカタクラサイトを伴っている(越谷, 1986; 高橋, 1999など)。阿武隈帯は、前期白亜紀の高温型変成帯であり(Hiroi *et al.*, 1998など)、同時期の深成岩類を伴っている。



第2.1図 吾妻山地域の地質総括図
更新世の時代区分 Ca:カラブリアン, Ge:ジェラシアン。

一方、足尾帯は中生代の付加体から構成される地質帯であり、西南日本の美濃・丹波帯の東方延長とされている (Ichikawa, 1990 など)。本地域では、広く新第三系及び第四系に覆われるため棚倉構造線は露出していないが、南隣の「磐梯山」地域にはマイロナイト帯を伴う断層が露出しており、^{ひばら} 松原湖^{ぬかづか} 糠塚島の泥質片岩類分布域付近を通り直線上に配列するように見える。本地域はほぼ全域が山岳地域となっており、峡谷沿いや第四紀火山の山麓には地すべり堆積物、斜面堆積物が発達し、一部に堰止め湖堆積物が分布する。本地域の地質概要を第 2. 1 図にまとめた。

2. 1 中生界

吾妻山地域及びその周辺地域に分布する中生界は、泥質片岩類と白亜紀の泥質片麻岩類及び白亜紀花崗岩類から構成される中生界である。

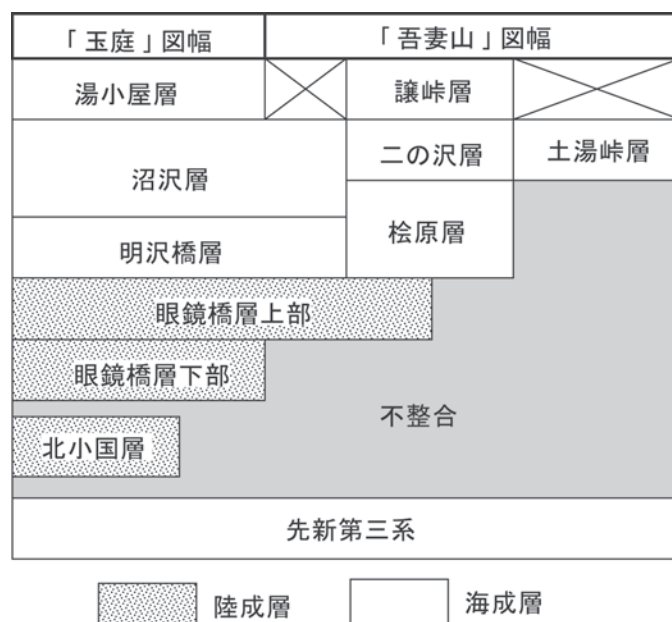
泥質片岩類は、花崗岩類の西方に位置し、その北西方を走る日本国 - 三面マイロナイト帯中の泥質岩と同様の岩相を呈することから、足尾帯のジュラ紀付加体を構成する堆積岩類を原岩として形成された可能性があるが、阿武隈帯中に広く分布する泥質変成岩類の一部の可能性もある。従って、時代未詳の「未区分泥質片岩」として扱う。

泥質片麻岩類は、花崗岩類中の小規模捕獲岩として複数認められ、「阿武隈変成岩類」に含まれる。

花崗岩類は、普通角閃石黒雲母閃緑岩、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩からなり、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩はほぼ同時期に活動したとみられ、両者は角閃石黒雲母閃緑岩に貫入している。岩相構成と貫入関係が阿武隈花崗岩類の模式地である阿武隈山地の花崗岩類と同じであることと同様の花崗岩類が阿武隈山地から連続して分布することから、「阿武隈花崗岩類 (久保ほか, 2003)」に対比される。

2. 2 新第三系

本地域の下部～中部中新統 (下位から^{めがねぼし} 眼鏡橋層^{みょうざわ}・明沢橋層^{ぼし}・松原層^{ぬまざわ}・土湯峠層^{ゆずりとうげ}・二の沢層) は、日本海形成に伴い形成された地層である。日本海形成最初期の 23～22 Ma には、アノーソクレス流紋岩の火砕流堆積物で特徴付けられる北小国層 (植田ほか, 1973; 雁沢, 1987; 岩野ほか, 2003) が、本地域よりも背弧側で広範囲に形成されている (「玉庭」・「手ノ子」・「小国」地域内)。直後に堆積した眼鏡橋層は引張応力場で形成されたハーフグラバーを埋積した網状河川堆積物を主体とする陸成層である (山路, 1989; Yamaji, 1990; 幡谷・大槻, 1991)。本地域はこのグラバーの外側に



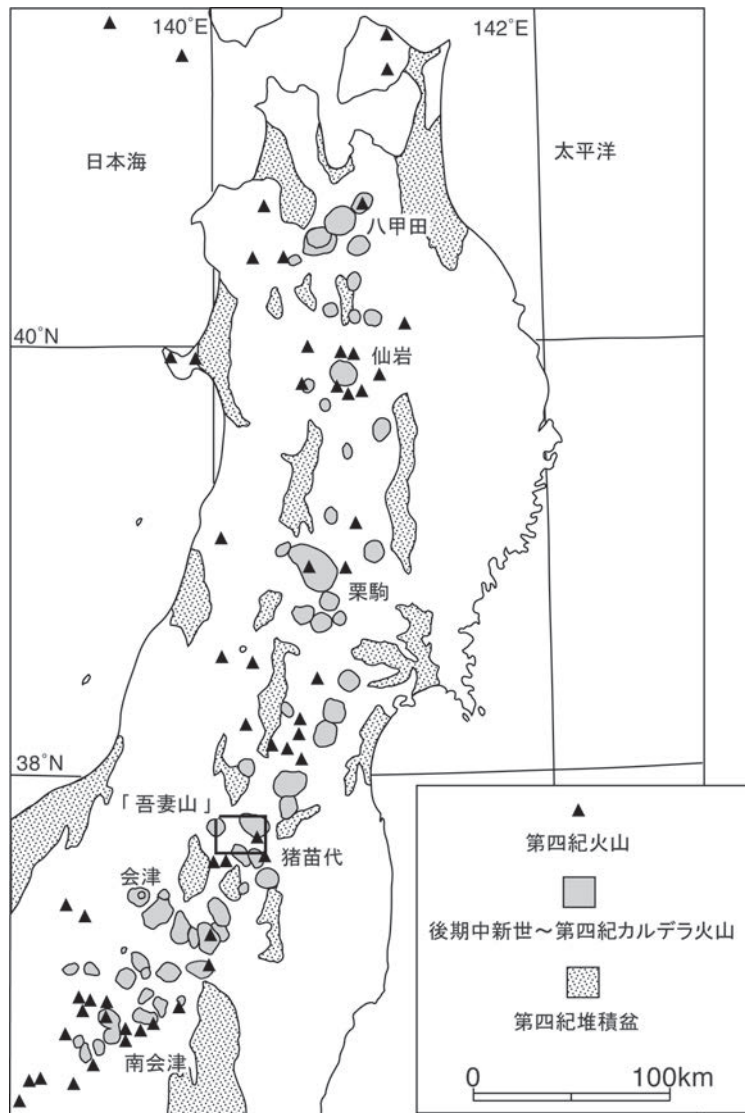
第 2. 2 図 下部～中部中新統の層序表

北西隣「玉庭」地域の層序は、柳沢・山元 (1998) による。松原層の一部には陸成層も含まれる。下部～中部中新統眼鏡橋層・明沢橋層・松原層は、日本海形成時の引張応力場で形成されたハーフグラバーを埋積しており、その中心は本地域よりも西に存在していた。引き続き日本海形成後の海進により、沼沢層・二の沢層・土湯峠層・湯小屋層・譲峠層が脊梁山地部も含めた広域で堆積している。

位置しており、眼鏡橋層の苦鉄質火山岩を主体とする上部(柳沢・山元, 1998)のみが分布している(第2.2図). 明沢橋層・桧原層は眼鏡橋層を整合に覆う海成層である. 背弧側の会津盆地周辺では最大層厚1,500mに達する流紋岩溶岩・火砕岩を主とする東尾岐層が同時期に形成され(会津若松・喜多方地域:山元・吉岡, 1992;山元ほか, 2006), 明沢橋層・桧原層はこのグラーベンの縁辺相を構成している. 明沢橋層は山形県地域に, 桧原層は福島県地域に分布し, 両者は同時異相の関係にある. 本地域西部に分布する沼沢層・二の沢層・譲峠層は, 砂岩及び泥岩を主とする中期中新世前期から中期の海成層で, 明沢橋層・桧原層を整合に覆っている. 沼沢層は山形県地域に, 二の沢層・譲峠層は福島県地域に分布している.

一方, 本地域東南部に分布する同時期の泥岩を主とする土湯峠層は, 先第三系を直接不整合で覆っており, 中部中新統が脊梁地域に向かってオンラップしている(第2.2図). このうち, 譲峠層は遠洋性の黒色の硬質泥岩を主体とする地層で, 最も海進が進んだ時期(13~10 Ma)の堆積物である.

本地域の上部中新統~鮮新統の木地小屋層・板谷層・横向層・大峠層・鉢森山層は, 10 Ma頃から始まった珪長質カルデラ火山活動の産物である(山元, 1994). 東北本州弧の脊梁地域では各地で約10 Maから局所的な隆起と珪長質火山活動の活発化が起きており(山元, 1992; Yamamoto, 2009; 第2.3図), 本地域はいち早く陸化していたものと考えられる. これらの地層は, 陥没



第2.3図 東北本州弧における後期中新世~第四紀カルデラ火山の分布
カルデラ火山群は主に脊梁山地沿いに分布するが, その分布は一様ではなく, 特定地域に集中する傾向がある. 八甲田, 仙岩, 栗駒, 猪苗代, 会津, 南会津は各カルデラ火山群の名称である. Yamamoto (2009) を改変.

したカルデラを埋積しており、カルデラ形成時の火砕流堆積物とこれに指交するカルデラ壁の崩壊で形成された岩屑なだれ堆積物で構成されている。板谷層・横間層ではこれらを整合で覆う後カルデラ期の湖成堆積物も分布する。大峠カルデラを形成した約4.8 Maの才津火砕流堆積物はカルデラ外にも広く分布しており、本地域東部の吾妻火山噴出物に覆われる鉢森山層や、米沢盆地南西山地内の高峰層(柳沢・山元, 1998)や会津盆地北東縁の藤峠層(山元ほか, 2006)に挟在する。

2.3 第四系

吾妻山地域内に分布する第四系は、地域の東半分をほぼ占める吾妻火山噴出物のほか、湖成堆積物、段丘堆積物、地すべり堆積物、斜面堆積物、現河床堆積物及び磐梯火山1888年岩屑なだれ堆積物である。

吾妻山火山噴出物は前期更新世後半(カラブリアン)から完新世にかけて噴出した火山岩であるが、活動初期の前期更新世後半の噴出物は本地域には分布せず、東隣「福島」地域のみ分布する。本地域の噴出物は前期更新世末から中期更新世初頭にかけての噴出物から始まり、ほとんどが中期更新世に噴出した安山岩質の溶岩で、一部に火口近傍相のアグルチネートや火砕流堆積物(溶結凝灰岩)も含まれるが、火砕物の占める割合は極

めて低く、また、玄武岩質の活動はごく一部である。吾妻火山は活動時期によって13の火山体に区分される(松本ほか, 2018)。また、この火山体の表層には溶岩の堰止めにより形成された、礫・砂・泥からなる中期更新世の湖成堆積物が2ヶ所に分布する。

火山体のなす台地の末端には地すべり堆積物が分布する。特に吾妻山の北麓に広く分布し、岩塊・礫・砂などから構成される未固結層である。

段丘堆積物は礫・砂・泥からなる中位段丘堆積物が認められる。被覆するテフラの年代と海洋酸素同位体ステージとの関係から判断すると、本段丘の土石流堆積物等の離水時期はMIS5.4-5.2と考えられる古い斜面堆積物であり、白布峠を挟んで南北両側の桧原湖北岸付近や綱木川、大樽川沿いに段丘面をなして分布している。斜面堆積物は礫・砂・泥から構成される未固結堆積物で、谷間の緩斜面に分布する。現河床堆積物は礫・砂・泥から構成される未固結堆積物で、現在の河床沿いに分布する。

磐梯山1888年岩屑なだれ堆積物は、南隣「磐梯山」地域の磐梯火山が1888年に噴出した際に山体崩壊で発生した岩屑なだれ堆積物であり、安山岩の岩屑から構成される。磐梯山北山麓を埋め桧原湖・小野川湖などの湖沼群を生成し、流れ山と呼ばれる小丘を無数に形成している。

第3章 中生界

(高橋 浩)

3.1 概要及び研究史

吾妻山地域及びその周辺地域に分布する中生界は、泥質片岩類と泥質片麻岩類及び花崗岩類から構成される。

泥質片岩類は^{ひばら} 檜原湖北部の^{ぬかづか} 糠塚島に分布しており、足尾帯のジュラ紀付加体を構成する堆積岩類を原岩として形成された可能性と、阿武隈帯に広く分布する泥質変成岩類の一部である可能性がある。

泥質片麻岩類は、花崗岩類中の小規模捕獲岩として複数認められ、阿武隈変成岩類の模式地である南部阿武隈山地から連続して小規模変成岩体や花崗岩類中に捕獲岩体が存在することから、阿武隈変成岩類に対比される。

花崗岩類は、普通角閃石黒雲母閃緑岩(G1)、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び普通角閃石黒雲母トータル岩(G2)及び黒雲母花崗閃緑岩(G3)からなり、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩(G2)及び黒雲母花崗閃緑岩(G3)はほぼ同時期に活動したとみられ、両者は普通角閃石黒雲母閃緑岩(G1)に貫入している。これらの岩相構成と貫入関係が同じであること(久保ほか, 2003; Takahashi *et al.*, 2016 など)及び地理的分布から、阿武隈花崗岩類に対比される(第3.1図)。先新第三系の大部分をしめる阿武隈花崗岩類は、吾妻山火山の基盤として主に^{おおたるがわ} 大樽川、綱木川、中津川、大倉川などの沢沿いに分布しており、中津川や大倉川では地窓状に露出している。

20万分の1福島県地質図(福島県, 1955)では、糠塚島の泥質片岩類の記載は無く、吾妻山周辺に分布する花崗岩類は新期花崗閃緑岩とされた。また、福島県5万分の1地質図「会津地方」及び同説明書(鈴木ほか, 1964)では、糠塚島の泥質片岩類(角閃片岩、黒雲母片岩、黒雲母石英片岩)が記載されており、磐梯山東方に連続している。東北地方土地地質図(20万分の1)及び同説明書(東北地方土地地質図編纂委員会, 1988)では、吾妻山周辺の花崗岩類は白亜紀花崗岩類とされている。近年では、土地分類基本調査「吾妻山」(福島県, 2001)の表層地質図で、糠塚島の泥質片岩類は阿武隈花崗岩類中に捕獲されている結晶片岩類に対比されており、吾妻山周辺の花崗岩類は先新第三紀角閃石黒雲母花崗閃緑岩とされている。また、20万分の1地質図幅「福島」(久保ほか, 2003)では、吾妻山周辺に分布する花崗岩類は白亜紀前期の角閃石黒雲母花崗閃緑岩、片状角閃石黒雲母トータル岩とされており、阿武隈花崗岩類に対比されている。

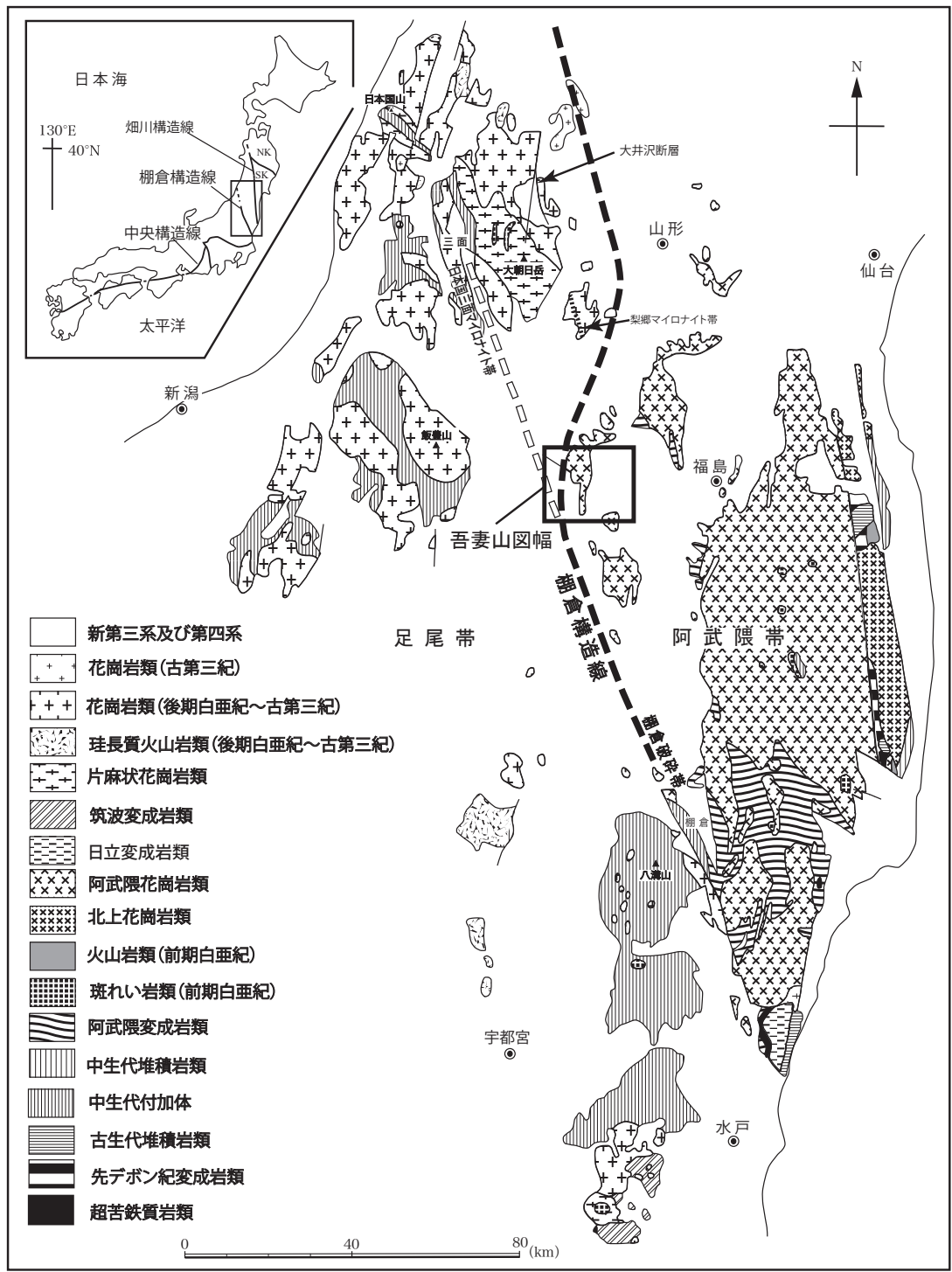
以下に、吾妻山地域に分布する泥質片岩類、泥質片麻岩類及び花崗岩類について記述する。

3.2 泥質片岩類(P)

吾妻山地域には^{ぬかづか} 檜原湖北部の糠塚島に泥質片岩類が分布している。糠塚島周辺には棚倉構造線が北北西-南南東方向に走っていると推定され(第3.1図)、泥質片岩類の原岩は一部石灰珪質岩を含む砂泥質堆積岩類である。本地域南方の足尾山地や八溝山地の付加体を構成する堆積岩類からは、広い範囲でジュラ紀の放射虫化石の産出が報告されており(指田ほか, 1982; 指田・堀, 2000; 中江・滝沢, 1998; 中江, 2000)、糠塚島の泥質片岩類の原岩はジュラ紀の足尾帯堆積岩類の可能性がある。一方、泥質片岩類は、阿武隈帯に広く分布する泥質変成岩類の一部の可能性もあり、今のところ帰属ははっきりとしない。

分布及び対比 泥質片岩類は、^{ぬかづか} 檜原湖北部の糠塚島に分布している。本地域北北西方に位置する日本国-三面マイロナイト帯は、^{ぬかづか} 檜原湖から猪苗代湖東岸を経て、棚倉に至るマイロナイト帯に連続している(第3.1図)。日本国地域には黒雲母片岩(高橋, 1998; Takahashi *et al.*, 2012)、三面川流域では千枚岩及び片状ホルンフェルスからなる竹ノ沢層(朝日団研, 1987, 1995)、棚倉破砕帯中には堆積岩源テクトナイト(越谷, 1986)が分布しており、これらの原岩は足尾帯のジュラ紀堆積岩類とされている。一方、阿武隈帯南部には泥質変成岩類を主体とする竹貫変成岩類が分布しており、その北方には小規模岩体や阿武隈花崗岩類中の捕獲岩として泥質変成岩類が広く分布しており、一部に泥質片岩類も存在する。^{ぬかづか} 糠塚島の泥質片岩類は、阿武隈帯の泥質片岩類に対比される可能性もある。

岩相及び産状 泥質片岩類は、砂泥質の斜長石ざくろ石白雲母黒雲母石英片岩がほとんどで、部分的に緑簾石角閃石石英斜長石片岩が存在する。斜長石ざくろ石白雲母黒雲母片岩は、砂岩泥岩互層からなる堆積構造を残しており、片理面は堆積構造と平行になっている(第3.2図)。一部で、塊状の黒雲母花崗閃緑岩が泥質片岩の片状構造を切って貫入している。片理面の走向は、N35°~50°Wが卓越し、南西方に35°~80°傾斜する。線構造は、南に20°~40°沈下している。



第3.1図 東北日本南部に分布する先新第三紀基盤岩類地質概略図
 高橋(1999)を一部改変。
 NK: 北部北上帯, SK: 南部北上帯



第 3. 2 図 泥質片岩の露頭写真(松原湖, 糠塚島)

岩石記載

斜長石ざくろ石白雲母黒雲母石英片岩

(Az-026, 第 3. 3 図)

産地: 福島県耶麻郡北塩原村早稲沢^{わきざわ}西方糠塚島(北緯 37 度 43 分 30 秒, 東経 140 度 03 分 10 秒)

細粒の黒雲母, 白雲母及びざくろ石集合からなる幅 0.3 mm 程の優黒質層と石英の細粒結晶が集合した優白質層が互層している。黒雲母及び白雲母が定向配列し堆積構造と平行な片状構造を形成している。

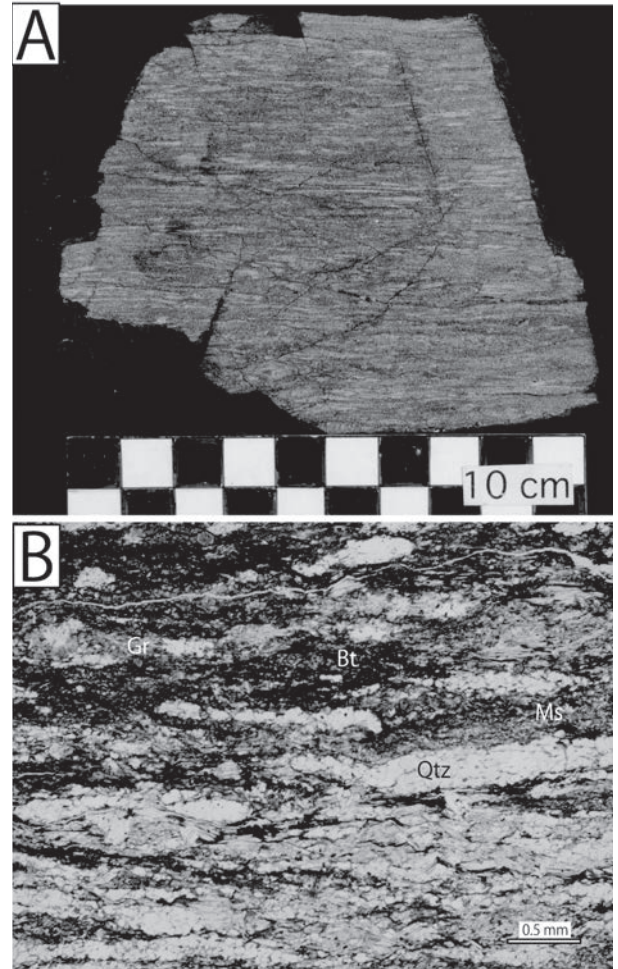
主成分鉱物: 石英, 黒雲母, 白雲母, ざくろ石, 斜長石

副成分鉱物: 不透明鉱物, 燐灰石, 電気石, ジルコン

石英は半自形~他形で長径 0.5 mm 以下の細粒結晶が集合し優白質薄層をなしている。黒雲母は自形~半自形で褐色(Y-Z 軸色, 以下同様)を呈し, 長径 0.3 mm 以下の細粒結晶が集合, 定向配列し優黒質層を形成している。白雲母は自形~半自形で長径 0.5 mm 以下の細粒結晶が黒雲母とともに集合, 定向配列している。ざくろ石は自形~半自形, 粒状で黒雲母及び白雲母の面構造を切って優黒質層内に形成されている。斜長石は, 半自形で少量のものが石英とともに優白質層を形成している。

3. 3 泥質片麻岩類 (M)

泥質片麻岩類は, 花崗岩類中の小規模捕獲岩として複

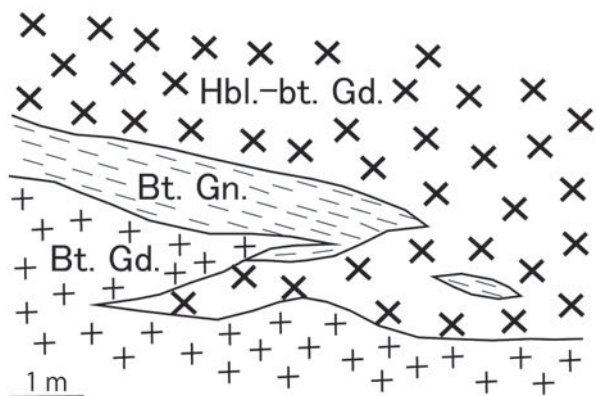


第 3. 3 図 斜長石ざくろ石白雲母黒雲母石英片岩 (Az-026) のスラブ (A) 及び薄片 (B) 写真

Qtz: 石英, Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Gr: ざくろ石. スラブ写真のスケールの 1 目盛は 1 cm.

数認められ, 阿武隈変成岩類の模式地である南部阿武隈山地から連続して小規模変成岩体や花崗岩類中の捕獲岩体が存在することから, 阿武隈変成岩類に対比される。分布及び対比 大倉川上流及び中津川左岸支流の唐松川流域周辺や東鉢山東方の西吾妻スカイバレー周辺に泥質片麻岩類が分布している。また, 本地域北東部に分布する普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は北隣「米沢」地域南東部の関根付近に連続しており, 関根付近では, 泥質片麻岩, 角閃岩などを捕獲岩として含んでいる。これらのうち, 泥質片麻岩の黒雲母 K-Ar 年代は 91 Ma である (菅井, 1976)。本岩分布域は棚倉構造線の東方に位置しており, 地体構造上, 阿武隈山地南部を模式地とする阿武隈変成岩類のうちの竹貫変成岩類に対比される (第 3. 1 図)。

岩相及び産状 黒雲母斜長石石英片麻岩ないし片岩及び白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩ないし片岩からなり, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩中の最大幅 200 m 程の小規模捕獲岩として分布している。中津



第3.4図 泥質片麻岩の産状(中津川左岸支流唐松川河床)
Hbl.-bt. Gd.: 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩, Bt. Gd.: 黒雲母花崗閃緑岩, Bt. Gn.: 黒雲母片麻岩.

川左岸支流の唐松川では普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩の境界部に長径5m程の黒雲母斜長石石英片岩が分布している。黒雲母斜長石石英片岩は上流(東)側で普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩に貫入され、下流(西)側では細粒優白質黒雲母花崗閃緑岩に貫入されている(第3.4図)。

岩石記載

白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩(Az-004, 第3.5図)
産地: 福島県耶麻郡猪苗代町金堀(南隣「磐梯山」地域内)
北方約2kmの林道脇(北緯37度40分22秒, 東経140度09分21秒)

細粒の黒雲母, 白雲母, 斜長石及び石英から成る幅0.3mm程の優黒質層と石英及び斜長石を主とする優白質層が互層し片麻状構造を形成している。

主成分鉱物: 石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母

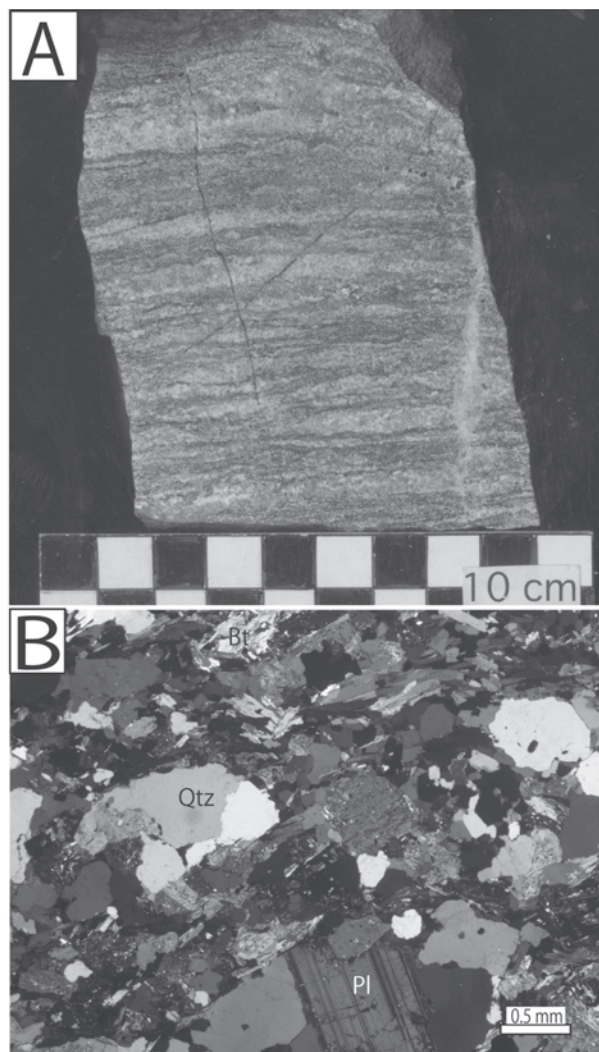
副成分鉱物: 不透明鉱物, ジルコン

石英は半自形~他形で, 1mm程の結晶が斜長石とともに集積し優白質層を形成している。斜長石は長径1mm前後のものも多く, 自形~半自形でアルバイト式双晶を示すものが多い。黒雲母(最大長径2mm)は自形~半自形で褐色を呈し, 定向配列し, 白雲母(最大長径1.5mm)とともに優黒質層を形成している。白雲母は自形~半自形で, 黒雲母とともに優黒質層を形成している。

3.4 花崗岩類

3.4.1 普通角閃石黒雲母閃緑岩(G1)

分布及び対比 中津川及び大倉川では, 長径500m程の比較的まとまった岩体として黒雲母花崗閃緑岩及び普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の捕獲岩体として存在する。その他に西吾妻スカイライン周辺では, 径5~10m程

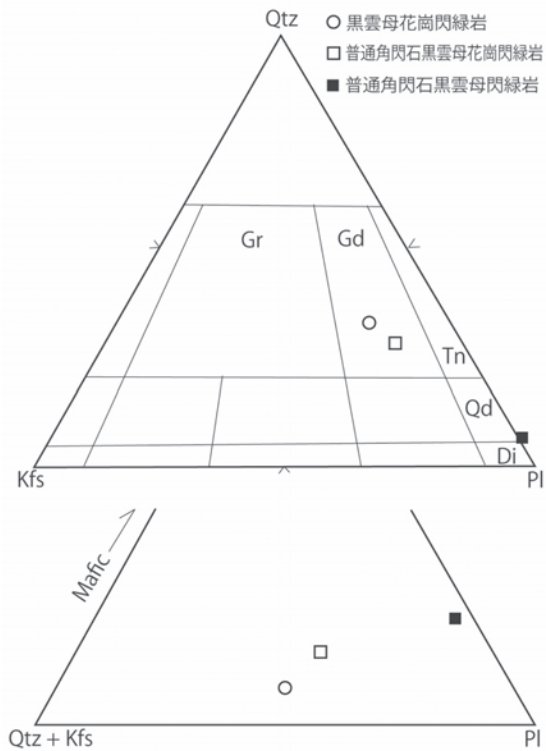


第3.5図 白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩(Az-004)のスラブ(A)及び薄片(B)写真
Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母.

の石英閃緑岩が普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の捕獲岩として存在し, 周囲の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と同様な北西-南東走向で急立した面構造が認められる。本岩は, 阿武隈花崗岩類の内の細粒角閃石黒雲母閃緑岩(久保ほか, 2003)に相当する。

岩相及び産状 本岩は, 細粒塊状の普通角閃石黒雲母石英閃緑岩ないし閃緑岩であり(第3.6図), 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩中に産する。また, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の暗色包有岩と同質の岩石である。大倉川では径10数mの本岩中に黒雲母花崗閃緑岩の一岩相とみられる細粒優白質の黒雲母花崗閃緑岩が脈状に貫入している。

吾妻山地域には, 3種類の白亜紀花崗岩類(普通角閃石黒雲母閃緑岩, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 黒雲母花崗閃緑岩)が分布する。それらの中で, 本岩(普通角



第3.6図 吾妻山地域に分布する花崗岩類のモードを示す三角図

Qtz：石英，Kfs：カリ長石，Pl：斜長石，Gr：花崗岩，Gd：花崗閃緑岩，Tn：トータル岩，Qd：石英閃緑岩，Di：閃緑岩。

閃石黒雲母閃緑岩)は、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩に捕獲され、黒雲母花崗閃緑岩に貫入されており、最も早期に貫入したものと考えられる。

岩石記載

普通角閃石黒雲母閃緑岩 (Az-103, 第3.7図)

産地：福島県耶麻郡猪苗代町大倉川上流標高1,090 m 地点(北緯37度42分05秒,東経140度11分58秒)

主成分鉱物：石英，斜長石，普通角閃石，黒雲母

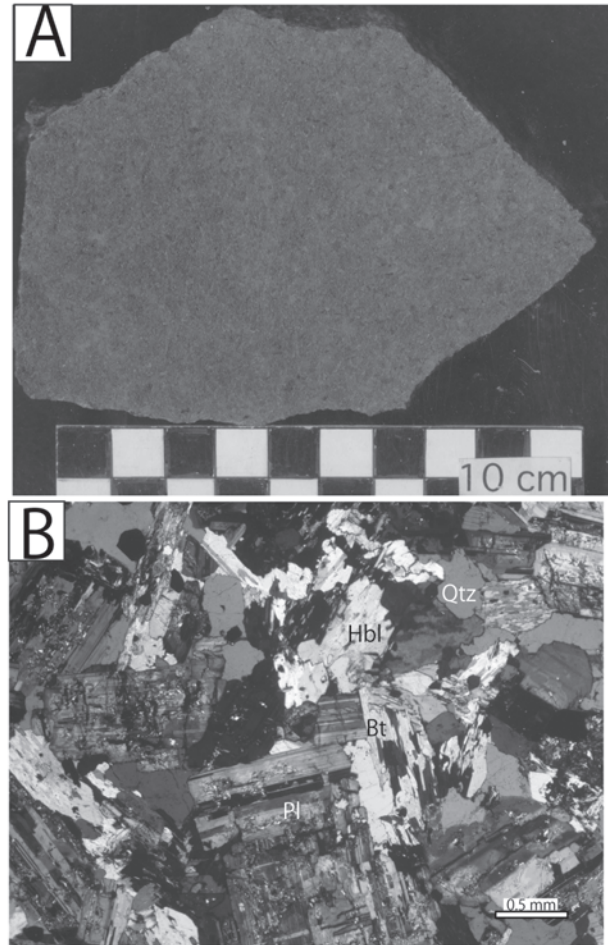
副成分鉱物：不透明鉱物，アパタイト，チタン石

石英は他形で粒間充填状に産し、長径2.0 mm以下である。斜長石は自形で、長径4.5 mm以下である。普通角閃石は自形～半自形で褐色(Z軸色、以下同様)を呈し、長径2.5 mm以下である。一部、緑泥石及び緑れん石に交代されている。黒雲母は半自形で褐色を呈し、長径0.8 mm以下である。大部分のものが緑泥石に交代されている。

< K-Ar年代 (普通角閃石) >

66.6 ± 0.8 Ma, 61.0 ± 0.8 Ma (第3.1表の3;松本ほか, 2007)。

本試料のK-Ar年代は、吾妻山地域で年代測定を試みた3



第3.7図 普通角閃石黒雲母閃緑岩 (Az-103) のスラブ (A) 及び薄片 (B) 写真

Qtz：石英，Pl：斜長石，Hbl：角閃石，Bt：黒雲母。スラブ写真のスケールの1目盛は1 cm。

種類の白亜紀花崗岩類の相互の地質学的関係から、最も古い値が得られるものと考えられた。しかし、得られた年代は、地質学的関係とは矛盾する最も若い値であった。また、独立に2回の繰り返し測定で求めた年代も誤差の範囲を越えて一致しなかった。年代測定した石英閃緑岩中の普通角閃石には、変質し、緑泥石及び緑れん石に交代されているものが少なからず存在している。見かけの若い年代は、普通角閃石試料が熱水変質等の影響を受けたためと考えられる。また、繰り返し測定の結果が一致しなかったのは、普通角閃石の変質の進行度が粒ごとにかなり不均一だったことに起因するのかもしれない(松本ほか, 2007)。

3.4.2 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び普通角閃石黒雲母トータル岩 (G2)

分布及び対比 西吾妻山北西方の綱木川及び大樽川流域に広く分布する他、吾妻山南方の大倉川右岸周辺や小野川湖北方にまとまって分布している。本岩は、阿武隈花

第3.1表 吾妻山地域の花崗岩類のK-Ar年代(松本ほか, 2007を一部修正)

番号	試料番号	岩石名	鉱物名	試料重量(g)	K ₂ O (%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ mlSTP/g)	Non rad. ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar age (Ma)
1	Az-021	花崗閃緑岩	黒雲母	0.0102	7.34	17,500	5.7	72.4 ± 0.8
2	Az-022	花崗閃緑岩	黒雲母	0.00977	8.48	20,500	4.82	73.4 ± 0.8
3	Az-103	石英閃緑岩	角閃石	0.112	0.313	685	34.3	66.6 ± 0.8
				0.0559		627	39.3	61.0 ± 0.8

崗岩類のうちの角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 片状角閃石黒雲母トータル岩(久保ほか, 2003)に相当する。また, 本岩は, 北隣「米沢」地域南東部の米沢市関根周辺に分布する角閃石黒雲母花崗閃緑岩(河野・植田, 1966)に対比される。

岩相及び産状 主に中粒塊状の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないしトータル岩よりなり(第3.6図), 普通角閃石及び黒雲母の定向配列による面構造が認められることがあり, しばしば, 細粒普通角閃石黒雲母閃緑岩からなる暗色包有岩が認められる。中津川左岸支流の唐松川では, 細粒優白質黒雲母花崗閃緑岩が本岩と接し泥質片麻岩に貫入している(第3.4図)。大倉川流域周辺では, 複数の泥質片麻岩類を捕獲岩として有している。周辺地域に分布する普通角閃石黒雲母閃緑岩, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 黒雲母花崗閃緑岩の中で, 本岩(普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩)は, 普通角閃石黒雲母閃緑岩を捕獲し, 黒雲母花崗閃緑岩と接しており, 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と黒雲母花崗閃緑岩はほぼ同時期に活動したとみられる。

岩石記載

普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Az-022, 第3.8図)

産地: 福島県耶麻郡猪苗代町中津川支流大倉川上流標高1,240 m 地点(北緯37度41分36秒, 東経140度10分59秒)

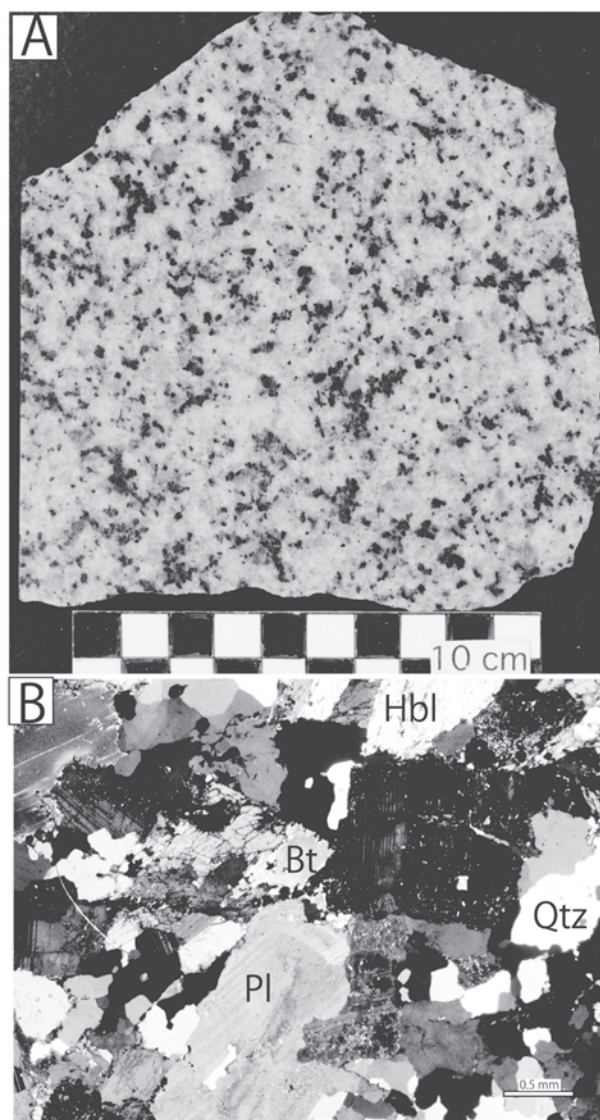
主成分鉱物: 石英, 斜長石, カリ長石, 普通角閃石, 黒雲母
副成分鉱物: 不透明鉱物, ジルコン, チタン石

石英は半自形~他形で, 長径4.0 mm以下である。斜長石は自形~半自形で, 累帯構造が認められ, 長径6.0 mm以下である。カリ長石は他形, 粒間充填状に産し, 長径6.5 mm以下である。普通角閃石は自形~半自形で, 淡褐色を呈し, 長径は3.0 mm以下である。黒雲母は自形~半自形で褐色を呈し, 長径2.0 mm以下である。ごく一部は緑泥石に交代されている。

< K-Ar年代(黒雲母) >

73.4 ± 0.8 Ma (第3.1表の2; 松本ほか, 2007)

阿武隈花崗岩類に関する既存の黒雲母及び普通角閃石のK-Ar年代は, そのほとんどが85~120 Ma(河野・植田, 1965; 柴田・内海, 1983など)であり, 今回の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の黒雲母K-Ar年代(73.4 ± 0.8 Ma)は, 有意に若い値である。このような結果は, 阿武隈帯の火成活



第3.8図 普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Az-022)のスラブ(A)及び薄片(B)写真

Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母。

スラブ写真のスケールの1目盛は1 cm。

動が70 Ma近くまで一部で継続していたか, あるいは, この地域の地塊の上昇速度が遅かったため, 岩体の冷却が遅れたこと等が原因として考えられる(松本ほか, 2007)。なお, 本地域北東部に分布する普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は北隣

「米沢」地域南東部の関根付近に連続しており、関根での黒雲母 K-Ar 年代は 88 Ma である(河野・植田, 1966).

3.4.3 黒雲母花崗閃緑岩 (G3)

分布及び対比 大樽川支流の滝沢周辺、檜原湖北部湖岸の早稲沢北方及び東方や中津川周辺に分布している。本岩は、阿武隈花崗岩類のうちの黒雲母花崗岩、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(久保ほか, 2003)に相当する。

岩相及び産状 本岩は塊状で中～細粒の黒雲母花崗閃緑岩である。普通角閃石黒雲母閃緑岩に貫入しており、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と接している(第 3.4 図)。

岩石記載

黒雲母花崗閃緑岩 (Az-021, 第 3.9 図)

産地：福島県耶麻郡猪苗代町中津川支流大倉川上流、標高 1,160 m 地点(北緯 37 度 41 分 23 秒, 東経 140 度 10 分 39 秒)

主成分鉱物：石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母

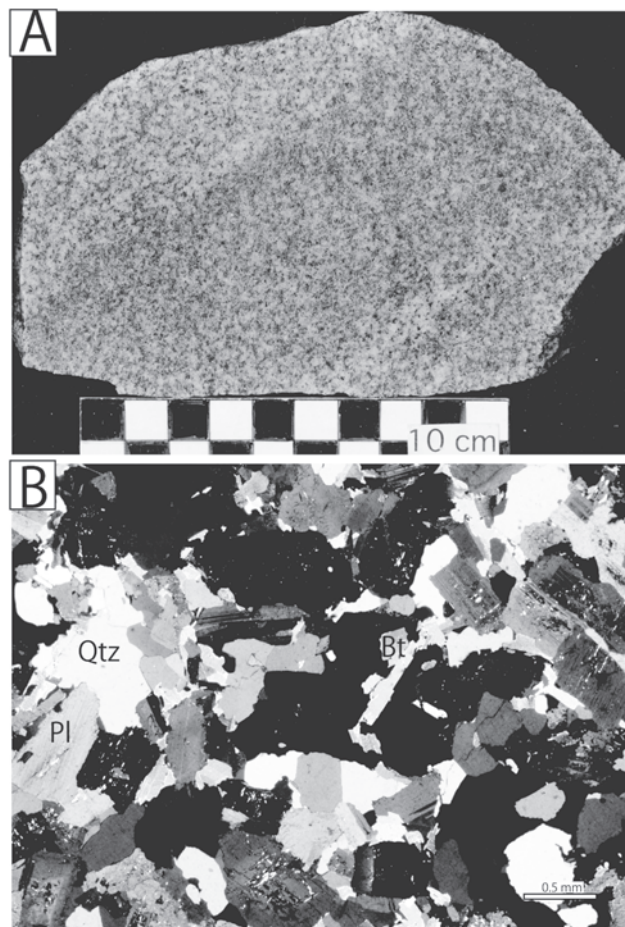
副成分及び二次鉱物：ジルコン, 不透明鉱物

石英は半自形～他形で長径 1.2 mm 前後である。斜長石は自形～半自形で長径 2.0 mm 以下である。カリ長石は他形、粒間充填状に産し、長径 3.2 mm 以下である。黒雲母は半自形で褐色を呈し、長径 1.0 mm 以下である。ごく一部は緑泥石に交代されている。

< K-Ar 年代 (黒雲母) >

72.4 ± 0.8 Ma (第 3.1 表の 1; 松本ほか, 2007)

今までに報告されている阿武隈花崗岩類の黒雲母及び普通角閃石の K-Ar 年代は、そのほとんどが 85 ~ 120 Ma (河野・植田, 1965; 柴田・内海, 1983 など)である。しかし、今回得られた黒雲母花崗閃緑岩中の黒雲母の K-Ar 年代は、72.4 ± 0.8 Ma というかなり若い値であった。このように若い年代が得られた原因としては、阿武隈帯の火成活動が 70 Ma 近くまで一部地域で継続していたか、この地域の地塊の上昇速度が遅かったため、岩体の冷却が遅れたこと等が考えられる(松本ほか, 2007)。



第 3.9 図 黒雲母花崗閃緑岩 (Az-021) のスラブ (A) 及び薄片 (B) 写真
Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母.
スラブ写真のスケールの 1 目盛は 1 cm.

第4章 新第三系

(山元孝広・古川竜太)

4.1 研究史及び概要

本地域の新第三系は、地理的な制約から、山形県側と福島県側で独立に研究されてきた。山形県米沢盆地の南西山地に分布する新第三系については、半沢ほか(1958)・皆川(1959)により初めて全体の層序(下位から、北小国層、眼鏡橋層、明沢橋層、沼沢層、湯小屋層、宇津峠層、高峯層、手ノ子層、中原層など)が構築された。その後、1966～68(昭和41～43)年に、金属鉱業事業団(現在の独立行政法人石油天然ガス・金属鉱業資源機構)による本地域を含む「山形吉野地域」の広域地質構造調査が実施され、2万分の1地質図と報告書が公表されている(通商産業省、1969, 1970)。山形県から発行された5万分の1地質図幅「吾妻山-福島」(田宮ほか、1970)でも、その層序は広域調査の成果が踏襲されている。一方、福島県側の松原湖周辺の新第三系は、福島県発行の5万分の1地質図幅「会津地方」(鈴木ほか、1964)、吾妻火山南麓の地質は同図幅「猪苗代湖東方地域」(北村ほか、1965)で、その層序(下位から白布峠層、松原層、二の沢層、土湯峠層、木地小屋層、大峠層など)が明らかにされた。その後、全国地熱基礎調査「吾妻南部」・地熱開発促進調査「猪苗代」・全国地熱資源総合調査「磐梯」が実施され放射年代値・試錐・重力等の各種地質情報が蓄積されてきた(地質調査所、1975; NEDO〔新エネルギー総合開発機構: 現在の国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構〕、1987, 1990, 1991)。

本地域の旧来の新第三系層序が大きく修正されたのは、山元(1994)による後期中新世～鮮新世カルデラ火山(木地小屋層・大峠層・横向層)の研究による。これらの上部中新統～鮮新統は、いずれも急崖に取り囲まれた凹地を埋積するかたちで中部中新統以下の地層を不整合に覆っている。各層の大部分は塊状で厚い(数100 m以上)火砕流堆積物と、これに指交する基盤由来の泥岩を主とする角礫岩からなり、各種火山岩の貫入を受け、一部で湖成堆積物に覆われている。従来の研究では、これらの火砕流堆積物は中期中新世の海成泥岩と同時異相の関係にあるものと見なされていた(鈴木ほか、1964; 北村ほか、1965; 通商産業省、1969; 田宮ほか、1970)。しかし、1) 火砕流堆積物の多くは溶結しており、陸成であること、2) 指交する泥岩角礫には斜面崩壊堆積物を特徴付ける堆積構造が認められること、3) 火砕流堆

積物の放射年代が挟在する泥岩の化石年代よりも有意に若いことが明らかになり、従来の層序に関する見解は否定されている。

本報告では、山形県側の下部～中部中新統の層序については、皆川(1959)の層序を再定義した北西隣「玉庭」地域の層序(下位から眼鏡橋層、明沢橋層、沼沢層; 柳沢・山元、1998)を踏襲し、地質年代もその微化石層序に従っている。福島県側の下部～中部中新統の層序については、鈴木ほか(1964)・北村ほか(1965)の層序(松原層・土湯峠層)を踏まえた上で、南西隣「喜多方」地域の層序(下位から二の沢層、譲峠層; 山元ほか、2006)を用い、地質年代は相田ほか(1998)の微化石層序に従っている。上部中新統～鮮新統の層序については、前述の山元(1994)に従っている。

4.2 眼鏡橋層(Mg)

本層は、先第三系または下部中新統北小国層(皆川、1959)を不整合に覆い、海成層の明沢橋層または松原層に覆われる前期中新世～中期中新世初頭の陸成層で、本地域内には苦鉄質火山岩を主体とする上部が分布する。

地層名 半沢ほか(1958)及び皆川(1959)の「眼鏡橋層」を再定義した柳沢・山元(1998)の「眼鏡橋層」による。本地域内の本層は、山形吉野地域広域調査報告書(通商産業省、1969, 1970)、山形県発行の5万分の1地質図幅「吾妻山-福島」(田宮ほか、1970)で「小荒沢層」と呼ばれていた。その後、米沢市南西部にある模式地の小荒沢(北西隣「玉庭」地域内)周辺に分布する本層も含め、米沢盆地南西部の広範囲のものが「眼鏡橋層」として再定義されている(柳沢・山元、1998)。山形・福島県境から福島県側に分布するものは白布峠層(鈴木ほか、1964)と呼ばれていたが、分布や岩相は連続しており、これも本層に含めている。

模式地 山形県西置賜郡小国町箱口と明沢橋の間の弁当沢トンネル付近の明沢川沿い(「手ノ子」地域内)。地層名は、この付近にある眼鏡橋による。

分布 本層は本地域西部の先第三系基盤岩を取り巻くように分布している。このうち米沢市南西部のものは大局的に北に傾斜し、山形・福島県境から松原湖北岸にかけてのものは南西に傾斜している。

層序関係 本地域内では、先新第三系を不整合に覆う。明沢橋層・松原層に整合で覆われる。また、大峠層に不

整合で覆われる。

層厚 40～450m。

岩相 模式地周辺では固く固結した礫支持の礫岩が卓越する下部と玄武岩・安山岩の溶岩・火山砂屑岩からなる上部で構成されている。本地域内には上部のみが分布し、下部の分布は確認できない。下部の礫岩はその岩相から網状河川堆積物と判断され、前期中新世の引張応力場で形成されたハーフグラベンを埋積したものと考えられている(山路, 1989; Yamaji, 1990; 幡谷・大槻, 1991)。西隣「熱塩」地域では下部礫岩が層厚 600m 以上に発達し、「大松沢層」と呼ばれている(鈴木ほか, 1964)。

本地域西部に分布する本層(Mg)は、塊状の玄武岩・安山岩溶岩と同質の火山砕屑岩を主体としている。全体に変質を被っており、斑晶の有色鉱物は緑泥石に置換されているものが多い。火山砕屑岩は、玄武岩や安山岩角礫に富む凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩を主体とするが、花崗岩の石質岩片が含まれるものもある。

山形・福島県境から福島県側に分布する玄武岩・安山岩の溶岩・火山砕屑岩(Mg)は、著しい変質を被っており源岩の産状が判断しにくいものが多い。斑晶の斜長石は絹雲母・緑泥石・灰長石に、有色鉱物は完全に緑泥石に変質しており、石基も元々の組織は残存するものの大部分は緑泥石や方解石に変質したものが多い。火山砕屑岩は塊状の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩や、成層した粗粒の火山性砂岩が多く、しばしばアルコース質の粗粒砂岩を伴っている。北塩原村金山の北斜面には花崗岩礫に富む角礫岩が局所的に露出し、鈴木ほか(1964)の地質図では基盤の花崗岩類が分布するように表現されている。

年代・対比 本層は、23～22 Ma のアノーソクレース流紋岩の火砕流堆積物で特徴付けられる北小国層(植田ほか, 1973; 雁沢, 1987; 岩野ほか, 2003)を不整合に覆っている。さらに、岩野ほか(2003)によって、苦鉄質火山岩が卓越する模式地周辺の本層上部(「手ノ子」地域内)からは、16 Ma 前後(原著の弁当沢橋層)と15.6 ± 0.3 Ma (原著の明沢川凝灰岩部層)のジルコン・フィッシュントラック年代が報告されている。苦鉄質火山岩を主体とする同様の陸成層は周辺各地にも分布しており、猪苗代湖南東に分布するものは岩上山層(北村ほか, 1965)、会津盆地周辺に分布するものは蘭川層と呼ばれている(鈴木ほか, 1964; 山元・吉岡, 1992)。

4.3 明沢橋層(My)

本層は、米沢盆地の南西山地に分布する砂岩を主体とする中期中新世前期の汽水ないし内湾成の海成層である。

地層名 半沢ほか(1958)・皆川(1959)の「明沢橋層」を再定義した柳沢・山元(1998)の「明沢橋層」による。山形吉野地域広域調査報告書(通商産業省, 1969,

1970), 山形県発行の5万分の1地質図幅「吾妻山-福島」(田宮ほか, 1970)で「綱木川層」と呼ばれていた地層のうちの最下部の砂岩卓越層(T1部層・T2部層)で、北西隣「玉庭」地域内に分布する本層も含め、米沢盆地南西部の広範囲のものが「明沢橋層」として再定義されている(柳沢・山元, 1998)。

模式地 山形県西置賜郡小国町明沢橋付近(「手ノ子」地域内)。

分布 本地域北西部に分布する。特に北西縁の小樽川沿いでは、急傾斜で褶曲を繰り返す。また、米沢市八谷鉾山の北西では大峠層才津火砕流堆積物に覆われて、未変形・未破碎の礫混じり砂岩泥岩互層からなる本層由来の陥没地質体が分布している。その層序関係から、大峠層のカルデラ底の一部を構成するものと判断している(4.13章)。

層序関係 眼鏡橋層を整合に覆う。沼沢層に整合で覆われる。

層厚 400 m 前後。

岩相 本層(My)は、砂岩及び泥岩から構成される。北西隣「玉庭」地域内では玄武岩や流紋岩の火山砕屑岩を伴うが、本地域内にはほとんど分布しない。その岩相は、礫混じりで淘汰の悪い塊状粗～中粒砂岩、平行層理や低角斜交層理を持つ淘汰の良い中～細粒砂岩、細かい平行葉理を持つ黒色泥岩、生物擾乱を受けた淘汰の悪い砂混じりの泥岩との互層からなる海成層である。砂岩はアルコース質のものが大部分を占めている。

化石 本地域内からは年代を示す化石の産出はないものの、周辺地域の本層からは八尾-門ノ沢型動物化石群集が産出する(柳沢・山元, 1998)。

年代・対比 下位の眼鏡橋層の年代から(岩野ほか, 2003)、中期中新世前期の地層と考えられる。福島県側に分布する松原層の下部と同時異相の関係にある。

4.4 松原層(Hs, Hb, Hr)

本層は、福島県耶麻郡北塩原村の松原湖周辺に分布する砂岩・礫岩を主体とする下部と、流紋岩火山砕屑岩の卓越する上部からなる前期中新世末ないし中期中新世初頭の高成(一部陸成)層である。

地層名 鈴木ほか(1964)・北村ほか(1965)の「松原層」による。本層上部の流紋岩火山砕屑岩は、鈴木ほか(1964)では西隣「熱塩」地域内に模式地のある「五枚沢層」に区分されているが、これも松原層に含めた。

模式地 福島県耶麻郡北塩原村松原から蘭峠に至る旧米沢会津街道沿い

分布 本地域南西部の松原湖周辺に分布し、大局的には南に向かって傾斜する。

層序関係 眼鏡橋層を整合に覆う。二の沢層に整合で覆われる。また、大峠層に不整合で覆われる。

層厚 下部の砂岩・礫岩層は 500 m 前後、上部の流紋岩火山砕屑岩は 300 m 前後。

岩相 模式地周辺の本層下部 (Hs) は、黒色シルトの薄層を伴う生物擾乱を受けた中粒砂岩、塊状のアルコース質粗粒砂岩が卓越し、細礫～中礫岩を挟んでいる。蘭峠から北西に延びる林道沿いではアルコース質砂を基質に持つ礫支持の塊状円礫岩が発達している。礫の最大径は約 20 cm で、先第三系由来の頁岩・砂岩礫が多い。このような円礫岩はその岩相から網状河川堆積物と判断され、本層下部には陸成層が一部含まれている。このほか、松原湖の西岸には、玄武岩スコリアの火山礫岩 (Hb) が挟まれている。スコリア自体は著しい変質を被っており、源岩のガラスや鉱物は緑泥石・方解石や粘土鉱物に置換されている。

上部 (Hr) は流紋岩火山砕屑岩からなり、変質した軽石や流紋岩岩片に富み塊状で基質支持の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩 (第 4.1 図)、塊状もしくは粗く成層した凝灰岩、平行層理や低角斜交層理を持つ粗粒の火山性砂岩から構成されている。軽石自体は著しい変質を被っており、緑泥石・絹雲母や粘土鉱物に置換されている。本層を貫く流紋岩貫入岩体には、本層流紋岩火砕岩の給源相も含まれるであろうが、地質図では区別していない。

年代・対比 本層下部の砂岩・礫岩卓越相は、山形県側に分布する明沢橋層と同時異相^{ひがしおまた}の関係にある。また、本層全体は会津盆地周辺に分布する東尾岐層 (山元・吉岡、

1992) に対比される。本層から年代を示す直接の資料はないものの、前述した明沢橋層の化石群集、後述する上位の二の沢の化石群集から判断して、本層は中期中新世の前期の地層であろう。

4.5 沼沢層 (Nm)

本層は、米沢盆地の南西山地に分布する海成の泥岩を主とする中期中新世の中期の地層である。

地層名 半沢ほか (1958)・皆川 (1959) の「沼沢層」を再定義した柳沢・山元 (1998) の「沼沢層」による。この再定義では半沢ほか (1958)・皆川 (1959) の沼沢層の最下部が、下位の明沢橋層に含められている。山形吉野地域広域調査報告書 (通商産業省, 1969, 1970)、山形県発行の 5 万分の 1 地質図幅「吾妻山－福島」(田宮ほか, 1970) で「綱木川層」と呼ばれていた地層のうち最下部の砂岩卓越層 (T1 部層・T2 部層) を除いたもので、北西隣「玉庭」地域内に分布する本層も含め、米沢盆地南西部の広範囲のものが「沼沢層」として再定義されている (柳沢・山元, 1998)。

模式地 山形県西置賜郡小国町沼沢からその東方の遅ノ越間の川筋 (「手ノ子」地域内)。

分布 本地域北西部に分布する。

層序関係 明沢橋層を整合で覆う。

層厚 400 m 前後。



第 4.1 図 松原層の塊状流紋岩火山礫凝灰岩
変質した流紋岩岩片に富む塊状の火山礫凝灰岩。レンズキャップの直径は約 6 cm。福島県北塩原村狐鷹森 (北緯 37 度 41 分 21 秒, 東経 140 度 04 分 31 秒)。



第 4. 2 図 沼沢層の砂岩泥岩互層
暗灰色の泥岩 (m) 中に厚さ 10 cm 以下の細～中粒砂岩 (s) が挟まれている。ハンマーの長さ約 30 cm。山形県米沢市八谷 (北緯 37 度 49 分 40 秒, 東経 140 度 00 分 10 秒)。

岩相 本層 (Nm) は細～中粒砂岩層が挟在する成層泥岩が卓越し、流紋岩火山碎屑岩を伴っている。細～中粒砂岩層の厚さは数～数十 cm のものが多い (第 4. 2 図)。泥岩はやや砂質で、暗灰色を呈している。流紋岩火山碎屑岩は、軽石火山礫凝灰岩・平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。本地域南東部の本層や下位の明沢橋層中には、これらを貫くドーム状の流紋岩貫入岩体が分布しており、これらの一部は流紋岩火砕岩の給源相であるとみられる。

年代・対比 本層最下部からは浮遊性有孔虫化石層序の N.8 帯の後期に対比される貝化石群集を産出すること、中上部からは浮遊性有孔虫化石層序の N.9～N.10 帯や石灰質ナノ化石層序の CN4～CN5a 帯に対比される化石の産出から、本層の地質年代は中期中新世の前期～後期と考えられている (柳沢・山元, 1998)。従って、本層は新潟地域標準層序の七谷層に、秋田地域標準層序の西黒沢層にほぼ対比される。また、本層の中上部は、後述する本地域南東部の土湯峠層、本地域南西部の二の沢層と同時異相の関係にある。

4. 6 土湯峠層 (Ty)

本層は、脊梁山地の土湯峠周辺に分布する海成の泥岩を主とする中期中新世の中期の地層である。

地層名 北村ほか (1965) の「土湯峠層」による。

模式地 福島県福島市土湯温泉町の土湯峠から幕川温泉

に至る林道沿い。

分布・構造 本地域南東部の土湯峠付近に分布し、大局的には南に向かって傾斜する。このほか、後期中新世のカルデラを埋積した木地小屋層や横向層の下位にも分布しており、陥没したカルデラ底を構成するものと判断される (4. 10 及び 4. 12 章)。

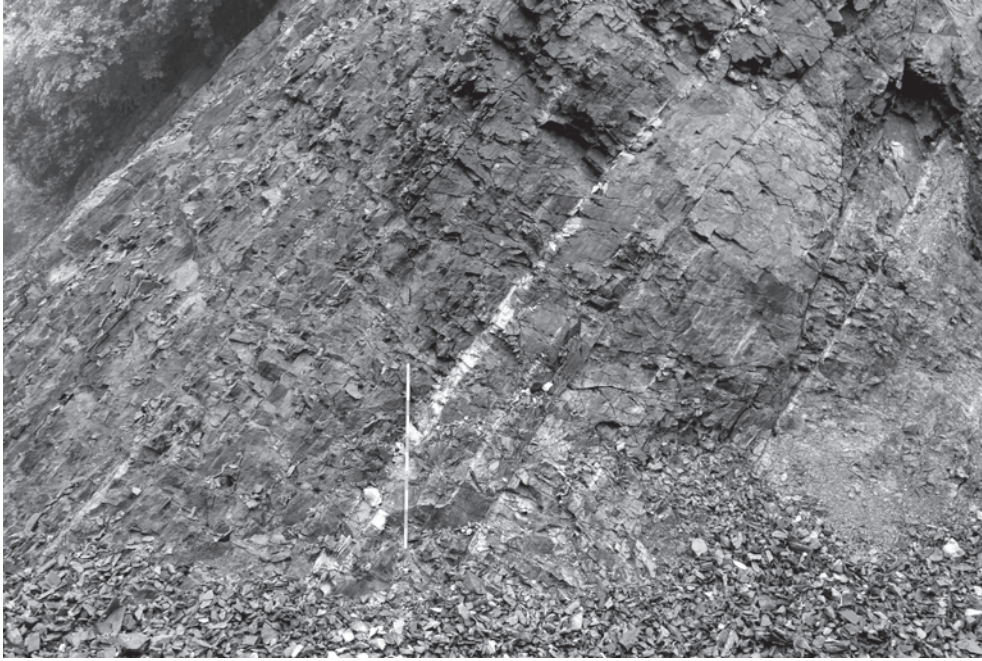
層序関係 先新第三系を不整合に覆う。木地小屋層・横向層に不整合で覆われる。

層厚 約 600 m である。

岩相 本層 (Ty) は細～中粒砂岩層を挟在する黑色成層泥岩が卓越し、流紋岩火山碎屑岩を伴っている (第 4. 3 図)。流紋岩火山碎屑岩は、平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。

化石 南隣「磐梯山」地域内で掘削された横向層姫沼火砕流堆積物の下位にある本層相当のボーリングコアからは CN4 帯から CN5B 帯の石灰質ナノ化石群が産出している (NEDO, 1990)。また、小野川湖周辺の木地小屋層秋元湖火砕流堆積物の下位にある未破碎の黑色成層泥岩からも CN4 帯の石灰質ナノ化石の産出が報告されている (鈴木ほか, 1986a)。

年代・対比 本層の年代は、その微化石層序から中期中新世の中期と判断でき、本地域南西部の二の沢と同時異相の関係にある。砂岩の卓越する二の沢層とは異なり、本層はより水深の深い堆積環境を示している。また、本層は、本地域北西部の沼沢層の中・上部、南隣「磐梯山」地域の堀口層 (北村ほか, 1965) に対比される。



第 4.3 図 土湯峠層の黒色成層泥岩
ガラス質細粒凝灰岩の薄層を挟む(白色部)。スケールは 1 m。福島県福島市土湯峠温泉町の
林道沿い(北緯 37 度 40 分 41 秒, 東経 140 度 14 分 49 秒)。

4.7 二の沢層 (Ns)

本層は会津盆地の周辺に分布する砂岩及び泥岩を主体とする中期中新世の中期の海成層である。

地層名 鈴木ほか(1964), 鈴木ほか(1986a)の「二の沢層」による。

模式地 福島県喜多方市沼ノ平付近の二の沢川沿い(西隣「熱塩」地域内)。

分布・構造 本地域南西部の福島県耶麻郡北塩原村大塩付近に分布し, 大局的には南に向かって傾斜する。

層序関係 下位の桧原層を整合に覆う。

層厚 模式地での層厚は約 200 m である。

岩相 本地域の二の沢層 (Ns) は, 生物擾乱をうけた暗灰色の淘汰の悪い中粒～細粒砂岩・泥岩からなる。黒雲母結晶片が碎屑物として多く含まれており, 肉眼で良く目立つ。細かい葉理はほとんどなく, 粗く成層しているものが多い。福島県耶麻郡北塩原村の大塩から細野峠に至る道路沿いでは, 局所的に大型の平板型斜交層理を持つ粗粒砂岩が出現する。

化石 南西隣「喜多方」地域の福島県耶麻郡北塩原村大塩付近からは CN4 帯と CN5A 帯の石灰質ナノ化石群(鈴木ほか, 1986a), 「若松」地域の本地域からは海棲貝化石と N.10～N.12 帯の有孔虫化石群が報告されている(鈴木ほか, 1972, 1986b)。また, 模式地付近のボーリングコアからは N.9～N.10 下部帯の有孔虫化石群が報告されている(通商産業省, 1972)。模式地を含む主要ルー

トの浮遊性有孔虫, 石灰質ナノ化石を再検討した相田ほか(1998)の化石帯認定は, 従来のものと矛盾しない。

年代・対比 本層の年代は, その微化石層序から中期中新世の中期(15～13 Ma)と判断できる(相田ほか, 1998)。また, 本層は, 本地域北西部の沼沢層の中・上部, 本地域東南部の土湯峠層, 南隣「磐梯山」地域の堀口層(北村ほか, 1965)に対比される。

4.8 譲峠層 (Yz)

本層は会津盆地の周辺に分布する泥岩と流紋岩火山碎屑岩の互層からなる中期中新世の後期の海成層である。

地層名 鈴木・吉田(1956)の「譲峠泥岩層」, 鈴木ほか(1964), 鈴木ほか(1968)の「譲峠層」による。

模式地 福島県多方市漆窪の阿賀野川沿い, 及び西会津町別ノ茶屋東の国道 49 号線切割り(「野沢」地域内)。

分布・構造 本地域南西部の福島県耶麻郡北塩原村細野峠の南に僅かに分布する。

層序関係 下位の二の沢層を整合に覆う。

層厚 約 150m。

岩相 本層 (Yz) は, 泥岩と流紋岩火山碎屑岩の互層からなる。泥岩は暗灰～灰色で, 硬質, 塊状の産状を示す。流紋岩火山碎屑岩は, 平行層理を持つ軽石火山砂岩・ガラス質細粒凝灰岩からなる。

化石 福島県喜多方市相川の本層上限より 30 m 下位の地点(西隣「熱塩」地域内)からは CN6～7A 帯の石灰

質ナノ化石群の報告がある(鈴木ほか, 1986a)。相田ほか(1998)による模式地を含めた主要ルート微化石層序の見直しでは、累層下部が放散虫の *Eucyrtidium inflayum* 帯かつ *Dorcadospyrus alata* 帯中～上部、石灰石ナノ化石の CN5a 帯及び浮遊性有孔虫の N13 帯、累層上部には *Diartus petterssoni* 帯 / *Didymocyrtes antepenultima* 帯下部、*Thalassiosira yabei* 帯及び CN6 帯～7a 亜帯が設定されている。

年代・対比 本層の年代は、本層及び下位層の微化石層序から中期中新世の後半(13～10 Ma)と判断できる(相田ほか, 1998)。

4.9 前期～中期中新世貫入岩

本地域の下部～中部中新統は玄武岩・安山岩・デイサイト・流紋岩の多様な貫入岩を伴っている。その多くは貫入時期が不明確なため、この項で一括して記載する。

4.9.1 流紋岩及びデイサイト(R)

分布 本地域の眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層・桧原層・二の沢層分布域には、これらの地層中にドーム状の流紋岩及びデイサイト貫入岩体が多数分布している。また、米沢市兜山付近にも先新第三系分布域内に孤立して流紋岩岩体が分布する。

岩相 多くは流理構造の発達した塊状の岩体をなしており、無斑晶質流紋岩・黒雲母流紋岩・斜方輝石単斜輝石流紋岩や斜長石の斑晶に富むデイサイトなど岩種は多様である。ほとんどの岩体の変質を被っており、緑泥石・セリサイトを生じているものが多い。母岩に対して明瞭な貫入面を持つものが多く、自破砕溶岩に移行するような産状は確認していない。兜山付近に分布する流紋岩岩体は破砕した岩相を伴っている。

年代・対比 本貫入岩は沼沢層・桧原層・二の沢層堆積時の珪長質火山活動に伴って貫入したものとみられるが、個々の岩体から年代を示す直接の証拠は得られていない。

4.9.2 玄武岩及び安山岩(B)

分布 本地域の桧原層・土湯峠層分布域には、これらの地層を貫く玄武岩及び安山岩の岩脈やシルが分布している。

岩相 岩質はかんらん石玄武岩、無斑晶質玄武岩、斜方輝石単斜輝石安山岩である。全ての岩体の変質を被っており、かんらん石の全部と輝石の多くが緑泥石で置換されている。斜長石もセリサイト化を受けている。

年代・対比 本貫入岩は桧原層・二の沢層・土湯峠層堆積時の苦鉄質火山活動に伴って貫入したものとみられるが、個々の岩体から年代を示す直接の証拠は得られていない。

4.10 木地小屋層(Ka, Kd, Ki)

本層は、磐梯火山東方の楕円形大型カルデラ(径13×7 km; 第4.4図)をほぼ水平に埋積する後期中新世のカルデラ内火砕流堆積物(秋元湖火砕流堆積物)・岩屑なだれ堆積物とこれらを貫く後カルデラ期の貫入岩からなる(山元, 1994)。

地層名 山元(1994)が再定義した「木地小屋層」による。本層は、鈴木ほか(1964)の「木地小屋層」、及び北村ほか(1964)の「千貫凝灰岩・木地小屋凝灰岩」の西半分に対応する。また、北村ほか(1964)の千貫凝灰岩は異質角礫の卓越する岩相をさしており、本層岩屑なだれ堆積物にほぼ相当する。

模式地 福島県耶麻郡北塩原村のレークライン道路沿い。

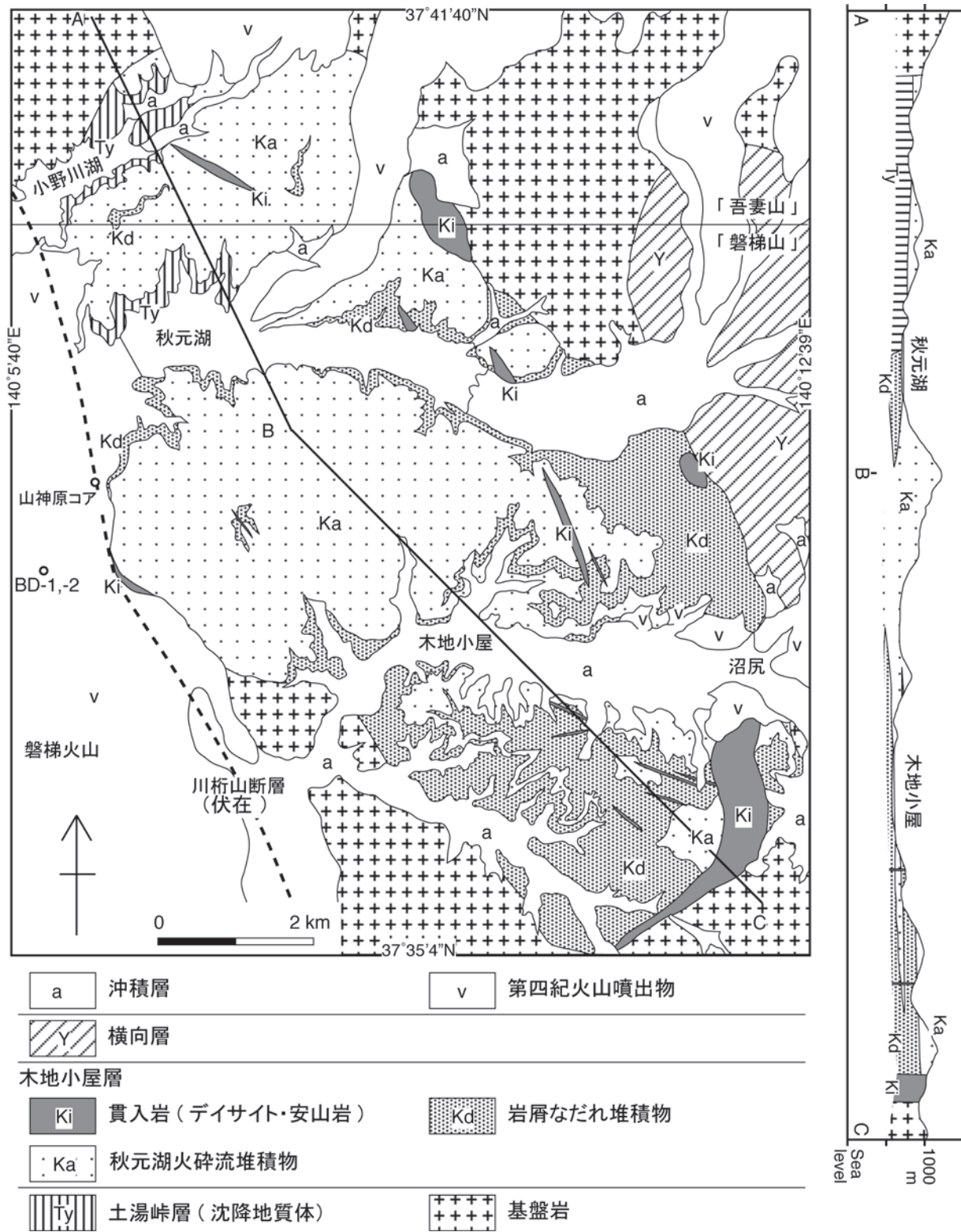
分布 本地域南部の小野川湖周辺から、南隣「磐梯山」地域内の猪苗代町布森山にかけての範囲に分布する。カルデラとしての地形は完全に失われており、カルデラの輪郭は木地小屋層と基盤との間の高角不整合面として認識できる。

層序関係 先新第三系を高角の不整合で覆う。また、小野川湖周辺から南隣「磐梯山」地域内の秋元湖北西岸では、沈降してカルデラ底となった土湯峠層相当層をほぼ水平に不整合で覆う。南隣「磐梯山」地域内では、横向層に高角の不整合で覆われる。

層厚 地表に露出する限りで約600 m(下限上限不明)の層厚を持つ。南隣「磐梯山」地域内の猪苗代町旧土湯沢温泉跡地で掘削された地熱調査孔(BD-1, -2; 第4.4図)では、垂直掘削深度で1,700 m以上の本層が磐梯火山噴出物下に伏在することが確認されている(大谷・福島地熱開発プロジェクトチーム, 2017)。

岩相 本層はカルデラ内火砕流堆積物(秋元湖火砕流堆積物)とこれに指交する岩屑なだれ堆積物、両者を貫く後カルデラ期の貫入岩からなる。

秋元湖火砕流堆積物(Ka)は斜方輝石単斜輝石デイサイト質の軽石火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、分布縁辺部と岩屑なだれ堆積物周辺以外では強溶結している。この堆積物は肉眼で石英の結晶片が目立ち、特に層位的に上部のもの直径は3～4 mmである。ただし、溶結構造は肉眼で余り明瞭ではなく、本質レンズも露頭ではほとんど認めることができない。含まれる異質岩片は花崗岩・黒色泥岩が多く、一部で安山岩・流紋岩を伴う(第4.5図)。その含有量は場所により様々で異質岩片を全く欠くものから、径5 m以上の岩塊に富むものまで様々である。堆積物中のフローユニット境界は不明瞭で、火砕サージや降下堆積物の挟みは確認していない。本堆積物は全体にある程度の変質を被っており、輝石結晶片のほとんどは緑泥石で置換されている。また、基質の火山ガラス片も再結晶しており、細粒部には針状の緑



第 4. 4 図 木地小屋カルデラの地質図及び地質断面図

山元 (1994) を一部修正. 小野川湖湖岸から秋元湖北岸で岩屑なだれ堆積物として記載していた部分については, ほとんど破碎を被っていない成層した黒色泥岩から構成されることからカルデラ陥没に伴い沈降した地質体 (土湯峠層) でカルデラ底の一部と判断した. BD-1, -2 は, 猪苗代町旧土湯温泉跡地で掘削された地熱調査孔 (大谷・福島地熱開発プロジェクトチーム, 2017) の位置を示す.



第 4. 5 図 秋元湖火砕流堆積物の岩相

塊状の溶結火山礫凝灰岩からなり、黒色泥岩・花崗岩の異質角礫を特徴的に含む。露頭では、本質レンズがつくる溶結構造はほとんど目立たない。レンズキャップの直径は約 6 cm。福島県北塩原村、レークライン(北緯 37 度 40 分 32 秒, 東経 140 度 07 分 39 秒)。

泥石を生じている。ただし、その程度は低く、多くの試料で基質のヴィトロラスティック組織が残存している。

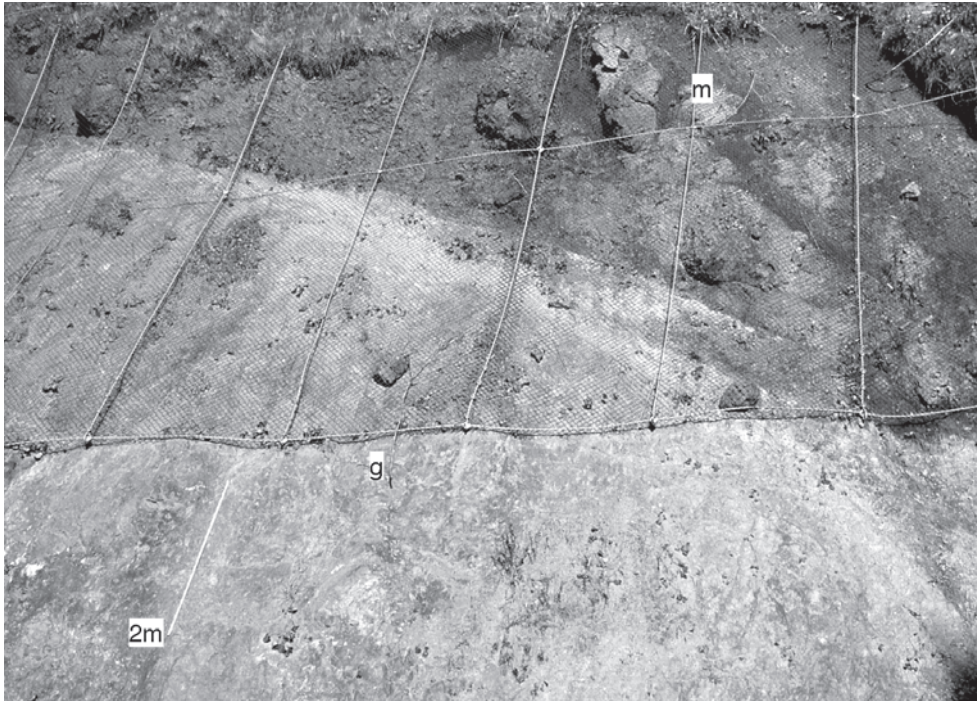
岩屑なだれ堆積物 (Kd) は基盤由来の岩片及び破碎された岩塊からなる無淘汰の角礫岩からなり、厚さ数 m ~ 200 m 以上のシート状の形態を持つ。堆積物はカルデラの縁辺部で厚く、中央部に向かって尖滅する。構成物は黒色泥岩がもっとも卓越し、花崗岩・流紋岩・変成岩がこれに次ぐ。この堆積物の最大の特徴は、角礫岩中の岩塊が破碎後も基盤の初生的な層序関係を保持している点にある(第 4. 6 図)。このような部分では各角礫の面角は、あたかも 3 次元のジグゾーパズルのように、互いに緩く接しており、破碎岩片相互の変位量がごく小さい。また、破碎が進み基質支持の淘汰の悪い角礫岩部でも、特定の岩種が局所的に濃集したり、母材の異なる細粒物がつくる縞状構造が認められる(第 4. 7 図)。すなわち、これらの堆積構造は、火砕流堆積物に包有される基盤由来の角礫岩が初成構造を保持した岩塊の分離・移動が始まり、物質の攪拌の乏しい状態で運搬・堆積したことを示唆している(山元, 1991)。

本層中には大小様々な後カルデラ期の貫入岩体 (Ki) が分布している(第 4. 8 図)。岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩が多く、一部で斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトが認められる。比較的大きなストック状の岩体がカルデラの南東縁(南隣「磐梯山」地域内)に沿って弧状に貫入するほかは、全て岩脈からなる。岩体の配列に

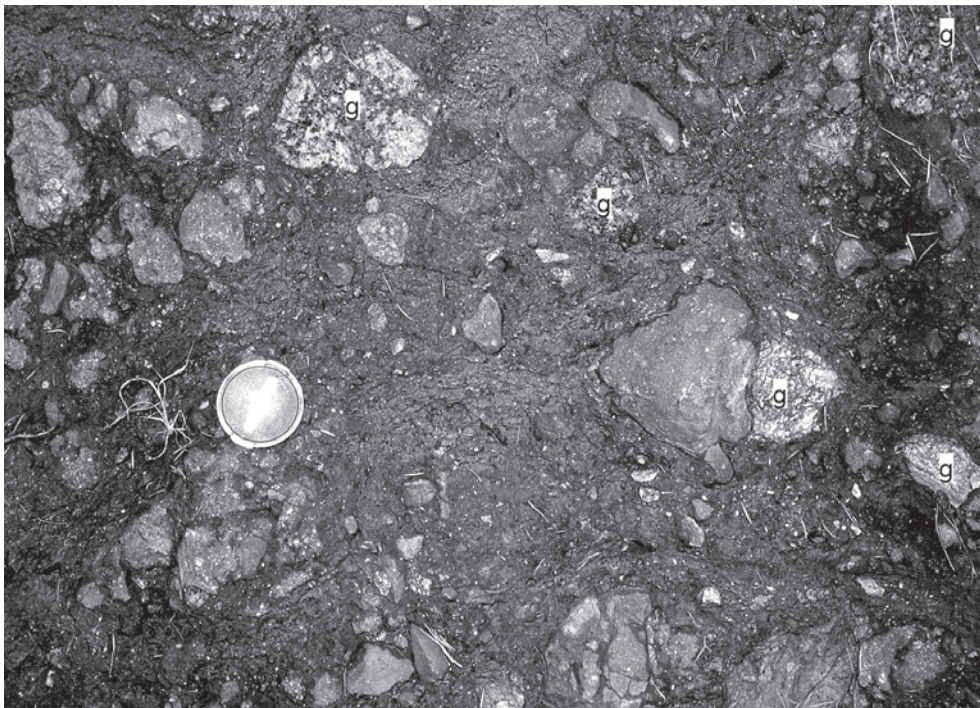
は特に規則性はなく、カルデラ内に一様に分布している。岩脈の卓越方位は北西-南東でカルデラの伸張方位と一致している。

小野川湖周辺から南隣「磐梯山」地域の秋元湖北西岸では、秋元湖火砕流堆積物の下位に、初生的な成層構造を保った未破碎の黒色成層泥岩層が分布している。この泥岩からは CN4 帯の石灰質ナノ化石の産出が報告されており(鈴木ほか, 1986a), この地質体が岩相と生層序から土湯峠層に由来することは確実である。この地質体は、陥没カルデラの形成に伴い、マグマ溜りの天井であった基盤が沈降してできたカルデラ底の一部と地質図では解釈した(第 4. 4 図)。

年代・対比 模式地付近であるレークライン沿いの秋元湖火砕流堆積物(試料番号 R-23)から $9.8 \pm 1.0 \text{ Ma}$ 、南隣「磐梯山」地域内の猪苗代町木地小屋付近の秋元湖火砕流堆積物(試料番号 R-31)からは $10.0 \pm 1.1 \text{ Ma}$ のジルコン・フィッシュトラック年代値が、南隣「磐梯山」地域内の布森山の安山岩貫入岩(試料番号 R-40)から $8.8 \pm 1.4 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代値が報告されている(NEDO, 1991)。これらの 3 つの報告値はいずれも測定誤差が大きいものの $10 \sim 9 \text{ Ma}$ によくまとまっており、本カルデラの形成年代(後期中新世初期)を示すものと考えられる。同時期には、今の会津盆地付近で日本海側にオンラップするデルタ堆積物である塩坪層が堆積しており、その上部は粗粒の石英結晶片に富むことが特徴となって



第 4. 6 図 木地小屋層岩屑なだれ堆積物中の岩塊部 (山元, 1994)
 花崗岩 (g) を不整合に覆う砂質の黒色泥岩 (m) からなる地質構造が保持された岩塊。
 花崗岩・泥岩岩塊とも破碎を被っているが、両者は混合していない。スケールは 2 m。
 福島県北塩原村，レークライン (北緯 37 度 40 分 12 秒，東経 140 度 06 分 09 秒)。



第 4. 7 図 木地小屋層岩屑なだれ堆積物中の基質部
 破碎の進んだ岩屑なだれ堆積物中の基質部で，破碎された泥岩と花崗岩岩片 (g) が
 混合している。レンズキャップの直径は約 6 cm。福島県北塩原村，レークライン (北
 緯 37 度 40 分 16 秒，東経 140 度 06 分 41 秒)。



第 4. 8 図 秋元湖火砕流堆積物 (Ka) を貫く安山岩岩脈 (Ki)
 福島県北塩原村, レークライン (北緯 37 度 40 分 32 秒, 東経 140 度 07 分 39 秒).

いる (山元ほか, 2006). このデルタの形成は本地域を含む脊梁地域での大規模珪長質火山活動がもたらす碎屑物供給量増加の結果と解釈されており (Yamamoto, 2009), 木地小屋カルデラの火山活動が寄与しているものとみられる.

4. 11 板谷層 (Lc, Ll, Ld)

本層は北東部に広く分布する後期中新世の珪長質火砕流堆積物と, これを覆う湖成堆積物及び貫入岩からなる.

地層名 皆川 (1960a, b) の大沢層・峠層 (いたや)・板谷層下部を再定義する. 田宮ほか (1970) の大平層・大沢層・板谷層下部 (I1 ~ I3), 山形県 (2005) の板谷層下部 (I1 ~ I2) に相当する.

模式地 羽黒川上流及び前川下流.

分布 北隣「米沢」地域の大小屋から本地域北東部の羽黒川及び松川の支流を含めた流域に広く分布する. 「米沢」地域の水窪ダム東岸から刈安川流域及び東隣「福島」地域の松川上流域にかけて分布が連続する.

層序関係 松川支流及び大小屋川では基盤の花崗閃緑岩 (G2) との間に破碎部を介して挟んで高角の不整合で覆う. 北隣「米沢」地域の水窪ダム湖岸では同花崗閃緑岩との境界域で, 板谷層の火山礫凝灰岩が脈状に貫入する部分がある (第 4. 9 図 A). 「米沢」地域の栗子川沿いでは, 板谷層の火山礫凝灰岩が先新第三紀の蛇紋岩及び泥

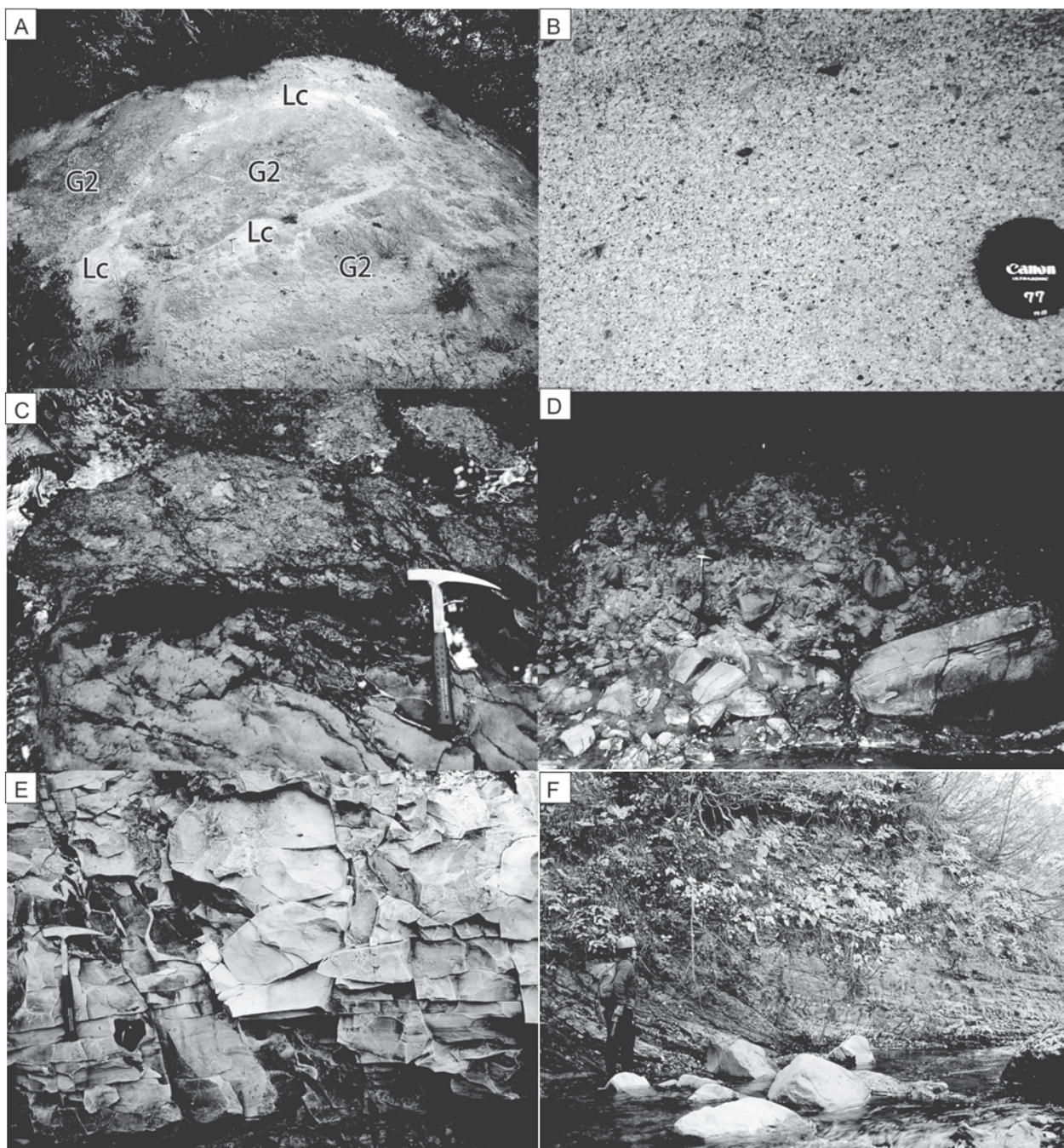
質変成岩の破碎した角礫岩を介してアバットする. 東隣「福島」地域の前川下流では松川層 (皆川, 1960a) に板谷層の火山礫凝灰岩及び火山角礫岩がアバットする.

層厚 下限は確認できないが, 350 m 以上.

岩相 本層は水平に近い傾斜でカルデラ内を埋積する火砕流堆積物及び崩壊堆積物, 湖成堆積物及び珪長質貫入岩からなる.

火砕流堆積物 (Lc) は黒雲母流紋岩の軽石火山礫凝灰岩を主体とする岩相で, 凝灰岩及び凝灰質泥岩が挟み込まれる (第 4. 9 図 B). 斑晶は黒雲母と少量の石英を含み, 稀に普通角閃石を伴う. 多くの場合, 苦鉄質斑晶は変質鉱物に置換されている. 基質の火山ガラス片は再結晶しているが, ヴイトロクラスティック組織を残している. 溶結する岩相は稀であるが, 炭化木片を含むことがある (第 4. 9 図 C). 崩壊堆積物はアバットする基盤岩類が破碎された岩相を示し (第 4. 9 図 D), 角礫の構成や円磨度, 細粒基質の量などが変化する. 角礫を充てんする細粒基質は板谷層の凝灰岩起源であることが多い. 松川中流, 大小屋川支流, 東隣「福島」地域の前川下流, 北隣「米沢」地域の栗子川など, 基盤岩との境界付近で火砕流堆積物の下位に現れる.

湖成堆積物 (Ll) は火砕流堆積物 (Lc) の上位に発達する凝灰質泥岩及び泥岩で, 成層構造はスランプ相を除き, ほぼ 30 度以下の緩傾斜で, 水平に近い (第 4. 9 図 E, F). 火砕流堆積物と指交する部分もあるが, 泥岩が卓越する



第 4.9 図 板谷層の岩相

A : 花崗閃緑岩 (G2) に脈状に貫入する板谷層の火山礫凝灰岩 (Lc). 北隣「米沢」地域, 水窪ダム北岸 (北緯 37 度 52 分 43.9 秒 東経 140 度 10 分 6.2 秒). B : 軽石火山礫凝灰岩. 長径 3 cm 以下の軽石と 2 cm 以下の黒色泥岩礫を含む. レンズキャップの直径約 77 mm. 東隣「福島」地域, 前川下流 (北緯 37 度 48 分 49.7 秒 東経 140 度 17 分 14.4 秒). C : 軽石火山礫凝灰岩中に含まれる炭化木片. 北隣「米沢」地域, 刈安川 (北緯 37 度 51 分 35.3 秒 東経 140 度 13 分 56.8 秒). D : 軽石火山礫凝灰岩と指交する火山角礫岩. 泥岩, 凝灰岩及び流紋岩の粗粒亜角岩塊を多量に含む. 前川下流 (北緯 37 度 48 分 56.3 秒 東経 140 度 17 分 12.4 秒). E : 湖成堆積物 (L1) の凝灰質泥岩. 無層理な岩相を示す. 元小屋川 (北緯 37 度 49 分 19.7 秒 東経 140 度 11 分 55.7 秒). F : 低角でスランプする湖成層泥岩. 渋川 (北緯 37 度 48 分 36.5 秒 東経 140 度 10 分 30.4 秒).

第4.1表 新第三系のフィッシュン・トラック年代

試料番号	地層名	岩相	岩石名	採集場所	地図図 地点番号	含有結晶量	測定 結晶数	自発核分裂飛跡 ρ_s (cm ⁻²)	N_s	誘発核分裂飛跡 ρ_i (cm ⁻²)	N_i	熱中性子線量 ρ_d ($\times 10^6$ cm ⁻²)	N_d	相関係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	フィッシュン トラック年代 Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
AZM657	板谷層	軽石火山礫凝灰岩	(石英多含) 黒雲母流紋岩	松川大平	4	4000粒 /0.3kg	27	5.71×10^5	557	1.53×10^6	1497	7.143	3657	0.775	9	180	9.3 \pm 0.5
AZM447	鉢森山層	軽石火山礫凝灰岩	(石英多含) 黒雲母デイサイト	前川	5	150粒 /0.35kg	30	1.72×10^6	830	4.17×10^6	2011	7.146	3659	0.893	34	490	5.8 \pm 0.3
AZM128	鉢森山層	溶結軽石火山礫凝灰岩	(石英多含) 単斜輝石普通角閃石 黒雲母デイサイト	蟹ヶ沢 東隣「福島」 地蔵		5000粒 /0.3kg	30	7.39×10^5	321	5.37×10^6	6769	7.053	3611	0.808	1	720	3.4 \pm 0.1
AZM173	鉢森山層	溶結軽石火山礫凝灰岩	石英含有黒雲母デイサイト	砂盛	6	150粒 /0.3kg	25	7.78×10^5	354	3.21×10^6	1462	7.058	3614	0.711	5	430	5.9 \pm 0.4
AZM354	鉢森山層	溶結軽石火山礫凝灰岩	石英含有普通角閃石含有単斜輝石 黒雲母デイサイト	巖石川	7	200個 /0.30kg	30	1.74×10^6	998	4.30×10^6	2472	7.063	3616	0.676	0	570	5.4 \pm 0.2

測定：京都フィッシュン・トラック(株)； ρ_s と ρ_i はフィッシュン・トラック密度の相関係数、Pr(χ^2)； χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率、 ^{238}U の全衰変定数： $1.55125 \times 10^{10} \text{ yr}^{-1}$ 。

部分を区別して示した。

貫入岩(Ld)は流紋岩及びデイサイトで、火砕流堆積物及び湖成堆積物に貫入する。流紋岩は羽黒川沿いに複数の比較的大きな岩体があり、北東-南西方向に伸張するものが多い。火砕流堆積物との境界部は厚さ5m前後にわたって黒曜岩状の黒色ガラス質光沢を示す。岩体内部は流理構造が発達し、場所により多量の球顆を含む。石英斑晶を含み、斜方輝石及び普通角閃石斑晶を少量含むことがある。前川及び長倉沢上流には、厚さ5m未満の流紋岩岩脈が分布している。元小屋川右岸鳥谷岳のデイサイトの貫入岩体は、普通角閃石斑晶を少量含み、石英斑晶を含まない。岩体の外縁部は柱状~放射状節理が発達し、その外側をデイサイトの凝灰角礫岩が覆い、軽石火山礫凝灰岩と接する。長倉沢上流に小規模なデイサイト岩脈がある。

年代・対比 本層の年代はフィッシュン・トラック法により6.08 \pm 0.74 Ma(住友軽金属工業株式会社, 1981), 7.21 \pm 0.39 Ma(NEDO, 1987), K-Ar法により7.9 \pm 0.5Ma(NEDO, 1987)が報告されている。本報告では、松川に露出する軽石火山礫凝灰岩についてジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を実施したところ、9.3 \pm 0.5 Maとなった(第4.1表)。これまで本層は皆川(1960a, b)では大沢層・峠層・板谷層下部に区分されており、田宮ほか(1970)では大平層・大沢層・板谷層下部(I1~I3)に、山形県(2005)では大平層、大沢層、板谷層下部(I1~I2)にそれぞれ区分されていた。しかし、岩石学的特徴と層序構造的関係に大きな差異はなく、また放射年代も大きな差がないため、ひとつの累層にまとめて、後期中新世に形成されたカルデラを埋積したものと解釈した。カルデラの輪郭は崩壊堆積物と貫入岩類の分布から東西の輪郭は明確であるが、南側は中新世以降の堆積物で埋積されており、北側は単調な火山礫凝灰岩が北方に続くことから、共に明瞭ではない。

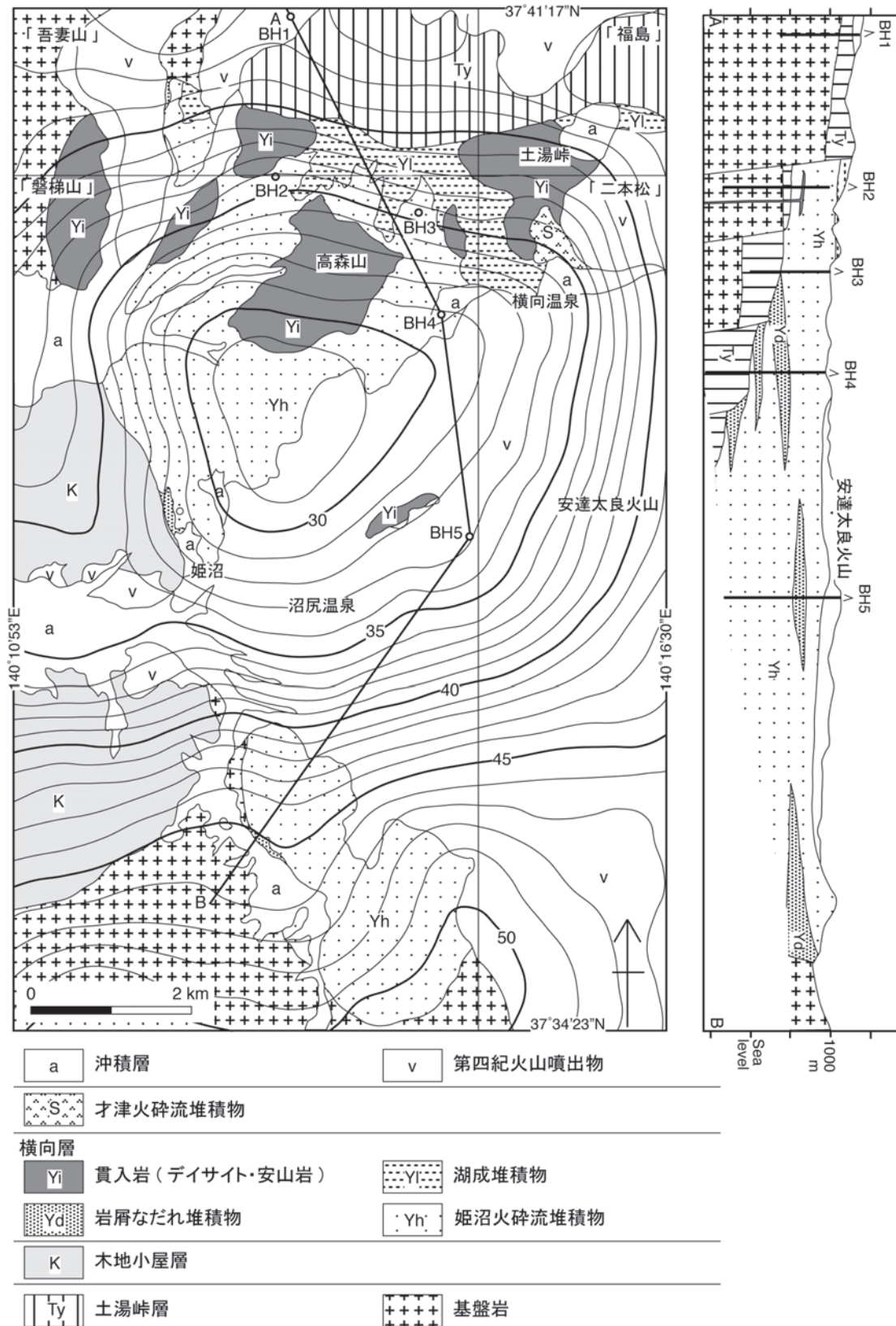
4.12 横向層(Yh, Yd, Yl, Yi)

本層は、安達太良火山西方の大型カルデラ(径約12 km; 第4.10図)をほぼ水平に埋積する後期中新世末のカルデラ内火砕流堆積物(姫沼火砕流堆積物)・岩屑なだれ堆積物とこれを覆う後カルデラ期の湖成堆積物、後カルデラ期の貫入岩からなる(山元, 1994)。

地層名 山元(1994)の「横向層」による。本層は、北村ほか(1964)の本地小屋凝灰岩の東半分に相当する。

模式地 福島県耶麻郡猪苗代町の梵天川沿い(南隣「磐梯山」地域内)。

分布 本地域南東部から、南隣「磐梯山」地域内の安達太良火山西山麓に分布する。カルデラとしての地形は完全に失われており、カルデラの輪郭は横向層と基盤との間の高角不整合面として認識できる。一方、本カルデラ



第4.10図 横向カルデラの地質図及び地質断面図
 山元(1994)を一部修正. 地質図に重なる曲線は仮定密度 2.40 g/cm^3 の等重力線(NEDO, 1991). 断面図はNEDO(1990)の掘削コア記載を基本に, コアの再観察結果を加味して作成している. BH1 = N62-IN-5; BH2 = N62-IN-4; BH3 = N61-IN-1; BH4 = N63-IN-3; BH5 = N61-IN-2.

は顕著な負の重力異常となっており(第4.10図)、NEDO(1991)では高森山低異常と呼ばれている。

層序関係 先第三系と土湯峠層を高角の不整合で覆う。また、南隣「磐梯山」地域内では、木地小屋層を高角の不整合で覆う。本カルデラで掘削されたボーリングコアからは(NEDO, 1990)、カルデラ底の基盤は断層でステップ状に内側に向かって落ち込んでいるものと解釈される(山元, 1994; 第4.10図)。

層厚 本層の姫沼火砕流堆積物とこれに指交する岩屑なだれ堆積物は、NEDO(1990)の試錐データによると1,500 m以上の層厚を持つ(南隣「磐梯山」地域内)。このうち、地表露出部の層厚は約300 mである。

岩相 姫沼火砕流堆積物(Yh)は、黒雲母デイサイト質の塊状火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなる(第4.11図)。地表露出部は非溶結であるが、NEDO(1990)が南隣「磐梯山」地域内で実施したボーリングコアBH5(第4.10図)では一部に弱溶結部が認められる。この堆積物は肉眼で比較的結晶片に乏しく、径3 cm以下の軽石片が目立つ。石英・斜長石斑晶の直径は1 mm以下で、黒雲母斑晶もごく僅かしか含まれない。異質岩片は花崗岩・泥岩が多く、一部で安山岩・流紋岩を伴う。その含有量は地表露出部では数%程度だが、コアの肉眼観察によると、下部に向かって含有量が明らかに増加する。地表に露出する本堆積物の変質の程度は極めて低く、基質の火山ガラス片の多くがガラスのまま残存している。

岩屑なだれ堆積物(Yd)は、黒色泥岩の角礫岩からな

り、本地域内ではカルデラの北縁に僅かに分布するに過ぎない。しかし、NEDO(1990)のコアでは姫沼火砕流堆積物と指交する層厚200 m以下の主に泥岩で構成される岩屑なだれ堆積物が多数確認されている(山元, 1994)。

ボーリングコアで確認されるカルデラ底の構成物は基盤の花崗岩とこれを覆う土湯峠層相当のシルト岩・砂岩である(NEDO, 1990)。また、カルデラ底の深度が坑井毎に異なることと、岩芯に鏡面や角礫部が認められることは、カルデラ底がある程度破碎されいくつかのかたまりに分かれていることを示唆している。一方で、カルデラ底の破碎されたシルト岩とカルデラ内火砕流堆積物に包有される泥岩岩屑なだれ堆積物の区別はコアの肉眼観察だけでは困難な場合がある。しかし前者は500 m以上の層厚を持ち、かつCN4からCN5b帯へのナノ化石層序を保持しており(NEDO, 1990)、マグマ溜りの天井が層序関係を保ったまま沈降したものと判断される。

後カルデラ期の湖成堆積物(Yl)は、厚さ数cm～数mで正(及び逆-正)級化構造の発達した中-粗粒砂岩・礫岩、カレントリップル葉理の発達した中-細粒砂岩、と植物化石に富む平行葉理の発達した泥岩の互層からなる(第4.12図)。砂岩・礫岩の単層の多くは下位層を削り込み、シルト岩の同時侵食礫を含んでいる。また、砂岩・シルト岩のほとんどは軽石片・火山ガラス片・結晶片で構成されている。この湖成堆積物の層厚は約100 mで、姫沼火砕流堆積物を直接覆っている。

本層には6個以上のドーム状の貫入岩体(Yi)と小規



第4.11図 横向層姫沼火砕流堆積物の岩相
塊状で非溶結の軽石火山礫凝灰岩からなる。泥岩や流紋岩の異質岩片をまばらに含み、基質は比較的結晶片に乏しい。レンズキャップの直径は約6 cm。福島県猪苗代町蒲谷地(北緯37度40分04秒, 東経140度12分32秒; 南隣「磐梯山」地域内)。



第 4. 12 図 横向層湖成堆積物の岩相

平行葉理を持つ火山ガラス片に富む泥岩とリップル葉理を持つ火山砂岩の互層から構成される。レンズキャップの直径は約 6 cm。福島県猪苗代町若宮（北緯 37 度 39 分 30 秒，東経 140 度 14 分 45 秒；南隣「磐梯山」地域内）。

模な岩脈が分布する。ドーム状の貫入岩体は斜方輝石単斜輝石デイサイトや斜方輝石単斜輝石安山岩からなり，岩体の最大径は約 2 km である。また，これらの岩体はカルデラの北西－北縁の内側に沿って分布している（第 4. 10 図）。カルデラの南部（南隣「磐梯山」地域内）は無斑晶質玄武岩の岩脈が数本カルデラ充填火砕流堆積物に貫入している。

年代・対比 南隣「磐梯山」地域内の姫沼火砕流堆積物からは，後期中新世最末期－前期鮮新世最前期を示す $5.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ のジルコン・フィッシュントラック年代が得られている（GSJ R60141：山元，1994）。この年代値は，南隣「磐梯山」地域内の後カルデラ期のデイサイト貫入岩（高森山：試料番号 No.1）の K-Ar 年代値 ($5.30 \pm 0.42 \text{ Ma}$ ：NEDO, 1990) とは誤差の範囲で一致している。火砕流堆積物と貫入岩の変質の程度は極めて低く，これら 2 つの値から本カルデラは後期中新世最末期の $5.3 \sim 5.0 \text{ Ma}$ に形成されたものと判断されている。土湯峠付近の横向層貫入岩（南東隣「二本松」地域内）からは 2.67 Ma や 1.95 Ma のジルコン・フィッシュントラック年代値も報告されているが（NEDO, 1990），当地の岩石は温泉変質による粘土化を被っており，報告された値は若返り年代である公算が強い。この貫入岩は，後述する 4.9 Ma の才津火砕流堆積物に不整合で覆われており（山元，1994；第 4. 10 図），これらの年代値は層序関係とも矛

盾している。

本層と同時異相の関係にある会津盆地周辺の藤峠層は，多数の火砕流堆積物を挟む陸成層である（山元ほか，2006）。ただし，本層の姫沼火砕流に相当するカルデラ外堆積物は見いだされていない。

4. 13 大峠層 (Os, Od, Ok)

本層は，山形・福島県境の大峠付近にある大型カルデラ（径約 10 km）をほぼ水平に埋積する前期鮮新世のカルデラ内火砕流堆積物（才津火砕流堆積物）・岩屑なだれ堆積物と後カルデラ期の高曽根山溶岩からなる（山元，1994）。

地層名 山元（1994）の再定義した「大峠層」による。本層は，鈴木ほか（1964）の大峠凝灰岩，谷口（1969）の八谷層・大峠層，佐藤ほか（1978）の八谷層・平八沢橋層，皆川（1959）・通商産業省（1969）・田宮ほか（1970）の不動沢層・綱木川層の一部，及び西坂・吉村（1988）の大峠層・迷沢泥岩・小野川層に相当する。

模式地 山形県米沢市の小樽川上流部から大峠にかけての旧国道 121 号沿い（西隣「熱塩」地域内）。

分布 本地域西部の山形・福島県境山地に分布する。カルデラとしての地形は完全に失われており，カルデラの輪郭は大峠層と基盤との間の高角不整合面として認識で



第 4. 13 図 西吾妻スカイバレーから遠望する大峠カルデラ

カルデラとしての地形は完全に失われており、カルデラの輪郭は大峠層と基盤との間の高角不整合面として認識できる。カルデラ内の才津火砕流堆積物は周辺の基盤岩よりも侵食に強く、台地状の山体をなしている。カルデラの南縁には後カルデラ期の高曽根山溶岩が突出している。

きる(第 4. 13 図)。また、本層中には八谷鉛・亜鉛・金・銀鉱床と大峠カオリン・パイロフィライト鉱床(西隣「熱塩」地域内)が胚胎している。

層序関係 先新第三系と眼鏡橋層・桧原層を高角の不整合で覆う。また、カルデラ北縁の米沢市小樽川上流部では、沈降してカルデラ底となった眼鏡橋層(柳沢・山元, 1998)相当層をほぼ水平に不整合で覆う。

層厚 本層の才津火砕流堆積物とこれに指交する岩屑なだれ堆積物は、地表に露出する限りで(下限上限不明)約 700 m の層厚を持つ。

岩相 才津火砕流堆積物(Os)は単斜輝石普通角閃石黒雲母デイサイト質の軽石火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、大部分溶結している。また、この堆積物は肉眼で石英の結晶片が目立ち、特に上部のもの直径は 3~4 mm である。含まれる異質岩片は泥岩が多く、一部で流紋岩・凝灰岩・安山岩を伴う。その含有量は場所により様々で異質岩片を全く欠くものから、30%前後含むものまで様々である。谷口(1969)は上位のものほど結晶片に富むことと泥岩の含有量が少ないことから、標高 900~1,100 m 前後を境として本堆積物を下位の八谷層とこれを整合に覆う上位の大峠層に区分しているが、両者の変化は連続的に斑晶組合せにも変化は認められない。本堆積物は標高約 1,200 m 以上の現存する最上部で場所により非変質のガラス質溶結凝灰岩となるが、これ以外の堆積物はなんらかの変質を被っている。すなわち、有色鉱物片のほとんどは緑泥石で置換され、基質も微細な石英・緑泥石・セリサイトで再結晶している。基質のヴィトロクラスティック組織は辛うじて認められる程度である。特に大峠付近の本堆積物は強い粘土化作用を受けている。

岩屑なだれ堆積物(Od)は基盤由来の岩片と破碎され

た岩塊からなる無淘汰の角礫岩で構成される。構成物は黒色泥岩がもっとも卓越し、流紋岩・凝灰岩・安山岩がこれに次ぐ。火砕流堆積物と指交する単源の異質角礫岩の存在は、既に田宮ほか(1970)により記載され、火道角礫岩及び爆発角礫岩であるとされていた。しかし、この角礫岩が火砕流噴火により爆発的に破碎されたのではないことは、この角礫岩中の岩塊が破碎後も基盤の初生的な層序関係を保持しており、破碎岩片相互の変位量がごく小さいことから否定される。本堆積物とカルデラ充填火砕流堆積物との境界は明瞭で、両者は漸移しない。特に本堆積物の上面は凹凸が著しく、しばしば未破碎の岩塊が上方に突き出ている。

カルデラ北縁の米沢市八谷鉱山の北西では才津火砕流堆積物に覆われて、未変形・未破碎の礫混じり砂岩泥岩互層からなる地質体が分布している(第 4. 14 図)。地表露出部での層厚が約 200 m でなお下限が不明であることとその連続性を考慮すると、この部分は環状断層で陥没したカルデラ底の構成物である可能性が高い。その粗粒な岩相はカルデラ外の明沢橋層の岩相にほぼ一致している。

高曽根山溶岩(Ok)は、カルデラの南縁に位置し、石英斑晶の多い黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイトからなる。高曽根山周辺にはほとんど露頭がなく、転石でしか地質が確認できていない。溶岩平頂丘状に飛び出た組織地形からは、本層才津火砕流堆積物の上位に位置するように判断できる(第 4. 13 図)。鈴木ほか(1964)では、高曽根山溶岩がカルデラ外の南西部(西隣「熱塩」地域内)にまで広く分布するように示されているが、これは桧原層相当層の流紋岩を誤認したものである。

年代・対比 本層才津火砕流堆積物上部の非変質部から



第 4. 14 図 大峠カルデラ内に分布する陥没地質体
未変形・未破碎の成層した眼鏡橋層由来の粗粒砂岩・泥岩互層で構成される。この地質体は周囲の地質構造とは非調和に存在し、カルデラを埋積する才津火砕流堆積物に直接覆われる。露頭の高さは約 4 m。山形県米沢市八谷鉦山北西の林道沿い(北緯 37 度 48 分 11 秒, 東経 140 度 00 分 4 秒)。

は、 4.85 ± 0.10 Ma の黒雲母 K-Ar 年代と 4.60 ± 0.30 Ma のジルコン・フィッシュオントラック年代が報告されている (Zeng *et al.*, 1996)。山元 (1994) は、同じく上部非変質部の本質火山ガラス片に富む全岩試料 (GSJ R60261) から 3.3 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代値を報告しているが、むしろこの年代は、鹿園 (1985) や Zeng *et al.* (1996) が示した八谷・大峠鉦床の鉦化作用年代 (セリサイト・氷長石の K-Ar 年代: $4.15 \sim 3.25$ Ma) と一致している。一方で、これらの年代値は、西坂・吉村 (1988) が才津火砕流堆積物から報告したジルコン・フィッシュオントラック年代 7.41 ± 0.45 Ma, 6.64 ± 0.52 Ma よりは有意に新しい。西坂・吉村 (1988) の年代値は、ばらつきが大きく、本堆積物中に前期～中期中新世の異質岩片が豊富に含まれていることを考慮すると、異質ジルコンの混入により年代値が多少古めに出ているのかも知れない。西坂・吉村 (1988) も指摘したように、本火砕流堆積物のカルデラ外流出相は米沢盆地南西丘陵の才津火砕流堆積物 (神保ほか, 1970; 柳沢・山元, 1998) である。北西隣「玉庭」地域内のカルデラ外流出相の本堆積物 (GSJ R63839) からは分析精度が多少悪いものの 5.9 ± 1.2 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を得ているほか (柳沢・山元, 1998)、本地域南東部の鉢森山層の本堆積物からは $4.9 \sim 4.3$ Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (NEDO, 1987)。本カルデラの形成年代としては黒雲母 K-Ar 年

代が良くまとまっており、およそ $4.9 \sim 4.8$ Ma とみなせる。

才津火砕流堆積物のカルデラ外流出相は、本地域の後述する鉢森山層、米沢盆地南西丘陵の陸成層である高峰層 (柳沢・山元, 1998)、会津盆地東縁丘陵の陸成層である藤峠層 (山元ほか, 2006) に挟まれている (第 4. 15 図)。従ってこれらの地層は大峠層と同時異相の関係にある。

4. 14 鉢森山層 (Oso)

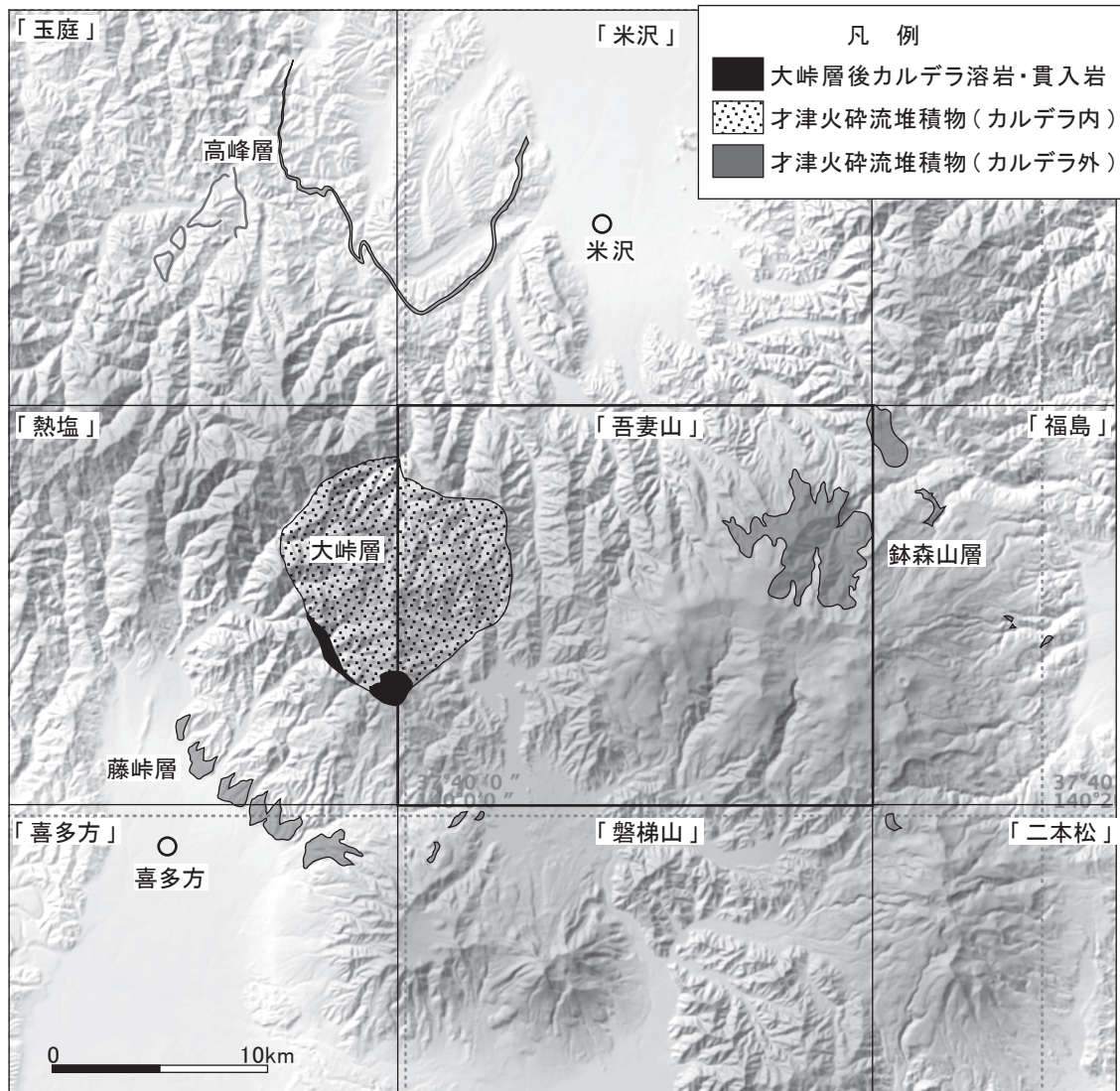
本地域北東端の鉢森山から前川上流の吾妻山の第四紀火山体の下位に広く分布する。鮮新世の才津火砕流堆積物に対比される。

地層名 田宮ほか (1970) の鉢森山層、板谷層上部 (I4 ~ I6) を再定義する。山形県 (2005) の鉢森山層、板谷層上部 (I3 ~ I4) に相当する。

模式地 米沢市板谷北西の鉢森山山頂部周辺 (田宮ほか, 1970)。

分布 本地域北東端の鉢森山で山地の最上部にまとまって分布する。また、東隣「福島」地域の蟹沢左岸から前川上流にかけ吾妻火山噴出物の下位に分布する。巖石沢、長根沢、元小屋川、大小屋川、長倉沢のそれぞれ上流で、標高 1,000 m 付近に本層の溶結相が分布する。

層序関係 鉢森山付近及び前川では板谷層の火砕流堆積



第 4. 15 図 才津火砕流堆積物の分布

大峠カルデラから流出した火砕流堆積物は、本地域の鉢森山層を構成するほか、米沢盆地南西の高峰層や会津盆地北東縁の藤峠層中にも存在する。地形陰影図は地理院地図(電子国土 Web)。

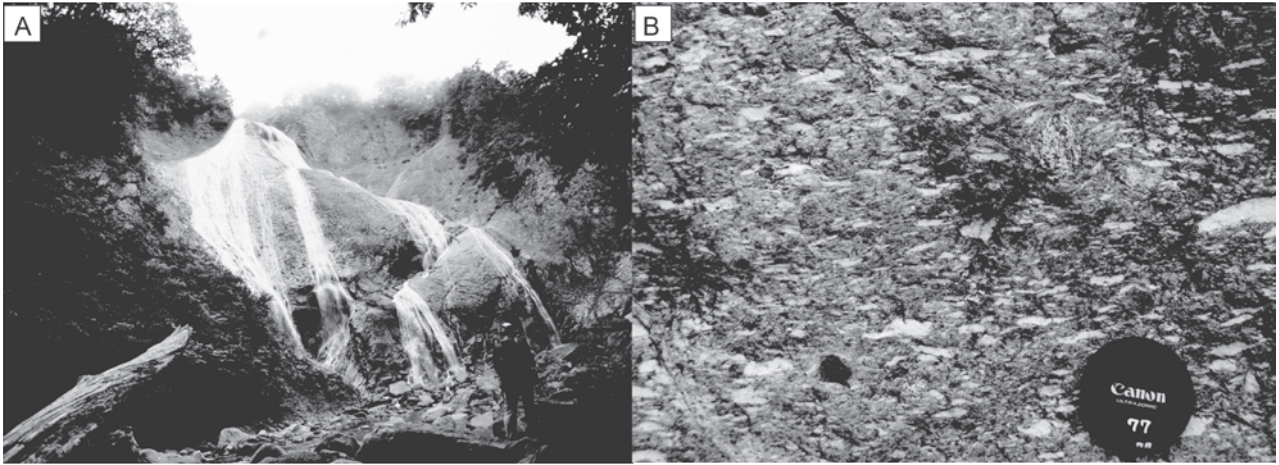
物(Lc)及び貫入岩(Ld)を不整合に覆う。巖石沢、長根沢、元小屋川、大小屋川、長倉沢のそれぞれ上流では、板谷層の湖成堆積物(Lc)を不整合に覆う。

層厚 鉢森山では上限不明で200 m以上。前川上流で約1,000 m、巖石沢上流では約400 m、大小屋川上流の砂盛付近で約200 m、長倉沢上流で約600 mであるが、いずれも上面を不整合で覆われるため、下限値である。

岩相 本層の才津火砕流堆積物の下部は、単斜輝石普通角閃石黒雲母デイサイト及び黒雲母デイサイトの無淘汰な軽石火山礫凝灰岩からなる。特徴的に径数mm大の石英斑晶を含み、強溶結した岩相が厚さ100～200 m前後で発達する(第4.16図)。上部は黒雲母デイサイトの軽石火山礫凝灰岩で、弱溶結した岩相を示し、上側ほど変質が進んでいる。上部と下部は漸移関係で、明確な

堆積境界はない。上部、下部共に異質岩片の含有量は低く、火山礫サイズを超える異質岩片は稀である。

年代・対比 これまで本層からはジルコンのフィッシュン・トラック年代2.2 Ma(富樫ほか, 1978)、黒雲母のK-Ar年代4.31～4.93 Ma(NEDO, 1987)、ガラスのK-Ar年代3.4 Ma(NEDO, 1987)が報告されている。本報告では、本層下部の溶結した軽石火山礫凝灰岩を対象にジルコンのフィッシュン・トラック年代測定を実施した(第4.1表)。5.4～5.9 Maを示した3試料(AZM447, 173, 354)は誤差の範囲で一致するが、測定対象のジルコン粒子が先第三系から中期中新統の異質粒子を少なからず含んで不均質であることを考慮すると、得られた年代は古い側にシフトしている可能性がある。大峠層の才津火砕流堆積物は黒雲母K-Ar年代から4.9～4.8 Ma



第 4. 16 図 鉢森山層の岩相

A:下部の溶結軽石火山礫凝灰岩. 比高 100 m 以上の無淘汰な岩相で累積する. B:軽石火山礫凝灰岩の近接像.
レンズキャップの直径約 77 mm. ともに前川大滝沢(北緯 37 度 46 分 45.9 秒, 東経 140 度 13 分 16.1 秒).

(Zeng *et al.*, 1996) とされており, 鉢森山層と層序及び岩石学的特徴が共通することと合わせて, 同時期の火砕流堆積物と考える. 3.4 Ma を示した試料 (AZM128) は均

質で自形性の高いジルコン結晶を対象に測定しているものの, 姥湯-五色温泉変質帯 (NEDO, 1991) の範囲内にあり, 熱的影響を受けている可能性がある.

第5章 第四紀火山岩類

(中野 俊・山元孝広・古川竜太)

5.1 吾妻火山

5.1.1 研究史及び概要

吾妻火山は山形県と福島県の境に位置する第四紀の火山であり、5万分の1「吾妻山」地域東半と東隣「福島」地域西半にわたって東西約22 km、南北約13 kmの範囲に分布する大型の複成火山群である。溶岩流の一部は南隣「磐梯山」地域北端にまで達している。この火山は主に標高1,800～2,000 mの中大嶺^{だいてん}、東大嶺、西大嶺、西吾妻山、中吾妻山、東吾妻山、一切経山、高山などの底径1 kmないし数 km、比高200-500 mの安山岩質の緩斜面を持つ火山錐や、これらに覆われる初生的な火山地形を失ったより古い安山岩質の山体が重なり合っているとしてきた(藤縄・鴨志田, 1999)。このうち、活火山と認定される部分は、山体東部にある吾妻小富士や五色沼などの火口群を形成した完新世に入ってから誕生した浄土平火山の活動である。これについては山元(2005)が詳細に研究し、6.7 kaから始まり、その総噴出量はブルカノ式噴火降下火砕物と溶岩流を合わせて約0.5 km³(マグマ換算)で、大部分が東隣「福島」地域に分布している(山元, 2005では吾妻-浄土平火山と表記)。この吾妻小富士を中心とした浄土平火山の活動史、岩石学については研究例が多く、岩瀬(1995)、岩瀬・守屋(1997)、鴨志田(1991)や尾崎・藤縄(2013)などがあるが、いずれも講演要旨のみで詳細は公表されていない。山元(2005)は全岩主成分組成(21試料)を分析し、マグマ供給系は約7,000年間変化していないことを議論している。

またこれらとは別に、東麓部(「福島」地域)に分布する吾妻福島テフラ(約14万年前)と吾妻佐久間テフラ(約13万年前)が吾妻火山起源のプリニー式噴火による降下テフラ層とされるが(Yamamoto, 2005; 山元, 2012)、これらの給源は吾妻山のどこであるかは明確にはなっていない。

吾妻火山全域に関する研究例は極めて少ない。岩石については、Kawano *et al.* (1961)による主成分分析(8試料、SiO₂ = 52.4～59.4 wt%)がなされていた。最近、吾妻火山全体の岩石学的な研究がTakahashi *et al.* (2013)により公表された。そこでは25試料(SiO₂ = 51.3～63.0 wt%)について斑晶モード組成、全岩及び鉍物の主成分・微量成分・同位体組成が測定され、吾妻火山のマグマ成因論が詳細に議論された。

地質学的研究としては、吾妻火山のほぼ全域を扱ったものはNEDO(1991)による磐梯地域火山地質図(1:50,000)及び磐梯地域地熱地質編図(1:100,000)、その後の安斎(1996)による講演要旨があるのみである。NEDO(1991)は多数のK-Ar年代測定や古地磁気測定を実施し、吾妻火山全体を16ユニットに分け、さらに古期、中期、新期火山に大別した。安斎(1996)は全体を大小14の火山に分け、最新の吾妻小富士を除きいずれも溶岩流が卓越し火砕物が少ないことを述べているほか、西大嶺及び中大嶺の山頂部に強溶結火砕岩を認め、スコリア丘の存在を示唆した。なお、「吾妻山四近地質報文」(西山, 1887)は100 km四方の広域的な範囲の概略報告であり、吾妻山については「一切経山吾妻富士」の項(p. 62-63)でわずか11行の記述があるのみである。また、吾妻連峰総合学術調査報告書(山形県総合学術調査会, 1966)は東北大学の卒論を元に部分的な記述をしている程度であり、火山の全貌に関する地質学的記述はない。地熱資源調査を目的としたNEDO(1991)の調査により、ようやく吾妻火山の全貌が示されたと言える。

鴨志田(1991)は、一切経山を頂点とした東に開いた爆裂カルデラ地形(東隣「福島」地域内)を想定し、東麓にはそれに由来する“低温火砕流堆積物”が分布するとした。その形成時期はNEDO(1991)が報告した年代値をもとに28万年前から10万年前の間と推定しているが、このカルデラが存在するかどうかは十分に議論されているとは言いがたい。また、藤縄・鴨志田(1999)はこれを取り入れ、吾妻火山の東半分の地質図を示し、カルデラ形成は約15万年前と推定、それ以前の活動は30万年前に終了していると考えた。なお、このカルデラが上述した2回のプリニー式噴火(吾妻福島テフラ及び吾妻佐久間テフラ)の有力な給源候補とも考えられた(山元, 2012)。

吾妻火山には歴史時代の噴火記録がいくつかある(気象庁編, 2013)。西暦1331年頃には大穴火口から硫黄平南火口列(「福島」地域西端)において水蒸気噴火から始まってブルカノ式噴火が起こった。その後も大穴火口では1711年頃、1950年、1977年に水蒸気噴火が発生しているほか、ごく小規模な水蒸気噴火も明治以降何度か発生している。西暦1893年の水蒸気噴火では、「吾妻山」地域と「福島」地域の境界にまたがる燕沢火口列が活動し、2名の地質調査所職員が調査中に発生した噴火の噴石落下により殉職したが(例えば、佐藤, 1985)、この

噴火に関する文献は多い(例えば、横山, 1893)。2008年11月には大穴火口北西において泥を噴出するなどの活動が生じ(鬼澤ほか, 2009; 仙台管区気象台, 2010), その後も噴気活動(第5.1図)が活発に継続している(2017年時点)。これらは浄土平火山の活動であり, その最大の活動は6,000~5,000年前の吾妻小富士の噴火活動である(山元, 2005)。

NEDO(1991)の放射年代測定によると吾妻火山の活動は百数十万年前から始まり, 約30万年前までにはほとんどの山体が形成されたことになる。ただし, 個々の山体の層序関係や形成時期の詳細は不明な点が多く, 誤差の大きい年代値も多かった。その後, 松本ほか(2018)は新たに放射年代を測定し, その結果に基づき, 吾妻火山噴出物を下位から塩ノ川, 高倉山, 中大巔・東大巔, 西大巔・西吾妻山, 天狗岩, 一切経山, 前大巔, 中吾妻山, 烏帽子山, 東吾妻山, 高山及び浄土平の12火山に区分した(第5.2図)。そして, 火山活動は東から始まり西方に移動し, その後再び東方へ移動して現在は浄土平火山が活動しているという火山活動の時間空間的変遷を示した(第5.3図)。本報告ではその岩体区分に従い, 東隣の「福島」地域内を含めて活動開始の古い順から噴出物を記載する。

吾妻山では完新世の浄土平火山を除き, 地形の新旧による層序関係の判断が困難であることが多い。また, 一切経山の東壁を除き, 溶岩・火砕岩の累重などの顕著な成層構造はほとんど見られず, 露頭単位では層厚10m以上の厚い溶岩の単一のユニットのみであることが多く, 踏査ルートでは噴出物の上下関係が確認できない場合が通常である。安齋(1996)が指摘したように, 多くの山体は火砕物に乏しく, 溶岩流を主体とした火山錐で

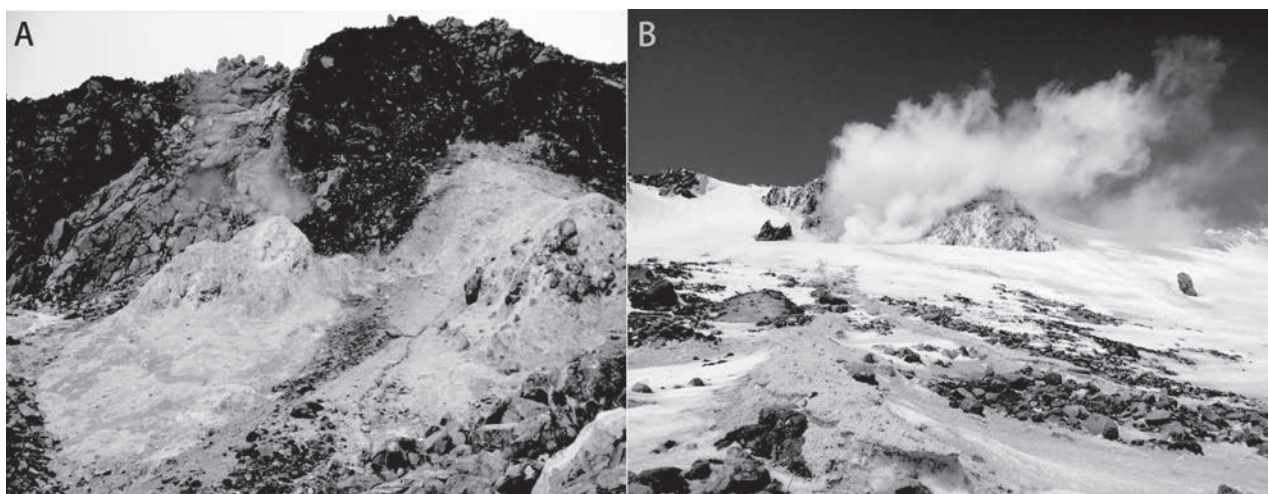
ある。これらの多くの火山錐は, なだらかな地表面とそこに深く切り込む溪谷沿いのみに厚い溶岩が露出することを特徴としている。完新世の浄土平火山を除くと, 不明瞭ながらも溶岩流に特徴的な表面地形あるいは火口地形らしき頂部の凹地が認められるのは, 高山, 東吾妻山及び中吾妻山火山のみである。確認できた火砕流堆積物は, 強溶結の^{おおだいら}大平火砕流(中大巔・東大巔火山), 福島地域内の蟹ヶ沢に露出する溶結した火砕流(高倉山火山), 及び^{やちだいら}谷地平湖成層の最下部に露出する非溶結の火砕流程度であり, 降下火砕物も少ない。

なお, 「福島」地域には家形山付近を崩壊源とする町庭坂岩屑なだれ堆積物が分布し, おそらく発生源に近い本地域東端部の高倉山火山噴出物を広く薄く被覆していると考えられるが, その時代は特定されていない。

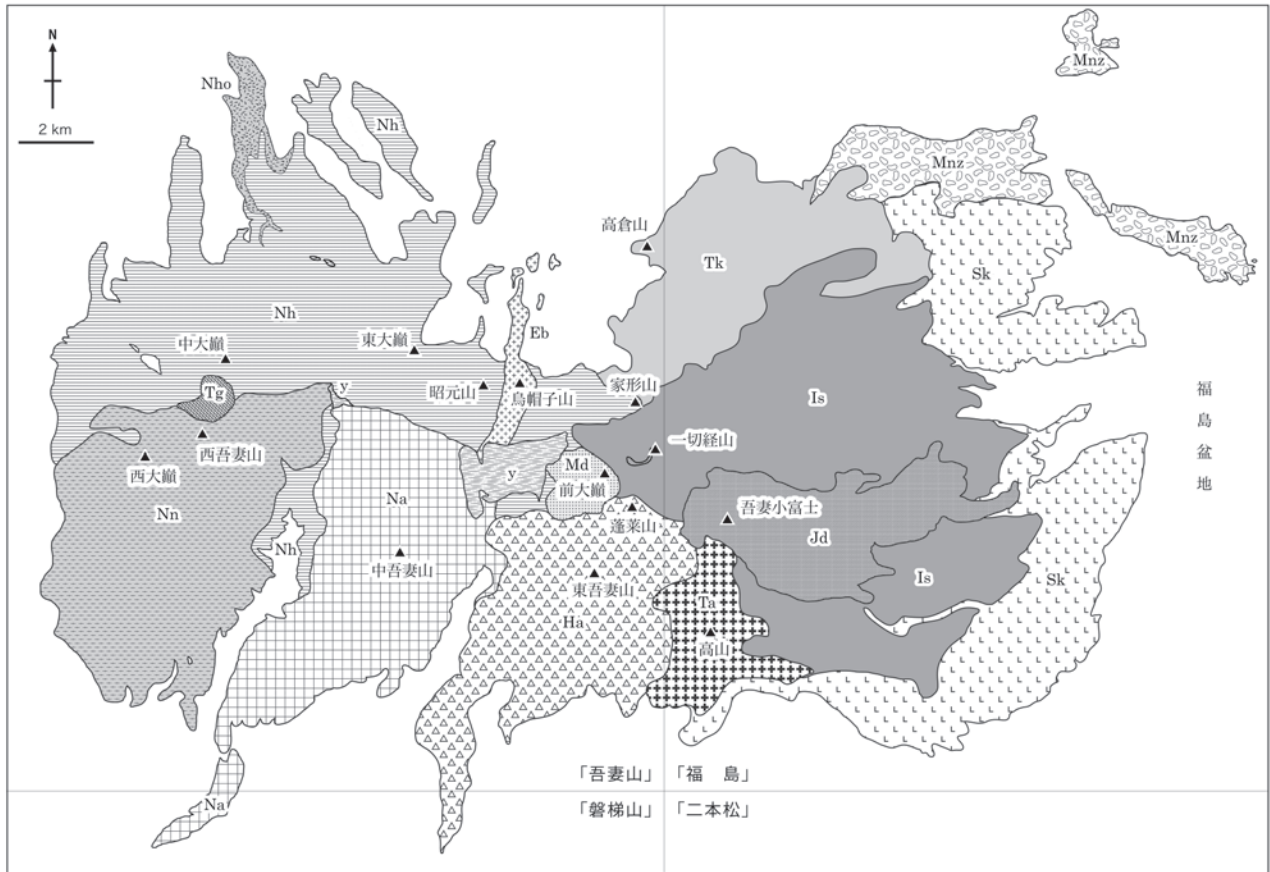
5.1.2 塩ノ川火山噴出物(本地域には分布しない)

本噴出物は新第三紀層を被覆して吾妻火山噴出物の最下位を構成するが, 吾妻山地域には分布せず, 火山体最東部の福島盆地に面して「福島」地域内のみ分布する。上位を町庭坂岩屑なだれ堆積物(「吾妻山」地域には分布しない), 高倉山噴出物, 一切経火山噴出物, 浄土平火山噴出物及び高山火山噴出物に覆われる。末端部は崩壊斜面が多く, また, 上位の火山噴出物由来の岩屑堆積物(第5.4図)に覆われることが多い。松本ほか(2018)によると, 104.0 ± 3.0 万年及び 118.0 ± 3.0 万年のK-Ar年代が得られており, 前期更新世後半の活動である。

「福島」地域の高山東方, 女沼や男沼付近は崩落崖と起伏のある地すべり堆積物特有の地形を示している。この地すべり地形の中を流れる塩ノ川下流域では柱状節理あるいは板状節理の発達した溶岩が露出し(第5.5図),

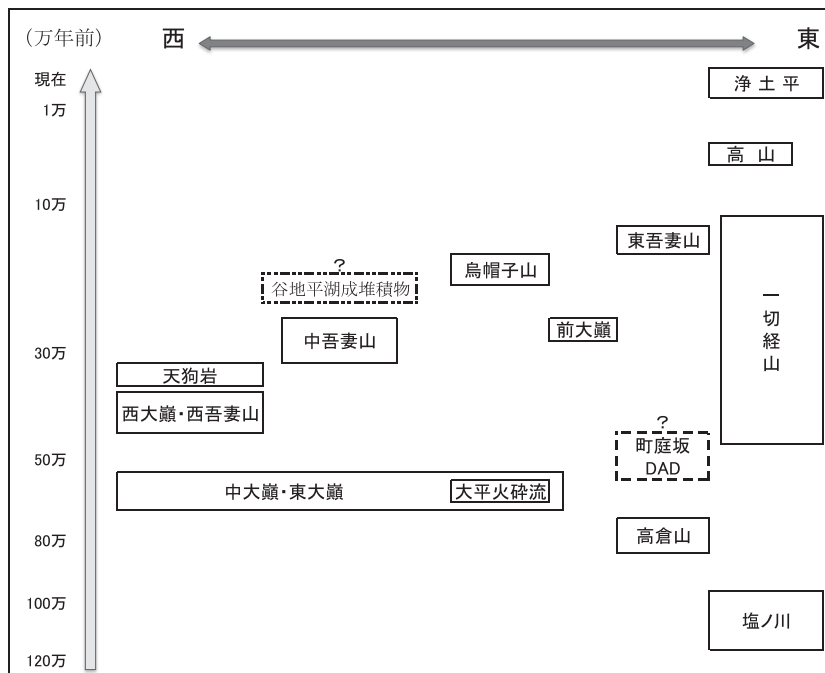


第5.1図 大穴火口の噴気活動
大穴火口西端(一切経山頂側の火口壁上部)では2008年11月頃から噴気量が増大した。A:2001年10月13日撮影, B:2009年3月18日撮影(北緯37度43分36.3秒, 東経140度14分51.5秒)



第 5. 2 図 吾妻火山の地質概略図

記号は吾妻山地域に分布しない塩ノ川火山噴出物 (Sk), 町庭坂岩屑なだれ堆積物 (Mns) を除き, 地質図と共通. 松本ほか (2018) を修正.



第 5. 3 図 吾妻火山噴出物の層序関係. 松本ほか (2018) をもとに作成.



第 5. 4 図 塩ノ川火山噴出物を覆う岩屑堆積物
露頭の高さ約 30 m の地すべり堆積物。やや下流では上位を成層した未固結シルト・砂層，河川礫層や土石流堆積物が覆う（「福島」地域，女沼北東の塩ノ川沿い（北緯 37 度 42 分 13.5 秒，東経 140 度 19 分 29.2 秒）。



第 5. 5 図 塩ノ川火山噴出物の安山岩溶岩
「福島」地域，塩ノ川沿い「思いの滝」の落ち口。不規則な節理が発達する。写真の幅約 4 m（北緯 37 度 42 分 17.0 秒，東経 140 度 19 分 11.5 秒）。

確認された 1 枚の溶岩での最大層厚は 30 m である。「福島」地域内，磐梯吾妻スカイライン沿いに位置する高湯温泉より北の吾妻高原牧場付近の緩斜面では極めて露出に乏しく，正確な分布は把握できていないが，上位を町庭坂岩屑なだれ堆積物が薄く覆う可能性が高いが，確実な露頭は確認できていない。

岩質は，しばしばかんらん石を含有する斜方輝石単斜

輝石安山岩あるいは斜方輝石単斜輝石かんらん石安山岩である。

5. 1. 3 高倉山火山噴出物 (Tk)

本噴出物は「吾妻山」地域東端の家形山付近から福島地域にかけて分布し，大部分は「福島」地域内である。松本ほか(2018)により 75.6 ± 1.8 万及び 80.0 ± 10.0 万

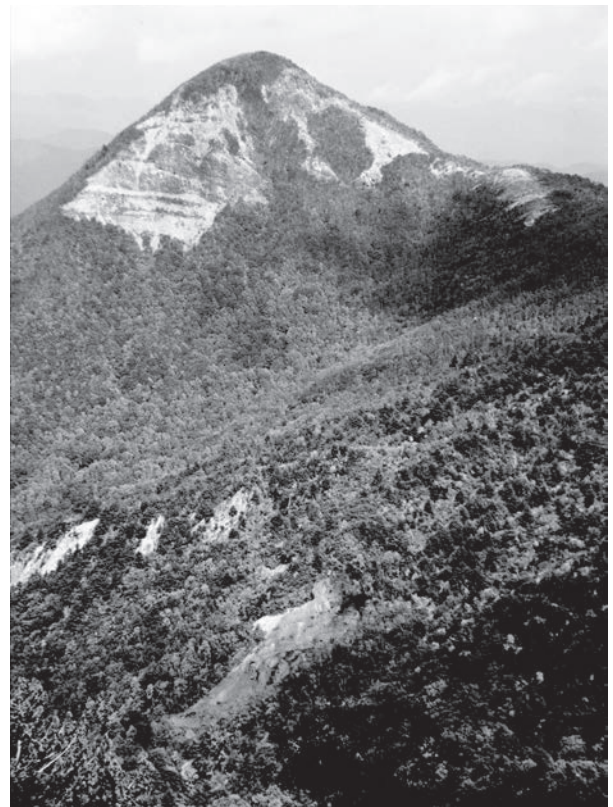
年の K-Ar 年代が報告されており、前期更新世末から中期更新世初頭の噴出物である。表層を岩屑堆積物が覆うことがしばしば確認されるが、その一部は町庭坂岩屑なだれ堆積物に相当すると判断する。

高倉山の南斜面には溶岩・火砕岩の成層構造が見られる(第 5. 6 図)。「福島」地域内、高倉山北東や蟹ヶ沢では最大層厚 30 m 以上の溶岩及び火山角礫岩であるが、一部を除き、強変質していることが多い。溶岩は部分的に板状節理が発達する。岩質は、しばしばかんらん石を含有する斜方輝石単斜輝石安山岩である。

「福島」地域内、蟹ヶ沢の標高 700-750 m 付近では新第三紀層を覆って層厚 25 m の中程度に溶結した 1 フローユニットの火砕流堆積物が露出し、径 10 cm 以下のスコリア片に富む(第 5. 7 図)。部分的にはやや柱状節理が見られる。スコリアの岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩である。

5. 1. 4 中大巔・東大巔火山噴出物 (Nh, Nho)

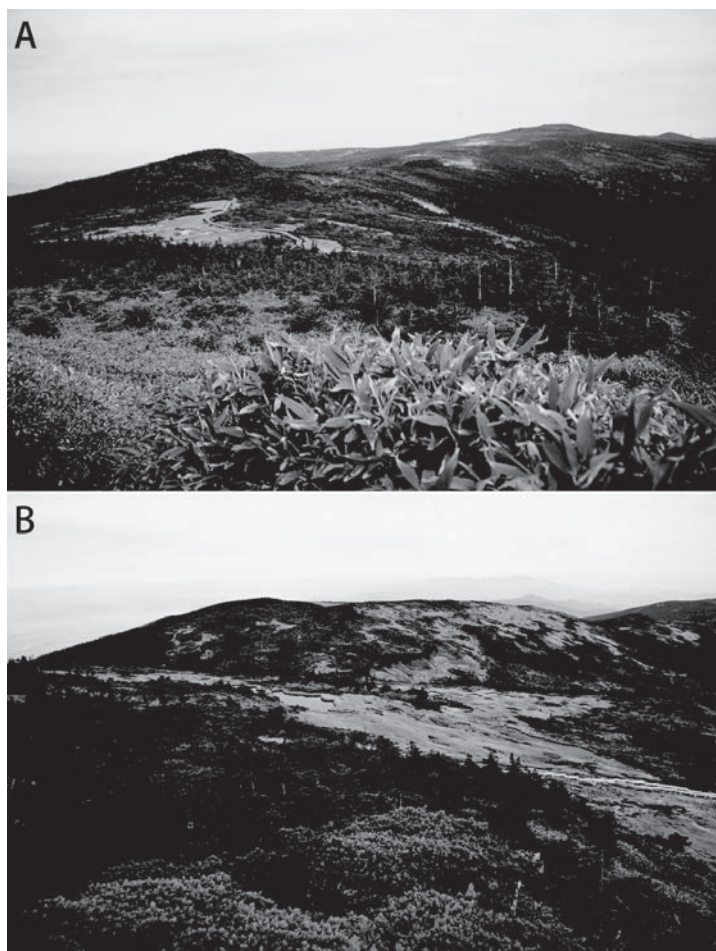
本噴出物は吾妻火山北西部を広く占め、分布域は全域が「吾妻山」地域に含まれる。高倉火山噴出物を覆い、烏帽子火山噴出物、天狗岩火山噴出物、西大巔・西吾妻火山噴出物及び中吾妻火山噴出物に覆われる。火口地形はまったく残されていないが、ほとんどが溶岩流 (Nh) からなると推定される緩傾斜の表面地形が広がり(第 5. 8 図)、火山錐の地形からは、中大巔、東大巔、昭元山、ニセ烏帽子山及び家形山の山頂付近、合わせて 5 ヶ所以上に東西方向に並んだ噴出中心が存在したと推定され



第 5. 6 図 高倉山の成層構造
溶岩と火砕物からなるやや東(右)傾斜の成層構造が見える。手前の裸地は褐鉄鉱を採掘していた鉱山跡(姥湯温泉の南東、大日岳付近より)。



第 5. 7 図 高倉山火山噴出物を構成する火砕流堆積物
写真の横幅は約 80 cm (福島地域、蟹ヶ沢、北緯 37 度 47 分 06.6 秒、東経 140 度 13 分 16.1 秒)。



第 5. 8 図 中大巔・東大巔火山噴出物の地形
 A：中大巔より見る東大巔(右奥)，B：凡天岩より見る中大巔.

る。噴出物は、この東西の稜線の南側に深く切れ込む中津川及び大倉川の源頭部に分布することから、この火山体は東西稜線の複数の火口から南北斜面に大量の噴出物をもたらしたことになる。中大巔の北方には強溶結した大平火砕流堆積物(Nho)が挟在するが、その上位・下位ともに本火山噴出物の溶岩であり、本火山噴出物の一部である。この大平火砕流堆積物直下の溶岩からは 64.0 ± 2.0 万年、上位の溶岩からは 66.3 ± 0.9 万年の K-Ar 年代が得られており(松本ほか, 2018)、誤差を考慮すると上位と下位の溶岩層との間に時間間隙はなく、大平火砕流堆積物の噴出年代は 66 ~ 64 万年前頃と推定される。そのほか、本火山噴出物からは 53.5 ± 2.0 万、 57.1 ± 1.0 万、 64.3 ± 1.1 万及び 66.0 ± 4.0 万年の K-Ar 年代が得られており(松本ほか, 2018)、66 万年前から 53 万年前の中期更新世の活動であることを示す。

上述したとおり、本噴出物の噴出源は東西方向に並ぶいくつかの地形的高所付近と見なせるが、いずれもアグルチネートなどの火口近傍相と判断できるような産状を示す岩相はほとんど見当たらない。わずかに、ニセ烏帽

子山山頂部にユータキシティック組織を示す少量の岩塊がある程度であり、山頂部には基本的に露頭が存在しない。噴出物が観察できるのは主に西側の西吾妻スカイバレーに沿った大樽川右岸の赤滝・黒滝(第 5. 9 図)、天元台周辺、大平温泉上流の間々川沿い、中津川上流部のみである。いずれも厚い溶岩であることが多く、露頭で確認できたものは 1 ユニットの最大層厚が 30 m 程度である。しばしば板状節理あるいは柱状節理が発達する。中津川の熊落滝付近ではクリンカーを挟んで 2 枚の溶岩が露出するが、このように複数枚の溶岩が 1 露頭で確認できることは極めてまれである(第 5. 10 図)。岩質は、斜方輝石単斜輝石安山岩が主体である。かんらん石斑晶を含むことも多い。まれに石英斑晶を含むことがある。

大平火砕流堆積物は中大巔北方、松川と横川に挟まれた範囲のみに分布し、最大層厚 100 m 以上の強溶結部からなり(第 5. 11 図)、弱溶結部はわずかである。下位の第三系を覆うほか、大平温泉東方、火焰滝(第 5. 12 図)上流で溶岩を覆い、さらに上流で溶岩に覆われる(第 5. 13 図)。上位を覆う溶岩との境界部付近は非溶結



第 5. 9 図 中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩
大樽川右岸の黒滝の上部. 露頭の高さ約 15 m (北緯 37 度 45 分 21.0 秒,
東経 140 度 06 分 33.6 秒).



第 5. 10 図 中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩
中津川中流の熊落し滝. 滝は下位の溶岩にかかり, 左上部は柱状節理の発達した上位の溶岩.
クリンカーを挟んで 2 枚の溶岩が観察できる.
滝の落差は 12 m. 下位の溶岩からは 65.6 ± 4.3 万年, 上位の溶岩からは 64.3 ± 1.1 万年の K-Ar
年代値 (松本ほか, 2018) が報告されている (北緯 37 度 43 分 28.5 秒, 東経 140 度 09 分 37.5 秒).



第 5. 11 図 中大巔・東大巔火山噴出物を構成する大平火砕流堆積物
松川支流，間々川標高 1,260 ～ 70 m 付近に懸かる滝（火焰滝より 2 段上）を構成する
強溶結した火山礫凝灰岩．崖の高さは写真中程で約 10 m（北緯 37 度 46 分 42.4 秒，東
経 140 度 09 分 21.7 秒）．



第 5. 12 図 中大巔・東大巔火山噴出物を構成する溶岩
松川支流，間々川にかかる落差 25 m の火焰滝（大平温泉の東）．柱状節理が発達する
（北緯 37 度 46 分 47.6 秒，東経 140 度 09 分 13.1 秒）．

部も認められ、火砕流堆積物の上位に約1 m厚の細粒火山灰層が挟在する。分布・層厚と溶結の程度から、おそらく谷埋めの火砕流と推定される。露頭単位では最大層厚は30 m、フローユニットは確認できない。溶結部ではユータキシティック組織が顕著で、長さ10 cm以下につぶれたスコリア片のレンズが露頭で確認できる。本質物の岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩である。

5.1.5 町庭坂岩屑なだれ堆積物(本地域には分布しない)

本堆積物は、福島盆地まで流下した山体崩壊に伴う堆積物である。JR奥羽本線庭坂駅西方1 km付近まで約3 kmの範囲のみに流れ山地形が認められるが、堆積物そのものを観察できる自然露頭は観察できていない。表層には数m大の巨大な岩塊が認められることがある(第5.14図)。この山体崩壊の発生源は「吾妻山」地域東端の家形山付近と推定されるが、明瞭な崩落崖は存在しない。高倉山火山噴出物を覆う、あるいは、高湯北方、吾妻高原牧場付近の塩ノ川火山噴出物が構成する緩斜面表層を覆う岩屑堆積物は、本堆積物の一部と推定される。吾妻火山の地質概略図(第5.2図)では本堆積物の薄い部分は省略してある。高倉山火山の上位に位置づけるが、福島盆地に達した末端部を除いて流れ山などの地形的特徴がほとんど見られないこと、崩落崖が不明瞭なことから、後期更新世より古い時代の堆積物、おそらく中期更新世前半ないし中頃の堆積物と推定するが、根拠に乏しい。

5.1.6 一切経山火山噴出物(Is)

本噴出物は「吾妻山」地域東端から「福島」地域にかけて分布するが、その大部分は「福島」地域内である。本地域の一切経山を頂点とした扇形の分布を示しており、活動の中心は一切経山付近と推定される。山頂東側の急崖には溶岩・溶結火砕岩と未固結火砕物の成層構造が顕著に発達している(第5.15図)。また、浄土平から北の磐梯吾妻スカイライン沿い(硫黄平)を中心に白色化した強変質帯が見られる。一切経山山頂付近の地表試料からは 22.1 ± 0.5 万、 25.9 ± 1.4 万、 34.1 ± 1.7 万、 46.0 ± 2.0 万及び 47.2 ± 1.6 万年の、中腹から山麓部では 18.2 ± 0.5 万、 19.8 ± 0.7 万、 21.4 ± 1.0 万、 25.7 ± 1.7 万、 32.6 ± 0.7 万、 44.0 ± 1.1 万、 45.4 ± 1.0 万及び 50.4 ± 1.6 万年のK-Ar年代が得られ(松本ほか, 2018)、中期更新世の噴出物であることを示す。これを1つの火山と見なすと50万年前から18万年前までの広い活動期を示すことになる。しかし、岩質や地形等からこれらを、特に若い年代を示す部分を区分して火山体を細分することは困難であることから、松本ほか(2018)は全体を一括して一切経山火山噴出物と定義した。新第三紀層のほか、塩ノ川火山噴出物、高倉火山噴出物を覆い、高山火山噴出物及び浄土平火山噴出物に覆われる。

「福島」地域内、不動沢左岸側の標高1,450 m付近(不動橋西方の登山道)には、地表面に径1 m大の緻密な溶岩岩塊に混って径1 m以下のパン皮状火山弾やリボン状火山弾が散在する。噴出源はそう遠くはないと考えられ、一切経山山頂付近以外にも活動中心があった可能性



第5.13図 大平火砕流堆積物を覆う安山岩溶岩
松川支流、間々川の標高1,520 m付近で大平火砕流を溶岩が覆う。火砕流堆積物には溶結構造は見られないが、固結度はよい。滝の落差は約10 m(北緯37度46分19.1秒、東経140度10分02.4秒)。



第 5. 14 図 町庭坂岩屑なだれ堆積物に含まれる巨大な安山岩岩塊
「福島」地域，庭坂駅(JR 奥羽本線)の西約 600 m 付近の流れ山の斜面に露出する(北緯 37 度 46 分 18.3 秒，東経 140 度 22 分 54.1 秒)。



第 5. 15 図 一切経山の東斜面に見られる成層構造
上部には溶岩あるいは強溶結火砕岩，下部にはより細かく成層した非溶結の火砕岩層が露出する。
一切経山の山頂は左上方向。崖の高さ約 60 m。

がある。一切経山山頂東崖や不動沢左岸を除いて本火山噴出物の露出はほとんどが溶岩露頭であるが，複数のフローユニットが累重する構造はほとんど見られない。露頭で確認できる最大層厚は 50 m 以下である。吾妻山地域では，大倉深沢源頭部，五色沼火口の北縁，平石山(一切経山と前大巔の中間の 1,928 m ピーク)や燕沢火口壁などに溶岩が露出する。平石山では板状節理の発達が著しい(第 5. 16 図)。

岩質は，斜方輝石単斜輝石安山岩でかんらん石を含有することも多い。また，かんらん石斑晶を含む岩石の半

分程度は少量の石英斑晶を含有する。

5. 1. 7 西大巔・西吾妻山火山噴出物(Nn)

本噴出物は吾妻火山南西部，中津川の西側を占める山体を構成する。中大巔・東大巔火山噴出物を覆う。西大巔の山頂部分は強溶結したアグルチネートから構成され，西大巔及び西吾妻山の 2 ヶ所の山頂部付近に噴出中心があったと推定される。西吾妻山頂部には露頭が確認できない。本火山噴出物からは 41.3 ± 0.6 万年の K-Ar 年代(松本ほか，2018)が得られており，中期更新世で



第 5. 16 図 一切経山火山噴出物を構成する溶岩の板状節理
一切経山の西に位置する平石山は、名前の如く、板状節理の発達した溶岩が分布する。中央のハンマーの長さ約 33 cm (北緯 37 度 43 分 56.6 秒，東経 140 度 14 分 14.6 秒)。



第 5. 17 図 西大巔・西吾妻山火山噴出物の地形
北東，弥兵衛平湿原より見た西吾妻山 (Ni)。そのほかは天狗岩火山噴出物からなる凡天岩 (B)，中大巔・東大巔火山の中大巔 (Na) と藤十郎 (T)。

あることを示す。全体になだらかな山容を示し，溶岩流に特徴的な地形は見られない (第 5. 17 図)。西吾妻山と西大巔の鞍部から南下する中ノ沢沿いや小野川不動滝で好露頭があり，溶岩塊状部には板状節理が発達することが多い。中ノ沢の源頭部には白色化した変質帯が広がっている。

岩質は，普遍的に石英斑晶を含む石英斜方輝石単斜輝石安山岩である。また，一部ではかんらん石斑晶も含むこともある。

5. 1. 8 天狗岩火山噴出物 (Tg)

本噴出物は天狗岩から凡天岩付近にのみ分布する岩体である。K-Ar 年代は 39.0 ± 2.0 万年が報告されており (松本ほか，2018)，西大巔・西吾妻火山と活動期が近い中期更新世の噴出物であるが，岩質の明瞭な違い，また地形的に区分が可能なことから，これを独立の火山錐とした。中大巔・東大巔火山を覆う。天狗岩付近の表層は巨大な岩塊の累重となっているが，5 m 厚以上の溶岩露頭が確認できる (吾妻神社の下)。

岩質は，特徴的にかんらん石斑晶に富むかんらん石斜

方輝石単斜輝石安山岩である。

5. 1. 9 中吾妻山火山噴出物 (Na)

吾妻火山南部の中津川と大倉川の2つの溪谷に挟まれた地帯に分布する火山体である。火口地形はほとんど開析され失われているが、中吾妻山から北方の継森付近まで南北に配列した3ヶ所の噴出中心があったと推定される。中大巔・東大巔火山を覆い、東吾妻火山に覆われる。南下した溶岩流の先端は「吾妻山」地域南端を東西方向に走る磐梯吾妻レークラインが横切る付近の中津川の河床一帯に分布し(第5. 18 図)、南隣「磐梯山」地域の秋元湖畔まで達している。

24.9 ± 0.9 万, 26.7 ± 1.1 万, 28.1 ± 0.7 万, 32.0 ± 0.2 万, 34.2 ± 0.9 万及び 35.4 ± 1.3 万年の K-Ar 年代が松本ほか(2018)により報告されており、35 万年から 25 万年の中期更新世の活動期を示す。確認できる溶岩流の層厚は中津川上流ヤケノママ北方で 40 m 以上、大倉川の大滝から小滝にかけてはクリンカーを挟んで 20 m ないし 40 m 層厚の少なくとも 3 枚の溶岩流が累重する(第 5. 19 図)。板状節理が発達することが多い。

岩質は、斜方輝石単斜輝石安山岩が多い。一部は石英含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

5. 1. 10 前大巔火山噴出物 (Md)

本噴出物は「吾妻山」地域東部、一切経山の西に位置する前大巔を構成する火山体である(第 5. 20 図)。吾妻火山の中で唯一、玄武岩質火山の活動であり、この点で一切経山火山噴出物と区別した。一切経山火山噴出物を

覆う。前大巔の山頂付近は強溶結した層厚 3 m 以上のアグルチネートが分布し、パン皮状火山弾も存在する。南西側には溶岩流として流下し、層厚は 5 m 以上である。27.0 ± 5.0 万年の中期更新世を示す K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 2018)。

岩質は、石英含有斜方輝石単斜輝石かんらん石玄武岩ないし玄武岩質安山岩である。

5. 1. 11 烏帽子山火山噴出物 (Eb)

本噴出物は「吾妻山」地域東部の烏帽子山(第 5. 21 図)を噴出中心とした小規模な火山体を構成し、北側及び南側に溶岩を流出している。新第三紀層及び中大巔・東大巔火山噴出物を覆う。谷地平湖成堆積物との被覆関係は確認できない。13.6 ± 0.4 万及び 18.8 ± 0.8 万年の中期更新世終わり頃の K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 2018)。烏帽子山山頂部は溶岩の累重から構成され、流理構造の発達した部分も見られ、溶岩ドーム状の形をなす。また、西側、鏡沼の東側には溶岩堤防状の高まりが南北方向に連なっている。北斜面の尾根はこの溶岩から構成され、下流部では大滝沢を渡って対岸にも分布しているほか、右岸側も薬師森やその下流部にも分断された分布が見られる(一部は地形的な推定)。薬師森での層厚は 10 m、南側に流下した谷地平北での層厚は 10 m であるが、溶岩ドーム状の烏帽子山は比高 100 m 程度になる。

これらはすべて岩質が共通しており、かんらん石に富む斜方輝石単斜輝石安山岩である。



第 5. 18 図 中吾妻山火山噴出物の溶岩(中津川)
中津川を磐梯吾妻レークラインが横切る周辺の河床には両岸に溶岩が露出する。
川幅は約 5 m(北緯 37 度 40 分 24.6 秒, 東経 140 度 08 分 51.1 秒)。



第 5. 19 図 中吾妻山火山噴出物の溶岩(大倉川)
 大倉川上流に懸かる大滝と小滝の間には 3 枚の溶岩が確認できるが、右岸に 2 枚の溶岩の累重が確認できる。いずれも斜方輝石単斜輝石安山岩だが上位ほど SiO_2 に富むデイサイトに近い組成。崖の高さは約 80 m (北緯 37 度 43 分 09.8 秒, 東経 140 度 12 分 11.0 秒)。



第 5. 20 図 前大巔火山噴出物の地形
 鎌池を挟んで南方より見る。右手前は蓬莱山の山麓。

5. 1. 12 東吾妻山火山噴出物 (Ha)

本噴出物は吾妻火山中南部に位置し、分布の大部分は「吾妻山」地域内であるが、一部は「福島」地域に分布する。花崗岩類や新第三紀層のほか、大倉川上流で中吾妻山火山噴出物を覆う。東吾妻山(第 5. 22 図)の山頂部にはやや開析された火口跡らしき地形が存在するほか、

その北西側、^{かこ}駕籠山稲荷神社付近にも不明瞭な火口らしき地形がある。一切経山との間に位置する^{ほうらい}蓬莱山は、地形と岩質から、噴出中心ではなく、本火山の溶岩流の一部であると推定した。東吾妻山の南西斜面では階段状に急崖(溶岩末端崖)を繰り返す複数の溶岩ローブからなる溶岩地形が認められ、比較的新しい時代であることを



第 5. 21 図 烏帽子山(右)と昭元山(左)
南方, 谷地平より見る.



第 5. 22 図 東吾妻山火山噴出物の地形
吾妻小富士より見る. 写真中央, 磐梯吾妻スカイラインのすぐ横に浄土平火山噴出物の一部, 桶沼火砕丘があるが, 目立たない(火口と裾野を白破線で示した).

示唆する. 12.4 ± 0.5 万及び 14.3 ± 0.9 万年の中期更新世末の K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 2018). 南下した溶岩流の先端は南隣「磐梯山」地域に達している. 東方では磐梯吾妻スカイライン沿いに 10 m 厚の板状節理の発達した溶岩が見られる.

岩質は, 斜方輝石単斜輝石安山岩で, かんらん石斑晶

や石英斑晶を含むことがある.

5. 1. 13 高山火山噴出物 (Ta)

本噴出物は「福島」地域の高山(第 5. 23 図)に噴出中心を持つ火山体を構成し, 「吾妻山」地域にはごくわずかに分布するのみである. 塩ノ川火山噴出物及び一切経



第 5. 23 図 高山火山噴出物の地形
燕沢火口列の横を通る登山道より、手前に東吾妻山の溶岩の平坦面がある。左端に桶沼。



第 5. 24 図 高山火山噴出物の溶岩
溶岩に懸かる幕滝の落差は約 20 m。溶岩には不規則な節理が発達し、塊状溶岩の下部は凝灰角礫岩となり、二次堆積物を介して新第三紀層を覆う(北緯 37 度 41 分 11.6 秒, 東経 140 度 14 分 51.9 秒)。

山火山噴出物を覆い、東吾妻火山噴出物及び浄土平火山噴出物に覆われる。本地域内での露頭は確認していない。高山の山頂部には不明瞭な火口地形が認められる。後期更新世を示す 3.9 ± 0.5 万及び 6.3 ± 1.2 万年の K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 2018)。「福島」地域西端の幕滝に好露頭がある。幕滝では不規則な節理が発達

し、1 フローユニットの塊状溶岩は層厚 30 m に達し(第 5. 24 図)、その下位は凝灰角礫岩であり、下流側で新第三系を覆う。

岩質は、斜方輝石単斜輝石安山岩で、斑晶としてかんらん石や石英を含有することも多い。

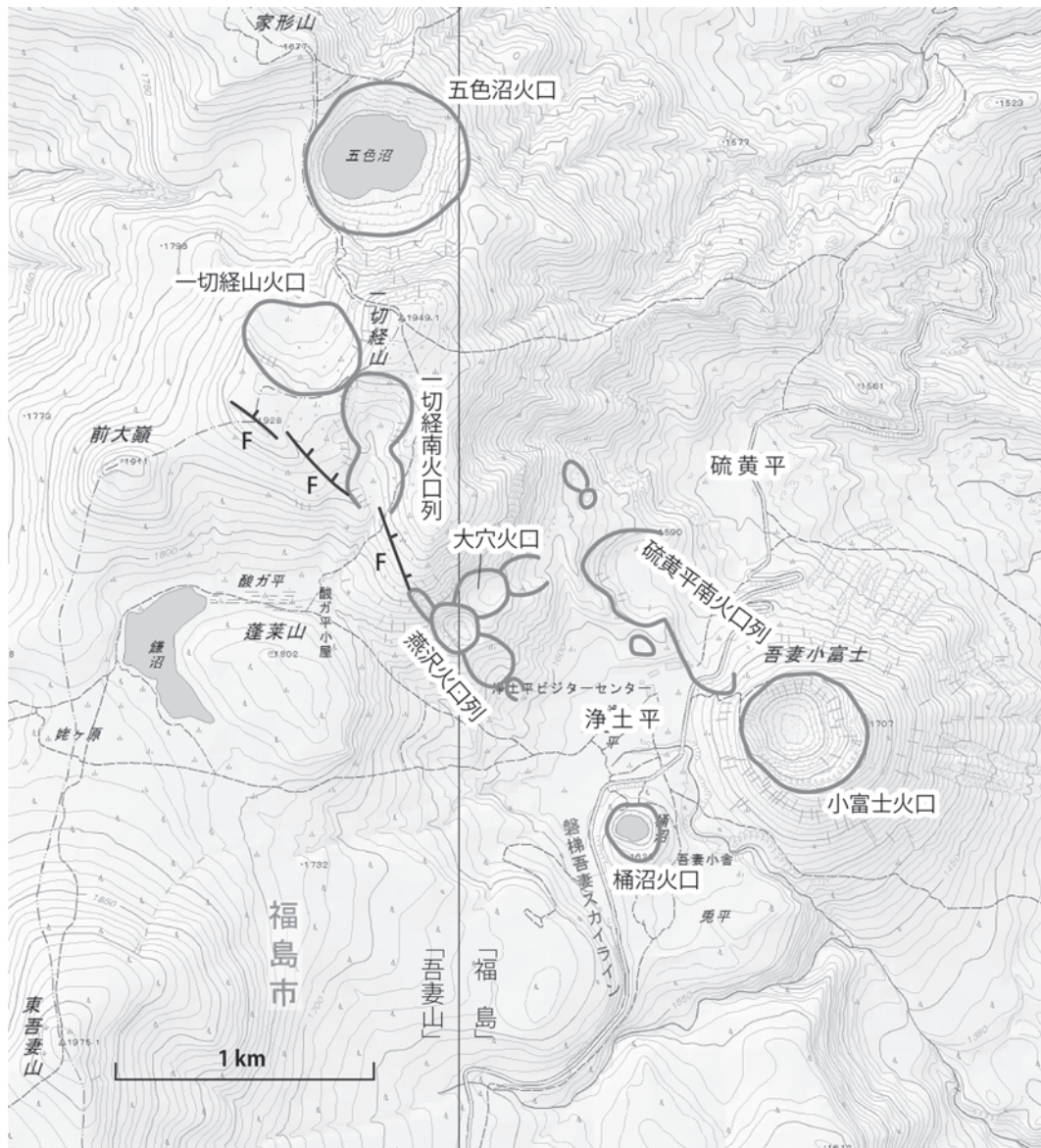
5.1.14 浄土平火山噴出物 (Jd)

吾妻火山最新期の本火山噴出物は、「吾妻山」地域にはごく少量分布するのみで、大部分は「福島」地域内に分布する。吾妻山地域では東端に、五色沼火口、一切経火口、一切経南火口列、さらに燕沢火口列の西北部が存在する(第5.25、26及び27図)。浄土平火山全体としての活動期は7,000年前以降で(山元, 2005)、火口地形や溶岩流の微地形が明瞭であり、それ以前の火山群との間には活動期のギャップが存在し、地形の開析程度もそれを支持する。

「吾妻山」地域では一切経山火山噴出物を覆う。以下、山元(2005)に基づき、層序及び岩相の概略を述べる。本地域内では五色沼火口噴出物や一切経山の山頂西側で

火口放出物などが見られるのみである。山元(2005)の層序では以下のようにユニット名が定義され、給源火口及び関連する放射性炭素年代あるいは対応する歴史時代噴火は下位から順に以下である。

- ・桶沼ユニット：桶沼火口 (6710 ± 40 yBP)
- ・五色沼ユニット：五色沼火口 (6250 ± 40, 6530 ± 50 yBP)
- ・浄土平 P1 ユニット：一切経南火口列
- ・小富士ユニット：小富士火口 (5900 ± 40 yBP ~ 4750 ± 60 yBP)
- ・一切経ユニット：一切経火口 (4340 ± 40 yBP)
- ・浄土平 JP2 ユニット：五色沼火口あるいは一切経火口 (4160 ± 40, 4110 ± 40, 3950 ± 40, 4230 ± 50



第5.25図 浄土平火山の火口分布
山元(2005)の第3図に加筆・修正。Fは断層。地形図は地理院地図(電子国土Web)を使用した。

yBP)

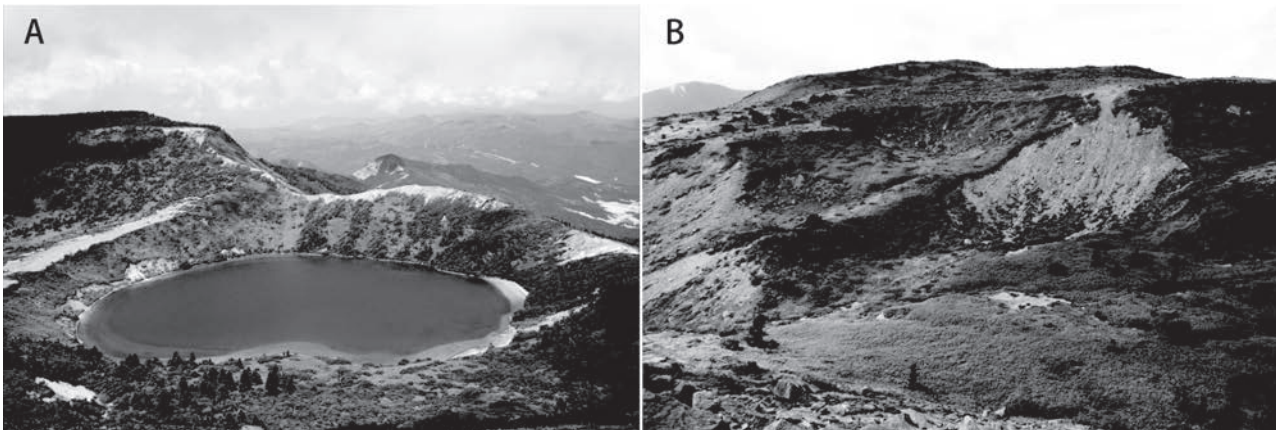
- ・浄土平 JP3 ユニット：一切経火口(直下の土壌から 3440 ± 40 yBP)
- ・浄土平 JP4 ユニット：一切経火口？(直下の土壌から 2790 ± 40 , 2650 ± 40 yBP)
- ・浄土平 JP5 ユニット：大穴火口あるいは硫黄平南火口列周辺？(直下の土壌から 2190 ± 50 , 1840 ± 40 yBP)
- ・浄土平 JP6 ユニット：硫黄平の南あるいは南西(直下の土壌から 1500 ± 40 , 1300 ± 40 yBP)

・大穴ユニット：大穴火口(西暦 1331 年頃噴火)

・浄土平 JP7 ユニット：大穴火口付近(西暦 1711 年頃噴火)

なお、さらに上位には燕沢火口列より放出された 1893–1895 年噴火噴出物を含むと思われる砂層が見られることがあるが、単独のユニットとしては識別できていない。

このように、それぞれの間には土壌層が挟在して 12 の降下火砕堆積物が識別されており、ブルカノ式噴火による降下火砕物を含むものは 5 ユニット、水蒸気噴火によ



第 5. 26 図 浄土平火山の五色沼火口と一切経南火口列

A：南方一切経山山頂付近より見た五色沼。

B：東方より見た一切経南火口列の一部。奥に平石山。平石山の手前は断層崖。



第 5. 27 図 浄土平火山，燕沢火口列の一部

手前に燕沢火口列の最大の火口，火口列はその右上の白色変質部へ続く。道路を挟んでその先に桶沼火砕丘。写真中央奥に吾妻小富士とその手前に浄土平。写真左は大穴火口（西方より望む）。

る堆積物のみからなる層は7ユニット(浄土平 Az-P1～P7)である。桶沼ユニットは明瞭な火砕丘地形を形成、最大規模の小富士ユニットは火砕丘及び大量の溶岩流を流出している(いずれも「福島」地域内のみ)。地質図では、これらのユニットのうち一切経ユニットの火口近傍相の火砕岩分布が顕著な部分のみを地質図に示し、それ以外の層厚に乏しい降下火砕物の分布は省略した。

五色沼ユニットは、本質物を含む粗粒な降下火砕物が確認されている。「吾妻山」地域内で確認できたのは五色沼南西側の1露頭のみで(第5.28図)、そこでは下位から30 cm以上の白色の粘土質火山灰基質を持つ最大径25 cmの変質した類質火山岩塊-火山礫層、64 cm層厚の平行層理を持つ暗灰色の安山岩細粒火山礫-火山灰層、22 cm層厚で最大径65 cmのスコリア質火山弾やパン皮状火山弾を含む安山岩火山岩塊-火山礫層からなる降下火砕物が露出している。最下位層が水蒸気噴火起源、上位2層がブルカノ式噴火起源である。

一切経ユニットは一切経山の西側に形成された火口から放出された降下火砕物である。火口縁南東では径45 cm以下のスコリア質火山弾やパン皮状火山弾を含む、黒色ないし暗灰色の火山岩塊-火山礫層で、層厚は3 m以上のブルカノ式噴火による降下火砕物を主体とし、弱溶結部も認められる(第5.29図)。同質の火砕物は一切経山山頂付近にかけてと一切経山南西1 km付近まで広く分布あるいは点在している。これらの岩質はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩である。

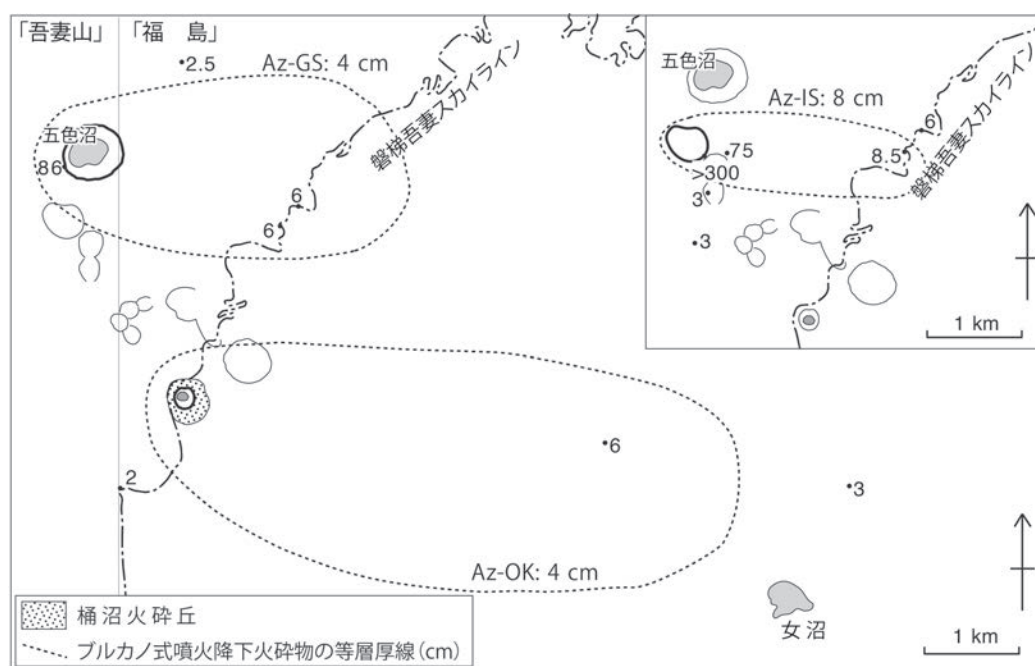
浄土平 Az-JP1～JP7ユニットのうち、JP1～JP4ユ

ニットの給源は「吾妻山」地域内の火口と推定されている(第5.30図)。いずれも水蒸気噴火の降下堆積物であり、本地域内で確認された層厚は最大でも5 cm(JP4ユニット)である。そのほかではP7ユニットの降下火砕物が燕沢火口列西側で11 cm厚、大穴ユニットのブルカノ式噴火及び水蒸気噴火による降下火砕物も「吾妻山」地域で確認されている(第5.31図)。大穴ユニットの降下火砕物には最大径4 m以上のパン皮状火山弾が多数含まれる(第5.32図)。「吾妻山」地域では蓬萊山東方に顕著に分布するが、着地衝撃による破碎を被っていること、谷埋め地形をしていないことなどから山元(2005)はこれを火砕流由来ではなく、指向性を持って弾道放出されたものであると判断した。

なお、最大の噴火である小富士ユニットのブルカノ式噴火による降下火砕物は、「福島」地域との境界付近で約30 cm層厚の火山灰層であり、主軸は東方に向かっており、吾妻山地域での分布は狭い。最下位の桶沼ユニットの分布は「吾妻山」地域では確認されていない(山元, 2005)。

5.1.15 吾妻火山の岩石

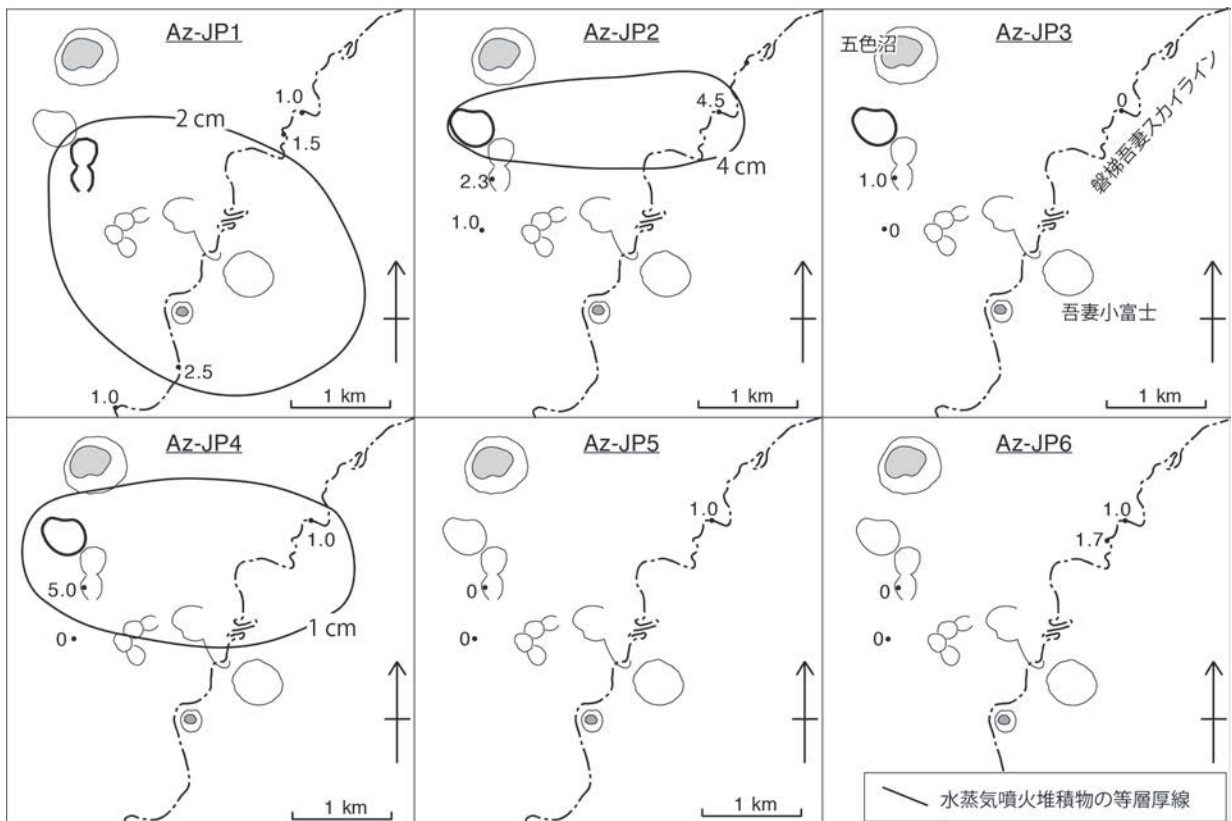
吾妻火山の岩石は、斜長石、斜方輝石、単斜輝石の斑晶及び少量の鉄チタン鉱物の小型斑晶を常に含み、石英やかんらん石斑晶を含むことも多い。しばしば石英とかんらん石は共存する。Takahashi *et al.* (2013)の測定した斑晶モード組成によれば、斜長石は5.1～29.7 vol.%, かんらん石は0～3.0 vol.%, 単斜輝石は2.2～10.2 vol.%,



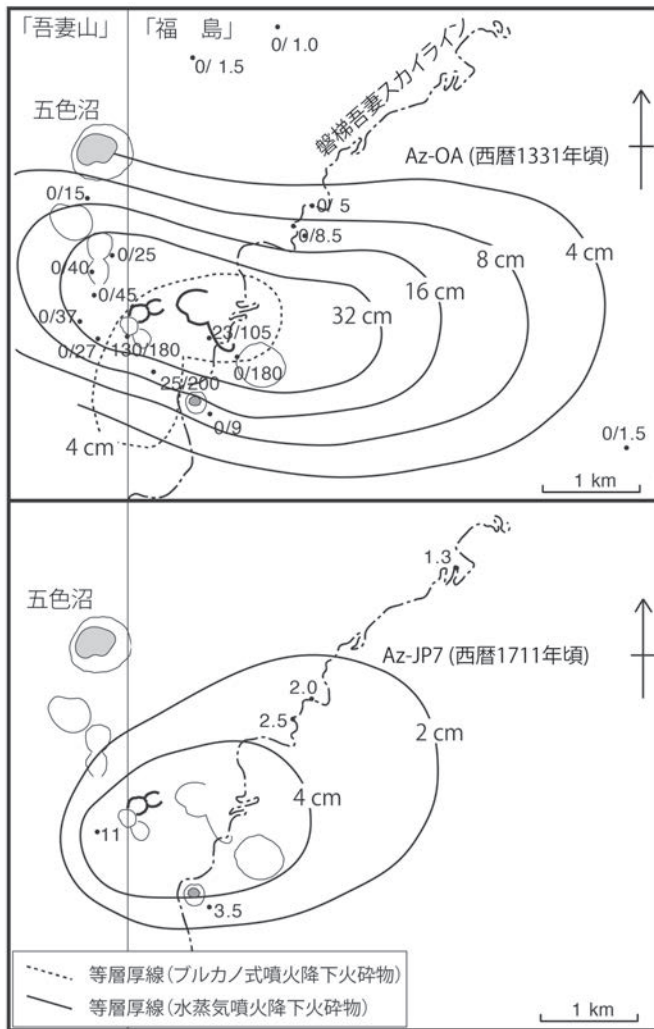
第5.28図 浄土平火山、五色沼ユニットの降下火砕物の分布
山元(2005)の第5図に加筆修正。記号は本文参照。



第 5. 29 図 浄土平火山, 一切経ユニットの火砕岩
一切経山南西斜面の弱溶結したスコリアや火山弾の露頭, 類質岩片も含まれる.
ハンマーの長さは約 33 cm (北緯 37 度 44 分 01.3 秒, 東経 140 度 14 分 33.7 秒).



第 5. 30 図 浄土平火山, Az-JP1 ~ JP6 ユニットの降下火砕物の分布
山元 (2005) の第 6 図に加筆修正. 記号は本文参照.



第5. 31図 浄土平火山，大穴ユニットの降下火砕物の分布
 西暦1331年頃の噴出物(Az-OA)はマグマ噴火(ブルカノ式)と水蒸気噴火の噴出物が区別されている。西暦1711年頃の噴火(Az-JP7)は水蒸気噴火のみ。山元(2005)の第9図に加筆修正。



第5. 32図 浄土平火山，大穴ユニットから放出されたパン皮状火山弾
 蓬莱山東方の「福島」地域との境界付近。最大のものは直径4 mに達する。ハンマーの長さは約33 cm(北緯37度43分19.4秒，東経140度14分47.0秒)。

斜方輝石は0～3.0 vol.%，石英は0～1.5 vol.%，鉄チタン鉱物は0～1.7 vol.%となっている。また，石基量は全岩の58.4～84.5 vol.%を占める。

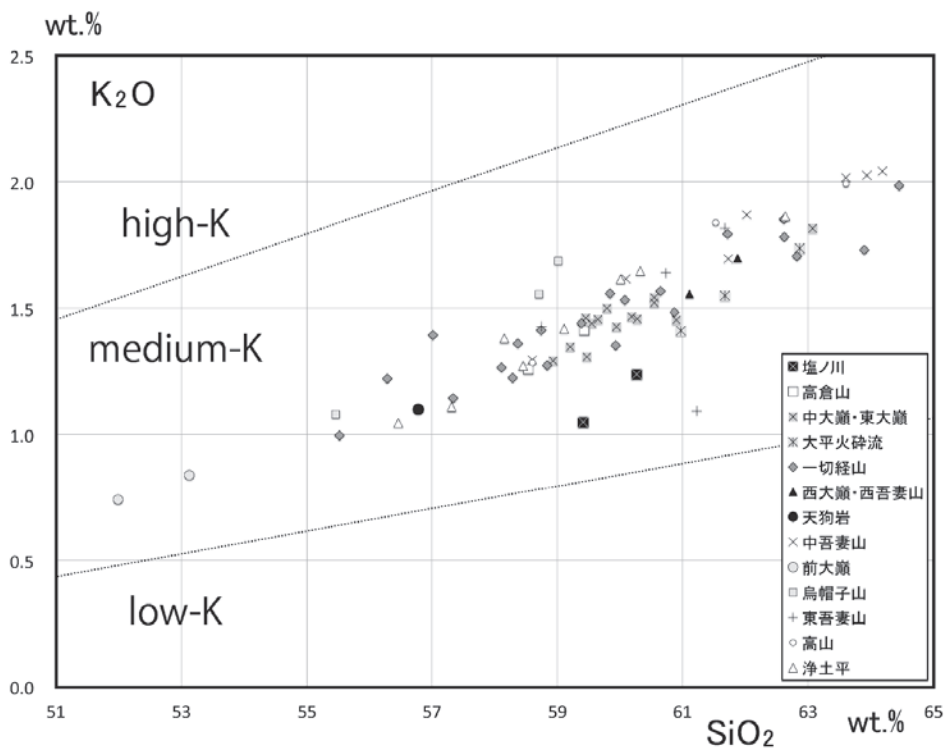
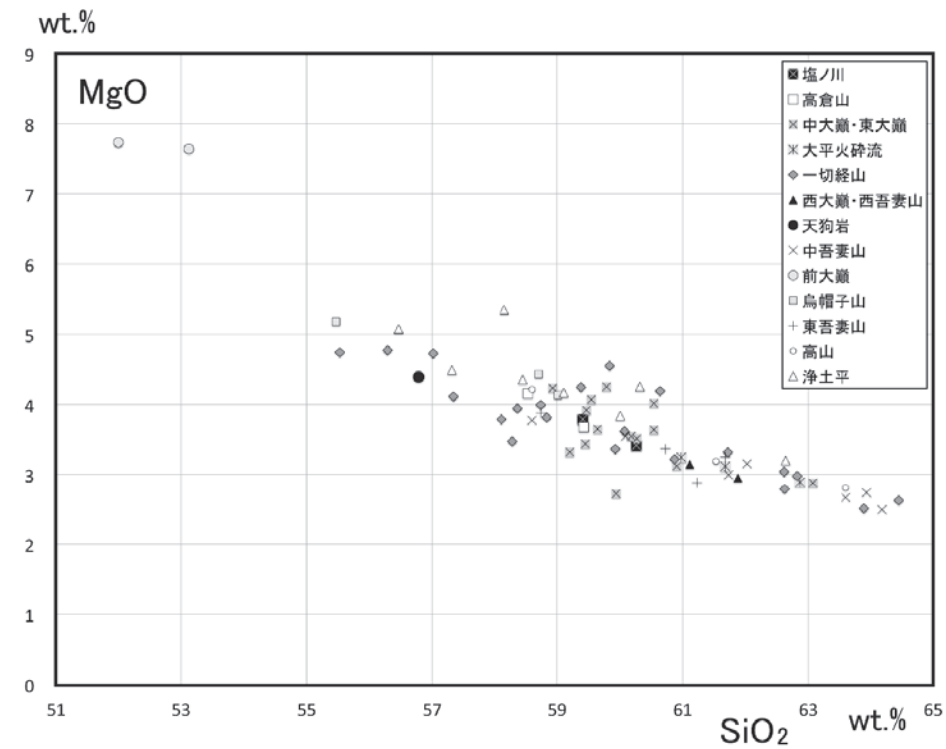
今回の調査で採取し全岩主成分を分析した試料は，SiO₂含有量が55 wt.%以上の玄武岩質安山岩及び安山岩を主体とし，一部はSiO₂が65 wt.%に近いデイサイト

組成である。また，前大巔火山噴出物のみが52～53 wt.%の玄武岩ないし玄武岩質安山岩であり，他の火山噴出物との間に組成的なギャップが存在する。これらの全岩化学組成を第5. 1表及び第5. 33図に示す。分析試料の採取地点は第5. 34図に示した。

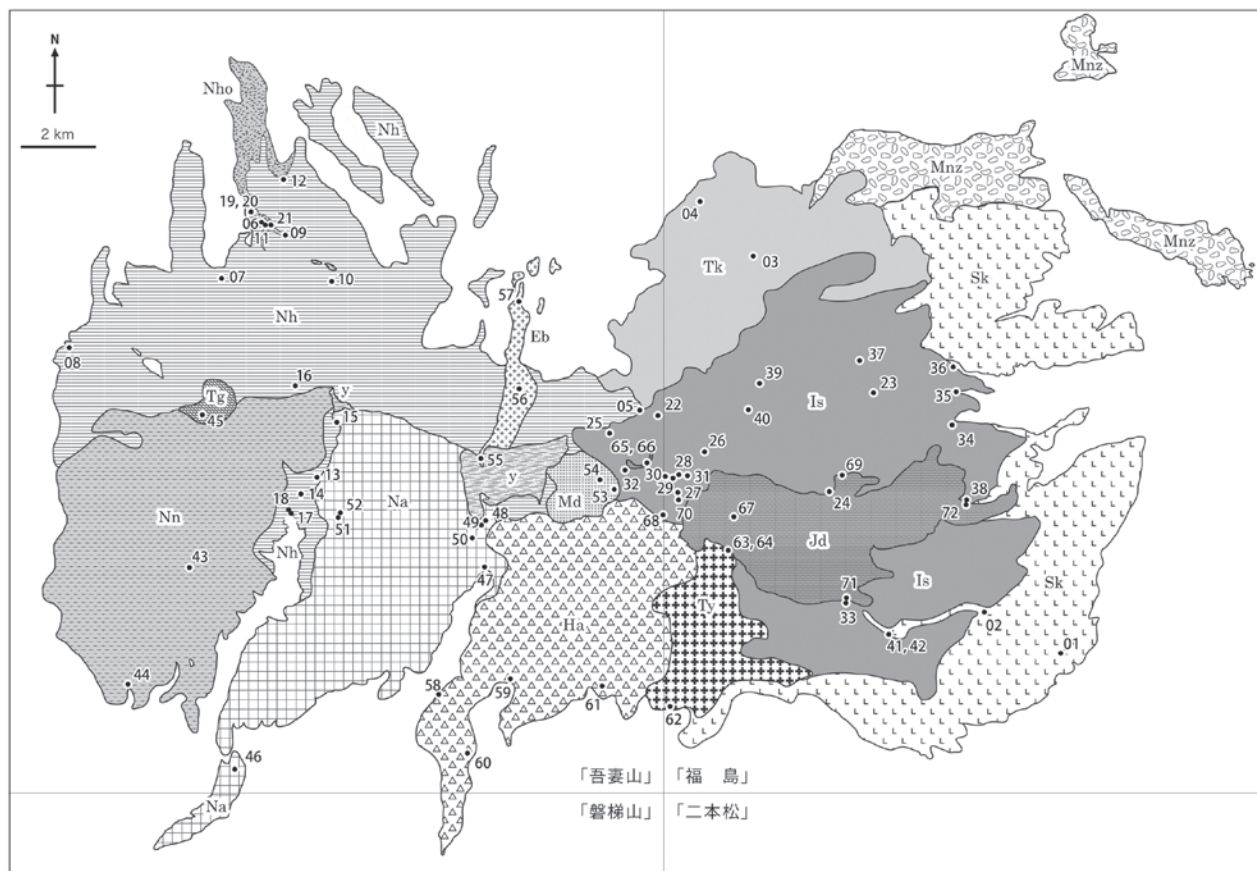
第 5. 1 表 吾妻火山噴出物の全岩主成分組成

分析は蛍光 X 線分析による (Philips PW1404)。全鉄を Fe₂O₃ で表し、100% に規格化した。地層名記号は地質図と同じ。斑晶の記号は Ol : かんらん石, Opx : 斜方輝石, Cpx : 単斜輝石, Qz : 石英。○は特に多いもの、△は少量あるいは含有。試料採取地点は第 5. 34 図に示した。緯度経度は世界測地系による。

番号	地質標本館 登録番号	地層名 記号	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	北緯	東経	産地概略	斑晶 (FeTi 鉱物を除く)			
																Ol	Opx	Cpx	Qz
01	R109273	Sk	60.26	0.80	15.96	8.80	0.14	3.44	6.87	2.38	1.24	0.12	37.69673	140.33700	塩ノ川下流	△	○	○	
02	R109274	Sk	59.41	0.73	16.07	8.99	0.14	3.78	7.55	2.18	1.05	0.10	37.70478	140.31998	塩ノ川, 思いの滝	△	○	○	
03	R109275	Tk	59.43	0.72	15.86	8.87	0.19	3.70	7.29	2.42	1.41	0.10	37.77317	140.26666	松川支流, 蟹ヶ沢			○	○
04	R109276	Tk	58.53	0.75	15.90	9.13	0.18	4.17	7.57	2.39	1.26	0.11	37.78399	140.25473	五色温泉南方	△	○	○	
05	R109277	Nh	58.93	0.74	16.82	8.06	0.13	4.25	7.16	2.50	1.29	0.11	37.74385	140.24080	家形山		○	○	○
06	R109278	Nh	60.54	0.77	15.74	7.93	0.13	3.56	7.10	2.62	1.52	0.10	37.77993	140.15370	大平温泉, 火燭滝下			○	○
07	R109279	Nh	60.18	0.75	15.79	8.29	0.15	3.56	6.94	2.76	1.47	0.12	37.76857	140.14516	明道沢 (天元台)	?	○	○	○
08	R109280	Nh	59.64	0.82	16.06	8.37	0.13	3.65	7.04	2.70	1.46	0.13	37.75571	140.10951	大樽川, 黒滝		○	○	○
09	R109281	Nh	59.79	0.76	16.31	8.55	0.14	4.28	6.34	2.25	1.50	0.10	37.77736	140.15918	間々川 (火砕流より上位)		○	○	○
10	R109282	Nh	59.55	0.76	15.87	8.33	0.14	4.09	7.17	2.54	1.44	0.11	37.76850	140.17001	間々川 (火砕流より上位)		○	○	○
11	R109283	Nh	60.91	0.75	16.43	8.09	0.12	3.14	6.65	2.35	1.45	0.12	37.77932	140.15450	大平温泉, 火燭滝上			○	○
12	R109284	Nh	59.47	0.76	16.45	8.18	0.13	3.92	7.18	2.48	1.31	0.12	37.78794	140.15875	座々沢 (火砕流より下位?)		○	○	○
13	R109285	Nh	63.07	0.71	15.49	7.13	0.12	2.89	5.96	2.71	1.82	0.11	37.73074	140.16615	中津川, 朱滝			○	○
14	R109286	Nh	59.94	0.91	16.75	8.37	0.13	2.74	6.81	2.77	1.43	0.15	37.72796	140.16316	中津川, 朱滝の下位	?	○	○	○
15	R109287	Nh	60.27	0.79	16.13	8.33	0.13	3.53	6.74	2.51	1.46	0.12	37.74139	140.17122	中津川上流	△	○	○	△
16	R109288	Nh	60.54	0.72	15.71	7.82	0.13	4.02	6.78	2.63	1.54	0.12	37.74834	140.16157	中津川上流	◎	○	○	△
17	R109289	Nh	59.20	0.96	16.46	8.29	0.13	3.55	7.23	2.89	1.35	0.15	37.72437	140.16033	中津川, 熊落滝(下部ユニット)			○	○
18	R109290	Nh	59.45	0.85	15.88	8.91	0.18	3.45	6.93	2.74	1.46	0.14	37.72470	140.16070	中津川, 熊落滝(上部ユニット)	△	○	○	○
19	R109291	Nho	62.87	0.69	15.57	7.14	0.12	2.91	6.22	2.65	1.74	0.10	37.78170	140.15113	大平温泉北, 溶結レンズ			○	○
20	R109291	Nho	60.98	0.69	16.17	7.69	0.14	3.27	6.90	2.64	1.41	0.11	37.78170	140.15113	大平温泉北, 基質(19と同一試料)				
21	R109292	Nho	61.68	0.72	15.88	7.64	0.13	3.15	6.51	2.63	1.55	0.11	37.77934	140.15557	間々川, 大平温泉上流, 全岩			○	○
22	R109293	Is	56.29	0.82	16.80	8.79	0.14	4.77	8.59	2.45	1.22	0.13	37.74299	140.24473	家形山東方 (五色沼北)	(△)	○	○	○
23	R109294	Is	63.90	0.72	16.56	6.52	0.10	2.51	5.15	2.70	1.73	0.12	37.74725	140.29475	不動沢, 不動滝			○	○
24	R109295	Is	61.72	0.76	15.65	7.63	0.12	3.34	6.29	2.58	1.79	0.11	37.72807	140.28436	微温湯温泉西, 姥滝			○	○
25	R109296	Is	58.84	0.86	15.90	8.92	0.14	3.86	7.47	2.61	1.27	0.12	37.73961	140.23391	大倉深沢 (家形山南)	△	○	○	
26	R109297	Is	64.45	0.69	15.81	6.11	0.11	2.64	5.39	2.72	1.99	0.10	37.73581	140.25578	一切経山東 (らくだ山?)			○	○
27	R109298	Is	58.74	0.80	16.18	8.55	0.14	4.13	7.36	2.55	1.41	0.15	37.72826	140.24915	一切経山東 (下位溶岩)	◎	○	○	△
28	R109299	Is	57.34	0.82	16.76	8.96	0.14	4.17	8.12	2.44	1.14	0.11	37.73131	140.25020	一切経山東 (下位溶岩)			○	○
29	R109300	Is	62.61	0.74	15.52	7.15	0.13	3.05	6.12	2.70	1.85	0.13	37.73092	140.24853	一切経山東 (上位溶岩)	◎	○	○	◎
30	R109301	Is	57.02	0.80	16.63	8.60	0.14	4.75	8.14	2.38	1.39	0.14	37.73082	140.24694	一切経山東 (最上位溶岩)	◎	○	○	◎
31	R109302	Is	60.87	0.76	16.10	7.82	0.14	3.25	6.86	2.59	1.48	0.12	37.73094	140.25138	一切経山東 (最下位溶岩?)	△	○	○	△
32	R109303	Is	58.29	0.84	16.81	8.65	0.13	3.48	7.80	2.65	1.22	0.13	37.73253	140.23730	一切経山西, 平石山			○	○
33	R109304	Is	59.93	0.79	16.42	8.37	0.14	3.40	6.86	2.60	1.35	0.13	37.70687	140.28818	塩ノ川			○	○
34	R109305	Is	62.62	0.73	15.55	7.69	0.11	2.80	5.90	2.71	1.78	0.10	37.74087	140.31273	須川			○	○
35	R109306	Is	58.11	0.70	16.48	9.05	0.20	3.80	7.97	2.34	1.27	0.09	37.74738	140.31352	不動沢	△	○	○	
36	R109307	Is	58.37	0.77	16.51	8.49	0.13	3.97	7.95	2.37	1.36	0.09	37.75205	140.31298	高湯			○	○
37	R109308	Is	60.64	0.71	15.79	8.12	0.13	4.20	6.41	2.34	1.57	0.10	37.75329	140.29153	磐梯吾妻スカイライン		○	○	△
38	R109309	Is	59.84	0.71	15.59	8.04	0.15	4.57	6.97	2.48	1.56	0.11	37.72607	140.31571	微温湯温泉東方		○	○	△
39	R109310	Is	55.53	0.89	16.75	10.32	0.16	4.77	8.38	2.08	1.00	0.13	37.74898	140.26855	家形山東方, 岩塊	△	○	○	△
40	R109311	Is	60.07	0.71	16.12	8.21	0.18	3.64	6.99	2.44	1.53	0.10	37.74389	140.26584	不動沢歳上	△	○	○	△
41	R109312	Is	62.82	0.71	15.81	6.82	0.12	2.98	6.24	2.69	1.71	0.10	37.70055	140.29878	塩ノ川, つばくろ滝 (下位)			○	○
42	R109313	Is	59.38	0.71	15.54	8.24	0.13	4.26	7.71	2.47	1.44	0.10	37.70074	140.29773	塩ノ川, つばくろ滝 (上位)			○	○
43	R109314	Nn	61.11	0.74	16.61	7.57	0.12	3.15	6.44	2.58	1.56	0.12	37.71293	140.13716	中ノ沢			○	○
44	R109315	Nn	61.88	0.77	15.57	7.57	0.12	2.97	6.44	2.85	1.70	0.12	37.69122	140.12268	小野川, 不動滝			○	○
45	R109316	Tg	56.78	0.84	17.04	9.47	0.15	4.38	7.67	2.45	1.10	0.11	37.74300	140.14006	吾妻山, 天狗岩	◎	○	○	
46	R109317	Na	58.60	0.82	16.47	8.92	0.14	3.79	7.35	2.49	1.29	0.12	37.67427	140.14770	中津川下流			○	○
47	R109318	Na	63.60	0.71	15.50	6.77	0.10	2.68	5.70	2.81	2.02	0.10	37.71379	140.20507	大倉川, 大滝			○	○
48	R109319	Na	61.73	0.72	15.80	7.63	0.10	3.01	6.52	2.70	1.70	0.10	37.72286	140.20508	大倉川 (小滝)			○	○
49	R109320	Na	60.09	0.75	15.85	8.11	0.14	3.61	7.03	2.70	1.62	0.11	37.72207	140.20381	大倉川 (小滝下, 右岸下部)			○	○
50	R109321	Na	63.94	0.68	15.17	6.75	0.11	2.74	5.69	2.79	2.03	0.11	37.71935	140.20221	大倉川 (大滝・小滝間右岸上部)			○	○
51	R109322	Na	62.02	0.70	15.77	7.21	0.14	3.15	6.36	2.67	1.87	0.10	37.72331	140.17141	中津川支流権現沢 (52の下位?) (△)			○	○
52	R109323	Na	64.19	0.67	17.28	6.49	0.10	2.51	4.17	2.46	2.04	0.09	37.72403	140.17171	中津川支流権現沢 (51の上位?) (△)			○	○
53	R109324	Md	51.99	0.87	16.47	9.92	0.16	7.71	9.77	2.24	0.74	0.13	37.72857	140.23495	前大蔵	◎	○	○	△
54	R109325	Md	53.13	0.82	15.76	9.75	0.16	7.64	9.58	2.27	0.84	0.05	37.73057	140.23190	前大蔵	◎	○	○	△
55	R109326	Eb	55.47	0.86	16.69	9.34	0.15	5.18	8.74	2.37	1.08	0.13	37.73463	140.20417	谷地平			○	○
56	R109327	Eb	59.01	0.81	16.16	8.03	0.14	4.17	7.30	2.56	1.69	0.13	37.74796	140.21294	鳥帽子山	◎	○	○	
57	R109328	Eb	58.71	0.77	16.10	8.05	0.13	4.47	7.52	2.58	1.56	0.13	37.76458	140.21293	大滝沢			○	○
58	R109329	Ha	60.72	0.77	15.84	8.01	0.13	3.38	6.88	2.53	1.64	0.11	37.68889	140.19441	大倉川	△	○	○	
59	R109330	Ha	58.75	0.81	16.48	8.50	0.14	3.90	7.39	2.48	1.43	0.13	37.69198	140.21106	井戸尻川源頭部			○	○
60	R109331	Ha	61.23	0.85	15.93	7.87	0.15	2.90	6.52	3.23	1.09	0.22	37.67728	140.20093	井戸尻川			○	○
61	R109332	Ha	61.68	0.77	15.59	7.89	0.13	3.27	6.20	2.55	1.82	0.11	37.69046	140.23201	磐梯吾妻スカイライン, 転石			○	○
62	R109333	Ta	61.53	0.78	15.67	7.69	0.13	3.21	6.53	2.51	1.84	0.12	37.68678	140.24810	高山南方, 暮滝			○	○
63	R109334	Ta	58.60	0.72	16.06	8.67	0.13	4.23	7.86	2.35	1.29	0.09	37.71690	140.26050	塩ノ川上流 (上位)			○	○
64	R109335	Ta	63.60	0.71	15.82	6.84	0.12	2.80	5.46	2.56	1.99	0.10	37.71675	140.26037	塩ノ川上流 (下位)			○	○
65	R109336	Jd	58.45	0.71	16.35	8.48	0.14	4.38	7.71	2.41	1.27	0.10	37.73387	140.24314	一切経火口, 火山弾	△	○		



第 5. 33 図 吾妻火山噴出物の全岩化学組成の変化図
 全岩主成分組成のうち、 SiO_2 に対する MgO と K_2O の変化を示した。試料採取地点は第 5. 34 図。



第 5. 34 図 全岩化学組成分析試料の採取地点の概略図
 採取地点は「吾妻山」地域と東隣「福島」地域にまたがる。詳細な採取地点は第 5. 1 表に緯度
 経度で示してある。

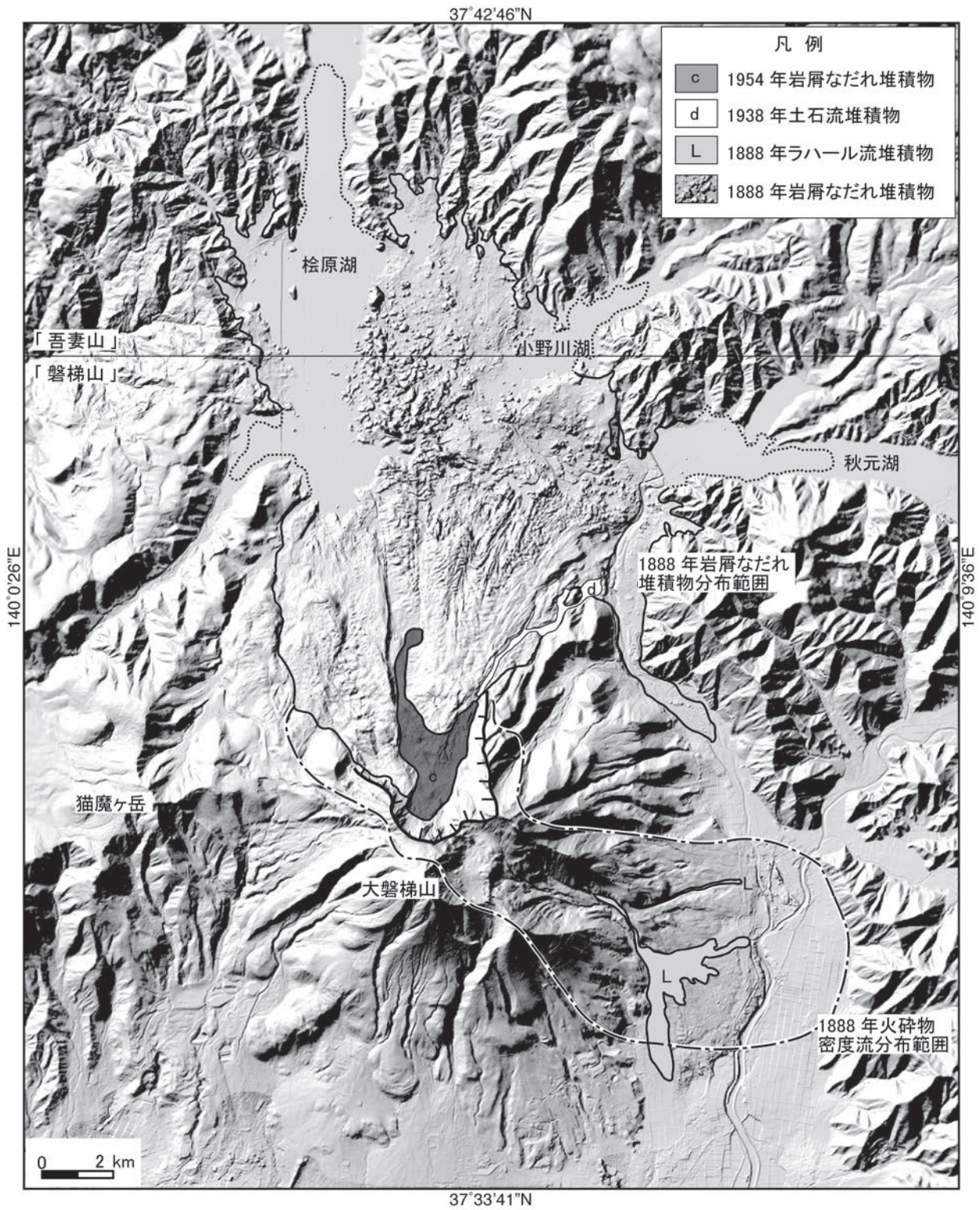
5. 2 磐梯火山 1888 年岩屑なだれ堆積物 (Bd)

磐梯火山 1888 年噴火時の山体崩壊で発生した岩屑なだれ堆積物である (Nakamura, 1978; 中村・グリッケン, 1988)。この噴火は、高温マグマの関与しない典型的な水蒸気爆発で、7 月 15 日の朝、強い地震に引き続いて発生した (Yamamoto *et al.*, 1999)。噴火は以前から噴気が盛んであった磐梯山北斜面の上の湯付近 (南隣「磐梯山」地域) から始まり、噴煙は最高で 4~5 km ほど上昇し、降灰域は太平洋岸にまで広がった。活動の規模は最初の 30~40 分間が特に激しかったものの、次第に治まり、約 2~3 時間で主な活動は終息したと記録されている (Sekiya and Kikuchi, 1890)。

分布 磐梯山の北斜面が崩壊して発生した岩屑なだれ堆積物の総量は約 1.5 km³ で、磐梯山北山麓を埋め、小野川湖・秋元湖などの湖沼群を生成し、流れ山と呼ばれる小丘を無数に形成した (Nakamura, 1978; 中村・グ

リッケン, 1988; 第 5. 35 図)。小野川湖、曾原湖、小野川湖の湖底には本堆積物が分布することがわかっている (川辺ほか, 1993; 国土地理院, 2003)。

岩相 露頭での岩屑なだれ堆積物は、新鮮なものから温泉変質により赤褐色~白色化したものまでの多様な安山岩からなる火山角礫岩・凝灰角礫岩で構成されている。一般に流れ山の内部には、破碎後も元の山体の内部構造をある程度保存した部分、すなわち、粗粒砂から火山岩塊の集合から構成されていても、隣接した岩片同士が同種の岩石からなり、強い変形を被りながらも元の地質境界がたどれる産状を示すものが多い。このような部分は岩屑なだれ堆積物の岩塊相に相当するもので、流れの中に粒子の攪拌の程度が著しく低い部分があったことを意味している。一方、流れ山間の低地部や岩塊相間の隙間には、淘汰の悪い泥質の基質支持で多種の岩片の混じった岩相が見いだされ、これは岩屑なだれ堆積物の基質相に相当するものである。



第 5. 35 図 磐梯火山 1888 年噴火堆積物の分布
 地形陰影図は地理院地図（電子国土 Web）。

第6章 更新世～完新世の堆積物

(中野 俊・山元孝広・古川竜太)

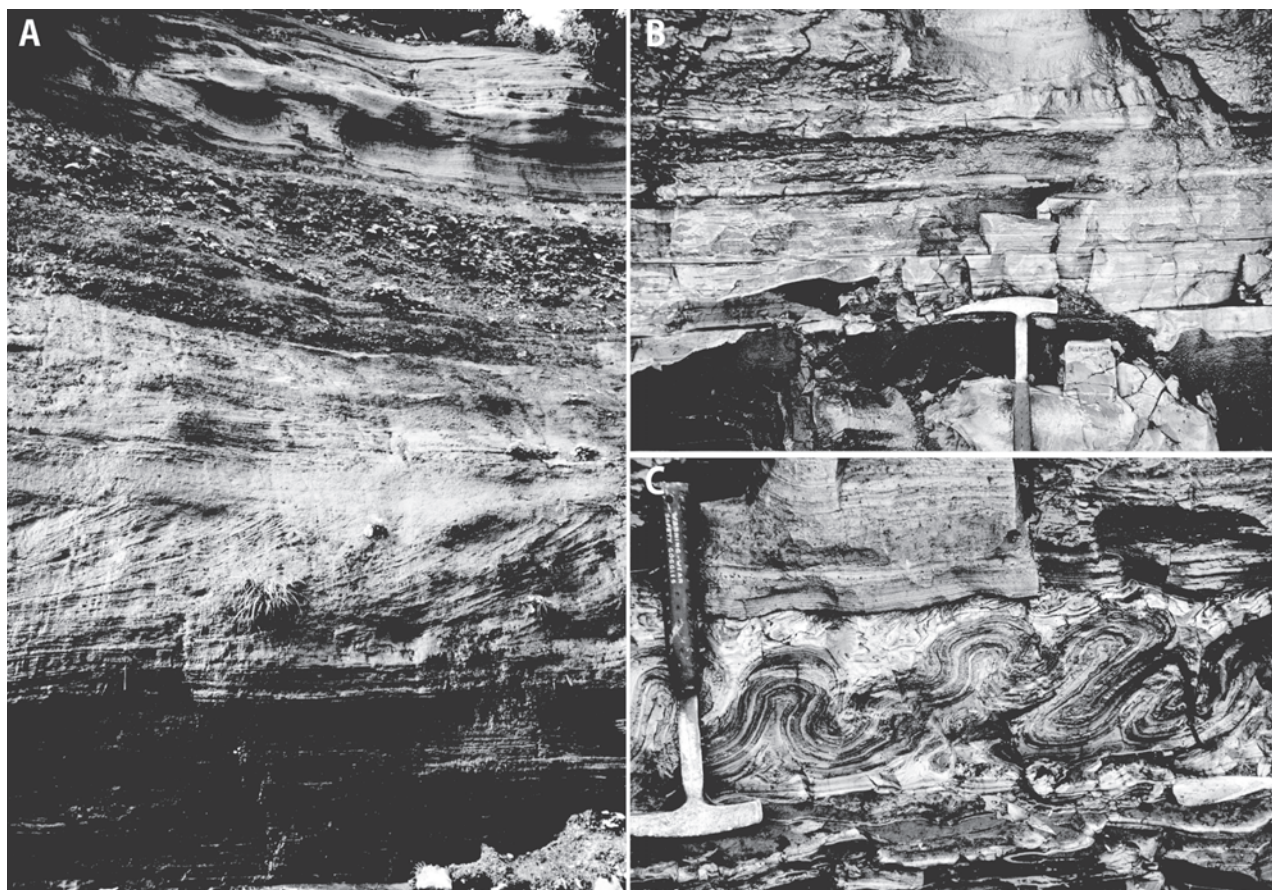
6.1 谷地平湖成堆積物(y)

吾妻火山の中心部、大倉川源頭部の谷地^{やちだいら}平に分布する湖成堆積物はNEDO(1991)により谷地平層と命名され、東吾妻山による堰止めとされた。本報告では中津川上流部の湖成堆積物を含め、あわせて谷地平湖成堆積物と定義し、中吾妻山形成後の堆積物とする。

本堆積物の大部分は、谷地平にかつて存在した凹地に堆積した未固結ないし半固結のシルト、砂及び礫層であ

る(第6.1図)。一部に細礫を含む。最下部に非溶結の火砕流堆積物を挟む(第6.2図)。大倉深沢では上流に行くにつれ土石流堆積物が卓越する。確認できるだけでも7枚の土石流堆積物を挟み、次第に砂層が減少する。

最下部の火砕流堆積物の下限は不明であるが、確認できる最大層厚は2m以上である。上位を不整合で平行葉理の発達した、一部は無層理の砂・シルト層に覆われる。最大径30cmのスコリア、最大径10cmの軽石を含み、いずれも発泡がよい。基質はシルトないし極細粒砂から

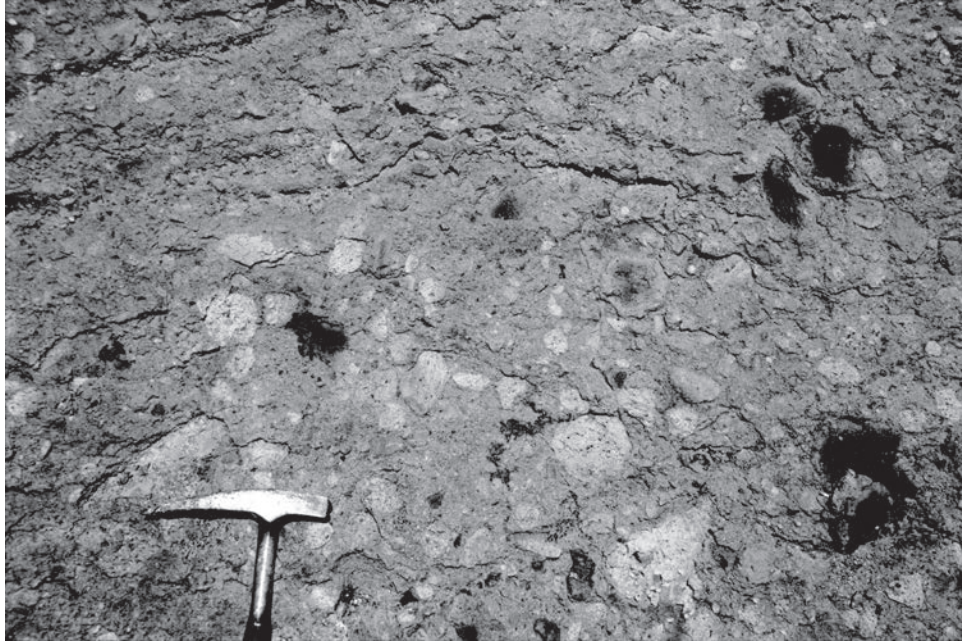


第6.1図 谷地平湖成堆積物の露頭(谷地平)

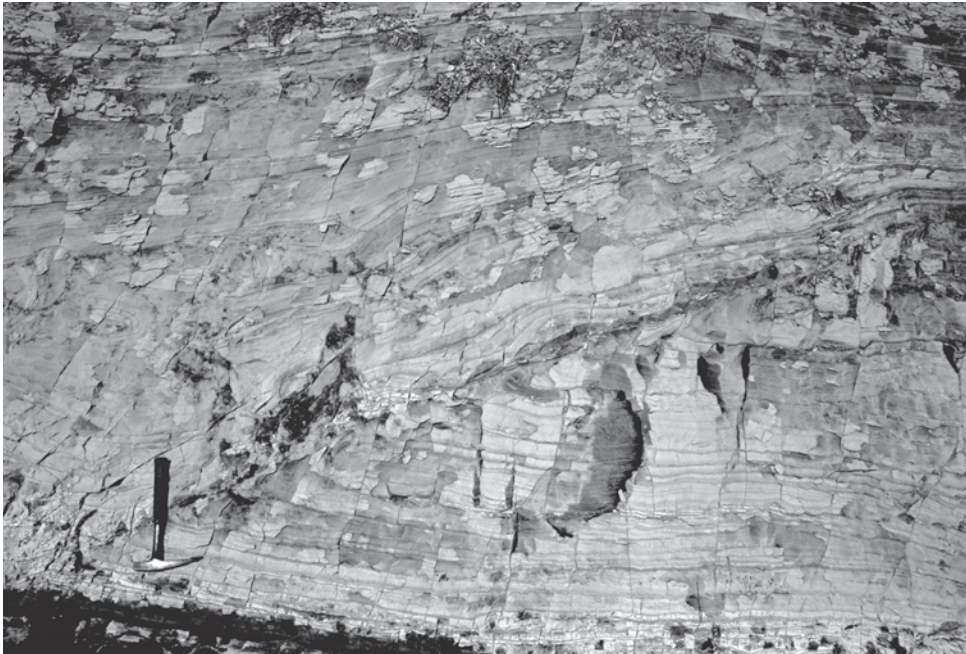
A: 下位から、葉理の発達した砂層(2m厚)、薄いシルト層を挟んで斜交層理の発達したシルト・砂層(1m)、土石流を挟む葉理の発達した砂層(3m)、土石流(3m)、葉理の発達した砂層(5m厚)が重なる(谷地平小屋の北方約250m、北緯37度43分48.6秒、東経140度12分36.3秒)。

B: 火砕流堆積物を不整合に覆う、平行葉理の発達したシルト層(谷地平小屋の西南西約250m、北緯37度43分36.8秒、東経140度12分23.2秒)。

C: 平行葉理の発達した湖成堆積物中に見られる層内褶曲。ハンマーの長さは約33cm(谷地平小屋の北方約100m、北緯37度43分42.3秒、東経140度12分34.0秒)。



第 6. 2 図 谷地平湖成堆積物の最下部に露出する火砕流堆積物
非溶結で軽石及びスコリアを含む(谷地平小屋の西南西約 250 m, 北緯 37 度 43 分 36.8 秒,
東経 140 度 12 分 23.2 秒).



第 6. 3 図 谷地平湖成堆積物の露頭(中津川上流)
葉理の発達したシルト層及び砂層(シルト>砂). ハンマーの長さは約 33 cm(中津川上流,
ヤケノママ北方, 標高 1,590 m 付近, 北緯 37 度 44 分 44.6 秒, 東経 140 度 10 分 15.1 秒).

なり, 基質支持で非溶結である. 縞状スコリアも認められる. 軽石・スコリアとも風化が著しい. スコリア片の岩質は斜方輝石単斜輝石安山岩である.

また, 中津川源頭部にも湖成堆積物が存在する(第

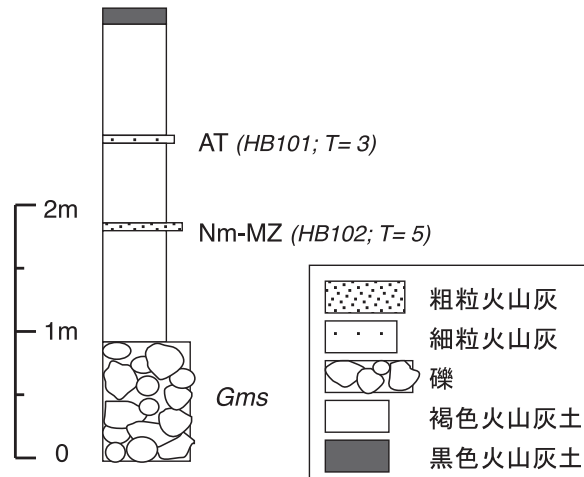
6. 3 図). 確認できる最大層厚は 15 m で, 葉理の発達したよくしまったシルト及び砂層からなる. 最下部に土石流堆積物も見られることもある. 中吾妻山火山噴出物の形成により堰止められたと考えられる.

6.2 中位段丘堆積物 (tm)

分布 本段丘堆積物は本地域西部の白布峠^{しらぶとうげ}を挟んだ山形県・福島県両側の山間部に断片的に分布し、段丘化した山麓緩斜面を構成している。

岩相 本段丘堆積物は、巨礫～中礫・砂からなる土石流堆積物や高密度洪水流堆積物とこれを覆う層厚2m前後の土壌化した風成堆積物からなる。土石流堆積物は、基質支持で粗粒～中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い亜角礫～亜円礫からなる。また、高密度洪水流堆積物は、岩片混じりで連続性の悪い平行層理を持つ粗粒砂～細礫^{あららぎ}や淘汰の悪い塊状の粗粒砂からなる。福島県北塩原村蘭峠には平行層理を持つ砂・泥が局所的に分布しており、堰止め湖の堆積物とみられる。

本段丘の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、福島県北塩原村^{むせざわ}早稲沢^{ぬまざわ}では沼沢水沼テフラ、始良Tnテフラを挟んでいる(山元, 2012; 第6.4図; 第6.1表)。



第6.4図 中位段丘堆積物の露頭柱状図

福島県北塩原村早稲沢(北緯37度43分55秒, 東経140度04分32秒)。AT = 始良Tnテフラ; Nm-MZ = 沼沢水沼テフラ; Gms = 基質支持で塊状の礫。HB101, HB102は試料番号。T: 層厚(cm)。テフラの特徴は第6.1表を参照のこと。

第6.1表 テフラ層の特徴

AT = 始良Tnテフラ; Nm-MZ = 沼沢水沼テフラ

鉱物組成: Bt = 黒雲母; Cpx = 斜方輝石; Cum = カミングトン閃石; Hb = 普通角閃石; Opx = 斜方輝石;

Qz = 石英; [] = 微量成分

産出層準は第6.4図を参照のこと。山元(2012)による。

ユニット	試料番号	鉱物組成	屈折率モード			
			火山ガラス (n)	Opx (γ)	Hb (n2)	Cum (n2)
AT	HB101	glass >> [Opx, Hb, Cpx, Bt]	1.498-1.501 (100%)	[1.730-1.734 (30%)]		
Nm-MZ	HB102	Hb > Opx, Cum, [Cpx, Bt]; Qz	1.499-1.501 (100%)	1.702-1.714 (100%)	1.671-1.684 (90%)	1.657-1.662 (100%)

年代・対比 本段丘の被覆風成層中部に挟まれる沼沢水沼テフラの噴火年代は約5万年前である(山元, 2003; 山元・長谷部, 2014)。テフラの年代と海洋酸素同位体ステージとの関係から判断すると、本段丘を構成する土石流堆積物等の離水時期はMIS5.4-5.2と考えられる。

6.3 地すべり堆積物 (l)・斜面堆積物 (s)・現河床堆積物 (a)

本地域の谷沿い及び山岳斜面には岩塊・礫・砂などから構成される未固結の堆積物が分布する。これらは地形的特徴から以下の3種類に区分される。

地すべり堆積物 (l) は特に吾妻山の北麓に広く分布し、火山体のなす台地の末端に地すべり移動体が見られる。

斜面堆積物 (s) は谷間の緩斜面に分布し、崖錐堆積物、崩積堆積物、高位段丘が斜面化したものを含む。

現河床堆積物 (a) は現在の河床沿いに分布する。

第7章 地質構造

(山元孝広)

本地域は、東北本州弧の脊梁である奥羽山地に位置している。この山地は後期中新世以降に隆起を始めたもので、現在はその東西両縁に山地側上昇の逆断層が発達している。本地域の中央部から東部には、吾妻火山の基盤である白亜紀の花崗岩類が標高1,500m前後の山地を構成しており、隆起域の中核となっている。重力図(第7.1図)では、花崗岩類分布域が顕著な高重力部となっている。

本地域の重要な地質構造要素は、後期中新世～鮮新世の珪長質火山活動によるカルデラ陥没構造(山元, 1994)と、これを切断するより新しい時代の断層である。吾妻火山の南には木地小屋カルデラ・横向カルデラ、北には板谷カルデラがあり、周辺基盤の高重力域に対して顕著な低重力異常をつくっている(第7.1図)。一方、本地域の西部にある大峠カルデラは、カルデラ埋積層と周辺

基盤の新第三系との密度差が小さいため、重力図では陥没構造がほとんど確認できない。

川桁山断層は、元々は辻村(1932)が南隣「磐梯山」地域内の猪苗代湖東岸の直線上の急崖を呼んだもので、断層東側の主に先新第三系から構成される山地と、猪苗代低地帯との地形的境界をなしている。この地形的境界は顕著な重力急傾斜帯となっており、断層を境にした東隆起の基盤の落差があるものと解釈されている(駒澤ほか, 1988)。この重力急傾斜帯の北への延長部に相当する東隆起の断層が本地域のほぼ中央を南北に横切っており、本報告ではこの断層も含めて川桁山断層と呼ぶ(第7.1図)。八谷断層(新称)は北西隣「玉庭」地域内の小屋断層(柳沢・山元, 1998)から分岐して延びる南西隆起の断層である。なお、本地域内の断層で、活断層と認定されたものはない。



第7.1図 本地域の重力図と主要な断層及びカルデラ陥没構造
重力図は阿武隈地域重力図(牧野ほか, 1995)の一部を使用した。仮定密度 2.3 g/cm^3 。

第8章 応用地質

(中野 俊・山元孝広)

8.1 珪石

珪石鉱山は「吾妻山」地域南東部の大倉川西岸の尾根上に位置する。ここでは乳白色ないし白色透明の白珪石が採掘されていた(鉱山名は吾妻珪石鉱山)。安斎(1962)によれば、花崗閃緑岩中のペグマタイト鉱床で、鉱体は母岩と明瞭な境界をもって接し、全体としてレンズ状または塊状鉱体の連続のように見られるが、部分的に網状脈をなして母岩を取り込んでいる。通常のペグマタイト鉱床と異なり、長石や雲母をまったく含まない特徴がある。鉱体の総延長は約200m、走向N30°ないし40°Wである(第8.1図)。鉱床の厚さは最大で10~20mである。SiO₂含有量は99.6~99.7wt.%と極めて高く、鉱量は少なくとも10万トン台に達する。150万トンとの推定もあり、時には晶洞に水晶を産し、光学用に用いられた(福島県, 1965, p.145-146)。昭和18年頃に採掘を始めたが、露天掘りで採掘が容易な珪石はほぼ掘り尽くしている。昭和40年代に採掘を止めたい。

8.2 温泉及び鉱泉

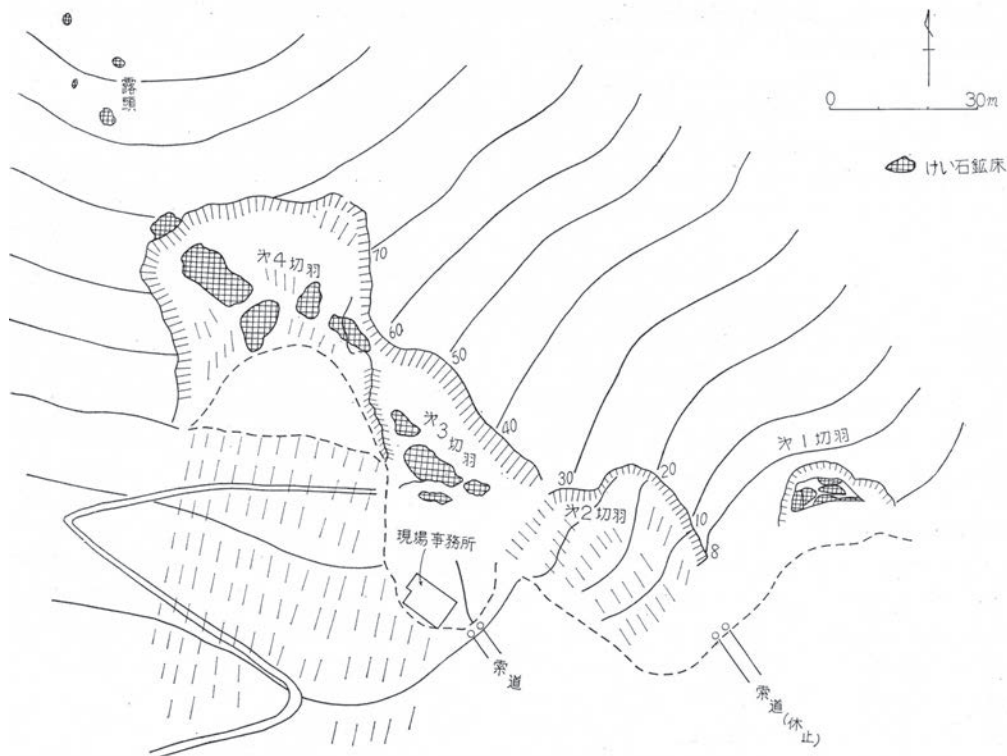
吾妻山周辺には主に吾妻火山を熱源とする自然湧出の温泉が多数ある。泉質等は金原(1992)及びNEDO(1991)にまとめられているが、ここでは基本的に金原(1992)を引用する。

笠松鉱泉

「吾妻山」地域北東端、JR奥羽本線峠駅の北西に位置する。金原(1992)によれば、温度25.0℃、湧出量30ℓ/分、pH=7.5の単純温泉である。かつては米沢十湯の一つといわれ、1軒の旅館が利用しているが、冬季は休業している。

なめがわ 滑川温泉

「吾妻山」地域北東部、JR奥羽本線峠駅の南方3.5kmに位置する。山形県衛生部(1953)によれば前川の右岸に沿って数ヶ所から自然湧出しているが、そのうち、温度53.9℃で湧出量143.2ℓ/分、pH=6.8の上ノ湯源泉、



第8.1図 吾妻珪石鉱山の鉱床図
安斎(1962)による。

温度 44.5℃で湧出量 44.4ℓ/分、pH=6.7の下ノ湯源泉のいずれも含芒硝硫化水素泉の2つの源泉を利用している(1949年当時)。金原(1992)によれば、温度 53.0℃、湧出量 190ℓ/分、pH=6.9の含硫黄-ナトリウム-硫酸塩・炭酸水素泉である(旧泉質名では硫化水素泉の一種)。1軒の旅館が利用しているが、11月から4月の冬季は休業している。

赤滝温泉

滑川温泉の南方に位置する。金原(1992)では、温度 31.5℃、湧出量 90ℓ/分、pH=5.6の含硫黄-カルシウム・ナトリウム-硫酸塩泉(旧泉質名では硫化水素泉の一種)であるが、NEDO(1991、第5表)では赤滝温泉の代表的源泉名として、温度 12.8℃、湧出量 60～110ℓ/分、pH=3.0のカルシウム・ナトリウム-硫酸塩泉(単純冷鉱泉)を記している。温泉位置はNEDO(1991)に従った。山形県衛生部(1953、第6図)に示された前川上流の未利用温泉のいずれかに相当すると思われる。現在は利用されていない。

姥湯温泉

滑川温泉の南方に位置する。山形県衛生部(1953)によれば前川沿い 100 mの範囲に湧出しており、1949年当時はわずか1ヶ所の湧泉を利用しているに過ぎない。利用している源泉は温度 51.9℃、pH=2.3の含硫化水素酸性緑礬泉とされるが、未利用のものには温度 62℃の相当量の湧出があった。金原(1992)によれば、温度 60.1℃、湧出量 1,000ℓ/分、pH=2.5の酸性-含鉄(Ⅱ)・硫黄-カルシウム-硫酸塩泉である(旧泉質名では硫化水素泉の一種)。1軒の旅館が利用しているが、11月から4月の冬季は休業している。なお、山形県衛生部(1953)の第6図には、姥湯温泉の下流から東方の前川上流にかけて5ヶ所の未利用温泉・鉱泉が示されている。

大平温泉

天元台の東側、松川上流に位置し、かつては吾妻温泉新湯とも呼ばれた。山形県衛生部(1953)によれば2ヶ所の湧泉のうち、利用しているものは温度 53.7℃、湧出量 38.46ℓ/分、pH=7.2の含石膏硫化水素泉、未利用の源泉は 51.0℃である。

金原(1992)によれば、温度 52.7℃、湧出量 90ℓ/分、pH=7.2の含硫黄-カルシウム・ナトリウム-硫酸塩泉である(旧泉質名では硫化水素泉の一種)。1軒の旅館が利用しているが、11月から4月の冬季は休業している。

吾妻温泉

松川沿い、大平温泉のやや下流に位置し、現在は利用されていない。山形県衛生部(1953)によれば、かつては相生温泉あるいは吾妻温泉古湯とも言われ、1950年

当時は利用されており、温度 58.7℃、湧出量 41.5ℓ/分、pH=6.6の含石膏硫化水素泉であった。金原(1992)はカルシウム-硫酸塩泉と表記している(旧泉質名では硫酸塩泉の一種)。

白布温泉

天元台の西麓に位置する。山形県衛生部(1953)では白布高湯温泉と表記され、20数mの範囲に3ヶ所の源泉があり、温度は 57.8～61.7℃、いずれも pH=6.8の含石膏硫化水素泉であった。金原(1992)によれば、温度 61.3℃、湧出量 1,100ℓ/分、pH=6.8～7.2の含硫黄-カルシウム-硫酸塩泉である(旧泉質名では硫化水素泉の一種)。

新高湯温泉

白布温泉の 1.5 kmほど南東に位置し、以前は新白布高湯温泉とも呼ばれた。山形県衛生部(1953)では温度 56.2℃、pH=7.1の含石膏硫化水素泉である。金原(1992)によれば、温度 56.0℃、湧出量 140ℓ/分、pH=6.9の含硫黄-カルシウム-硫酸塩泉である(旧泉質名では硫化水素泉の一種)。

幕川温泉

「吾妻山」地域南東端に位置する。福島県(1978)によれば、温度 55℃、湧出量 30ℓ/分の自然湧出の単純硫化水素泉、金原(1992)によれば、温度 70.5℃、湧出量 105ℓ/分、pH=6.3の単純硫黄泉(硫化水素型)である(旧泉質名：単純硫化水素泉)。2軒の旅館が利用しているが、11月から4月の冬季は休業している。

裏磐梯早稲沢温泉

松原湖北岸付近に位置する。金原(1992)によれば、温度 43.1℃、湧出量 104ℓ以上/分、pH=8.12のナトリウム・カルシウム-硫酸塩泉である(旧泉質名では硫酸塩泉の一種)。

裏磐梯小野川温泉

吾妻山地域南部、小野川湖の北東湖畔に位置する。金原(1992)によれば、温度 12.7℃、湧出量 1ℓ/分、pH不明の単純硫黄泉(硫化水素型)である(旧泉質名：単純硫化水素泉)。国土地理院の地形図には示されるが、現地でこの温泉に関する情報が得られず、湧出状況は不明で、利用されていないと思われる。NEDO(1991)には記載されていない。

そのほか、中津川流域のヤケノママとオイキ(権現沢、吾妻山神社付近)と呼ばれる場所に温泉・鉱泉の湧出があると記述がある(岡田ほか、1962；猪苗代町史編さん委員会編、1977、p.349)。ヤケノママは付近の中津川西

岸でごく弱い噴気が認められ、昇華硫黄の析出が認められる(第8.2図)。吾妻山神社付近のオイキと思われる

付近では小さな沢沿いに湯の華の沈殿が認められる(第8.3図)。これらの位置は地質図上には示していない。



第8.2図 中津川上流ヤケノママの噴気帯に見られる針状硫黄結晶
噴気は弱い、右岸側に変質帯が広がっている。写真の横幅約20cm(北緯37度44分15.0秒、東経140度10分14.2秒)。



第8.3図 吾妻山神社付近のオイキ
高さ40cmほどの小さな石碑の前、小沢に湯の華が沈殿。地形図上の吾妻山神社の建物跡は未確認。権現沢左岸(北緯37度43分22.2秒、東経140度10分15.8秒)。

8.3 金属及び硫黄鉱床

吾妻山周辺には吾妻火山の活動に関連した中期更新世以降に形成された硫黄及び褐鉄鉱山がいくつかある。そのほか西部には、おそらく先第四紀に形成された非鉄金属鉱山が存在する。

滑川鉱山

滑川温泉より上流側に位置する、比較的高品位の褐鉄鉱床である。1941年に開発が始まった。第1、第2、第3鉱床があったほか、分散していくつかの小規模な鉱床があった。第1及び第2鉱床にて露天掘りで大規模に採鉱がされ、現地に事務所や宿舍も設置されていた(岡野, 1961; 第8.4図)。椎川(1958)によれば、褐鉄鉱石は植物仮像鉱石、縞状堆積鉱石及び交代・鉱染鉱石に分類され、前二者が高品位である。

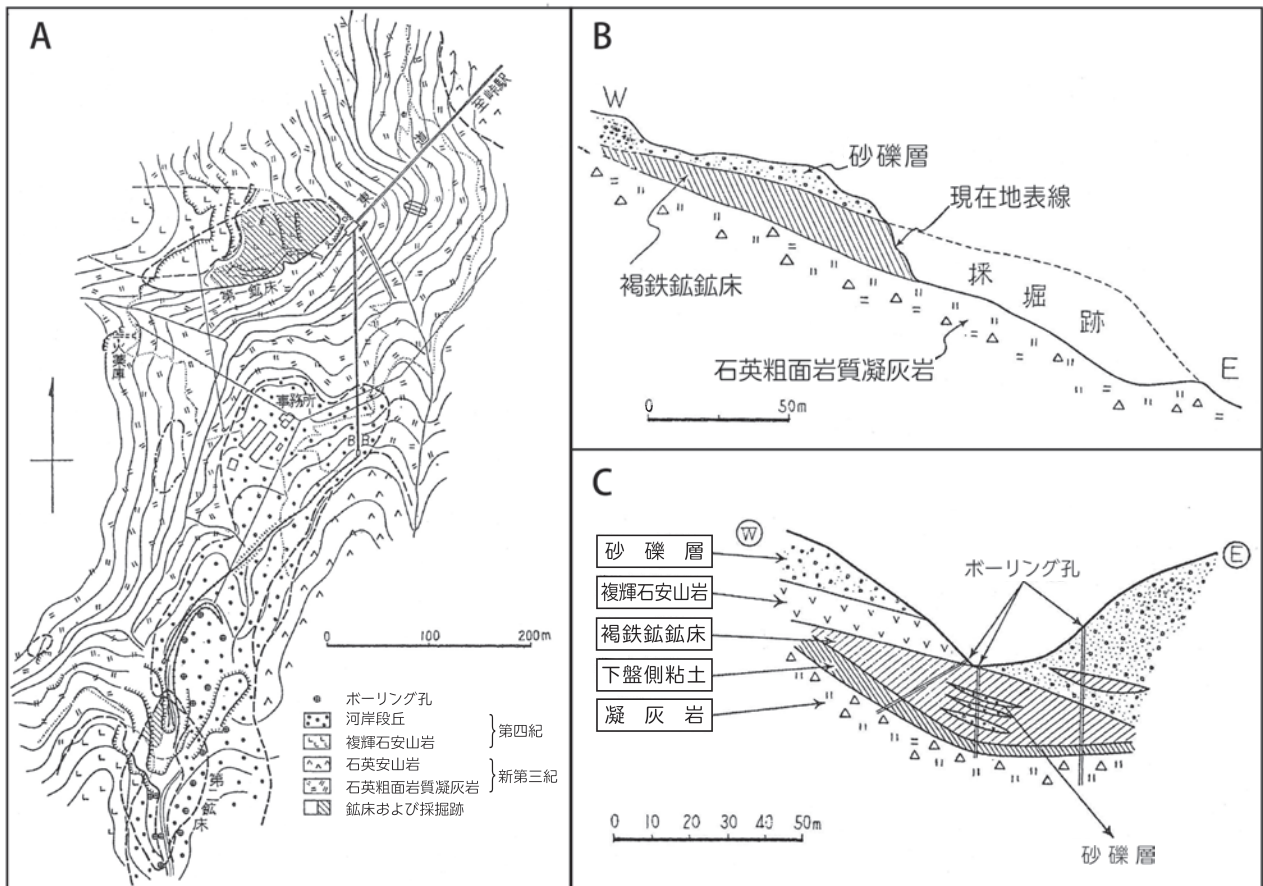
第1鉱床は大滝沢の左岸にあり、20 m程の厚さの鉱層があった。第2鉱床は厚さ最大17 mであった。いずれも吾妻火山の溶岩とその下位の第三紀層との間に胚胎している。Feが53%以上の鉱石の鉱量は第1鉱床が

約5万トン、第2鉱床が約15万トンである。現地より索道を用い、現在のJR奥羽本線峠駅まで運搬され、当時の八幡製鉄所に出鉱されていた。登山道沿いで、トロッコ、軌道、架空索道の支柱、吊り橋などの残骸を見ることができる(第8.5図)。第1鉱床は1966年までに掘り尽くし、その後は第2鉱床を露天掘りから坑内掘りに切り替えて操業していた(山形県商工労働部商工課, 1977)。概ね1942年から1970年代まで約30年間、稼行・出鉱されていた(栗野, 2000)。

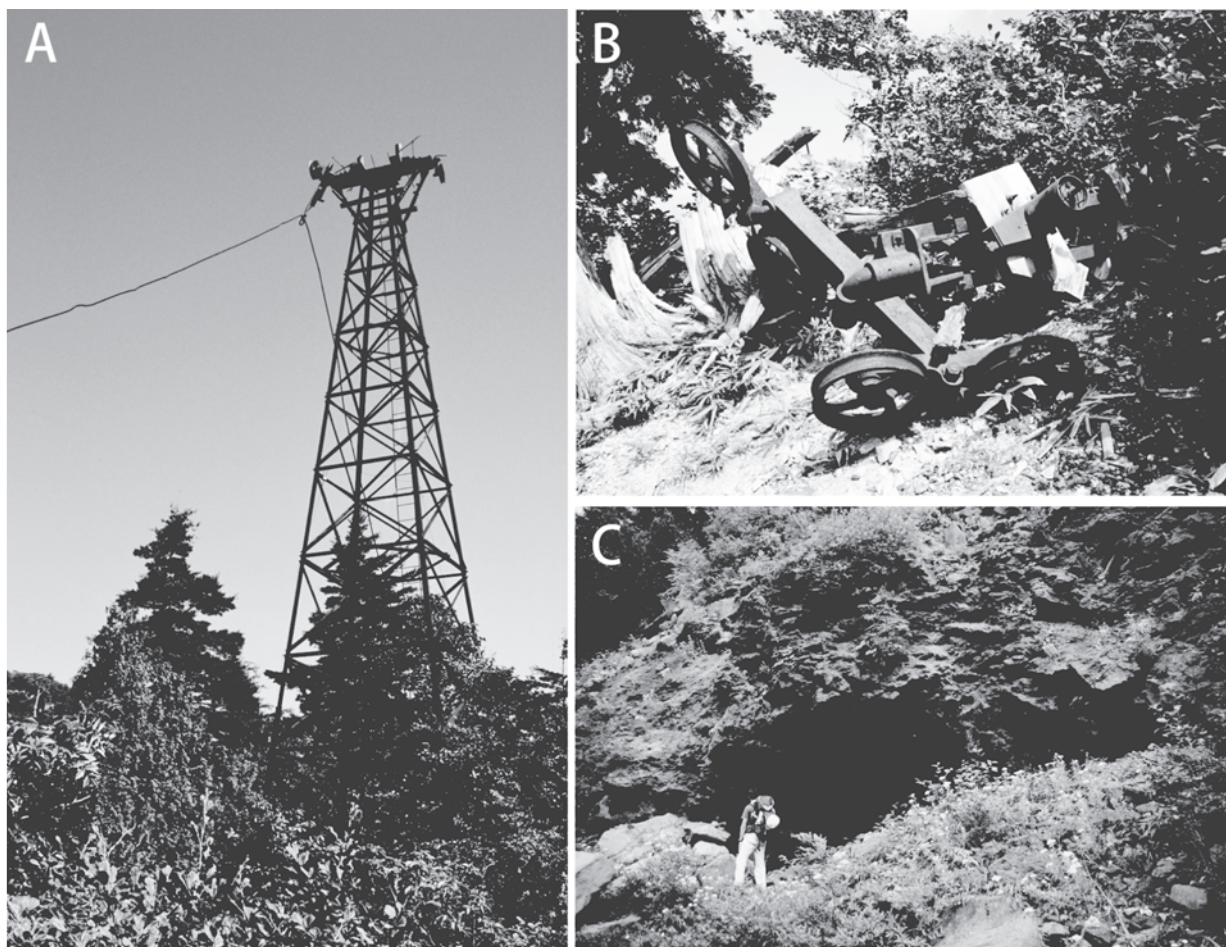
地質図に示した鉱山位置は第1及び第2鉱床の位置である。なお、第3鉱床については、地質図に示す赤滝鉱山よりさらに南方地点に示されているが、稼行された記録は確認していない。この地点は山形県商工労働部商工課(1977, p.131)に示された赤滝鉱山の位置(大日岳西麓)とほぼ一致する。

赤滝鉱山(峠鉱山)

赤滝鉱山は滑川温泉の南方2 km地点にあった褐鉄鉱の鉱山である。昭和20年代から1968年まで断続的に稼行されたという。1968年の出鉱量は褐鉄鉱50トンとき



第8.4図 滑川鉱山の鉱床図。岡野(1961)に加筆修正
A: 鉱床図, B: 第1鉱床の東西断面図, C: 第2鉱床の東西断面図。



第 8. 5 図 滑川鉱山跡

A：まだ立っている架空索道の支柱，B：倒れた索道の滑車部分の残骸，
C：第二鉱床の坑口跡(北緯 37 度 45 分 53.5 秒，東経 140 度 12 分 46.5 秒)。

れている(山形県商工労働部商工課，1977，p.129)。鉱山位置の詳細は不明であるが，山形県商工労働部商工課(1977，p.131)に示された地点を地質図に示した。

そのほか，標高 1,110m 付近の前川二俣の東側に褐鉄鉱床の採掘跡(第 8. 6 図)がある。椎川(1958)の第 1 図に示された峠鉱山に該当すると思われるが，赤滝鉱山の一部かもしれない。峠鉱山の記載を確認できていないので詳細は不明であるが，位置は地質図上に示した。

龍起鉱山

東大嶺北方，立岩付近の硫黄及び硫化鉄鉱の鉱床である。山成鉱山とも言う。山形県商工労働部商工課(1977)によれば，硫黄孔ガス及び硫黄質熱泉作用による鉱染ないし交代鉱床で，千歳，東沢，朝日，猿禿などと呼ばれた鉱床があった。1941 年より探鉱され，1944 年に中止，その後は 1952 年になって再開され，硫黄の品位 15%，250 トン/月の粗鉱を産出したが，鉱量枯渇によりまもなく閉山した。立岩付近に 2ヶ所の坑口(第 8. 7 図)，

立岩北西 600 m 付近にレンガ積みの窯跡などが，また立岩西方長倉沢 1,370 m 付近の右岸にやや規模の大きい硫黄の採掘跡(第 8. 8 図)があるが，これらは龍起鉱山の一部かもしれないが詳細は不明である。地質図では立岩やや東方の坑口跡と長倉沢の露天掘り跡の 2ヶ所を鉱山位置として示した。

梅津鉱山

大平温泉すぐ北の登山道沿いに位置するマンガン鉱床である。1943～44 年に探鉱され，二酸化マンガンを含む 60～70 トンの鉱石を出鉱したようだが，まもなく閉山した(山形県商工労働部商工課，1977)。

米沢鉱山

白布温泉南方，西大嶺北西，標高 1,420～1,470 m 付近にある，安山岩火砕岩を交代した小規模な褐鉄鉱床である。実際の開発はされていない。鉱山の位置については，早川ほか(1963)に文章で記述された位置(矢筈山



第 8. 6 図 赤滝鉱山あるいは峠鉱山と思われる露天掘り跡
赤滝鉱山あるいは峠鉱山跡。露天掘りのほか、坑道もいくつか掘られている。露天掘り脇では自然湧出の温泉があるが、温度はほぼ常温(北緯 37 度 45 分 58.5 秒, 東経 140 度 14 分 08.2 秒)。



第 8. 7 図 龍起鉱山, 立岩の坑道跡
立岩付近には少なくとも 2 つの坑口を確認したが、立岩は高さ約 30 m だが、上部にも採掘したらしき窪みが見える。この坑道は高さ約 1.5 m あり、奥行き数 m で材木でふさがれていた。立岩の前には巨大な岩塊が散在(北緯 37 度 47 分 00.5 秒, 東経 140 度 11 分 21.3 秒)。



第 8. 8 図 龍起鉍山，長倉沢の硫黄採掘跡
長倉沢右岸の硫黄採掘跡地。強変質帯が広がり，わずかに硫黄の鉍石も見つかる（北緯 37 度 46 分 53.7 秒，東経 140 度 10 分 48.8 秒）。

北東)と山形県商工労働部商工課(1977)の地図に示された地点(小和須知沢)がまったく異なる。早川ほか(1963)の記述がより具体的であり，山形県商工労働部商工課(1977)の地図上に示された鉍山位置は間違いであろう。しかし，当時の記載されている地名(湯ノ沢，湯ノ沢谷地，金小屋沢，藤右衛門沢など)が現在では確認困難なため，鉍山位置としては地質図には示さない。

早川(1963)によると湯ノ沢及び金小屋の2つの鉍床が確認された。湯ノ沢鉍床が2万トン前後の鉍量と見積もられ，3ヶ所の露頭以外に10ヶ所の探鉍井(深度2~3m程度)が掘られたとある。また，3ヶ所に含鉄冷泉(pH=5.0)の湧出が確認され，いまだ形成されつつある鉍床である。金小屋鉍床はやや離れており鉍量は0.5万トンと推定されており，約40トンが現地に貯蔵されているという。

西吾妻鉍山

天元台から東の明道沢にかけて位置する硫黄鉍山である。本鉍床の発見はかなり以前であるが，記録に残るのは1912年から始まった探鉍で，精錬所も設置された。1936年になるとかなり大規模化され，最盛期には年間産出量が硫化鉄鉍3万トン，硫黄鉍0.5万トンであった。北方の現在のJR奥羽本線関根駅付近(北隣の「米沢」地域)まで11kmの架空索道が設置され，鉍石を運搬して

精錬していた。また，従業員と家族を合わせて約1,000人の人口となり，社宅や学校も建設されるほどの日本有数の硫黄鉍山となり，大規模に稼行されていた。しかし1937年頃から下流の松川で鉍毒被害が起り始めている。1961年に閉山したが，精錬後に再び戻された鉍滓を含め，約7万 km^3 が明道沢に放置された(山形県商工労働部商工課，1977；南原郷土史編纂会編，1987；山上郷土史編纂委員会編，1987)。閉山後には鉍山跡付近は天元台と命名され，鉍毒防止事業やスキー場などとして利用されている。

褐鉄鉍床は硫黄及び硫化鉄鉍の探鉍中に付随的に発見されたもので，明道沢付近の4ヶ所に胚胎が確認されている。運搬坑道鉍床と呼ばれた1ヶ所だけはその品位と規模から部分的に稼行されたことがあるが，それ以外は採掘の対象とならなかった(岡田ほか，1960)。

第一三沢鉍山

「吾妻山」地域北西部，烏川沿いに位置する銅・亜鉛鉍床である。山形県商工労働部商工課(1977)によると，鉍床は閃亜鉛鉍，黄銅鉍，硫化鉄鉍からなる石英脈で，最大幅80cm程度だが，網状になり変化が大きく，走向も把握しにくい。坑口が2，3ヶ所確認できたという。明治40年頃に築沢鉍山という名称で銅精錬を行っており，それ以降もなにか短期間の稼行がされたい。

また戦後も探鉱が行われたが探鉱に至らなかったという。

八谷鉱山

吾妻山地域西部、八谷沢沿いに位置する、金銀鉱採掘を目的に1868年に開発が始まったとされる浅熱水性鉱脈型鉱床である。方鉛鉱と閃亜鉛鉱を主とする鉛亜鉛脈と、自然金(エレクトラムを含む)と輝銀鉱を主とする金銀脈からなるが、両者は走向傾斜に大きな差異がある。主な鉛亜鉛脈は5本あり、脈幅0.9～5m(佐藤ほか, 1978)、主要構成鉱物は方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・石英で、時に自然金・輝銀鉱の濃集部を伴う(谷口, 1969)。主な金銀脈は10本あり、脈幅は0.45～1.85m(佐藤ほか, 1978)、主要構成鉱物は自然金・輝銀鉱・黄銅鉱・石英・ヨハンセン石・バラ輝石・菱マンガン鉱で、ほかに少量の黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・氷長石・方解石・緑泥石などを伴う(谷口, 1969)。自然金及び硫化鉱物は常に密雑集合体である銀黒としてマンガン鉱物と密接して脈中に縞状構造をなす(谷口, 1969; 山形県商工労働部商工課, 1977)。最初は鉛亜鉛脈の採掘から始まり、1960年には日本最初の坑内選鉱場が完成するまでに至った。金銀脈の発見は1965年である。最も品位の高い鉱脈では、金の含有が最高20グラム/トン、平均7.59グラム/トンと報告されている(佐藤ほか, 1978)。鉱化作用の末期の晶出と考えられる氷長石からは、 $3.61 \pm 0.27 \text{ Ma}$ (金銀脈)、 $3.37 \pm 0.13 \text{ Ma}$ (金銀脈)、 $3.25 \pm 0.26 \text{ Ma}$ (鉛亜鉛脈)というK-Ar年代が得られており、両者は同時期の鉱化作用であることを示す(鹿園, 1985)。1988年に閉山したが、その後も坑道より出る基準値以上のカドミウムと鉛を含む坑水による鉱害を防止するため、中和による排水処理を行っている。

なお、1985年度に金属鉱業事業団による精密調査が実施されている。八谷鉱山北東の沢沿いでは3本のボーリング掘削調査が行われ、いずれも鉛・亜鉛・金・銀鉱物を含む石英脈を捕捉している(金属鉱業事業団, 1986)。

早稲沢鉱山

松原湖北岸の早稲沢集落北方に位置する銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床である。いくつかの鉱床が点在するが、主なものは我郎沢の銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床と西徳倉の硫化鉄鉱床である(福島県, 1965)。我郎沢新脈、我郎沢旧坑・新坑、我郎沢上流露頭、東戸倉滑沢露頭、東戸倉沢露頭、西戸倉沢露頭などがあったが、いずれも小規模な鉱脈状であった。1917年から翌年にかけて開発されたが、そのまま閉山している(福島県, 1965)。正確な位置は不明であるため、地質図では省略した。

松原鉱山

松原湖北岸の金山集落の西に位置する銀鉱山である。17世紀に銀を産出した記録があり、19世紀後半に再び稼行されたが、1888年の磐梯山の噴火による松原湖形成で坑内は水没した。上部には鉛・亜鉛鉱を伴い、その後に出鉱された記録がある(福島県, 1965)。NEDO(1991)の1/10万地質編図に示された金鉱山がこれに相当する可能性があり、地質図ではこの位置を示した。

蘭鉱山

松原湖北岸の西側、松原集落の南西2kmに位置する銅鉱床である。蘭峠に通じる道路沿いに脈幅60cmの黄銅鉱の鉱脈があった。1939年から1944年にかけて3つの坑道にて探鉱を試みたが、良鉱が産出せずに中止した(福島県, 1965)。正確な位置は不明であるため、地質図では省略した。

そのほか、中津川支流権現沢(吾妻山神社の西)にて3ヶ所の褐鉄鉱鉱床が確認されている。いずれも規模が小さいか低品位のため、稼行対象とはならなかった。また、この付近では1934年に硫黄を採掘していたが、鉱石の運搬には至らなかったらしい(岡田ほか, 1962)。

文 献

- 相田 優・竹谷陽二郎・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹 (1998) 会津地域における中新統の微化石層序と古海洋環境. 福島県立博物館紀要, no.13, p.1-119.
- 安斎昌幸 (1996) 吾妻火山群の地質. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 1996, p.449.
- 安斎俊夫 (1962) 福島県猪苗代町吾妻けい石鉱山のけい石. 東北の鉱業用鉱物資源, no.2, 東北地方工業用鉱物資源開発調査委員会, p.226-228.
- 栗野 宏 (2000) 板谷峠と吾妻連峰, 滑川鉱山. 金属, vol.70, p.496-498.
- 地質調査所 (1975) 全国地熱基礎調査報告書, no.13, 吾妻南部. 地質調査所, 108p.
- 藤縄明彦・鴨志田毅 (1999) 吾妻火山. 雄大な爆裂カルデラと中央火口丘を歩く. 高橋正樹・小林哲夫 (編) フィールドガイド日本の火山4 東北の火山, 築地書館, 東京, p.89-104.
- 福島県 (1955) 20 万分の 1 福島県地質図. 福島県.
- 福島県 (1965) 福島県鉱産誌 1964. 福島県企画開発部開発課, 296p.
- 福島県 (1978) 福島県の温泉. 福島県, 94p.
- 福島県 (2001) 土地分類基本調査「吾妻山」(5 万分の 1). 福島県, 70p.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代: 奥尻島・男鹿半島・朝日山地. 地質学雑誌, vol.93, p.387-401.
- 半沢正四郎・皆川信弥・清水貞雄・安達秀吉 (1958) 置賜盆地天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発調査報告書, 石油技術協会, p.224-248.
- 幡谷竜太・大概憲四郎 (1991) 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフ・グラーベンの例—. 地質学雑誌, vol.97, p.835-848.
- 早川典久・駒形貞嗣・佐藤康次郎 (1963) 米沢鉱山. 国内鉄鋼原料調査, no.1, p.60-62.
- Ichikawa, K. (1990) Pre-Cretaceous Terranes of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Pub. IGCP 224, p. 1-12.
- 猪苗代町史編さん委員会編 (1977) 猪苗代町史 自然編. 猪苗代町, 543p.
- 岩野英樹・星 博幸・檀原 徹・吉岡 哲 (2003) 東北本州弧, 朝日山地南縁に分布する中新世火山岩類のフィッシュン・トラック年代測定. 地質学雑誌, vol.109, p.179-191.
- 岩瀬寛之 (1995) 福島県吾妻火山の完新世に於ける噴火とその地形. 金沢大学文学部地理学報告, no.7, p.79.
- 岩瀬寛之・守屋以智雄 (1997) 吾妻火山最近 6000 年間の噴火史と噴火の長期予測. 日本地理学会発表要旨集, no.52, p.202-203.
- 鴨志田毅 (1991) 東吾妻火山の爆裂カルデラ, 吾妻小富士のテフラ層序による形成年代の推定. 地球惑星科学関連学会日
本火山学会固有セッション講演予稿集 1991, no.1, p.15.
- 川辺禎久・井内美郎・曾屋龍典 (1993) 檜原湖湖底の岩屑なだらけ堆積物地形. 地質学論集, no.39, p.71-74.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV) - 東北日本の花崗岩類 -. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K. (1961) Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. ser.III*, vol. 7, p.1-46.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 金属鉱業事業団 (1986) 昭和 62 年度精密調査報告書 山形吉野地域. 金属鉱業事業団, 60p.
- 気象庁編 (2013) 活火山総覧 I. 北海道・東北編. 557p.
- 北村 信・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・臼田雅朗・小原繁夫 (1965) 福島県 5 万分の 1 地質図幅, 猪苗代湖東方地域. 福島県, 66p.
- 国土地理院 (2003) 火山土地条件図「磐梯山」(1:30,000). 国土地理院.
- 駒澤正夫・大久保泰邦・品田正一・野田徹郎 (1988) 磐梯山周辺の重力・磁気異常について. 地学雑誌, vol.97, p.341-345.
- 越谷 信 (1986) 棚倉破碎帯の変形と運動. 地質学雑誌, vol. 92, p. 15-29.
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2003) 20 万分の 1 地質図幅「福島」. 地質調査調査総合センター.
- 牧野雅彦・村田泰章・広島俊男・駒澤正夫・小笠原正継・中塚正・鍋谷祐夫・井上 純・田中和夫・丸山孝彦・三品正明 (1995) 阿武隈地域重力図, 重力図 (プーゲー異常図) 6, 地質調査所.
- 松本哲一・中野 俊・古川竜太・山元孝広 (2018) K-Ar 年代に基づく吾妻火山の形成史. 地質調査研究報告, vol. 69, p. 153-163.
- 松本哲一・太田 靖・星住英夫・高橋 浩・西岡芳晴・三宅康幸・角田謙朗・清水正明 (2007) 日本列島における年代未詳岩石の K-Ar 年代測定—地質図幅作成地域の火山岩・深成岩 (平成 17 年度版)—. 地質調査研究報告, vol. 58, p. 33-43.
- 皆川信弥 (1959) 米沢盆地における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その 1)—西縁および南西縁の層位—. 地質学雑誌, vol.65, p.363-373.
- 皆川信弥 (1960a) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その 4)—東南縁・東縁および東北縁の層序・火成活動・岩相変化および対比—. 地質学雑誌, vol.66, p.489-501.
- 皆川信弥 (1960b) 米沢・山形盆地東縁に分布する後期中新世非海成層について. 山形大学紀要 (自然科学), vol.5, p.1-10.

- 中江 訓・滝沢文教 (1998) 鷲子山塊の足尾帯から産出したジュラ期末放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 11, p. 147-157.
- 中江 訓 (2000) 八溝山地大子地域の足尾テレーンに見られる3種類の中期-後期ジュラ紀泥質岩. 地質調査所月報, vol. 51, p. 113-128.
- Nakamura, Y. (1978) Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, vol.14, p.67-119.
- 中村洋一・ハリー グリッケン (1988) 磐梯火山 1888 年噴火のブラストとデブリ・アバランシエ堆積物. 地学雑誌, vol.97, p.309-316.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1987) 地熱開発促進調査報告書. no.10, 吾妻北部地域, 846p.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1990) 地熱開発促進調査報告書. no.21, 猪苗代地域, 1012p.
- NEDO [新エネルギー総合開発機構] (1991) 磐梯山地域火山地質図及び磐梯地域地熱地質編図. 全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査火山性熱水対流系地域タイプ③, 同説明書. 80p.
- 西山正吾 (1887) 吾妻山四近地質報文. 地質要報, no.1, 地質局, p.39-112.
- 西坂昌美・吉村尚久 (1988) 米沢市南西部に分布する中新統大峠層のフィッシュトラック年代について. 地球科学, vol.42, p.100-103.
- 岡田広吉・加藤清一・広島正五・清水貞雄 (1960) 西吾妻鉾山周辺. 未利用鉄資源, no.7, p.126-131.
- 岡田広吉・岡田 久・田辺憲一・平石 博 (1962) 西吾妻地区. 未利用鉄資源, no.9, p.138-141.
- 岡野武雄 (1961) 滑川鉾山. 未利用鉄資源, no.8, p.127-130.
- 鬼澤真也・篠原宏志・松島喜雄 (2009) 吾妻火山 2008 年 11 月の新噴気形成とそれに伴う泥噴出物. 日本地球惑星科学連合大会予稿集 2009, V161-P008.
- 尾崎 守・藤縄明彦 (2013) 吾妻火山, 後カルデラ活動期の地質と岩石 -特に吾妻小富士由来の溶岩流について-. 日本地球惑星科学連合大会要旨, SVC53-P12.
- 大谷猛亮・福島地熱プロジェクトチーム (2017) 磐梯地域 BD-1 および BD-2 の掘削結果から明らかになった磐梯山の地下地質層序. 日本地熱学会平成 29 年函館大会講演要旨, p.21.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ (1982) 関東地方のジュラ系放射虫化石について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 51-66.
- 指田勝男・堀 常東 (2000) 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, no. 55, p. 99-106.
- 佐藤博之 (1985) 明治 26 年吾妻山殉難記 百年史の一コマ (4). 地質ニュース, no.374, p.18-24.
- 佐藤憲隆・高橋薫朗・柳沢昭二 (1978) 八谷鉾山の地質鉾床および探鉾指針. 鉾山地質, vol.28, p.177-190.
- Sekiya, S. and Kikuchi, Y. (1890) The eruption of Bandai-san. *Jour. Coll. Sci. Imperial. Univ. Tokyo*, vol.3, p.91-172.
- 仙台管区气象台 (2010) 吾妻山の噴気活動とその他の火山活動. 火山噴火予知連絡会会報, no.102, p.24-31.
- 椎川 誠 (1958) 山形県滑川鉾山の褐鉄鉾床について. 鉾山地質, vol.8, p.12-17.
- 鹿園直建 (1985) 山形県八谷・大峠鉾床の K-Ar 年代. 鉾山地質, vol.35, p.205-209.
- 菅井敬一郎 (1976) 山形県南端部の変成岩および花崗岩質岩の K-Ar 年代. 岩鉾, vol. 71, p. 177-182.
- 鈴木敬治・吉田 義 (1956) 会津盆地西南縁山地の第三系・第四系について: 会津盆地西方地域の地史学的研究 (II). 地質学雑誌, vol.62, p.161-176.
- 鈴木敬治・吉田 義・小浜幸吉・渡辺 正・鴨原壮平・堀内俊秀・野地秀雄 (1964) 福島県 5 万分の 1 地質図幅「会津地方」および説明書. 福島県企画開発部, 57p, 3 sheets.
- 鈴木敬治・八島隆一・吉田 義・西村新六・真鍋健一・小林昭二 (1968) 福島県地質調査報告, 野沢地域の地質. 福島県, 33p.
- 鈴木敬治・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤賢治・角田史雄 (1972) 福島県地質調査報告, 若松地域の地質. 福島県, 62p.
- 鈴木敬治・吉村尚久・島津光夫・岡田尚武 (1986a) 島弧横断ルート no.27 (佐渡・弥彦-津川-喜多方-吾妻山-福島). 北村 信 (編) 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 仙台, vol.3, no.6, 14p, 2 sheets.
- 鈴木敬治・島津光夫・島田昱朗・真鍋健一 (1986b) 島弧横断ルート no.28 (柏崎-守門岳-只見-会津若松-郡山). 北村 信 (編) 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 仙台, vol.3, no.7, 15p, 2 sheets.
- Takahashi, T., Hirahara, Y., Miyazaki, T., Senda, R., Chang, Q., Kimura, J.-I. and Tatsumi, Y. (2013) Primary magmas at the volcanic front of the NE Japan Arc: coeval eruption of crustal low-K tholeiitic and mantle-derived medium-K calc-alkaline basalts at Azuma Volcano. *Jour. Petrol.*, vol.54, p.103-148.
- 高橋 浩 (1998) 新潟・山形県境, 日本国マイロナイト帯の地質と構造. 地質学雑誌, vol. 104, p. 122-136.
- 高橋 浩 (1999) 棚倉構造線の北方延長問題の再検討 -日本国-三面マイロナイト帯を中心に-. 構造地質, vol. 43, p. 69-78.
- Takahashi, Y., Mao, J. and Zhao, X. (2012) Timing of mylonitization in the Nihonkoku Mylonite Zone of north Central Japan: Implications for Cretaceous to Paleogene sinistral ductile deformation in the Japanese Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 47, p. 265-280.
- Takahashi, Y., Mikoshiba, M., Kubo, K., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2016) Zircon U-Pb ages of plutonic rocks in the southern Abukuma Mountains: implications for Cretaceous geotectonic evolution of the Abukuma Belt. *Island Arc*, vol. 25, p. 154-188.
- 田宮良一・神保 恵・北 卓治・本田泰夫・加藤 啓・佐藤康次郎・鈴木雅宏・高橋静夫・山田国洋・渡辺則道 (1970) 5 万分の 1 地質図幅「吾妻山-福島」. 山形県, 44p.
- 谷口洋文 (1969) 八谷鉾山の地質鉾床, とくに金銀脈について. 鉾山地質, vol.19, p.113-121.

- 東北地方土木地質図編纂委員会 (1988) 20 万分の 1 東北地方
土木地質図及び同解説書. 国土開発技術研究センター,
461p.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地 (上). 地理学評論,
vol.8, p.641-658.
- 通商産業省 (1969) 昭和 42 年度広域調査報告書, 山形吉野地域.
21+6p.
- 通商産業省 (1970) 昭和 43 年度広域調査報告書, 山形吉野地域.
28p.
- 通商産業省 (1972) 昭和 46 年度広域調査報告書, 東会津地域.
35p.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一 (1973) 山形県新第三紀最下部
溶結凝灰岩層の K-Ar 年代 (要旨). 岩鉱, vol.68, p.91.
- 山形県 (2005) 土地分類基本調査「吾妻山・福島」. 5 万分の 1
国土調査, 山形県, 39p.
- 山形県衛生部 (1953) 山形県の温泉 各論編. no.1, 吾妻山系温
泉群, 山形県衛生部, 36p.
- 山形県商工労働部商工課 (1977) 山形県鉱山誌. 山形県商工勞
働部商工課, 243p.
- 山形県総合学術調査会 (1966) 吾妻連峰総合学術調査報告書.
山形県, 270p.
- 山路 淳 (1989) 温海付近の地質と羽越地域における前期中新
世のリフティング. 地質学論集, no.32, p.305-320.
- Yamaji, A. (1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast
Japan. *Tectonics*, vol.9, p.365-378.
- 山元孝広 (1991) カルデラ陥没に伴う大規模斜面崩壊: 会津若
松南方の後期中新世高川カルデラの内部構造. 火山,
vol.36, p.1-10.
- 山元孝広 (1992) 会津地域の後期中新世-更新世カルデラ火山
群. 地質学雑誌, vol.98, p.21-38.
- 山元孝広 (1994) 猪苗代地域の後期中新世-鮮新世カルデラ火
山群. 地質調査所月報, vol.45, p.135-155.
- 山元孝広 (2003) 東北日本, 沼沢火山の形成史: 噴出物層序,
噴出年代及びマグマ噴出量の再検討. 地質調査研究報告,
vol.54, p.323-340.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late
Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan,
deduced from tephrochronology. *Island Arc*, vol.14, p.199-212.
- 山元孝広 (2005) 福島県, 吾妻火山の最近 7 千年間の噴火史:
吾妻-浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系. 地質学雜
誌, vol.111, p.94-111.
- Yamamoto, T. (2009) Sedimentary processes caused by felsic
caldera-forming volcanism in the Late Miocene to Early
Pliocene intra-arc Aizu basin, NE Japan arc. *Sedimentary Geolo-
gy*, vol.220, p.337-348.
- 山元孝広 (2012) 福島-栃木地域における過去約 30 万年間の
テフラの再記載と定量化. 地質調査研究報告, vol.63,
p.35-91.
- 山元孝広・長谷部忠夫 (2014) 福島県只見町叶津の埋没化石林
の放射性炭素年代: 沼沢火山水沼噴火年代の再検討. 地質
学雑誌, vol.120, p.1-9.
- 山元孝広・吉岡敏和 (1992) 若松地域の地質. 地域地質研究報
告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73p.
- Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H. (1999) Pyroclastic
density current from the 1888 phreatic eruption of Bandai
volcano, NE Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.90,
p.191-207.
- 山元孝広・吉岡敏和・牧野雅彦・住田達哉 (2006) 喜多方地域
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, 63p.
- 柳沢幸夫・山元孝広 (1998) 玉庭地域の地質. 地域地質研究報
告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 横山又三郎 (1893) 吾妻山の破裂. 地学雑誌, vol.5, p.583-596.
- Zeng, N., Izawa, E., Watanabe, K., Itaya, T. (1996) Timing of Au-
Ag mineralization and related volcanism at Otoge, Yamagata
Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*,
vol.91, p.297-304.
- 神保 恵・田宮良一・鈴木雅宏・北 卓治・大丸広一郎・本田
泰夫・加藤 啓・北崎 明・清水貞雄・佐藤康次郎・玉ノ
井正俊・高橋静夫・山田国洋・渡辺則道 (1970) 5 万分の
1 地質図幅「米沢-関」. 山形県, 39p.

Geology of the Azuma Yama District

By

Ryuta FURUKAWA*, Shun NAKANO*, Yutaka TAKAHASHI** and Takahiro YAMAMOTO*

(Written in 2017)

(ABSTRACT)

The Azuma Yama District is a quadrangle of latitude 37°40'10.8" to 37°50'10.8" N and longitude 139°59'48.0" to 140°14'47.9" E (JGD 2000), and located at boundary territory of Yamagata and Fukushima Prefectures. Topography of this area is represented by mountains of Quaternary stratovolcanoes lying on eroded highlands of Neogene and Mesozoic rocks. Geologic outline is summarized as below and in Fig. 1.

OUTLINE OF GEOLOGY

Basement geological units are composed of Abukuma Belt on the northeast and possibly Ashio Belt on the southwest bounded by Tanagura Tectonic Line possibly running from northwest to southeast in west central region of the Azuma Yama District. The Abukuma Belt is composed of Cretaceous metamorphic rocks and granitoids. Small amounts of Crystalline schists are possibly originated from Jurassic sedimentary rocks of the Ashio Belt. Neogene sedimentary and volcanic rocks unconformably overlie the basement and covered by Quaternary volcanoes and their products. Volcanic edifices are dominant in this mountain area accompanied by landslides, slope deposits and dammed deposits along narrow incised valleys.

MESOZOIC ROCKS

Pre-Neogene basement rocks of the Azuma Yama District are composed of crystalline schists, pelitic gneisses and Cretaceous granitoids. The crystalline schists were possibly derived from Jurassic sedimentary rocks of the Ashio Belt or low-grade parts of the Abukuma metamorphic rocks. Pelitic gneisses occur as xenoliths within the Cretaceous granitoids and are correlated to the Abukuma metamorphic rocks. The Cretaceous granitoids are classified into hornblende-biotite diorite (G1), hornblende-biotite granodiorite (G2) and biotite granodiorite (G3) which are correlated to the Abukuma Granites.

NEOGENE SEDIMENTS AND VOLCANICLASTICS

Early to middle Miocene strata (Meganebashi, Myozawabashi, Hibara, Numazawa, Tsuchiyutoge, Ninosawa and Yuzuritoge Formations in ascending order) are deposits of the Japan Sea Opening. After the Kitaoguni Formation represented by anorthoclase rhyolite pyroclastic flow deposits at 23–24 Ma in backarc side (Tamaniwa, Tenoko and Oguni regions) of the Azuma Yama area was formed, the Meganebashi Formation accumulated as terrestrial sediment of braided stream at half-graben arranged by tensional setting. Upper part of the Meganebashi Formation only occurs in this area which are made of mafic volcanoclastics deposited outside of the graben (Yanagisawa and Yamamoto, 1998). The Myozawabashi and Hibara Formations are lateral equivalent occur at Yamagata and Fukushima Prefectures respectively. They are marine sediments conformably overlie the Meganebashi Formation. Backarc side equivalent of them occurs at the Aizu Basin is the Higashiomata Formation made of rhyolite lava and volcanoclastics up to 1,500 m thick (Yamamoto and Yoshioka, 1992; Yamamoto *et al.*, 2006). The Myozawabashi and Hibara Formations are marginal facies of the Higashiomata Formation formed at the graben. The Numazawa Formation in Yamagata Prefecture and the Ninosawa and Yuzuritoge Formations in the Fukushima Prefecture are early to middle of middle Miocene sand and mudstone of marine environment conformably overlie the Myozawabashi and Hibara Formations respectively. Southeastern equivalent of them is the Tsuchiyutoge Formations made of mudstone directly covers the Mesozoic strata suggesting onlap propagating toward the Ou Mountain Range. The Yuzuritoge Formation is pelagic black shale formed at 13–10 Ma when marine transgression is maximum.

Late Miocene to Pliocene strata is the Kijigoya, Itaya, Yokomuki, Otoge and Hachimoriyama Formations are terrestrial deposits

* Research Institute of Earthquake and Volcano Geology

** Research Institute of Geology and Geoinformation

resulted from multiple felsic caldera volcanisms commenced from ca. 10 Ma (Yamamoto, 1994) which is part of intense uplift and activation felsic volcanism along the Ou Mountain Range of the Northeast Japan Arc (Yamamoto, 1992, 2009). These strata are composed of thick pyroclastic flow deposits and intercalating debris avalanche deposits made of caldera wall constituents. The Itaya and Yokomuki Formations include lacustrine of epiclastic material of pyroclastic deposits. The Saitsu Pyroclastic Flow Deposits emerged from the Otoge Caldera aged 4.8 Ma are found outside of the Otoge Caldera as the Hachimoriyama, part of Takamine and Fujitoge Formations.

QUATERNARY

Quaternary strata are dominated by products of the Azuma Volcano Group with local terrace, landslide, slope, present river bed and AD1888 Debris Avalanche Deposit from the Bandai volcano.

The Azuma Volcano products commenced at Late Calabrian which only occurs in Fukushima district. Most of the volcanic products are mostly andesite lavas with proximal agglutinate and pyroclastic flow deposits incipiently welded. Local dammed sediment of gravel, sand and mud are found at several places.

The landslide deposits made of unconsolidated mixture of volcanic block, gravel and sand mostly occur around the terminal area of Quaternary volcanic edifices especially on the northern flanks. The terrace deposits are represented as the Middle terrace deposits made of gravel, sand and mud aged MIS 5.4–5.2 supposed from tephra age. The Slope deposits are mixture of gravel, sand and mud occur on gentle slopes along the valley. Present river beds are found along the major river systems. AD1888 Debris Avalanche Deposit is

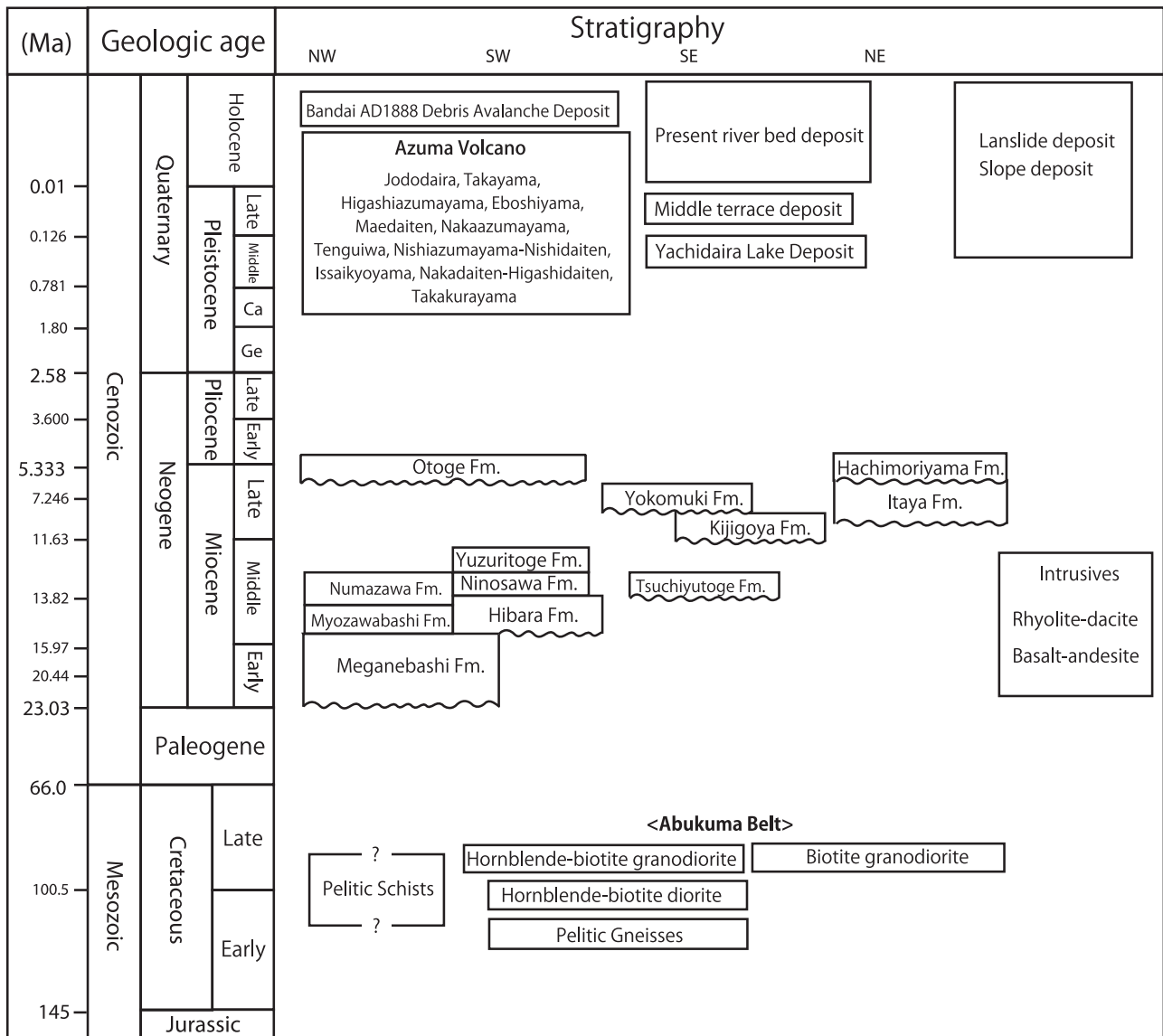


Fig. 1 Geologic summary of the Azuma Yama District.

product of sector collapse from the Bandai volcano located at the Bandaisan District. It consists of andesite clastics and hummocky hills extending to northern lakes of Hibara, Sobara and Onogawa.

執筆分担

第1章 地形	中野 俊
第2章 地質概説	古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広
第3章 中生界	高橋 浩
第4章 新第三系	山元孝広・古川竜太
第5章 第四紀火山岩類	中野 俊・山元孝広・古川竜太
第6章 更新世～完新世の堆積物	中野 俊・山元孝広・古川竜太
第7章 地質構造	山元孝広
第8章 応用地質	中野 俊・山元孝広

文献引用例

古川竜太・中野 俊・高橋 浩・山元孝広 (2018) 吾妻山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 74 p.

章単位での引用例

中野 俊 (2018) 吾妻山地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-2.

Bibliographic reference

Furukawa, R., Nakano, S., Takahashi, Y. and Yamamoto, T. (2018) Geology of the Azuma Yama District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 74p. (in Japanese with English abstract, 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nakano, S. (2018) Geology of the Azuma Yama District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-2 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

吾妻山地域の地質

平成30年8月31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 Azuma Yama District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on 31 August, 2018

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