

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第28号

NJ-54-28-15

加 茂 地 域 の 地 質

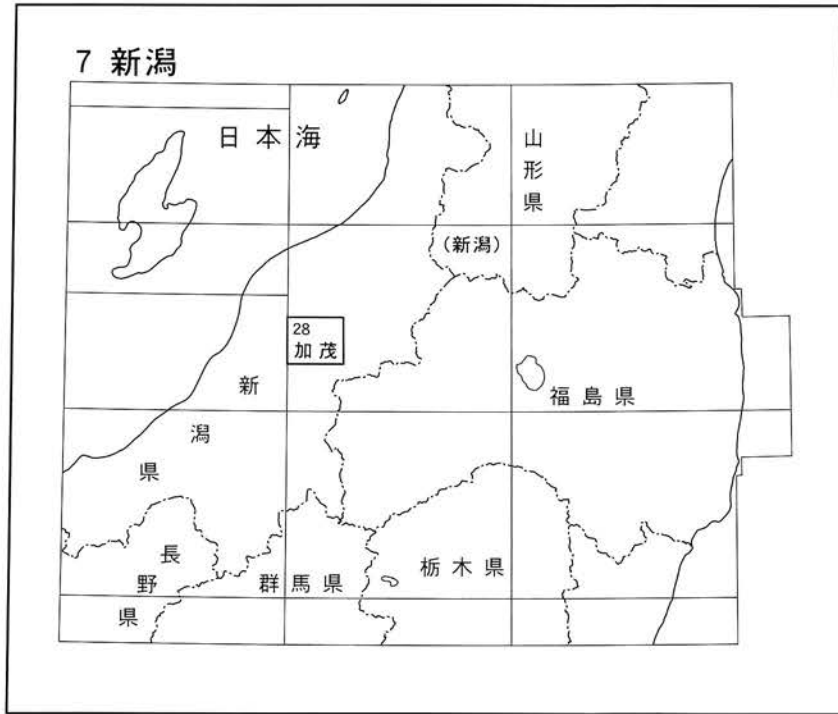
工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫

平 成 23 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

7-17 弥彦 Yahiko NJ-54-34-2 (未刊行, unpublished)	7-18 新津 Niitsu NJ-54-28-14 (未刊行, unpublished)	7-19 津川 Tsugawa NJ-54-28-10 (未刊行, unpublished)
7-27 三条 Sanjō NJ-54-34-3 (2001)	7-28 加茂 Kamo NJ-54-28-15 (2011)	7-29 御神楽岳 Mikagura Dake NJ-54-28-11 (未刊行, unpublished)
7-38 長岡 Nagaoka NJ-54-34-4 (1991)	7-39 守門岳 Sumon Dake NJ-54-28-16 (未刊行, unpublished)	7-40 只見 Tadami NJ-54-28-12 (未刊行, unpublished)

加茂地域の地質

工藤 崇*・内野隆之*・小松原 琢*・高橋 浩**・柳沢幸夫*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所が1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

加茂地域の現地調査は平成19～22年度に実施された。現地調査と研究報告の作成にあたっては、下部ジュラ系を内野が、上部白亜系を高橋が、新第三系～下部更新統を工藤・柳沢が、中部更新統～完新統及び地形を小松原が、地質構造を工藤・内野・小松原・柳沢が、応用地質を工藤・小松原・内野が担当した。全体の取りまとめについては工藤が行なった。なお、一部の露頭資料に関しては小松原が1996年度に東北大学大学院理学研究科地理学研究室に提出した博士論文を参照した。

本調査研究にあたり多くの方々のご協力を得た。信州大学理学部の保柳康一教授には調査に同行していただき、新第三系～第四系の堆積相についてご教示・ご議論いただいたほか、本稿の修正にあたって有益なご指摘・助言をいただいた。新潟大学教育人間科学部の黒川勝己名誉教授と平中宏典博士には調査に同行していただき、新第三系～第四系のテフラについてご教示いただいた。東京大学地震研究所の佐藤比呂志教授には新第三系～第四系の地質構造についてご議論いただいた。新潟大学理学部の栗田裕司准教授には、戸ノ入層の有機質微化石・花粉化石について貴重な情報をいただいた。株式会社地球科学総合研究所の加藤 進博士には、新第三系の年代層序についてご意見をいただいた。長崎大学水産・環境科学総合研究科の松岡数充教授には、渦鞭毛藻化石の産出地点についてご教示いただいた。群馬大学の故新井房夫名誉教授には第四紀火山灰の一部を鑑定していただいた。清水沢層の植物化石等の記載にあたっては、滋賀県立琵琶湖博物館の山川千代美学芸員にご意見をいただいた。首都大学東京の上條孝徳氏には露頭位置などの現地情報をいただくとともに、地形分類図などの資料閲覧を許可いただいた。石油資源開発株式会社、国際石油開発帝石株式会社、三菱ガス化学株式会社には、数多くの石油坑井資料及び参考資料をご提供いただいた。本研究で使用した薄片は産業技術総合研究所地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の製作による。

なお、本報告では第四紀の下限として、2009年に国際地質科学連合（IUGS）が新たに定義した2.588 Maを使用した。
(平成22年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

** 地質分野研究企画室（調査時は地質情報研究部門）

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Kamo, Kanbara Mountains, Lower Jurassic, Upper Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Senmi Complex, granitic rocks, Tonoiri Formation, Otani Formation, Nanatani Formation, Minamiimogawa Formation, Shigekurayama Volcanic Rock Member, Sarugedake Volcanic Rock Member, Kakuma Formation, Minagawa Formation, Furuto Formation, Komagome Formation, Honai Formation, Akatani Formation, Hirote Formation, Shimizusawa Formation, terrace deposits, landslide, Alluvium.

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 概 説	1
1. 2 山地地形	1
1. 3 丘陵地形	1
1. 4 段丘地形	1
1. 5 沖積低地	1
第 2 章 地質概説	3
2. 1 下部ジュラ系	3
2. 2 上部白亜系	3
2. 3 新第三系～下部更新統	3
2. 4 中部更新統～完新統	5
2. 5 地質構造	7
第 3 章 下部ジュラ系	8
3. 1 研究史・概要	8
3. 1. 1 研究史	8
3. 1. 2 概 要	9
3. 1. 3 岩石記載における用語の定義	9
3. 2 仙見コンプレックス	11
3. 2. 1 滝谷サブコンプレックス	11
3. 2. 2 神戸サブコンプレックス	13
3. 3 岩 相	13
3. 3. 1 苦鉄質岩	13
3. 3. 2 石灰岩	16
3. 3. 3 チャート	17
3. 3. 4 チャート角礫岩	20
3. 3. 5 珪質泥岩	20
3. 3. 6 砂 岩	20
3. 3. 7 混在岩	22
3. 3. 8 砂岩泥岩互層	22
3. 4 産出化石と年代	23
3. 4. 1 滝谷サブコンプレックス	23
3. 4. 2 神戸サブコンプレックス	25
3. 4. 3 両サブコンプレックスの年代	25
3. 5 接触変成作用	26
第 4 章 上部白亜系	28
4. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	28
4. 2 細粒斑れい岩及び細粒角閃石斑れい岩	29

4. 3	粗粒黒雲母花崗岩	30
第 5 章	新第三系～下部更新統	31
5. 1	研究史及び概要	31
5. 1. 1	研究史	31
5. 1. 2	概要	32
5. 2	「新潟標準層序」の表記方法について	32
5. 3	戸ノ入層	33
5. 4	大谷層	39
5. 5	七谷層	45
5. 6	下部～中部中新統の溶岩及び貫入岩	52
5. 6. 1	ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩	52
5. 6. 2	流紋岩溶岩及び貫入岩	53
5. 6. 3	斑状細粒閃緑岩貫入岩	58
5. 7	南五百川層	58
5. 8	鹿熊層	76
5. 9	皆川層	84
5. 10	古戸層	86
5. 11	鹿熊層、皆川層、古戸層中のテフラ	88
5. 12	駒込層	99
5. 13	保内層	101
5. 14	赤谷層	103
第 6 章	中部更新統～完新統	105
6. 1	研究史及び概説	105
6. 2	広手層	107
6. 3	清水沢層	107
6. 4	高位段丘堆積物	110
6. 4. 1	高位Ⅰ段丘堆積物	110
6. 4. 2	高位Ⅱ段丘堆積物	111
6. 4. 3	高位Ⅲ段丘堆積物	112
6. 4. 4	高位Ⅳ段丘堆積物	112
6. 5	中位段丘堆積物	113
6. 5. 1	中位Ⅰ段丘堆積物	113
6. 5. 2	中位Ⅱ段丘堆積物	114
6. 5. 3	中位Ⅲ段丘堆積物	115
6. 6	低位段丘堆積物	116
6. 6. 1	低位Ⅰ段丘堆積物	116
6. 6. 2	低位Ⅱ段丘堆積物	117
6. 6. 3	低位Ⅲ段丘堆積物群	117
6. 7	斜面堆積物	119
6. 7. 1	地すべり堆積物	119

6. 7. 2	崖錐堆積物	119
6. 7. 3	埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物	119
6. 8	沖積低地の堆積物	120
6. 8. 1	旧河道堆積物	120
6. 8. 2	自然堤防堆積物	120
6. 8. 3	後背湿地堆積物	120
6. 8. 4	現河道堆積物	120
6. 8. 5	浅層地下の堆積物（沖積層及びその下位の礫質堆積物）	120
第 7 章	地質構造	121
7. 1	下部ジュラ系の地質構造	121
7. 1. 1	概 説	121
7. 1. 2	向斜構造	121
7. 1. 3	断 層	121
7. 2	新第三系～第四系の地質構造	122
7. 2. 1	概 説	122
7. 2. 2	断 層	123
7. 2. 3	褶 曲	125
7. 3	活構造	126
7. 3. 1	概 説	126
7. 3. 2	活断層・活傾動	126
7. 3. 3	活褶曲	130
第 8 章	応用地質	131
8. 1	石油・天然ガス	131
8. 2	金属資源	131
8. 3	採石資源	132
8. 4	温泉・鉱泉	133
8. 5	地下水	133
8. 6	斜面災害	133
8. 6. 1	地すべり・崩壊	133
8. 6. 2	土石流	135
8. 7	古地震・地震災害	135
文 献		136
Abstract		157
巻末資料	フィッシュン・トラック年代測定結果	161

図・表目次

第 1. 1 図	加茂地域周辺の地形陰影図	1
第 1. 2 図	加茂地域の地形概要	2
第 2. 1 図	加茂地域の地質総括図	4

第 2. 2 図	加茂地域における新第三系～下部更新統の年代層序	6
第 3. 1 図	足尾帯ジュラ系付加コンプレックスの分布図	8
第 3. 2 図	蒲原山地における地塊区分図と付加コンプレックス	10
第 3. 3 図	岩体、岩塊及び混在岩の定義の概念図	11
第 3. 4 図	仙見コンプレックスの地質概略図	12
第 3. 5 図	仙見コンプレックスに発達する節理の等積投影図	13
第 3. 6 図	滝谷川と城ノ入川流域における滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスのルートマップ	14
第 3. 7 図	仙見川流域における滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスのルートマップ	15
第 3. 8 図	能代川流域における神戸サブコンプレックスのルートマップ	16
第 3. 9 図	滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの柱状図	17
第 3.10 図	苦鉄質岩及び石灰岩の薄片と露頭写真	18
第 3.11 図	層状チャート及びチャート角礫岩の露頭写真	19
第 3.12 図	砂岩及び砂岩泥岩互層の露頭と薄片写真	21
第 3.13 図	混在岩の露頭及び薄片写真	22
第 3.14 図	城ノ入川における中期～後期ペルム紀及び前期ジュラ紀の放散虫化石地点のルートマップ	23
第 3.15 図	雷山北西部における前期ジュラ紀の放散虫化石地点のルートマップ	25
第 3.16 図	高柳川上流における後期ペルム紀の放散虫化石産出地点のルートマップ	25
第 3.17 図	下杉川地区における後期三畳紀放散虫化石地点のルートマップ	25
第 3.18 図	仙見川下流部における前期ジュラ紀の放散虫化石地点のルートマップと柱状図	26
第 3.19 図	滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスにおける年代-岩相対応図	27
第 3.20 図	ホルンフェルスの露頭及び薄片写真	27
第 4. 1 図	加茂地域の深成岩類のモードを示す三角図	28
第 4. 2 図	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の写真	28
第 4. 3 図	細粒斑れい岩の写真	29
第 4. 4 図	細粒角閃石斑れい岩の薄片写真	29
第 4. 5 図	粗粒黒雲母花崗岩の産状	30
第 4. 6 図	粗粒黒雲母花崗岩の写真	30
第 5. 1 図	加茂地域における新第三系中新統の層序対比	33
第 5. 2 図	戸ノ入層、大谷層及び七谷層の地質柱状図	34
第 5. 3 図	高柳川上流域での戸ノ入層と大谷層の層序関係	36
第 5. 4 図	戸ノ入層礫岩・砂岩相の露頭写真	37
第 5. 5 図	戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相の露頭写真	38
第 5. 6 図	戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相の典型的な層相を示す柱状図	39
第 5. 7 図	五泉市阿弥陀瀬における戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相のルートマップ	40
第 5. 8 図	大谷層の露頭写真	41
第 5. 9 図	大谷層泥岩相に挟在する上戸倉-大谷 (Kmt) テフラ	43
第 5.10 図	前期～中期中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成	43
第 5.11 図	大谷層火山碎屑岩の偏光顕微鏡写真	44
第 5.12 図	三条市北五百川における七谷層～大谷層の産状	46
第 5.13 図	七谷層の露頭写真	47

第 5.14 図	三条市早水付近のルートマップと珪藻化石層序	48
第 5.15 図	Kbi 及び Kzi テフラの産状を示す柱状図と露頭写真	49
第 5.16 図	七谷層火山砕屑岩の偏光顕微鏡写真	50
第 5.17 図	駒出川及び祓川ルートにおける七谷層の微化石層序と堆積速度曲線	52
第 5.18 図	ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩, 流紋岩溶岩及び貫入岩の露頭写真	54
第 5.19 図	ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩, 流紋岩溶岩及び貫入岩, 斑状細粒閃緑岩貫入岩の偏光 顕微鏡写真	55
第 5.20 図	笠堀川上流域のルートマップ	57
第 5.21 図	南五百川層の地質柱状図	60
第 5.22 図	南五百川層泥岩相の露頭写真	62
第 5.23 図	加茂市元狭口付近のルートマップと珪藻化石層序	63
第 5.24 図	加茂市出戸付近のルートマップと珪藻化石層序	64
第 5.25 図	猿毛岳火山岩部層の露頭写真	66
第 5.26 図	猿毛岳火山岩部層及び重倉山火山岩部層を構成する岩石の主成分元素全岩化学組成	67
第 5.27 図	猿毛岳火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真	68
第 5.28 図	重倉山火山岩部層の流紋岩貫入岩によるドーム状地形	69
第 5.29 図	重倉山火山岩部層の露頭写真	70
第 5.30 図	三条市牛野尾付近のルートマップと珪藻化石層序	72
第 5.31 図	重倉山火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真	73
第 5.32 図	三条市新屋付近のルートマップと珪藻化石層序	75
第 5.33 図	三条市奥野沢における鹿熊層の珪藻化石群集の変化	76
第 5.34 図	加茂地域における新第三系中新統最上部～下部更新統の層序対比	77
第 5.35 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層の層序関係を示す地質柱状図 (その 1: 加茂地域北部における東西断面)	78
第 5.36 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層の層序関係を示す地質柱状図 (その 2: 加茂地域中部における東西断面)	79
第 5.37 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層の層序関係を示す地質柱状図 (その 3: 加茂地域南部における北東-南西断面)	80
第 5.38 図	鹿熊層の露頭写真	82
第 5.39 図	鹿熊層上部の砂岩・泥岩相の産状を示す柱状図	83
第 5.40 図	皆川層の露頭写真	86
第 5.41 図	古戸層の露頭写真	87
第 5.42 図	古戸層の典型的な岩相を示す柱状図	88
第 5.43 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層に挟在する主要なテフラの露頭写真 (その 1)	90
第 5.44 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層に挟在する主要なテフラの露頭写真 (その 2)	92
第 5.45 図	鹿熊層, 皆川層及び古戸層に挟在する主要なテフラの柱状図	94
第 5.46 図	模式地の三条市小路川ルート (ルート No. 69) における駒込層の柱状図	99
第 5.47 図	駒込層, 保内層, 赤谷層の露頭写真	100
第 5.48 図	模式地における保内層の岩相を示す柱状図	102
第 5.49 図	柳沢南及び赤谷ルートにおける赤谷層の柱状図	103
第 6. 1 図	広手層と下位層の境界部を示す露頭スケッチ	108
第 6. 2 図	清水沢層と下位層の境界部を示す露頭スケッチ	108

第 6. 3 図	清水沢層の柱状図と代表的な露頭状況	109
第 6. 4 図	清水沢層中部の砂泥層中に見られる生痕化石	110
第 6. 5 図	高位 I 段丘堆積物の柱状図	110
第 6. 6 図	高位 II 段丘堆積物の柱状図	110
第 6. 7 図	大平軽石の代表的な露頭の柱状図と露頭写真	111
第 6. 8 図	高位 II 段丘堆積物上部のくさり礫	111
第 6. 9 図	高位 IV 段丘堆積物の柱状図	113
第 6.10 図	中位 I 段丘堆積物の柱状図	114
第 6.11 図	中位 II 段丘堆積物の柱状図	115
第 6.12 図	中位 III 段丘堆積物の柱状図と代表的な露頭の写真	116
第 6.13 図	低位 I 段丘堆積物の柱状図	117
第 6.14 図	低位 II 段丘堆積物の柱状図	118
第 6.15 図	低位 III 段丘堆積物群の柱状図	118
第 6.16 図	破碎の進んだ地すべり堆積物の露頭の写真	119
第 7. 1 図	長谷断層の露頭写真	122
第 7. 2 図	門原断層の露頭写真と断層面の構造	123
第 7. 3 図	加茂地域の地質構造	124
第 7. 4 図	越後平野周辺における活構造の分布	126
第 7. 5 図	三条傾動帯による中位 I 段丘堆積物～赤谷層の急傾斜を示す露頭スケッチと露頭写真	128
第 7. 6 図	五十嵐川左岸の主要段丘面の縦断面形	128
第 7. 7 図	棚鱗断層及び町屋敷断層の露頭	129
第 7. 8 図	下原断層の変位地形	129
第 7. 9 図	冬鳥越断層の派生断層の露頭	129
第 7.10 図	荷頃背斜北方延長部における中位 I 段丘堆積物の北西傾動	130
第 3. 1 表	蒲原山地における付加コンプレックスの対比	11
第 3. 2 表	滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの特徴の比較	13
第 3. 3 表	加茂地域の石灰岩から得られた紡錘虫化石のリスト	23
第 3. 4 表	加茂地域のチャートから得られた放散虫化石のリスト	23
第 3. 5 表	加茂地域の珪質泥岩及び泥岩から得られた放散虫化石のリスト	24
第 6. 1 表	中部更新統～完新統の研究者別層序対比	105
第 6. 2 表	段丘面（堆積物）の研究別対比	106
第 7. 1 表	加茂地域の活構造一覧	127
第 8. 1 表	加茂地域の主な石油坑井一覧表	131
第 8. 2 表	加茂地域内の温泉・鉱泉データ一覧表	133
第 8. 3 表	加茂地域の地すべり指定地	133
第 8. 4 表	近世以前の越後国の被害地震一覧	134
第 8. 5 表	近代以降における越後平野周辺の被害地震一覧	135

付図 1	露頭及びルート位置図 (その 1).....	144
付図 2	露頭及びルート位置図 (その 2).....	146
付図 3	露頭及びルート位置図 (その 3).....	148
付図 4	露頭及びルート位置図 (その 4).....	149
付表 1	前期～中期中新世流紋岩溶岩及び貫入岩の岩石記載表.....	150
付表 2	加茂地域における中新世火山岩の全岩化学組成.....	152
付表 3	七谷層流紋岩火山砕屑岩の斑晶鉱物組み合わせ (実体顕微鏡観察による).....	154
付表 4	猿毛岳火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表.....	155
付表 5	重倉山火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表.....	156
Fig. 1	Summary of geology in the Kamo district.....	158
巻末資料第 1 図	フィッション・トラック年代ヒストグラム.....	161
巻末資料第 1 表	フィッション・トラック年代測定結果.....	162

第1章 地 形

(小松原 琢)

1. 1 概 説

加茂地域は、世界測地系において北緯 $37^{\circ}30'10.8''$ ～ $37^{\circ}40'10.8''$ 、東経 $139^{\circ}59'48.4''$ ～ $139^{\circ}14'48.3''$ (日本測地系において北緯 $37^{\circ}30' \sim 37^{\circ}40'$ 、東経 $139^{\circ}00' \sim 139^{\circ}15'$)の範囲に位置し、行政区として新潟県五泉市、南蒲原郡田上町、加茂市、三条市、見附市及び長岡市が含まれる。本地域周辺の地形は、北北東-南南西に延びる山地(蒲原山地)・丘陵(新津丘陵及び下田丘陵)及び平野(越後平野)からなり、これらは東から西に順に配列する(第1.1図, 第1.2図)。この地形配列とほぼ直交して、北から阿賀野川水系の杉川、仙見川、能代川、信濃川水系の加茂川、五十嵐川、刈谷田川及びそれらの支流が越後平野に向かって流下し、河成段丘面はこれらの河川に沿って発達する。本地域内における最高点は、越後山地の粟ヶ岳(標高1,292.7m)である。

1. 2 山 地 地 形

本地域の東部には、主稜線の標高が800～1,300mの蒲原山地が分布する。この山地は高度に対して起伏が大きく、谷奥の斜面の比高が500m以上に達するような急峻な地形をなす。蒲原山地を開析する谷は深く、谷壁斜面の勾配は平均 30° 以上あり、多くの河川上流域には深いV字谷地形が発達する。一方、標高500m以上の山地稜線部には、両側を明確な遷急線で境された幅100m程度の緩斜面が随所に認められる(第1.2図)。また、新第三系の分布域と上部白亜系の分布域の一部には、幅500～1,000mの地すべりないし大規模崩壊に伴うと考えられるスプーンカット状の侵食地形が認められる(第1.2図)。

1. 3 丘 陵 地 形

本地域の中央部には、背面の標高が100～300mの新津丘陵及び下田丘陵が分布する。丘陵の範囲は七谷層より上位の新第三系～下部更新統分布域とほぼ一致する。丘陵背面の高度は新生界の地質構造と調和的であり、丘陵には背斜山稜と向斜谷が発達し、樹枝状の河系が認められる。下部～中部中新統の流紋岩溶岩及び貫入岩や地すべり地形の分布域を除くと、丘陵には小規模な0次～1次谷が密に発達し、特に泥質岩分布域では高い谷密度を示す。地すべり地形は、丘陵頂部の標高が150m以上

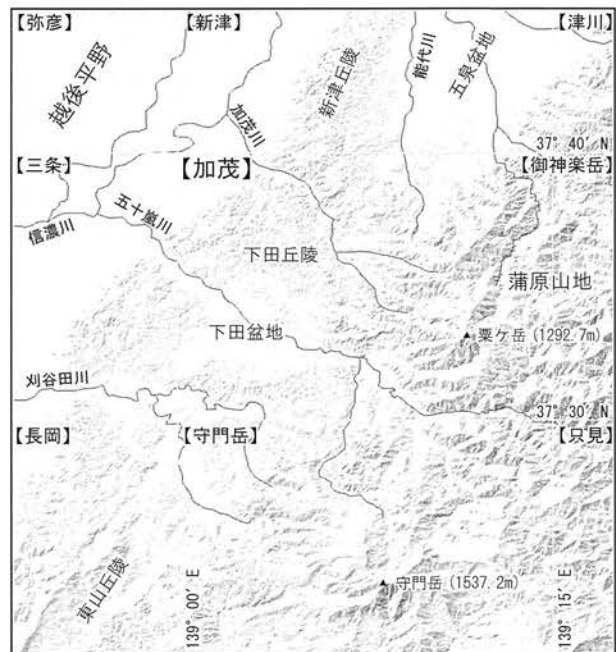
の丘陵・山地に出現し(第1.2図)、特に新第三系の泥質岩や流紋岩及び火山砕屑岩分布域で密に分布する(防災科学技術研究所, 1996)。丘陵斜面には断層や褶曲軸と並行する明瞭な線状地形(リニアメント)が多く認められる。

1. 4 段 丘 地 形

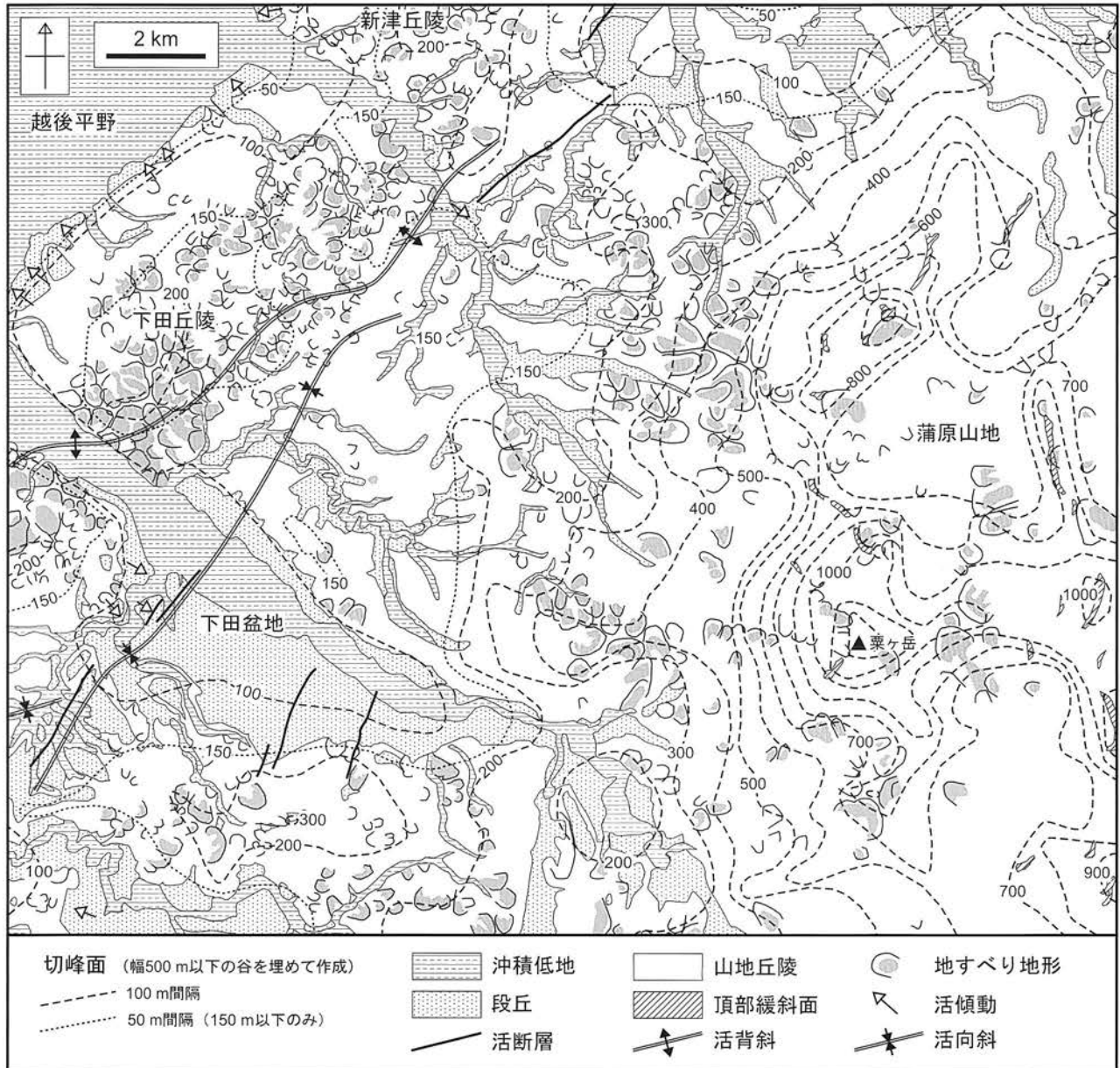
本地域を流下する河川は、山地の一部と丘陵の広い範囲に高位～低位の段丘面を形成する。特に五十嵐川と刈谷田川は、多数の河成段丘面を形作っている(第1.2図)。このうち最高位の段丘面は、丘陵背面を構成し、五十嵐川と刈谷田川の流域界をなして広がっている。これらの段丘面は場所によって地殻変動による変形を受けている。

1. 5 沖 積 低 地

本地域には、北西端に位置する越後平野の他、能代川、



第1.1図 加茂地域周辺の地形陰影図
国土地理院発行10mメッシュ数値地図の標高データをWindows用フリーソフト「カシミール3D」(<http://www.kashmir3d.com/>)で表示。緯度・経度は日本測地系による。



第1.2図 加茂地域の地形概要

接峰面は幅500m以下の谷を埋めて作成。地形分類は1.5~2万分の1空中写真を判読して行なった。地すべり地形は地質図中に記したもののだけでなく、開析が進み地形的に不明瞭なものを含めて図示している。

加茂川、五十嵐川、塩谷川などの河川沿いに沖積低地が分布する。本地域の山地・丘陵から越後平野に流入する加茂川、五十嵐川などには扇状地は発達していない。越後平野における沖積低地の大部分は自然堤防帯によって占められている。越後平野で最初に空中写真撮影が行われた1947年の時点では、既に圃場整備が行われており、正確な原地形を復元することは難しい。しかし明治期の

地形図や戦後の空中写真の色調と微起伏に基づくと、越後平野の沖積低地には、信濃川周辺や下条川沿いなどで自然堤防が発達する以外は低湿な後背湿地が広く分布していたと判断される。河谷の沖積低地は、狭長な自然堤防帯をなし、人工改変の少ない場所では旧河道や砂礫堆などの微地形が認められる。

第2章 地質概説

(工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫)

加茂地域の地質総括図を第2.1図に示す。本地域の地質系統は、下位より下部ジュラ系、上部白亜系、新第三系～下部更新統、中部更新統～完新統に区分される。下部ジュラ系及び上部白亜系は本地域東部の蒲原山地に分布する。新第三系～下部更新統は下部ジュラ系及び上部白亜系を取り巻くように分布し、山地～丘陵地を形成している。中部更新統～完新統は河川沿い、下田盆地、下田丘陵西縁部から越後平野にかけて分布する。以下にそれぞれの地質系統について、下位のものから概要を記述する。

2.1 下部ジュラ系

足尾帯に属する下部ジュラ系の付加コンプレックスは、加茂地域東部、すなわち蒲原山地の南西部に分布する。付加コンプレックスは、上部白亜系の深成岩類に貫入され、新第三系とは不整合あるいは断層で接している。更に下部～中部中新統の流紋岩やドレライトなどに貫入されている。

付加コンプレックスは破断相を示す砂岩泥岩互層を主体とし、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩・混在岩などを伴い、仙見コンプレックスと呼ばれる。仙見コンプレックスは更に、構造的低位の滝谷サブコンプレックスと構造的上位の神戸サブコンプレックスに細分され(第2.1図)、前者は砕屑岩が卓越し、後者は苦鉄質岩やチャートが卓越する。泥岩より得られた放射虫化石から、滝谷サブコンプレックスは前期ジュラ紀後半、神戸サブコンプレックスは前期ジュラ紀前半の付加年代を示す。

仙見コンプレックスは上部白亜系の深成岩類との境界から幅約1～3kmの範囲にわたり接触変成作用を被りホルンフェルスとなっている。

2.2 上部白亜系

加茂地域に分布する上部白亜系の深成岩類は、粗粒黒雲母花崗岩を主体とし、一部に細粒斑れい岩、細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を伴う。これらの深成岩類は、下部ジュラ系の仙見コンプレックスに貫入し、下部～中部中新統の流紋岩やドレライトなどに貫入されている。粗粒黒雲母花崗岩からは約70Maの黒雲母 K-Ar 年代が報告されている(金属鉱業事業団, 1979)。細粒斑れい岩は、粗粒黒雲母花崗岩中の包有岩として認められるが、粗粒黒雲母花崗岩に岩脈として貫

入することもある。このことから、その生成時期は粗粒黒雲母花崗岩とほぼ同時と判断される。細粒角閃石斑れい岩は岩脈として、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩はレンズ状の小岩体として産する。これらと粗粒黒雲母花崗岩及び細粒斑れい岩の前後関係は不明である。

2.3 新第三系～下部更新統

加茂地域の新第三系～下部更新統は、下位より、戸ノ入層、大谷層、七谷層、南五百川層、鹿熊層、皆川層、古戸層、駒込層、保内層、赤谷層からなる(第2.1図)。また、七谷層以下の新第三系は、前期～中期中新世の流紋岩やドレライトを主体とする貫入岩に貫かれている。これらの地層の年代層序を第2.2図に示す。なお、本報告では地層の地質年代をわかりやすく記述するために、第2.2図の年代尺度に示した珪藻化石帯区分において、Yanagisawa and Akiba (1998) で定義された珪藻化石帯のうちの幾つか(NPD5B, 5D, 6B, 7A, 8, 9帯)を指標生層準にもとづいて a～d の記号を付して暫定的に細分している。

本地域の大部分を占める新第三系～下部更新統は、東部の蒲原山地から西部の下田丘陵にかけての広い地域に分布する。中新統は主に東部に分布し、鮮新統以上の地層は主に西部に分布する。これらの地層は下部ジュラ系を不整合に覆うか、下部ジュラ系及び上部白亜系と断層で接する。

戸ノ入層は、本地域の新第三系基底部を構成し、下部ジュラ系を不整合に覆う。本層は主に陸成(一部海成)の礫岩、砂岩及び泥岩からなり、流紋岩火山砕屑岩を挟む。

大谷層は、戸ノ入層を整合に覆うか、もしくはオンラップする暗灰色～灰色の成層泥岩を主とする海成層で、厚い流紋岩火山砕屑岩と薄い玄武岩～安山岩火山砕屑岩を挟む。火山砕屑岩は南方ほど厚くなり、同時期に貫入した流紋岩やドレライト、玄武岩～安山岩の岩体と複雑な地質体を構成する。

七谷層は、大谷層を整合に覆う明灰色～灰色無層理泥岩を主体とする海成層で、中部～上部に薄い玄武岩～安山岩火山砕屑岩と厚い流紋岩火山砕屑岩を挟み、最上部に海緑石砂岩層を伴う。

戸ノ入層、大谷層、七谷層中には、前期～中期中新世のドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩、流紋岩溶岩及び貫入岩、斑状細粒閃緑岩貫入岩が認められる。いずれ

も大谷層及び七谷層堆積期の火山活動によるものである(第2.1図)。ドレライト及び玄武岩～安山岩、斑状細粒閃緑岩は岩脈あるいは岩床として産する。流紋岩は溶岩ドームあるいは浅所貫入のラコリス状岩体群及びその供給岩脈からなる。

南五百川層は、七谷層を整合に覆う黒灰色～暗灰色無層理泥岩あるいは暗緑灰色珪藻質無層理泥岩を主体とする海成層で、流紋岩火山砕屑岩、玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩・火山砕屑岩・貫入岩からなる猿毛岳火山岩部層、流紋岩溶岩・火山砕屑岩・貫入岩からなる重倉山火山岩部層を挟有する(第2.1図, 第2.2図)。

鹿熊層は、下部の緑灰色無層理泥岩と上部の青灰色～灰色無層理泥岩を主体とする海成層である。下部にはスランプ堆積物、上部にはタービダイト性の砂岩泥岩互層及び石灰質砂岩泥岩互層が挟在する(第2.2図)。堆積相より本層は、主に陸棚よりも深い環境で堆積したと考えられる。下位の南五百川層との間には50～150万年間のハイエイタスが存在する(第2.2図)。

鹿熊層の堆積開始以降、本地域は東側から順次埋積・浅海化していったため、鹿熊層、皆川層、古戸層の岩相境界は東西方向で等時間面と著しく斜交する。また、それに加えて相対的海水準変動による海退～海進の影響を受け、地層境界は複雑な指交関係を示す(第2.2図)。

皆川層は、鹿熊層と指交関係にある生物擾乱を激しく受けた無層理の砂質泥岩・泥質砂岩を主体とする海成層で、層準により砂質泥岩砂岩互層を挟む。堆積相より本層は外側陸棚～内側陸棚の環境で堆積したと推定される。

古戸層は、皆川層と指交関係にある生物擾乱を受けた無層理砂層を主体とする海成層である。堆積相より本層は、主に内側陸棚～外浜の環境で堆積したと考えられる。

駒込層は、古戸層を不整合に覆う海成層(一部陸成層)で、内湾成の泥層～砂質泥層～泥砂互層及びそれらに挟有される河川成の礫層から主に構成される。堆積相より本層は、エスチュアリー環境で堆積したと考えられる。

保内層は、皆川層を整合に覆う海成層及び陸成層で、砂層及び礫層を主体とする。堆積相より本層は、外浜～前浜及び河川の環境で堆積したと考えられる。

赤谷層は、保内層を不整合に覆う海成層(一部陸成層)で、内湾成～汽水成の泥層、砂質泥層、泥砂互層及びそれらに挟有される河川成の礫層から主に構成される。堆積相より本層は、河川～エスチュアリー環境で堆積したと考えられる。

微化石層序、テフラ層序、フィッシュン・トラック(FT)年代から推定される各層の堆積年代は、戸ノ入層:約18～17Ma, 大谷層:約17～15Ma, 七谷層:約15～12.3Ma, 南五百川層:約12.3～7.2Ma, 鹿熊層:約6.5～1.5Ma, 皆川層:約3.5～1Ma, 古戸層:約2.3～1Ma, 駒込層:1.6Ma以降, 保内層:1.3Ma以降, 赤谷層:

1Ma以降である(第2.2図)。

2.4 中部更新統～完新統

本地域の中部更新統～完新統は、中部更新統の^{ひろて}広手層、^{しみずさわ}清水沢層、中部更新統～完新統の段丘堆積物、地すべり堆積物、完新統の沖積錐及び埋谷緩斜面堆積物、崖錐堆積物、沖積層からなる(第2.1図)。

広手層は、泥ないし砂混じり泥を主体とし、下部に砂礫を伴う河川成の地層である。本層は下位の駒込層を傾斜不整合に覆う。

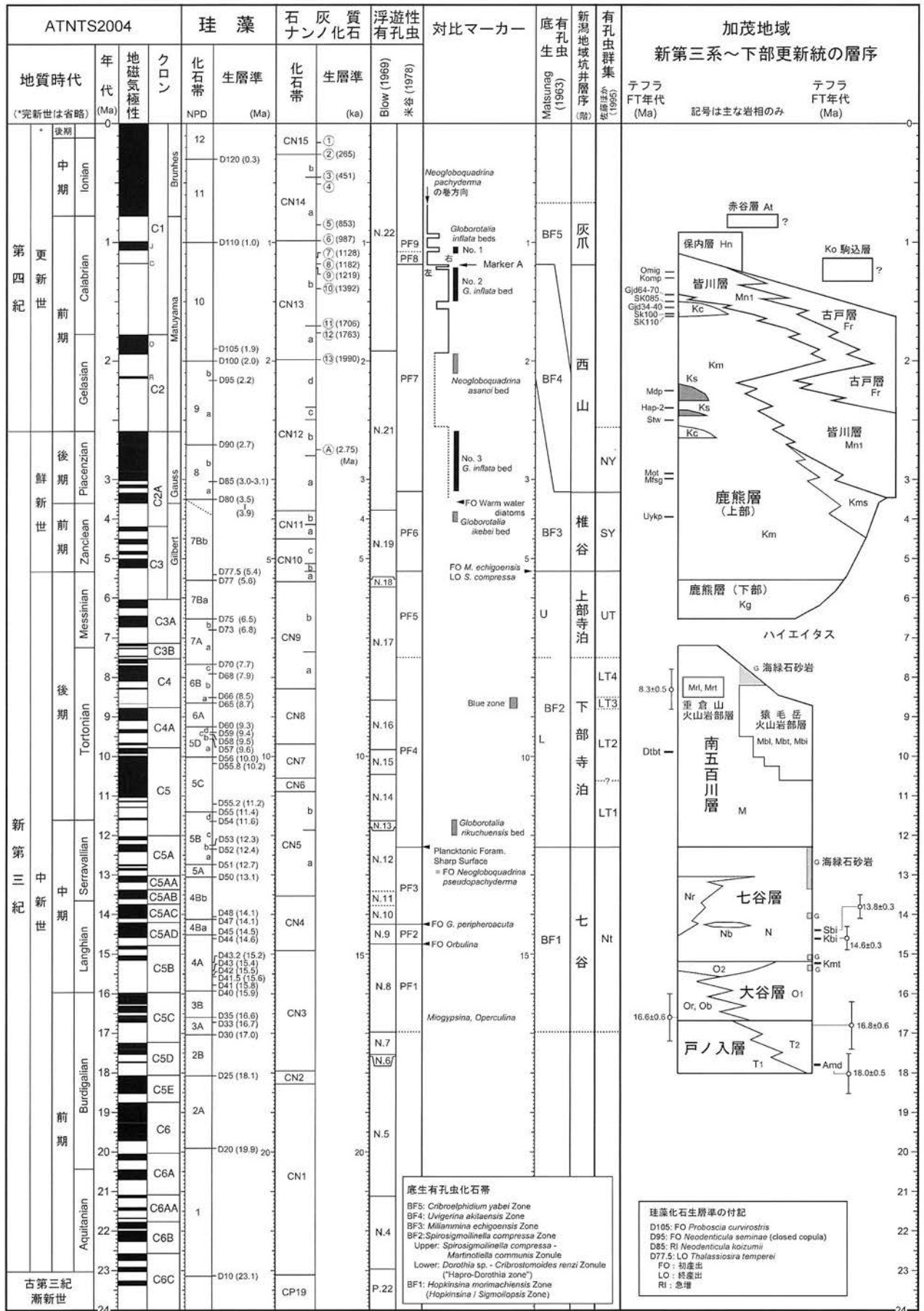
清水沢層は、浅海成の砂・泥を主体とし、基底部と上部に河川性の砂礫を伴う1サイクルの海進に対応する地層である。本層は下位の赤谷層を傾斜不整合に覆う。清水沢層と広手層は同時異相の可能性がある。

段丘堆積物は、堆積物の風化程度、堆積物を覆うローム層の色調や厚さ、ローム層中に粒子として含まれる火山灰起源の鉱物やガラスに基づき、高位(I～IV)段丘堆積物、中位(I～III)段丘堆積物、低位(I～III)段丘堆積物に細分される。

高位段丘堆積物は、著しく風化した礫(くさり礫)を多く含み、赤色ローム層に被覆される段丘堆積物を総称したものである。このうち下半部にあたる高位I及びII段丘堆積物は下田丘陵の頂部を構成し、これらを被覆するローム層中に3層の暗色帯が認められる。高位II段丘堆積物中には厚さ1～2mのテフラ(大平軽石)が挟在する。高位III段丘堆積物は刈谷田川中流域にのみ分布する局所的な段丘面を構成する地層である。高位IV段丘堆積物は五十嵐川や刈谷田川などの河川沿いに分布し、被覆層中に2層の暗色帯が認められる。

中位段丘堆積物は、くさり礫をほとんど含まないものの、風化皮膜を持つ礫を多く含み、褐色ローム層に被覆される段丘堆積物を総称したものである。中位I段丘堆積物は、堆積物最上部の泥層にカミングトン閃石粒子をわずかに含み、厚さ1.5～2mの褐色ローム層に覆われる。中位II段丘堆積物は、厚さ約1mの褐色ローム層に覆われ、ローム層の下部には鬼界葛原テフラ(K-Tz)由来と考えられる高温型石英の粒子を含む。中位III段丘堆積物は最大層厚20m以上に達する厚い砂礫層からなる。この段丘堆積物は、大山倉吉テフラ(DKP)に由来する斜方輝石と角閃石の粒子を含む厚さ数10cmの褐色ローム層に覆われる。

低位段丘堆積物は、比較的新鮮な礫層からなり、暗褐色ローム層ないし表土に覆われる段丘堆積物を総称したものである。低位I段丘堆積物は、始良-Tnテフラ(AT)に由来する火山ガラス粒子を含む暗褐色ローム層に覆われる。低位II段丘堆積物は厚さ5m以下の砂礫層で、浅間-草津テフラ(As-K)に由来する火山ガラス粒子を含む暗褐色ローム層に覆われる。低位III段丘堆積物群は、



いくつかの小さな段丘面を構成する堆積物をまとめたもので、いずれも薄い堆積物からなり、黒色ローム層ないし表土に覆われる。

地すべり堆積物は、地すべり運動に伴って移動・堆積した堆積物の総称である。地質図では、母岩の構造を留めない程度に激しく破碎されたものを地すべり堆積物として表示し、それ以外は2万分の1空中写真から読み取った滑落崖を記している。

崖錐堆積物は、斜面の基部に落石や匍行によって堆積した粗大な礫や岩屑からなる堆積物である。

沖積錐及び埋谷緩斜面堆積物は、山地・丘陵の谷から土石流や泥流などの集合流動によって運搬され、緩傾斜地に堆積した粗大な礫を主とする堆積物である。前者は急勾配の谷の出口に小規模な扇状地状の地形を、後者は谷に沿った幅広い緩斜面を構成する。地質図では、同様の堆積相の堆積物であっても段丘化したものは段丘堆積物として示し、沖積錐や埋谷を埋めて緩斜面を構成するものを沖積錐及び埋谷緩斜面堆積物として示した。

沖積層は、最終氷期の海面低下期以降に堆積し、沖積面を構成する地層を総称したものである。沖積層は、微地形に応じて旧河道堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物、及び現河床堆積物に区分される。

2.5 地質構造

下部ジュラ系の仙見コンプレックスの走向は、概ね北東-南西あるいは北北東-南南西方向を示す。北東-南西方向はいわゆる「新潟方向」と呼ばれるもので、新潟地域全域で発達している。仙見コンプレックスの神戸サブコンプレックス及び滝谷サブコンプレックスは、付加体形成以降に活動した断層群によって複雑な分布を示すが、もともと両サブコンプレックスはともに半波長が4km以上の向斜をなしていたと考えられる。また、仙見コンプレックスにおいて確認・推定される断層は、北

東-南西系と北西-南東系の2方向が認められ、その多くが、日本列島が圧縮応力場となる3.5Ma以降に形成または再活動したものであると考えられる。

新第三系～第四系における褶曲軸及び断層の配列方向の多くは、前述の「新潟方向」に平行し、一部でこれと直交する北西-南東方向のものが認められる。新潟堆積盆地における新第三系～第四系の地質構造は、大局的にはこれら2方向に卓越する構造要素により規制されている(鈴木, 1989)。これらの2方向に卓越する断層は、新第三系と下部ジュラ系及び上部白亜系の境界断層として数多く見られる。本地域の新第三系～第四系は、東部では褶曲が少なくほぼ一様に西方に傾斜する同斜構造を示すが、西部では北東-南西方向の褶曲と断層が認められ、特に北西部では翼間の閉じた褶曲と断層により複雑な地質構造を示す。新第三系～第四系の褶曲及び断層の多くは、3.5Ma以降の逆断層の活動によるものと考えられるが、この中には前～中期中新世の日本海形成期に活動した正断層が逆断層として再活動したのも含まれている。

本地域において中期更新世(広手層・清水沢層堆積期)以降に活動した活断層及び活傾動は、西から①三条傾動帯の活断層(群)及び活傾動、②下田盆地断層群(町屋敷断層・下原断層及び柵鱗断層)、③冬鳥越断層、④月岡断層帯南部・村松断層の4つである。同じく中期更新世以降に活動したことが確実な褶曲は、①庄川背斜、②曲谷向斜、③荷頃背斜延長部の3つである。これらはいずれも北北東-南南西ないし北東-南西方向に伸長する。特に越後平野東縁の三条傾動帯から庄川背斜に至る断層褶曲帯は、平均変位速度が約1mm/年に達する高い活動度を持つ。また、中期更新世以降の変位基準面を欠くものの後期鮮新世以降に活動した構造(皆川層より上位の地層を変形させている構造)の中には、活構造が含まれている可能性がある。

← 第2.2図 加茂地域における新第三系～下部更新統の年代層序

地磁気極性年代尺度: Gradstein *et al.* (2004) を使用した。ただし、第四紀(更新世)の始まりをジェラシアン期基底に変更した。珪藻化石: 化石帯は Akiba (1986) 及び Yanagisawa and Akiba (1998) の区分とコード番号を使用。ただし、一部の化石帯(NPD5B, 5D, 6B, 7A, 8, 9)を暫定的に細分した。生層準は Yanagisawa and Akiba (1998) に従うが、一部の生層準にコード番号を暫定的に追加した(図下部の付記参照)。生層準の年代は、Barron and Gladenkov (1995) と Watanabe and Yanagisawa (2005) による古地磁気層序との対応関係を基に、Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度に対応させて算定した。石灰質ナンノ化石: 化石帯は Okada and Bukry (1980) を使用。化石帯の年代は Gradstein *et al.* (2004) による。生層準は、Takayama and Sato (1987), Sato *et al.* (1991), Sato and Kameo (1996) 及び佐藤ほか (1987, 1999) に、その年代は Sato *et al.* (2009) と佐藤 (2010) による。浮遊性有孔虫: 化石帯は Blow (1969) と米谷 (1978) による。ただし、米谷 (1978) の化石帯のコード番号は、三輪ほか (2004a) による。底生有孔虫: 化石帯は Matsunaga (1963) を基本とし、コード番号は米谷 (1978) による。化石帯の年代は、米谷 (1978), 花方ほか (2001a, b) などによる。対比マーカー: 米谷 (1978), 米谷・井上 (1981), 加藤・井上 (1999), 加藤ほか (2004, 2006), 井上ほか (2008), 守屋 (1995), 佐藤ほか (1995), Hanagata (2003, 2004), 三輪ほか (2004a, b), 渡辺 (1976, 1983) などによる。テフラの年代は本文参照。岩相記号は地質図凡例を参照。

(内野隆之)

足尾帯は美濃-丹波帯の東方延長に相当し、糸魚川-静岡構造線と棚倉構造線の間に位置する。足尾帯における付加コンプレックスの分布は、白亜系～古第三系の深成岩類の貫入や新第三系及び第四系の被覆により断片的であるが、足尾山地・八溝山地・魚沼山地・帝釈山地・蒲原山地・飯豊山地・朝日山地にまとまって分布する（第3.1図）。

3.1 研究史・概要

3.1.1 研究史

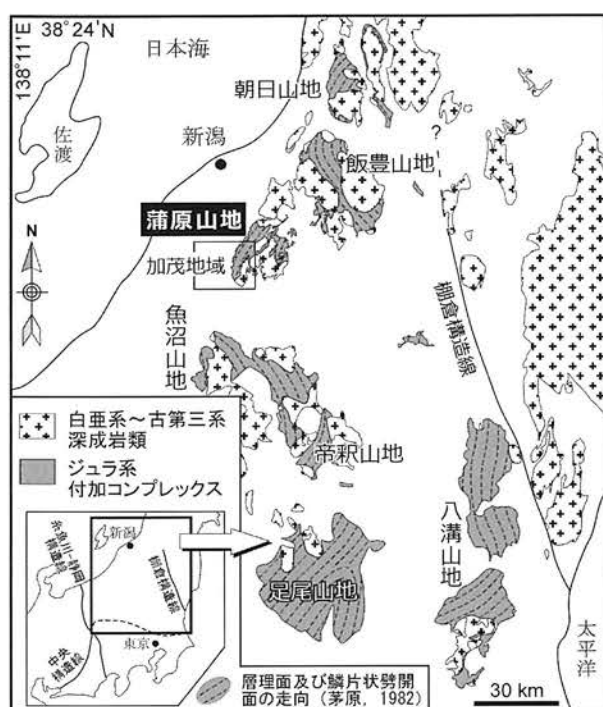
足尾帯に分布する付加コンプレックスは、かつて“秩父地向斜”の堆積物として扱われ（Kobayashi, 1941）、その地質時代は主に石灰岩中の紡錘虫化石から得られたものであった。その後、チャートからコノドント化石が抽出されるようになり（例えば、林, 1963）、更に1980年代に入り泥岩から放散虫化石が抽出され、“秩父地向斜”の堆積物はジュラ紀の付加コンプレックスとして認識されるようになってきた（例えば、指田ほか,

1982）。そして、足尾山地、八溝山地、魚沼山地、帝釈山地の付加コンプレックスにおいて、微化石層序を基とした海洋プレート層序の復元や層序区分などが行われてきた（例えば、Kamata, 1996；指田・堀, 2000；松本ほか, 2001）。しかし、蒲原山地・飯豊山地・朝日山地に関しては、地形が急峻なことや深成岩類の接触変成作用によって時代決定に有効な微化石があまり得られないことから、未だ十分な地質学的検討が行われていない。中江（2000）や山北・大藤（2000）は、丹波-美濃-足尾帯の広域対比の中で、蒲原山地・飯豊山地・朝日山地の付加コンプレックスを扱っていないが、原・柏木（2004）はそれらの付加コンプレックスも含め足尾帯全体の対比を予察的に行っている。

蒲原山地の付加コンプレックスは、50万分の1地質図幅「新潟」（福田ほか, 1958）で“古生層”としてその広域的な分布が示された後、5万分の1地質図「蒲原地域」（金属鉱業事業団, 1979）でその分布がより具体的に示された。そして、5万分の1表層地質図「加茂」（津田ほか, 1984）では先白亜系として示され、20万分の1地質図（角ほか, 1985；新潟県, 1989；新潟県地質図改訂委員会, 2000）では古生界～中生界、あるいは石炭系～ジュラ系として示されている。改訂版として発行された20万分の1地質図幅「新潟」（高橋ほか, 2010）では、足尾帯の付加コンプレックスは岩相・年代により、蒲原山地を中心とした西部に分布する下部～中部ジュラ系と、飯豊山地を中心とした東部に分布する中部～上部ジュラ系とに区分された。

藤本・小林（1961）は、阿賀町赤岩（加茂地域北東隣の津川地域）付近の水谷沢の石灰岩から紡錘虫化石を報告し、ペルム系の存在を示した。これは蒲原山地での初めての化石報告である。その後、同じく水谷沢の別の石灰岩から、後期石炭紀及び中期ペルム紀紡錘虫化石（長谷川・高野, 1969）や石炭紀コノドント化石（猪郷, 1972）が報告された。また、この石灰岩周辺の層状チャートと珪質泥岩から、それぞれ後期三畳紀コノドント化石（猪郷, 1972）と、前期ジュラ紀放散虫化石（Mizutani *et al.*, 1984）及び中期ジュラ紀放散虫化石（Mizutani *et al.*, 1984；新潟基盤研究会, 1985；川端・伊藤, 1993）が報告され、蒲原山地にジュラ系が存在することが初めて示された。その他、長谷川（1985）も幾つかの地点で、紡錘虫・コノドント・放散虫化石を報告している。

加茂地域では、川端・伊藤（1993）が五泉市の仙見川下流に露出する珪質泥岩から前期ジュラ紀放散虫化石の



第3.1図 足尾帯ジュラ系付加コンプレックスの分布図
付加コンプレックス中の点線は地層の大局的な走向を示す。魚沼山地の名称については新潟県（1989）の第2図に従った。

産出を報告した。内野ほか（2010）は五泉市下戸倉の城ノ入川に露出する層状チャートから中期ペルム紀放射虫化石を、加茂市上高柳の高柳川に露出する塊状チャートから後期ペルム紀放射虫化石を、五泉市上戸倉の能代川上流に露出する石灰岩から後期石炭紀紡錘虫化石を報告した。内野・堀（2010）は、本地域の泥岩から前期ジュラ紀放射虫化石を報告し、蒲原山地の付加コンプレックスの付加年代を初めて明らかにした。また、内野・堀（2011）は珪質泥岩から後期三畳紀放射虫化石の産出を報告した。なお、蒲原山地の付加コンプレックスにおける微化石報告に関する詳しい研究史は、内野ほか（2010）でも述べられている。

岩石学的研究については、草野ほか（2010）が、本地域を含む蒲原山地西部に産する苦鉄質岩の岩石学的記載及び化学組成を検討し、それらが海洋島アルカリ玄武岩とプレート内ソレアイト質玄武岩の特徴を示すことを明らかにした。

津田ほか（1983）は、新第三紀以降に活動した北東-南西系の断層により、蒲原山地を西側から笹神地塊、菱ヶ岳-菅名岳地塊、中ノ沢地塊、三川地塊、津川地塊に区分し、これらの地塊に分布する付加コンプレックスを“蒲原層群”と呼んだ。これらの地塊の付加コンプレックスについては、①菱ヶ岳-菅名岳地塊と中ノ沢地塊では、岩相や岩石の変形度に差異は認められない、②菱ヶ岳-菅名岳地塊及び中ノ沢地塊と比較すると、三川地塊では苦鉄質岩が少なく（新潟基盤研究会，1985；長谷川，1988）、規模の大きい石灰岩を含む（新潟基盤研究会，1985；角ほか，1985）、③三川地塊では、他地塊でほとんど確認されていない広域変成作用を被った変斑れい岩が含まれる（新潟基盤研究会，1985）、④津川地塊では、苦鉄質岩がほとんど含まれず（新潟基盤研究会，1985；長谷川，1988）、破断変形が非常に弱い、⑤中ノ沢地塊と三川地塊は西傾斜の赤谷断層（坊城ほか，1969）で、三川地塊と津川地塊は鹿瀬断層（吉村ほか，1974）で、それぞれ境されている（第3.2図）、という特徴が認められる。これに基づき内野（2010）では、菱ヶ岳-菅名岳地塊及び中ノ沢地塊、三川地塊、津川地塊に分布する付加コンプレックスをそれぞれ独立した3つの層序単元に区分し、菱ヶ岳-菅名岳地塊及び中ノ沢地塊の付加コンプレックスを「仙見コンプレックス」と呼称した。また、岩相の違いと層序関係から、下部と上部に区分した（第3.1表）。

3.1.2 概要

蒲原山地の付加コンプレックスは、笹神地塊以外すべての地塊に分布しており（第3.2図A）、その分布地域は新潟県五泉市・加茂市・三条市・阿賀町にまたがる。加茂地域の付加コンプレックス（仙見コンプレックス）は、菱ヶ岳-菅名岳地塊と中ノ沢地塊に分布する付加コ

ンプレックスに相当し、北東部の杉川下流域から南西部の粟ヶ岳周辺にかけ、南北約17kmにわたって分布する。更に本地域北東方の菅名岳や五十島にも、北東延長として分布する（第3.2図A）。仙見コンプレックスは、上部白亜系の深成岩類及び下部～中部中新統の流紋岩やドレライトなどに貫入され、下部中新統の戸ノ入層と不整合ないし断層で接する。静川上流や門原に分布する戸ノ入層と仙見コンプレックスとの直接の関係は不明であるが、分布形態より、前者では断層、後者では不整合及び断層と推定される。

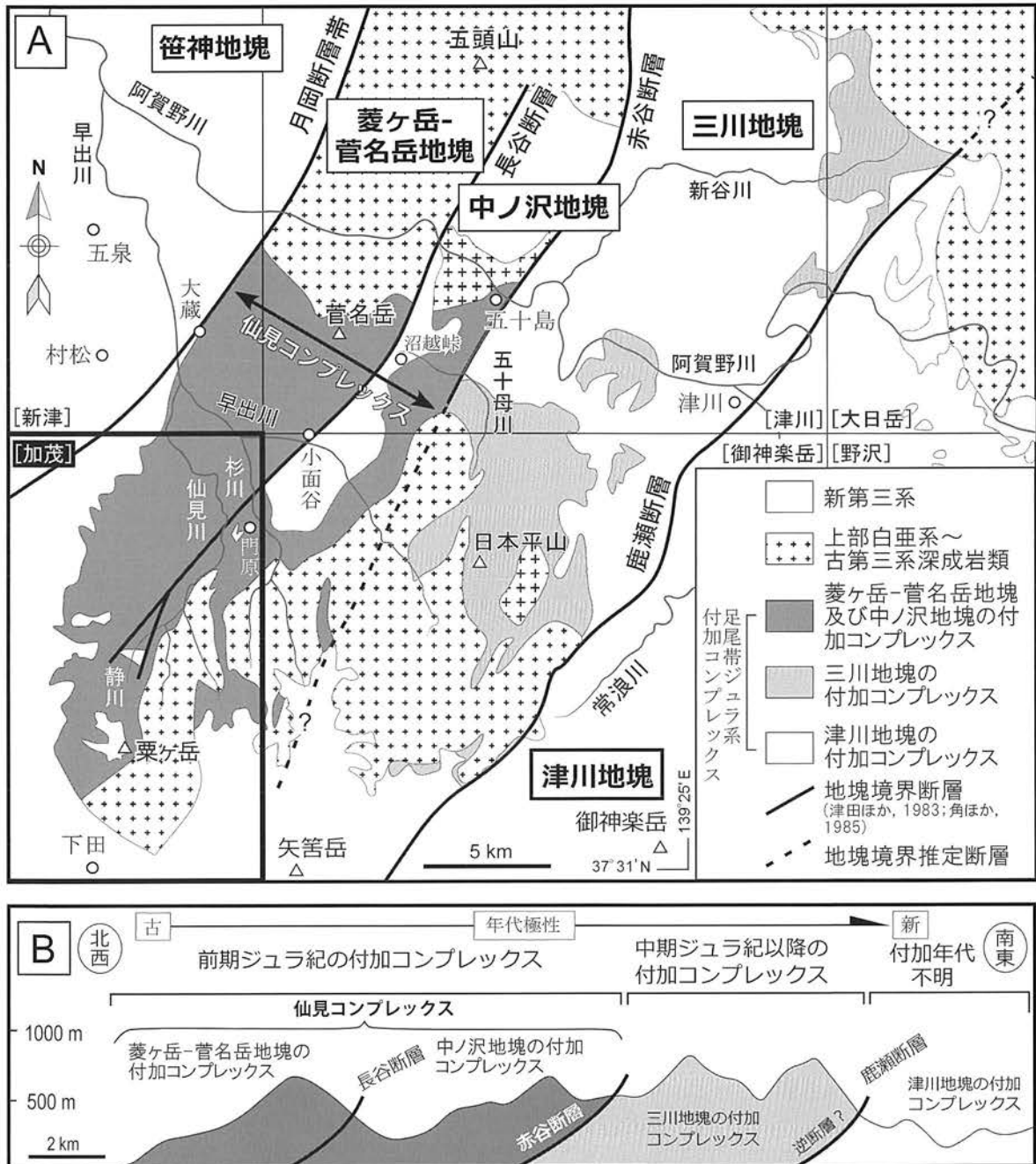
仙見コンプレックスは、苦鉄質岩・石灰岩・チャートなどの5万分の1地質図に表現できない岩塊を伴う混在相（後述）を示す砂岩泥岩互層を主体とし、泥質基質に苦鉄質岩・チャート・砂岩などの岩塊を含む「混在岩」、及び5万分の1地質図に表現できる苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩の岩体からなる。仙見コンプレックスの見かけの層厚は9,000m以上である。

仙見コンプレックスの付加年代は、本地域の陸源性碎屑岩（泥岩）から得られた放射虫化石により前期ジュラ紀であることが明らかにされている（内野・堀，2010）。三川地塊の付加コンプレックスの付加年代については、陸源性碎屑岩からの化石報告は無いが、珪質泥岩から中期ジュラ紀放射虫化石が見出されている（Mizutani *et al.*, 1984）ことから、中期ジュラ紀以降であると考えられる。津川地塊の付加コンプレックスの付加年代については明らかにされていない。

本報告では、構造的低位に位置する仙見コンプレックス下部に対して「滝谷サブコンプレックス」と、構造的上位に位置する仙見コンプレックス上部に対して「神戸サブコンプレックス」と命名した。滝谷サブコンプレックスでは碎屑岩が卓越し、神戸サブコンプレックスでは苦鉄質岩及びチャートが卓越する。滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの層理面及び鱗片状劈開面の走向は大局的に北東-南西あるいは北北東-南南西を示し、蒲原山地南方の魚沼山地に分布する付加コンプレックスや、蒲原山地北東方の飯豊山地に分布する付加コンプレックスが示す北西-南東の方向とは異なる（第3.1図）。

3.1.3 岩石記載における用語の定義

本地域に分布する仙見コンプレックスは、砂岩泥岩互層を主体とし、それより時代の古い、苦鉄質岩・石灰岩・チャートが様々な大きさ・形状で混在した岩相を示す。本報告では、変形の様式を地層の破断や混在化の程度により、整然相・破断相・混在相の3相に区分する。整然相は、地層の整合的累重関係や側方への連続性が保持されている状態を指す。破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指す。混在相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な



第3.2図 蒲原山地における地塊区分図と付加コンプレックス

(A) 断層によって区分される地塊とそれぞれに分布する付加コンプレックス。[]内は5万分の1地質図幅名。
 (B) 付加コンプレックスの年代と構造的上下関係を示した北西-南東方向の模式断面図。
 地塊区分図は角ほか(1985)の地質図を加筆・編集したもので、本図に第四系は表記されていない。

種類や大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く碎屑岩の“基質”からなる。岩体の記述に関しては中江(2000)に従い、見かけの層厚が500m以上を大規模岩体、300~500mを中規模岩体、50~300mを小規模岩体とし、5万分の1地質図に表現できない50m未満については、岩塊と表記する。

混在相・混在岩に関する定義を第3.3図に示す。苦鉄

質岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊と泥質基質からなる岩石を混在岩とし、露頭規模で岩塊が泥質岩に含まれている場合に適用した。仙見コンプレックスには一般的に破断相を示す砂岩泥岩互層が卓越するが、5万分の1地質図に表現できない見かけの層厚が50m未満の苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩・混在岩の岩塊も、仙見コンプレックス全体にわたって砂岩泥岩互層ととも

第3.1表 蒲原山地における付加コンプレックスの対比

津田ほか(1983)	内野(2010)		本報告書	
菱ヶ岳-菅名岳地塊の中・古生界	仙見コンプレックス	下部及び上部	仙見コンプレックス	滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックス
中ノ沢地塊の中・古生界				
三川地塊の中・古生界	三川地塊の付加コンプレックス		三川地塊の付加コンプレックス	
津川地塊の中・古生界	津川地塊の付加コンプレックス		津川地塊の付加コンプレックス	

に分布している。そのため、5万分の1地質図では、これらの岩塊と砂岩泥岩互層とを合わせて「砂岩泥岩互層(苦鉄質岩・石灰岩・チャートなどの岩塊を伴う)」として表記した。この「砂岩泥岩互層」は5万分の1地質図規模では混在相を示すが、露頭規模以下では混在岩の岩塊を除き、混在相を示さない。なお、ルートマップや柱状図においては縮尺が大きいため、見かけの層厚が10m以上の混在岩や苦鉄質岩などの岩塊を表記し、また、より細分化した凡例を与えた。

3.2 仙見コンプレックス

命名・定義 内野(2010)により命名・定義された。菱ヶ岳-菅名岳地塊と中ノ沢地塊の付加コンプレックスに相当する。津田ほか(1983)は、蒲原山地に分布する付加コンプレックスに対して“蒲原層群”と呼称したが、そもそも“層群”を構成する“層”が設定されておらず、地層命名の手順として不備がある。したがって、本報告では“蒲原層群”を使用しない。

分布 菱ヶ岳-菅名岳地塊及び中ノ沢地塊、すなわち蒲原山地の西部に分布する(第3.2図A)。本地域では東部の早出川中流部から粟ヶ岳南西にかけて幅約9km、

長さ約17kmに及ぶ。

層序 内野(2010)は、岩相の違いと層序関係から、仙見コンプレックスを下部と上部に区分した。本報告ではコンプレックスの下位階層の単元としてサブコンプレックスを使用し、仙見コンプレックスの下部を滝谷サブコンプレックス、上部を神戸サブコンプレックスと新たに呼称する(第3.1表)。

城ノ入川-滝谷川、仙見川、能代川における仙見コンプレックスのルートマップをそれぞれ第3.6図、第3.7図、第3.8図に、また、高柳川、能代川、城ノ入川、滝谷川、仙見川、杉川における仙見コンプレックスの層序を示した柱状図を第3.9図に示す。柱状図は、見かけ上の岩石の層序を示し、褶曲や断層による岩相の繰り返しを含む。滝谷サブコンプレックスと神戸サブコンプレックスの特徴の差異を第3.2表に示す。

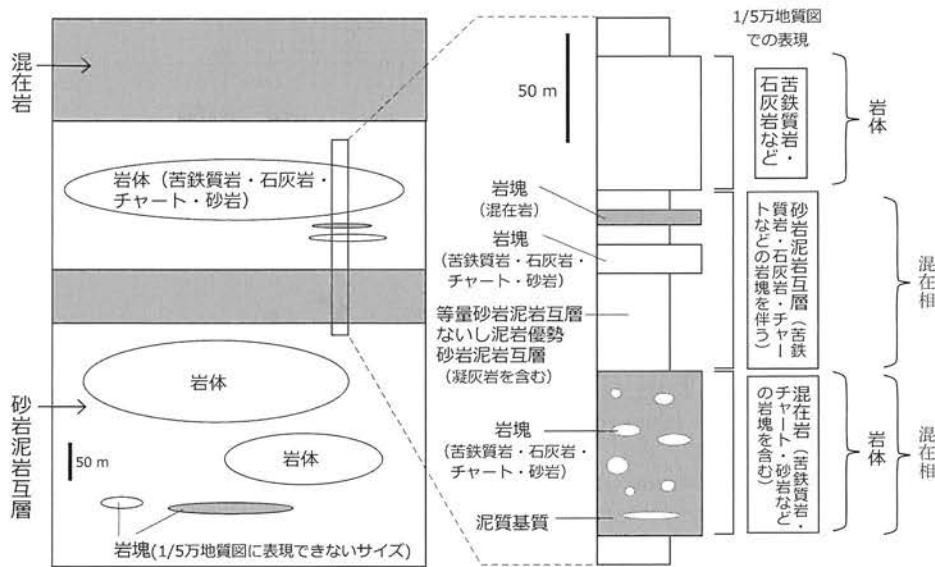
層厚 9,000m以上。

地質構造 仙見コンプレックスの層理面及び鱗片状劈開面の大局的な走向は北東-南西を示す(第3.4図)。ただし、門原周辺及び権ノ神岳西方や、粟ヶ岳西方の一部の仙見コンプレックスは北北西-南南東～西北西-東南東方向を示す。また、仙見コンプレックス全体にわたり、層理面の走行に直交する北西-南東方向の節理がしばしば確認できる(第3.5図)。

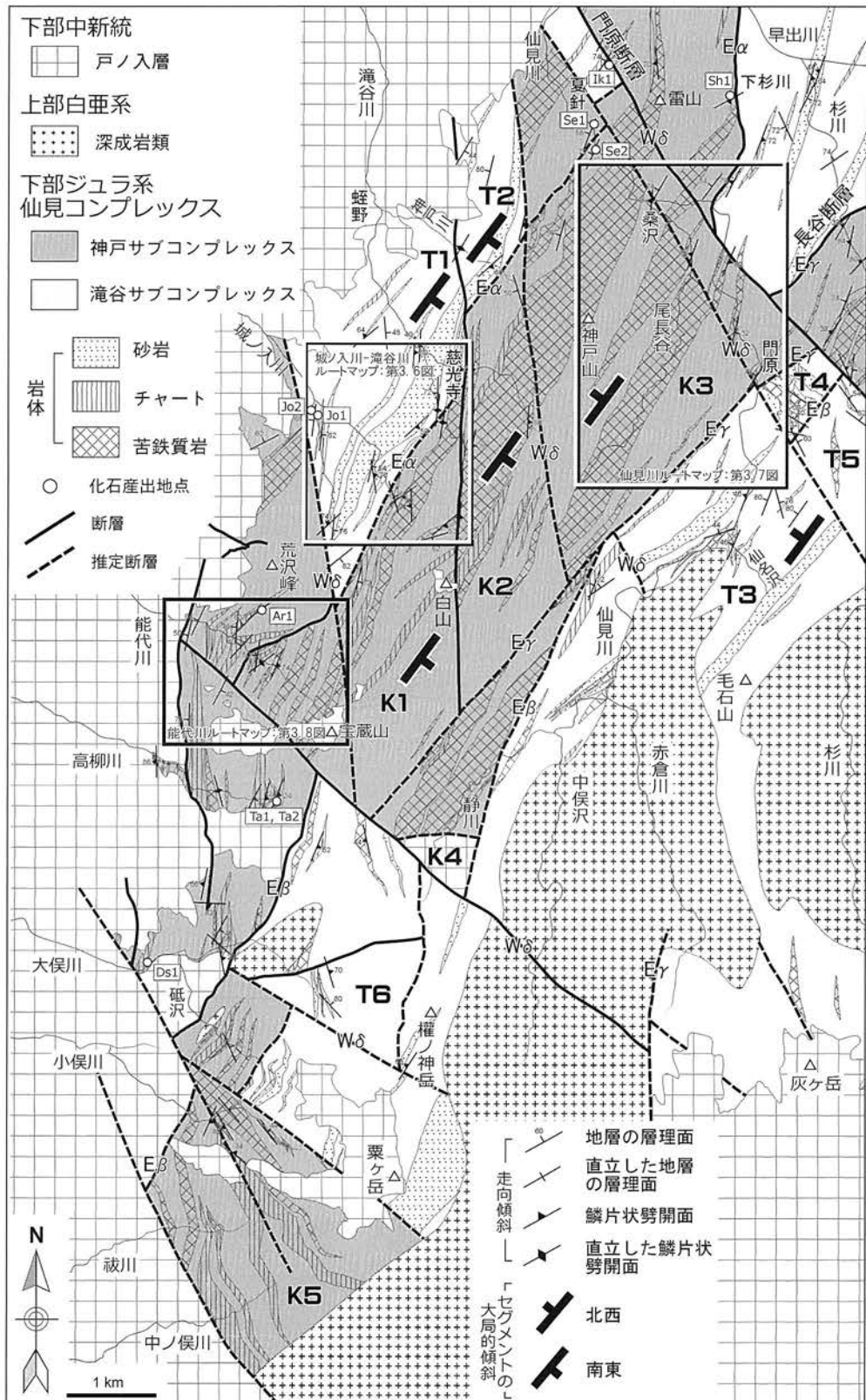
3.2.1 滝谷サブコンプレックス [新称] (Jtg, Jtl, Jtc, Jts, Jtm, Jta)

命名 内野(2010)が設定した仙見コンプレックスの下部に対して、滝谷サブコンプレックスと命名する。

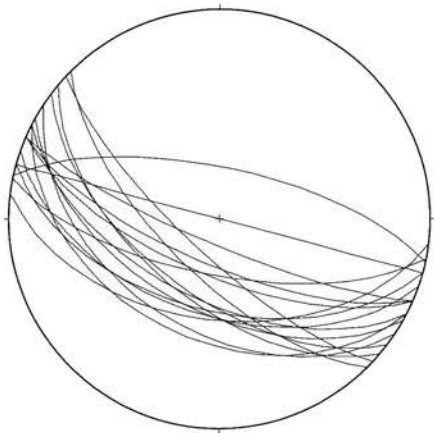
分布・模式地 滝谷川中流域、城ノ入川中流域、杉川下流域、仙見川中～上流域、大俣川上流域、粟ヶ岳北方



第3.3図 岩体、岩塊及び混在岩の定義の概念図



第3.4図 仙見コンプレックスの地質概略図
 石灰岩, 混在岩, 下部~中部中新統貫入岩及び第四系は表記されていない。化石産出地点とルートマップ範囲も示した。両サブコンプレックスは断層によってセグメント化されており, 議論に使用した代表的なセグメントにはT(滝谷サブコンプレックス)及びK(神戸サブコンプレックス)の略号を, 断層にはE(北東-南西系)及びW(北西-南東系)の略号を付与した。また, セグメント中の大局的な傾斜方向(北西及び南東)を示す記号も記入した。内野(2010)の第3図Bから転載・改変。



第3.5図 仙見コンプレックスに発達する節理の等積投影図
下半球投影。測定数：18。

などに分布する（第3.4図）。滝谷川中流部の慈光寺周辺を模式地とする。

岩相 苦鉄質岩 (Jtg)・石灰岩 (Jtl)・チャート (Jtc)・砂岩 (Jts)・混在岩 (Jtm)・砂岩泥岩互層 (Jta) から構成され、5万分の1地質図上では全体として混在相を示す。露頭規模で破断相を示す砂岩泥岩互層を主体とし、小～大規模の砂岩岩体を伴うことが特徴である。特に、城ノ入川中流域、滝谷川中流域や栗ヶ岳東方では中～大規模砂岩岩体が産し（第3.4、3.6、3.9図）、苦鉄質岩やチャートの小規模岩体もわずかに産する。

層厚 6,000m 以上。

地質構造 層理面及び鱗片状劈開面の大局的な走向は北東-南西を示すが、門原周辺（第3.4図のセグメント T4及び T5）や權ノ神岳西方（第3.4図のセグメント T6）では北北西-南南東～西北西-東南東方向を示す。滝谷サブコンプレックスと神戸サブコンプレックスの直接の関係を示す露頭は確認されていないが、見かけの層序関係及び付加年代を考慮すると、滝谷サブコンプレックスは神戸サブコンプレックスの構造的下位に位置すると考えられる（第3.9図）。

付加年代 前期ジュラ紀後半 [プリンスバッキアン期後半及びトアルシアン期中頃～後半（あるいは中期ジュラ紀アーレニアン期に及ぶ可能性あり）]。

3.2.2 神戸サブコンプレックス [新称] (Jkg, Jkl, Jkc, Jks, Jkm, Jka)

命名 内野 (2010) が設定した仙見コンプレックスの上部に対して、神戸サブコンプレックスと命名する。

分布・模式地 神戸山を始めとし、雷山-白山-宝蔵山周辺、夏針から門原までの仙見川流域、祓川、中ノ俣川中～上流域に分布する。夏針から桑沢地区にかけての仙見川を模式地とする。

岩相 苦鉄質岩 (Jkg)・石灰岩 (Jkl)・チャート (Jkc)・

第3.2表 滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの特徴の比較

特徴	地質体	
	滝谷サブコンプレックス	神戸サブコンプレックス
苦鉄質岩岩体の量	少ない	多い
チャート岩体の量	少ない	多い
砂岩岩体の量	多い	少ない
凝灰岩を含む砂岩泥岩互層の量	少ない	多い

砂岩 (Jks)・混在岩 (Jkm)・砂岩泥岩互層 (Jka) から構成され、5万分の1地質図上では全体として混在相を示す。滝谷サブコンプレックスと比べて、砂岩岩体が少なく、苦鉄質岩岩体及びチャート岩体が卓越することを特徴とする（第3.4、3.9図）。特に、神戸山西方・尾長谷・静川中流域・小俣川上流域では、中～大規模苦鉄質岩岩体が産する（第3.4、3.7、3.9図）。また、砂岩泥岩互層は、滝谷サブコンプレックスと比べて凝灰岩が挟在する割合が高い（第3.2表、第3.9図）。

層厚 4,500m 以上。

地質構造 層理面及び鱗片状劈開面の大局的な走向は北東-南西を示すが、栗ヶ岳西方（第3.4図のセグメント K5）では北西-南東方向を示す。神戸サブコンプレックスは滝谷サブコンプレックスの構造的上位に位置していると考えられる（第3.9図）。

付加年代 前期ジュラ紀前半 [ヘッタンギアン期]。

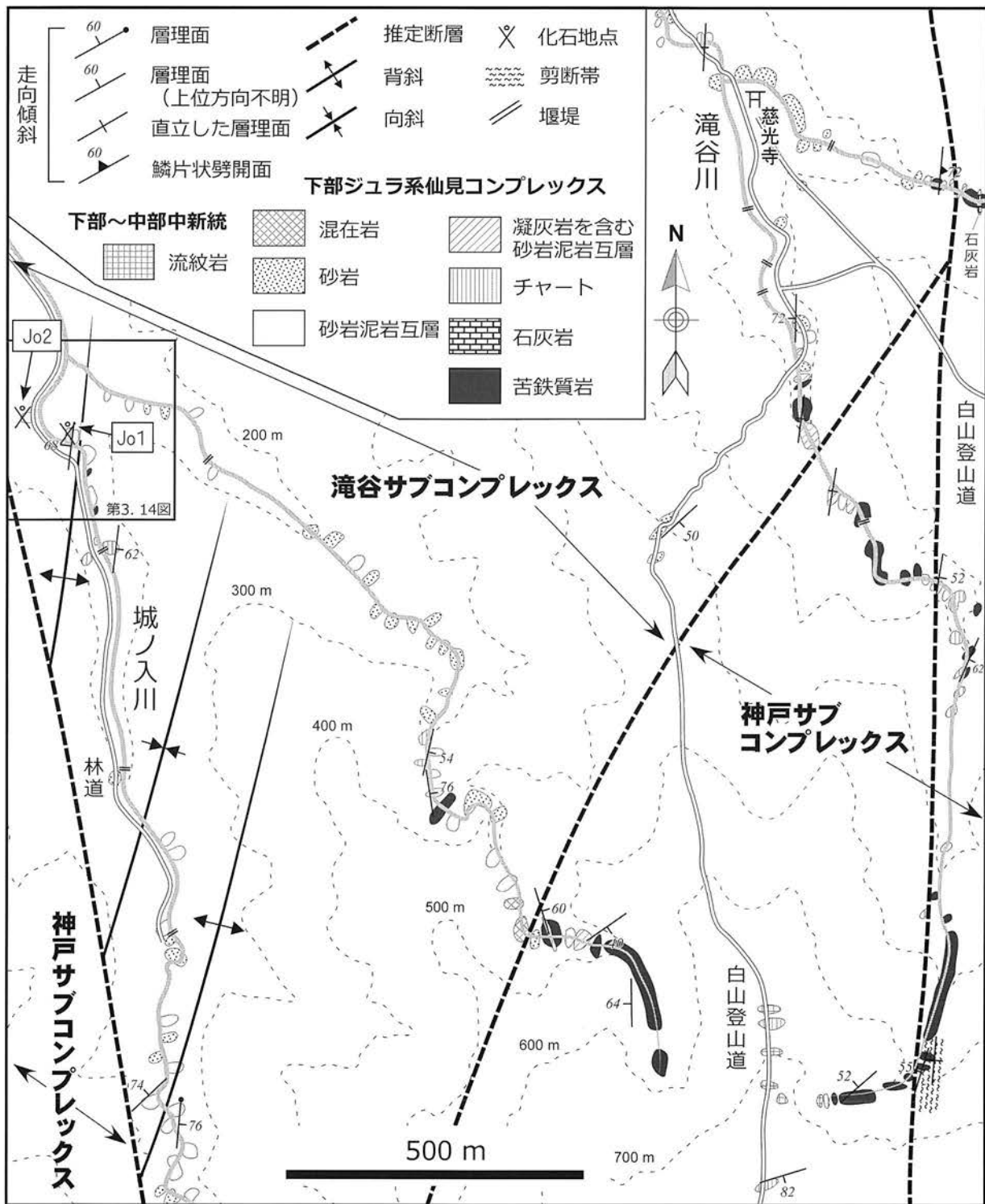
3.3 岩相

仙見コンプレックスに分布する岩石の各岩相については、サブコンプレックスごとに特に顕著な差異が認められないため、本節で一括して記載する。

3.3.1 苦鉄質岩 (Jtg, Jkg)

苦鉄質岩は、滝谷サブコンプレックスでは少量の小規模岩体として産するが、神戸サブコンプレックスでは小～大規模岩体として多く産する。特に、北西部の神戸山周辺に、見かけの層厚が最大約700mに及ぶ大規模岩体が分布する（第3.4、3.7、3.9図）。苦鉄質岩は、玄武岩とドレライトからなり、玄武岩は更に溶岩と火山砕屑岩に分類される。苦鉄質岩岩体には、層厚が数m規模の石灰岩やチャートの岩塊を伴うことがある。その場合、地質図では石灰岩やチャートを苦鉄質岩に含めて表記した。

玄武岩溶岩は、主に緑色～暗緑色を呈する塊状溶岩として産し、まれに枕状構造や発泡組織を示すものがある。しばしば、斜長石斑晶（最大径2cm）を含む斑状玄武岩が産する（第3.10図A）。玄武岩は、斜長石・単斜輝石・

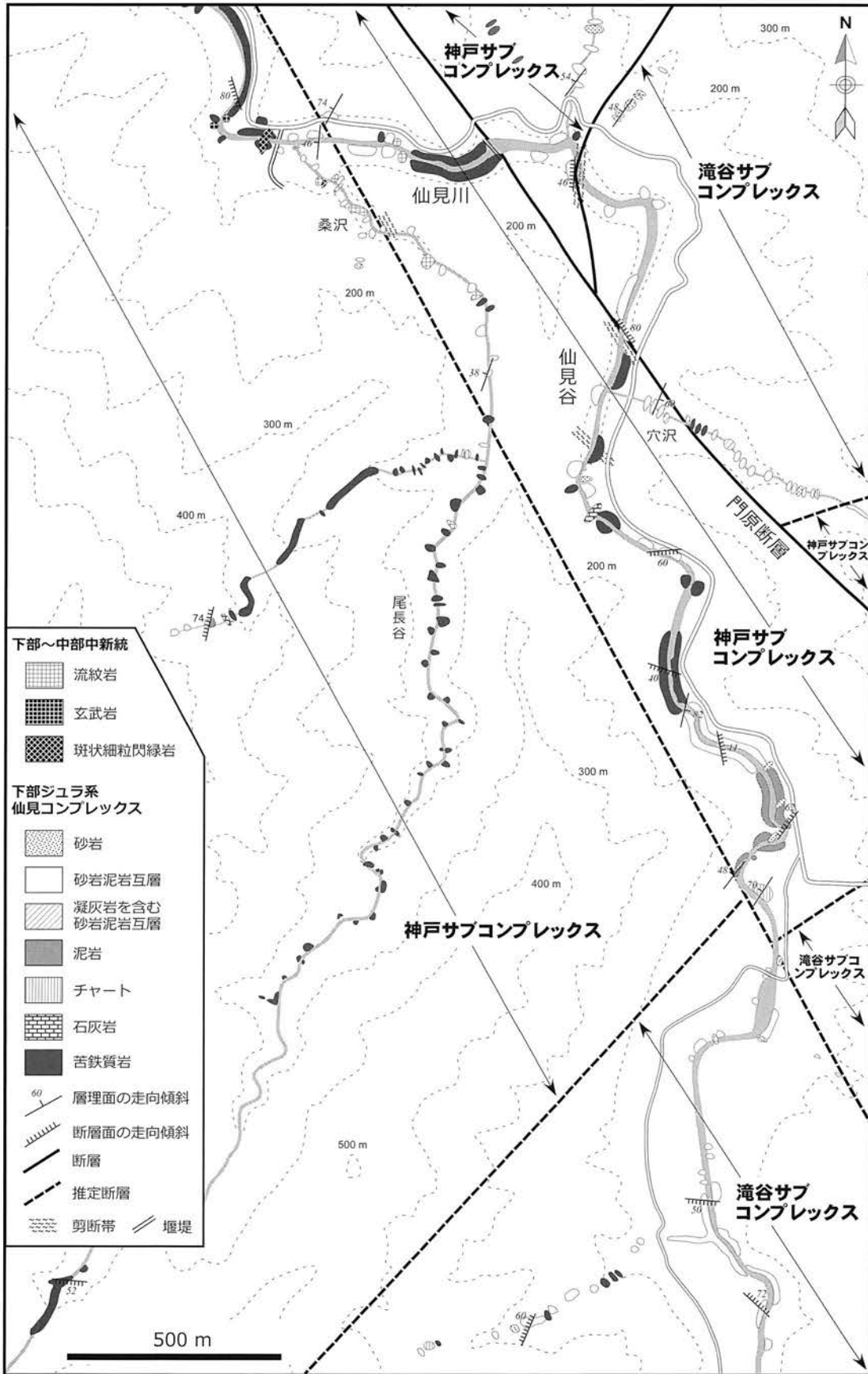


第3.6図 滝谷川と城ノ入川流域における滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスのルートマップ
内野 (2010) の第5図から転載・改変。

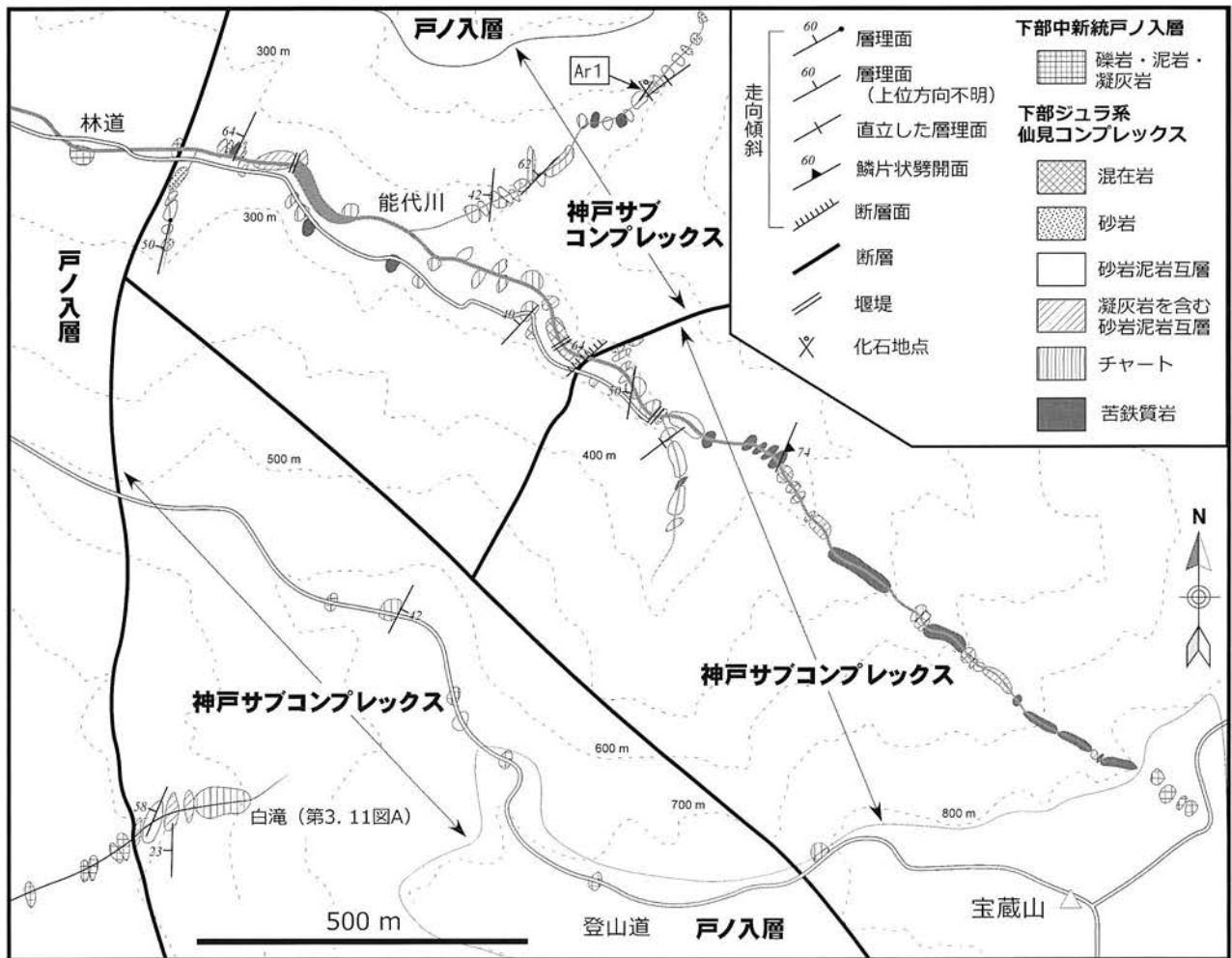
不透明鉱物からなり、曹長石、緑れん石、アクチノ閃石、緑泥石、ぶどう石、方解石、石英が二次的に生じている。玄武岩は、針状あるいは短柱状の斜長石の間を、ガラスや隠微晶質な鉱物や細粒の単斜輝石が埋めるインターサータル組織ないしインターグラニューラー組織を示す。斜

長石はソーシライト化している場合が多い。石英や緑泥石は、玄武岩の気泡を充填する場合がある。

玄武岩火山砕屑岩は、玄武岩溶岩に伴われることが多いが、泥岩と互層することもある。玄武岩火山砕屑岩は、砂サイズの不定形なガラス片からなる玄武岩凝灰岩と、



第 3. 7 図 仙見川流域における滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスのルートマップ
内野 (2010) の第 6 図から転載・改変.



第 3. 8 図 能代川流域における神戸サブコンプレックスのルートマップ
内野 (2010) の第 4 図から転載・改変.

主に中礫サイズの溶岩角礫を含む玄武岩火山角礫岩ないし玄武岩凝灰角礫岩からなり、ともに緑色～淡緑色を呈す。玄武岩火山角礫岩には、枕状溶岩の破片を主体としたピローブレッチャがまれに見られる (第 3. 10 図 B)。玄武岩火山砕屑岩中には、径数 cm の暗赤灰色を呈する碧玉や最大径 20 cm の斑れい岩岩塊 (第 3. 10 図 C) が含まれることがある。また、玄武岩火山砕屑岩中には、細粒の単斜輝石・長石・石英・緑泥石・アクチノ閃石・炭酸塩鉱物からなる白色～淡緑色脈がアメーバ状に産する可能性がある (第 3. 10 図 D)。

ドレライトは、緑色を呈し、その分布は極めて少ない。斜長石・単斜輝石・不透明鉱物を主な鉱物組み合わせとし、曹長石、緑泥石、パンペリー石、方解石、チタン石の二次鉱物が生成されており、ぶどう石やセリサイトが生じることもある。ドレライトは、斜長石の間を単斜輝石が埋めるオフィティック組織を示す (第 3. 10 図 E)。斜長石はほとんどがソーシュライト化している。ドレライト中には、しばしば石英、緑泥石、方解石が幅数 mm

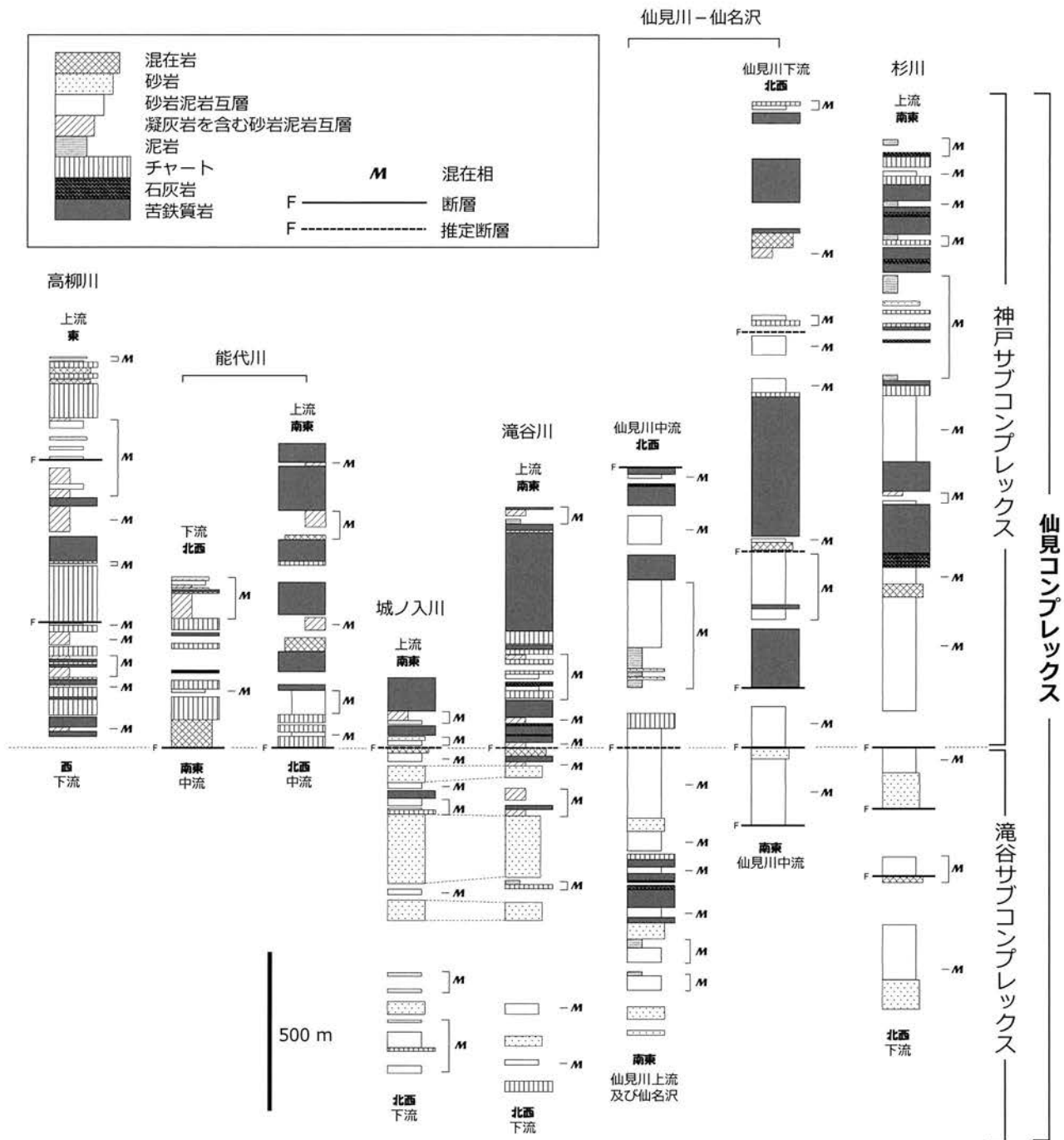
の細脈として見られる。

3. 3. 2 石灰岩 (Jtl, Jkl)

石灰岩は、幅 25 m 以下の岩塊として分布し、仙見コンプレックス中では分布が極めてまれである。石灰岩には塊状石灰岩及び礫質石灰岩が認められる。塊状石灰岩は、滝谷サブコンプレックスでは、仙見川と仙名沢の出会い付近及び灰ヶ岳^{はいがだけ}北方に、神戸サブコンプレックスでは、門原付近の杉川流域に分布している。礫質石灰岩は、神戸サブコンプレックスでは、荒沢峰^{あらかさわみね}から能代川に注ぐ沢で転石として認められる。

石灰岩は、泥質基質中の岩塊として産することもあるが、多くの場合は苦鉄質岩に伴って産する。後者の場合、石灰岩は苦鉄質岩の見かけ上位に密着して産したり、玄武岩火山砕屑岩中に岩塊として含まれることがある (第 3. 10 図 F, G)。深成岩類の接触変成作用により、多くが結晶質な石灰岩になっている。

塊状石灰岩は、泥質不純物を含み灰色を呈する場合と、

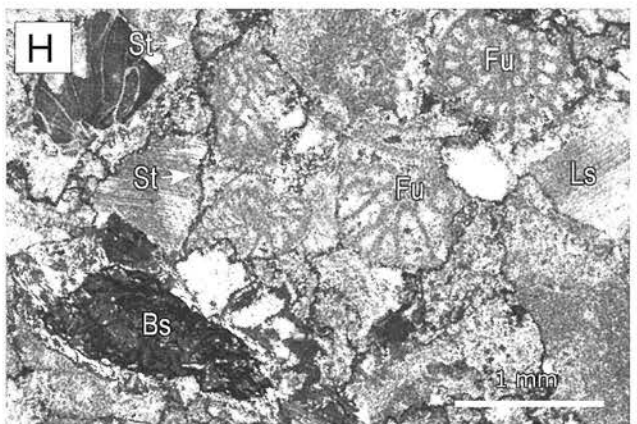
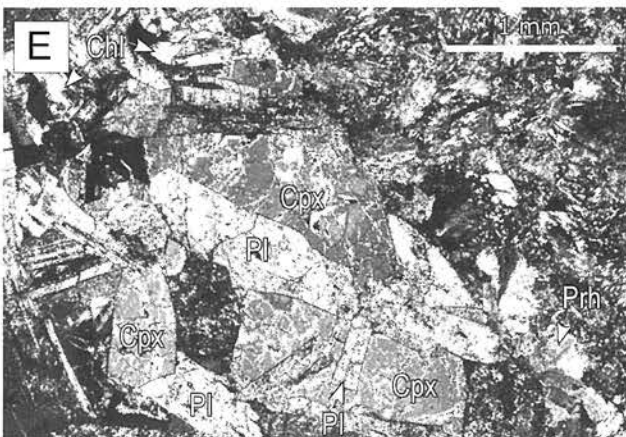
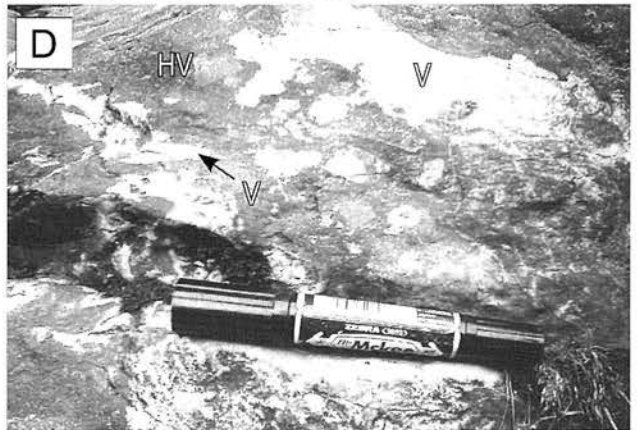
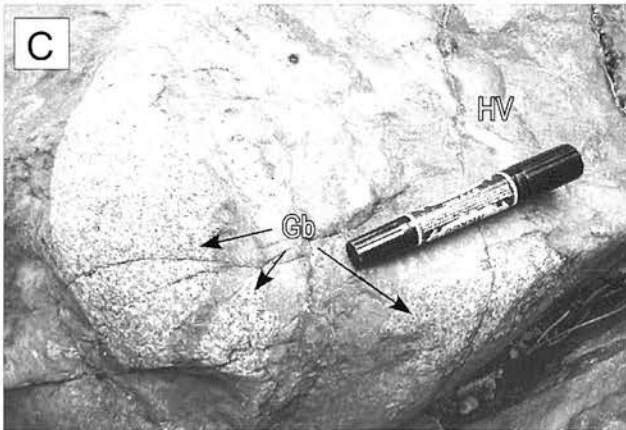
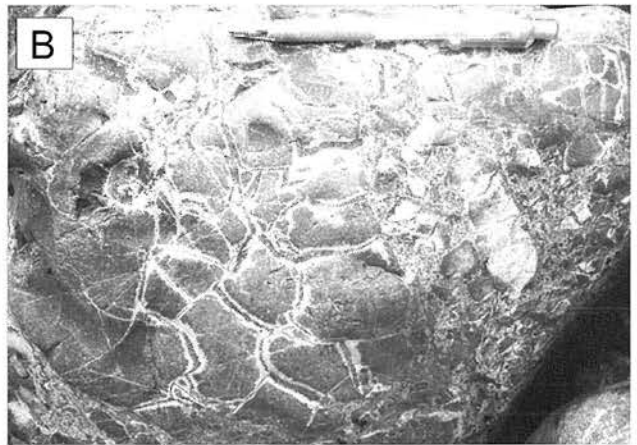


第3.9図 滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの柱状図
 杉川における柱状図は加茂地域外（御神楽岳地域）の岩石も含む。内野（2010）の第7図から転載・改変。

不純物をあまり含まず白色を呈する場合がある。礫質石灰岩は、石灰岩礫を主体とし、玄武岩礫をモード比で6～7%の割合で含み、陸源性砕屑粒子を全く含んでいない。礫は細礫が主体であるが、中礫もまれに見られ、礫間にはスタイロライトが発達し、基質はほとんど認められない（第3.10図H）。

3.3.3 チャート (Jtc, Jkc)

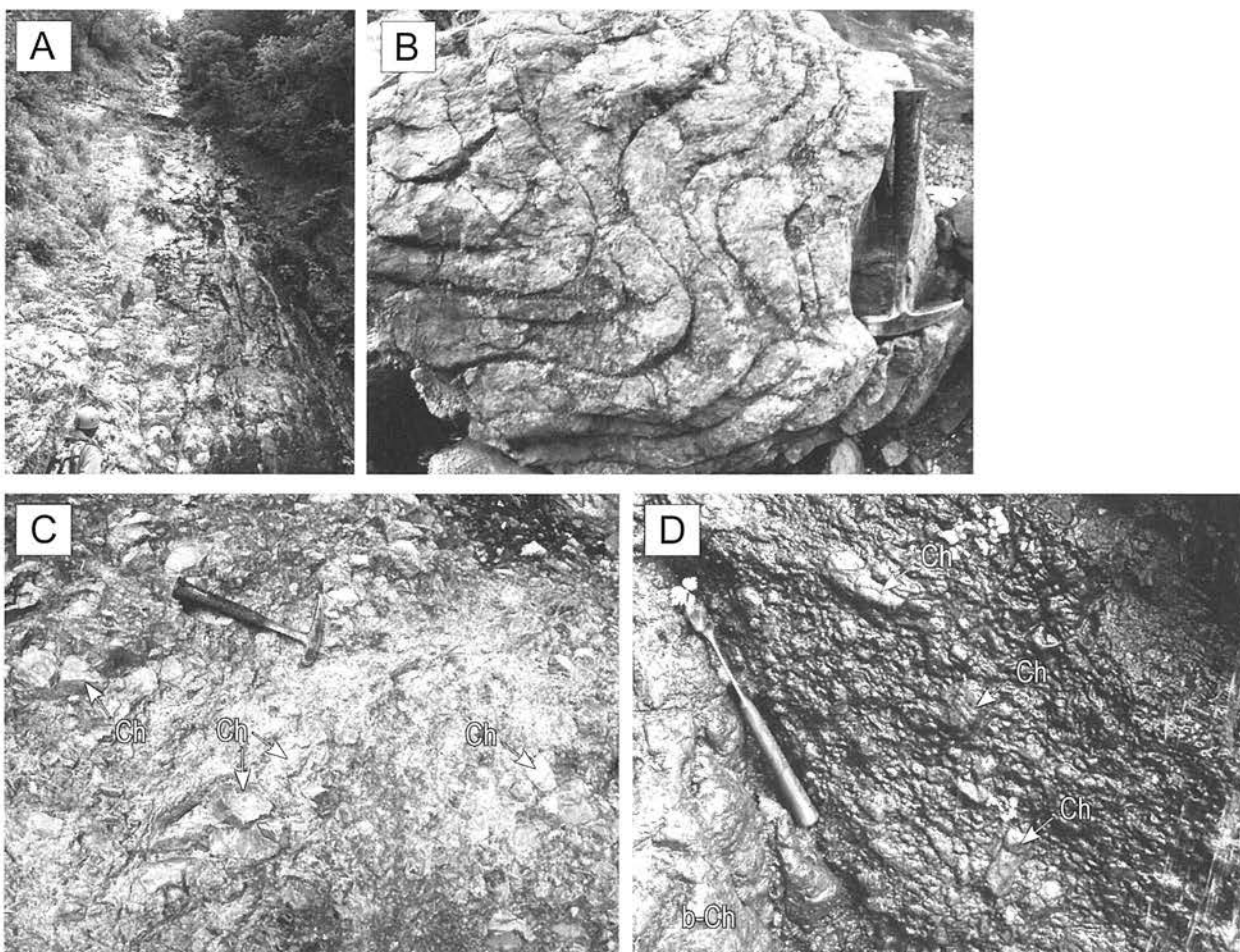
チャートには層状チャート及び塊状チャートが認められ、滝谷サブコンプレックスでは少量の小規模岩体として産するのに対し、神戸サブコンプレックスでは小～中規模岩体として多く産する。チャート岩体の見かけの層厚は数10～250mであり、側方への連続性は悪い。チャート岩体はしばしば急な崖や滝を形成している（第3.11図A）。チャート岩体には幅数m規模の苦鉄質岩、チャート角礫岩、珪質泥岩を伴うことがある。その場合、



← 第 3. 10 図 苦鉄質岩及び石灰岩の薄片と露頭写真

- (A) 斜長石斑晶を含む斑状玄武岩の薄片写真（単ポーラー）。発泡組織を示し、気泡を緑泥石が充填する。杉川に分布する混在岩中の岩塊。
- (B) 破碎された枕状溶岩からなるピロープレッチャ（転石）。早出川。
- (C) 斑れい岩岩塊を含む玄武岩火山碎屑岩。仙見川上流。
- (D) 玄武岩火山碎屑岩中に見られる、単斜輝石・長石・石英・緑泥石・アクチノ閃石・炭酸塩鉱物からなる白色～淡綠色脈。仙見川上流。
- (E) オフィティック組織を示すドレライトの薄片写真（直交ポーラー）。滝谷川上流。
- (F) 玄武岩の見かけ上位に密着して産する石灰岩。仙見川。
- (G) 玄武岩火山碎屑岩中に含まれる石灰岩岩塊。杉川。
- (H) 玄武岩礫を含む礫質石灰岩の薄片写真（直交ポーラー）。礫間にはスタイロライトが発達する。荒沢峰から能代川に注ぐ沢。

Bs：玄武岩，Chl：緑泥石，Cpx：単斜輝石，Fu：紡錘虫化石，Gb：斑れい岩，HV：ホルンフェルス化した玄武岩火山碎屑岩，Ls：石灰岩岩片，Pl：斜長石，Prh：ぶどう石，St：スタイロライト，V：白色～淡綠色脈，Vc：玄武岩火山碎屑岩。ペンの長さは14cm，ハンマーの長さは30cm。内野（2010）の第8図から転載。



第 3. 11 図 層状チャート及びチャート角礫岩の露頭写真

- (A) 層状チャートによって形成される、高柳川支流の「白滝」。左下に滝を見上げる人物。
 - (B) 褶曲構造をなす層状チャート（転石）。仙見川下流。
 - (C) 基質支持のチャート角礫岩。杉川。
 - (D) 礫支持のチャート角礫岩。大俣川の第二貯水池下流部。
- b-Ch：層状チャート，Ch：チャート角礫。ハンマーの長さは30cm。内野（2010）の第9図から転載。

地質図では苦鉄質岩、チャート角礫岩及び珪質泥岩をチャートに含めて表記した。

層状チャートは、層厚1~10cmのチャート単層と、層厚数mmの泥岩層とが有律的な互層をなす。泥岩薄層が欠如し層理が不明瞭になる場合もある。ほとんどのチャートが灰色~暗灰色を示すが、まれに赤色、淡緑色あるいは白色を示す。しばしば、露頭規模で褶曲構造を示す(第3.11図B)。

塊状チャートは、灰色、淡緑色あるいは黒色を呈し、泥質基質中に径数10cm~3mの岩塊として産することが多い。層状チャート及び塊状チャートには、幅数mm~1cmの石英脈や方解石脈が発達している場合がある。

3.3.4 チャート角礫岩

チャート角礫岩は、仙見コンプレックス中では分布が極めてまれであり、地質図に図示できない岩塊として神戸サブコンプレックスに産する。大俣川の第二貯水池下流部、小俣川上流部、粟ヶ岳南登山道700m付近及び加茂地域から東に少し外れる杉川河床で観察することができる。見かけの層厚は10m以下であり、層状チャートに伴うことが多く、また、基質支持の場合と礫支持の場合がある。

基質支持のチャート角礫岩は、径数mm~40cmの亜角礫~角礫のチャートと暗灰色の泥質基質からなり、淘汰が悪く、他岩種の礫は含まない(第3.11図C)。灰色を呈するチャート礫を含む場合が多いが、暗灰色、淡緑色あるいは白色を呈する礫を含む場合もある。

礫支持のチャート角礫岩は、径数mm~30cmの亜角~亜円礫のチャートと赤紫色の泥質基質からなり、淘汰が悪く、礫の長軸ファブリックは一定ではない(第3.11図D)。チャート以外の礫はほとんどなく、チャートは灰色を呈する礫を主体とし、暗灰色、淡緑色あるいは白色を呈する礫も含む。泥質基質には、粘土鉱物が認められる。

3.3.5 珪質泥岩

珪質泥岩の分布は極めてまれであり、地質図に図示できない岩塊として神戸サブコンプレックスに産する。仙

見川下流部(第3.4図、付図3の^{しもすぎかわ}Se1, Se2), 下杉川地区(第3.4図、付図3のSh1), 杉川中流部などで観察できる。混在岩中の岩塊として産することもあるが、多くの場合、チャートに伴って産する。珪質泥岩は塊状で灰色~暗灰色を呈する。幅数mmの石英細脈が形成されている場合が多く、石英細脈はしばしば方解石を伴う。顕微鏡下では定向配列をなす粘土鉱物やシルト~細粒砂サイズの石英粒子が見られ、また黒色シーム状の圧力溶解劈開が認められる。

3.3.6 砂岩 (Jts, Jks)

地質図に表現した砂岩岩体は、砂岩優勢砂岩泥岩互層を含む。砂岩岩体は、滝谷サブコンプレックスでは小~中規模岩体として多く産するのに対し、神戸サブコンプレックスでは少量の小規模岩体として産する(第3.4, 3.9図)。特に、滝谷川中流部の慈光寺周辺や粟ヶ岳東方に中~大規模岩体として産し(第3.4, 3.6, 3.9図)、側方への連続性は比較的良好い。

砂岩は、まれに級化構造を示すことがあるが、一般には層理や堆積構造があまり見られない。見かけの層厚は数10cm~数10mである。暗灰色~灰色を呈するが、まれに灰緑色を呈する場合もある。両サブコンプレックス中における、暗灰色~灰色砂岩と灰緑色砂岩の量比に差異はない。砂岩中には径数mm~1cmの泥岩偽礫が見られることがある(第3.12図A)。

暗灰色~灰色砂岩の多くは、中粒砂岩で石質のアレナイト~ワッケである(第3.12図B)。しかし、滝谷サブコンプレックスでは、長石質なアレナイト~ワッケも産する。また、滝谷サブコンプレックスにはしばしば粗粒砂岩が産する。石質砂岩中には、泥岩、チャート、火山岩、深成岩などの岩片が見られ、また、しばしば黄鉄鉱に富む場合がある。基質には二次的に炭酸塩鉱物が生じている場合が多い。

灰緑色砂岩は、基質に緑泥石や細粒な雲母類などが見られる場合が多く、まれに緑れん石を伴う石英の細脈が発達している。灰緑色砂岩は、暗灰色~灰色砂岩と比較して、やや岩片に富む場合が多い(第3.12図C)。砂岩中の石英粒子は、圧力溶解によって融食形をなす場合が

第3.12図 砂岩及び砂岩泥岩互層の露頭と薄片写真 →

(A) 粗粒砂岩中に含まれる泥岩偽礫。城ノ入川。

(B) 灰色砂岩の薄片写真(直交ポーラー)。門原。

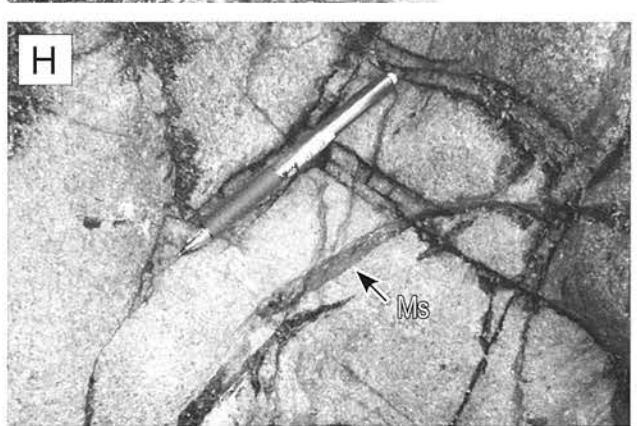
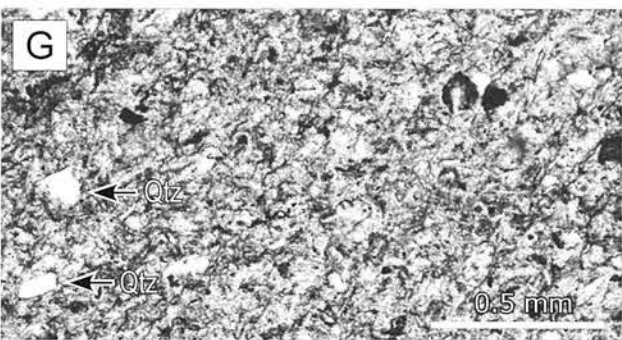
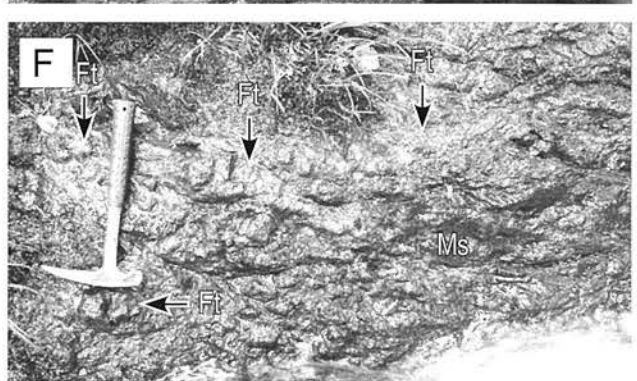
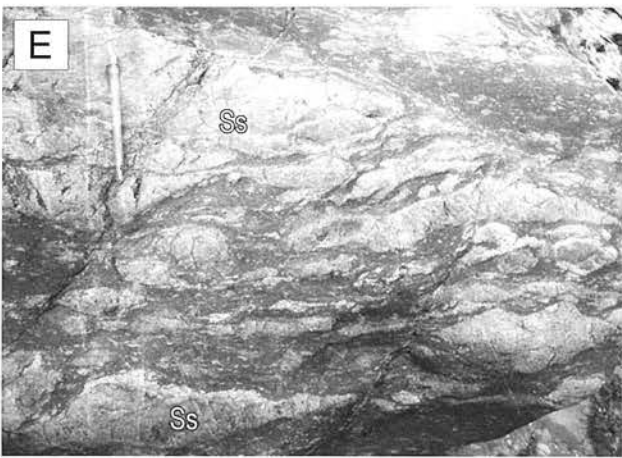
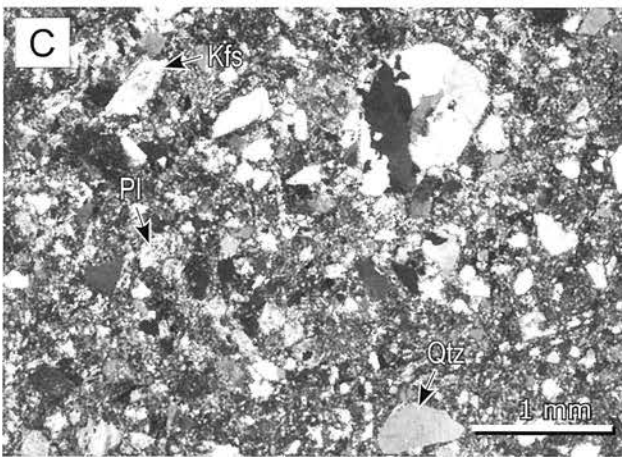
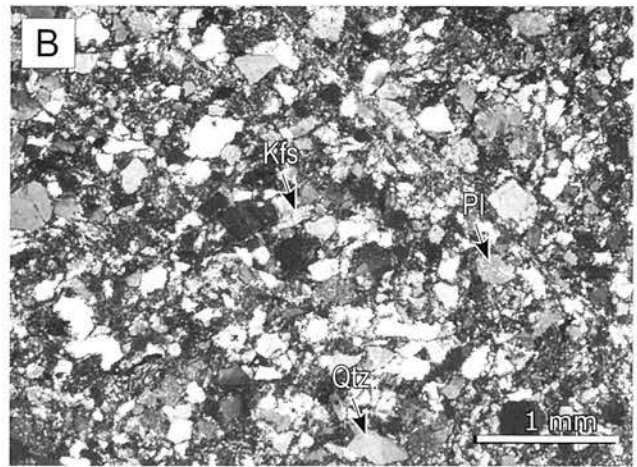
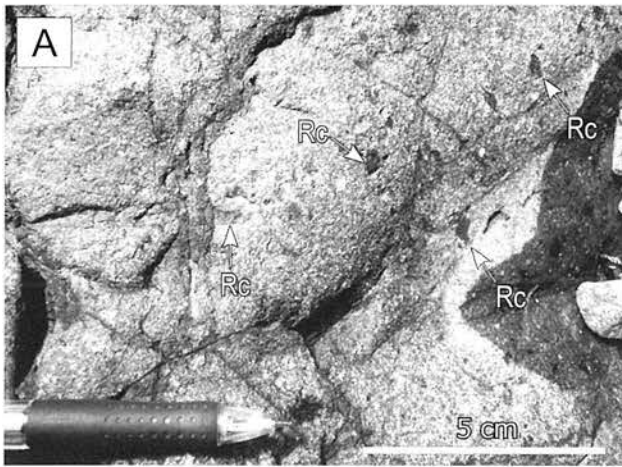
(C) 灰緑色泥岩の薄片写真(直交ポーラー)。高柳川。

(D, E) 膨縮構造やブーディン構造を示す破断した砂岩泥岩互層。D: 仙見川, E: 杉川。

(F, G) 砂岩泥岩互層中に挟在する珪質凝灰岩及びその薄片写真(単ポーラー)。蛭野東方の神戸川。

(H) 砂岩中に注入する泥岩脈。杉川。

Ft: 珪質凝灰岩, Kfs: カリ長石, Ms: 泥岩, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Rc: 泥岩偽礫, Ss: 砂岩。ペンの長さは14cm, ハンマーの長さは30cm。内野(2010)の第10図から転載。



ある。

3. 3. 7 混在岩 (Jtm, Jkm)

混在岩 (第3. 3図) は、岩塊と泥質基質からなり (第3. 13図 A, B)、露頭規模及び標本・薄片規模で混在相を示す。両サブコンプレックスに分布するが、5万分の1地質図に表現できないものも含め、その量は多くない。滝谷サブコンプレックスでは城ノ入川上流域に広く露出し、見かけの層厚は250mに達する。

岩塊は、砂岩のみの場合と苦鉄質岩、石灰岩、チャートなどの海洋性岩石も含む場合があるが、本地域では混在岩の分布がわずかなため、その区別は行っていない。岩塊の大きさは短径数cm~2mのものが多い。黒色ないし暗灰色のシルト岩からなる泥質基質は、著しい剪断変形を受けており、鱗片状劈開が発達する。

顕微鏡下では、岩塊は破碎され、岩塊の間にはより細粒の破碎岩片及び泥質岩が見られる (第3. 13図 C)。

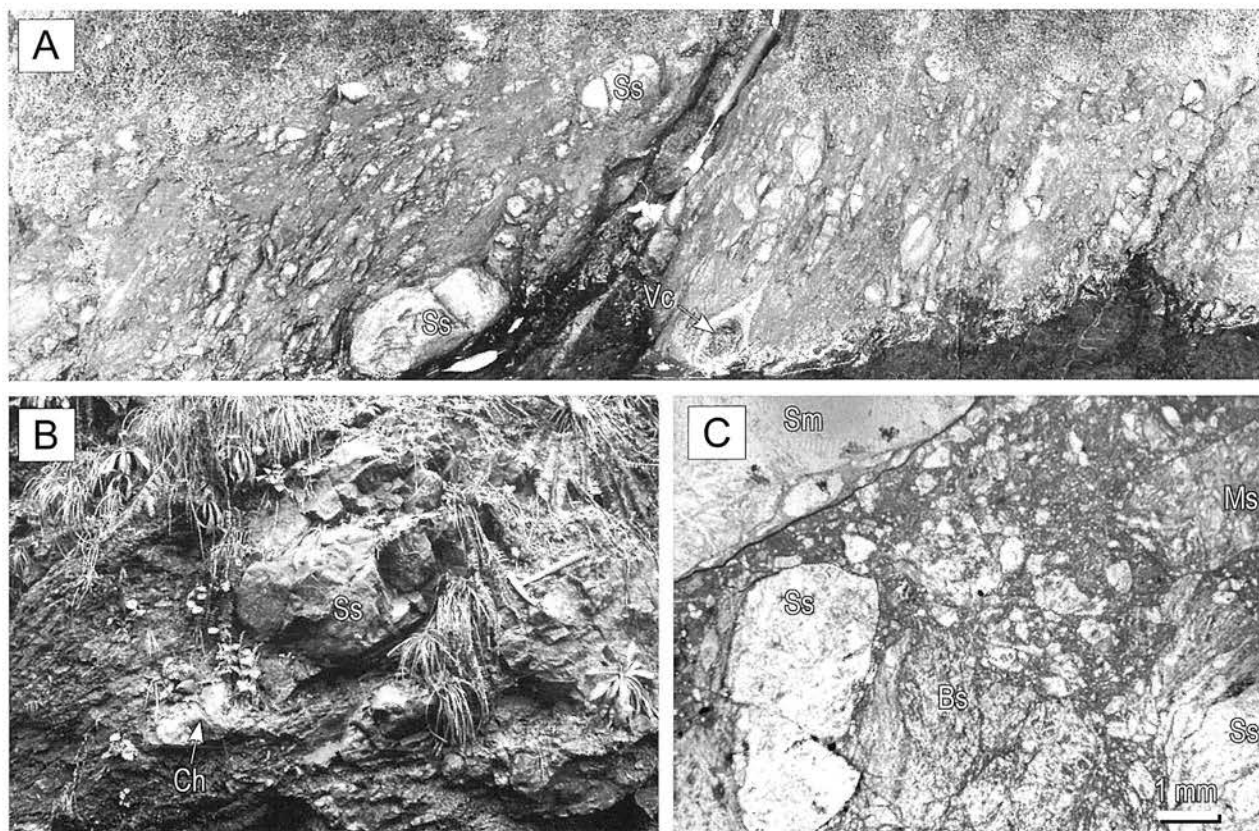
3. 3. 8 砂岩泥岩互層 (Jta, Jka)

地質図凡例としての“砂岩泥岩互層” (第3. 3図) は、

等量砂岩泥岩互層ないし泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし、苦鉄質岩・石灰岩・チャート・砂岩の岩塊を伴う。両サブコンプレックスに分布するが、滝谷サブコンプレックスでは分布の割合が若干多い (第3. 9図)。

砂岩泥岩互層は、一般に層厚2~数10cmの灰色砂岩と暗灰色~黒色泥岩が互層し (第3. 12図 D, E)、しばしば石英や長石を含む層厚1cm~1mの淡緑色珩長質凝灰岩を挟むことがある (第3. 12図 F, G)。また、層状の細粒玄武岩火山砕屑岩を含むこともあり、野外において、珩長質凝灰岩との区別は困難な場合がある。凝灰岩を含む砂岩泥岩互層は、滝谷サブコンプレックスよりも神戸サブコンプレックスに卓越する (第3. 2表, 第3. 9図)。

砂岩泥岩互層の多くは、砂岩や珩長質凝灰岩が延性的に膨縮したり、あるいはブーダン化する破断相を示す (第3. 12図 E)。砂岩中には、泥岩が幅数cm以下の脈として注入したり (第3. 12図 H)、またその際、母岩の砂岩を偽礫として取り込むような産状を示す場合もある。砂岩は、級化構造を示すことがあるが、一般に内部堆積構造に乏しい。砂岩の多くは中粒粒子からなる石質ワッケ



第3. 13図 混在岩の露頭及び薄片写真

(A, B) 泥質基質中に砂岩・チャート・苦鉄質岩などの岩塊が含まれることが特徴。A: 仙見川と桑沢の出合, B: 高柳川上流。(C) 薄片規模でも、泥質基質に破碎された珩長質泥岩や玄武岩などの岩塊が含まれ、混在相を示す。単ボーラー。大俣川。Bs: 玄武岩, Ch: チャート, Ms: 泥岩, Sm: 珩長質泥岩, Ss: 砂岩, Vc: 玄武岩火山砕屑岩。ハンマーの長さは30cm。内野 (2010) の第11図から転載。

である。

3. 4 産出化石と年代

加茂地域の10地点から、紡錘虫化石及び放散虫化石が報告されている(第3.4図)。石灰岩から得られた石炭紀紡錘虫化石リストを第3.3表に、チャートから得られたペルム紀放散虫化石リストを第3.4表に、珪質泥岩及び泥岩から得られた三畳紀～ジュラ紀放散虫化石リストを第3.5表に示す。以下に滝谷サブコンプレックス・神戸サブコンプレックスごとに化石の産出場所と化石が示す時代を記述する。

3.4.1 滝谷サブコンプレックス

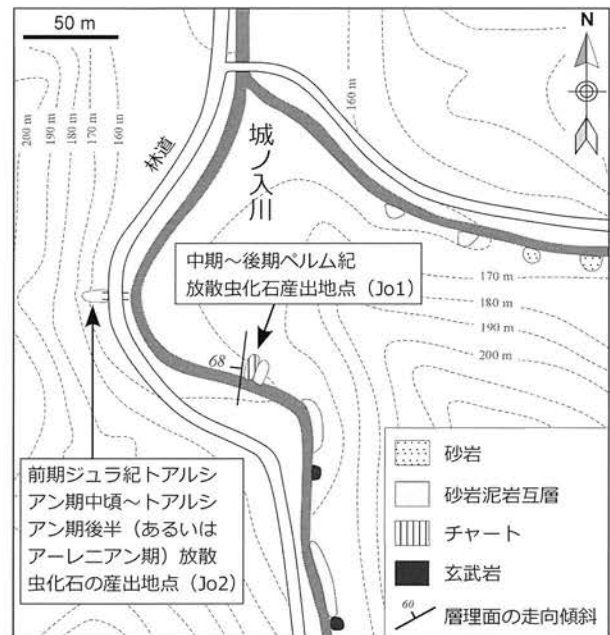
内野ほか(2010)は、五泉市下戸倉の城ノ入川上流の地点Jo1(37°37'53"N, 139°10'42"E; 第3.4, 3.6, 3.14図, 付図3)に露出する灰色層状チャートから、中期ペルム紀のキャピタニアン期～後期ペルム紀のウーチアピンジ

アン期を示す放散虫化石(第3.4表)を報告している。

内野・堀(2010)は、雷山北西に位置する林道脇の地点Ik1(37°39'58"N, 139°12'56"E; 第3.4, 3.15図, 付図3)に露出する泥岩から前期ジュラ紀のプリンスバッキアン期後半を示す放散虫化石(第3.5表)を、城ノ入川の林道脇の地点Jo2(37°37'54"N, 139°10'40"E; 第3.4, 3.6, 3.14図, 付図3)に露出する泥岩から前期ジュラ紀のトアルシアン期中頃～後半(あるいは中期ジュラ紀アーレニアン期に及ぶ可能性あり)を示す放散虫化石(第3.5表)を報告している。

第3.3表 加茂地域の石灰岩から得られた紡錘虫化石のリスト

地点	Ar1	Ar1?
文献	内野ほか(2010)	長谷川(1985)
層序単元	神戸サブコンプレックス	
岩相	石灰岩	石灰岩
<i>Daixina</i> sp.	+	
<i>Darvasoschwagerina shimodakensis</i> (Kanmera)	cf.	
<i>Dunbarinella</i> sp.		+
<i>Montiparus</i> sp.	+	
<i>Pseudofusulina</i> sp.		+
<i>Rauserites</i> sp.	+	
<i>Schubertella</i> sp.	+	+
<i>Schubertella</i> sp. A of Uchino et al. (2010)	+	
<i>Staffella</i> sp.	+	
<i>Triticites ozawai</i> Toriyama	cf.	
<i>Triticites</i> sp.		+
年代	後期石炭紀後半	後期石炭紀～前期ペルム紀



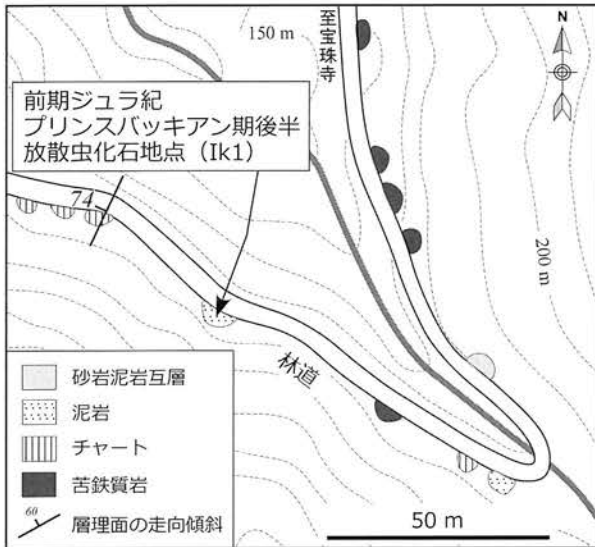
第3.14図 城ノ入川における中期～後期ペルム紀及び前期ジュラ紀の放散虫化石地点のルートマップ

第3.4表 加茂地域のチャートから得られた放散虫化石のリスト

地点	Ds1	Ta1	Ta2	Jo1
文献	長谷川(1988)	内野ほか(2010)		
層序単元	神戸サブコンプレックス			滝谷サブコンプレックス
岩相	チャート	チャート	チャート	チャート
<i>Albaillella asymmetrica</i> Ishiga and Imoto	+			
<i>Albaillella triangularis</i> Ishiga Kito and Imoto		cf.	cf.	
<i>Albaillella</i> sp.		+	+	
<i>Archaeocenosphaera</i> sp.				?
<i>Copellintia</i> sp.		?	+	
<i>Entactinia</i> sp.		+	+	+
<i>Ishigaum trifustis</i> De Wever and Caridroit		+	+	
<i>Latentifustula</i> sp.		+		+
<i>Neobaillella</i> sp.			?	
<i>Pseudoalbaillella globosa</i> Ishiga and Imoto	+			
<i>Pseudoalbaillella lanceolata</i> Ishiga and Imoto	+			
<i>Pseudoalbaillella lomentaria</i> Ishiga and Imoto	+			
<i>Pseudoalbaillella longicornis</i> Ishiga and Imoto	+			
<i>Pseudoalbaillella sakmarensis</i> (Kozur)	+			
<i>Pseudoalbaillella</i> sp.				?
<i>Pseudotormentus kamigoriensis</i> De Wever and Caridroit				cf.
<i>Raciditor gracilis</i> (De Wever and Caridroit)		+	+	+
年代	中期ペルム紀 ローディアン期	後期ペルム紀 チャンシンギアン期	後期ペルム紀 チャンシンギアン期	中期ペルム紀 キャピタニアン期～ 後期ペルム紀 ウーチアピンジアン期

第3.5表 加茂地域の珪質泥岩及び泥岩から得られた放射虫化石のリスト

地点	Se1	Se2	Sh1	Ik1	Jo2
層序単元	神戸サブコンプレックス			滝谷サブコンプレックス	
岩相	泥岩	珪質泥岩	珪質泥岩	泥岩	泥岩
放射虫化石ノ文献	内野・堀 (2010)	川端・伊藤 (1993)	内野・堀 (2011)	内野・堀 (2010)	内野・堀 (2010)
Nassellaria gen.et.sp. indet. A of Uchino and Hori (2010)	+				
Nassellaria gen.et.sp. indet. B of Uchino and Hori (2010)					+
Nassellaria gen.et.sp. indet. C of Uchino and Hori (2010)					+
Archaeodictyonira sp.				?	
Archicapsa sp.			+		
Bagotum sp.		+			
Betracium sp.			?		
Betracium kennecottense Carter			aff.		
Betracium maclearni Pessagno and Blome		cf.			
Broctus riasti Yeh				+	
Canoptum sp.	+	+	+		
Canoptum anulatum Pessagno and Poisson				+	
Canoptum artum Yeh				cf.	
Canoptum rugosum Pessagno and Poisson		cf.			
Canoptum farawayense Blome	aff.				
Canoptum laxum Blome	aff.				
Canoptum praeannulatum Pessagno and Whalen	cf.				
Canoptum rhaeticum Kozur and Mostler			cf.		
Canoptum unicum Pessagno and Whalen	cf.				
Cantalum sp.			+		
Cenospaera sp.					
Cornutella sp.			+		
Dictyomitrella? kamoensis Mizutani and Kido					cf.
Droilus sp.		+			
Elodium sp.					?
Emiluvia sp.					?
Eucyrtidellum sp.					+
Eucyrtidellum unumaense (Yao)				cf.	
Fontinella clara Carter			cf.		
Fontinella primitiva Carter			cf.		
Fontinella inflata Carter			cf.		
Fontinella sp.			+		
Foremania sandilandsensis Whalen and Carter				cf.	
Gigi sp.			?		
Gorganctum morganense Pessagno and Blome		cf.			
Gorganctum sp.	+				
Gorganctum sp. A of Uchino and Hori (2010)	+				
Gorganctum sp. B of Uchino and Hori (2010)	+				
Haecelicyrtium sp.	+				
Hagiastrium sp.					+
Helvetocapsa minoensis (Matsuoka)				+	
Helvetocapsa plicata s.l. (Matsuoka)				cf.	
Homoeparonaella sp.					?
Hsuom sp.					+
Hsuom exiguum Yeh and Cheng					+
Hsuom philippense Yeh and Cheng					aff.
Hsuom altile Hori and Otsuka					cf.
Katroma sp.				?	
Lantus obesus (Yeh)				+	
Lantus praeobesus Carter				+	
Livarella sp.	+				
Natoba minuta Pessagno and Poisson		+			
Natoba sp. A sensu Kashiwagi (2003)	+				
Pantanellum sanrafaelense Pessagno and Blome		+			
Parahsuom ovale Hori and Yao				+	
Parahsuom sp.				+	+
Parahsuom simplex Yao				cf.	
Paronaella sp.	+				
Paronaella grahamensis Carter				cf.	
Parvicingula nanoconica Hori and Otsuka					+
Parvicingula spinifera (Takemura)					?
Praeconocaryomma decora gr. Yeh					+
Relanus sp.	?				
Santoum sp.	+		?		
Sarla sp.	?				
Serilla sp.			?		
Zhamoidellum sp.	+				+
Zhamoidellum yehae Dumitrica				+	
Zhamoidellum sp. A of Uchino and Hori (2010)					?
年代	前期ジュラ紀 ヘッタンギアン期	前期ジュラ紀 プリンスバッキアン期	後期三畳紀 レーティアン期	前期ジュラ紀 プリンスバッキアン期 後半	前期ジュラ紀トアルシアン 期中頃～後半(あるいは中 期ジュラ紀アーレニアン期 に及ぶ可能性あり)



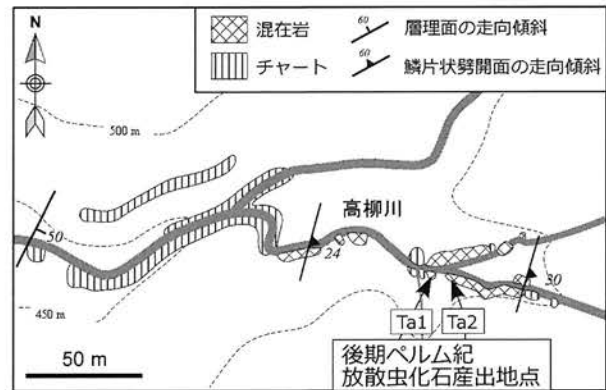
第3.15図 雷山北西部における前期ジュラ紀の放散虫化石地点のルートマップ

3.4.2 神戸サブコンプレックス

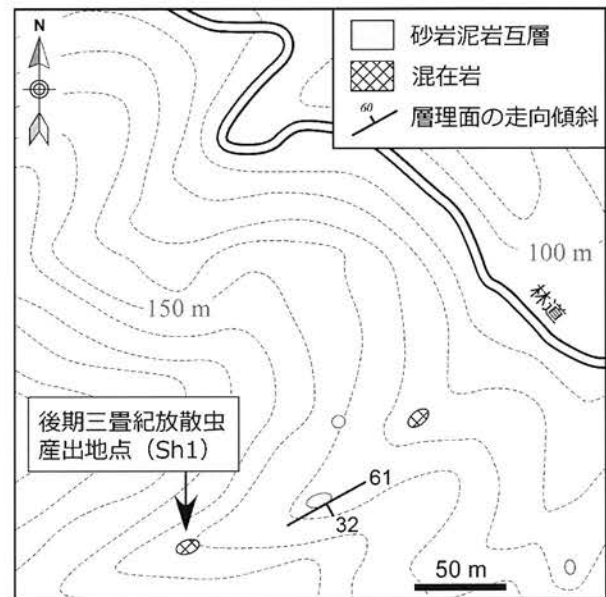
長谷川 (1985) は、五泉市上戸倉南方に位置する荒沢峰 (標高688.2m) から能代川に注ぐ沢に分布する石灰岩より紡錘虫化石 (第3.3表) を報告し、石灰岩の堆積年代を後期石炭紀～前期ペルム紀とした。内野ほか (2010) は、長谷川 (1985) の試料採取地点と同一と考えられる地点 Ar1 (37°36'41"N, 139°10'17"E; 標高375m 地点; 第3.4, 3.8図, 付図3) に転石として産する礫質石灰岩中の石灰岩礫から紡錘虫化石 (第3.3表) と小型有孔虫化石 (*Climacammina* sp.) を見出し、後期石炭紀後半を示すことを明らかにした。

内野ほか (2010) は、加茂市上高柳の高柳川上流の地点 Ta1 (37°35'34"N, 139°10'26"E; 第3.4, 3.16図, 付図3) 及びその5m 東の地点 Ta2 に露出する黒色塊状チャートから、いずれも後期ペルム紀のチャンシギアン期 (Kuwahara *et al.*, 1998 の *Neobaillella optima* 帯) を示す放散虫化石 (第3.4表) を報告している。長谷川 (1985) は、大俣川の第二貯水池ダムサイト付近 (地点 Ds1; 第3.4図, 付図2) に露出する灰色層状チャートから、中期ペルム紀の前半を示す放散虫化石 (第3.4表) とコノドント化石 (*Anchignathodus typicalis* Sweet) を報告している。

川端・伊藤 (1993) は、仙見川河床 (地点 Se2; 第3.4図, 付図3) に露出する珪質泥岩から前期ジュラ紀のプリンスバッキアン期を示すと考えられる放散虫化石 (第3.5表) を報告している。また、内野・堀 (2011) によって、下杉川地区の沢床 (地点 Sh1; 37°39'47"N, 139°13'48"E; 第3.4, 3.17図, 付図3) に露出する混在岩中の珪質泥岩から、後期三畳紀のレーティアン期を示す放散虫化石 (第3.5表) が報告されている。



第3.16図 高柳川上流における後期ペルム紀の放散虫化石産出地点のルートマップ
放散虫化石は混在岩中の塊状黒色チャート岩塊から得られた。内野ほか (2010) の第3図を改変。

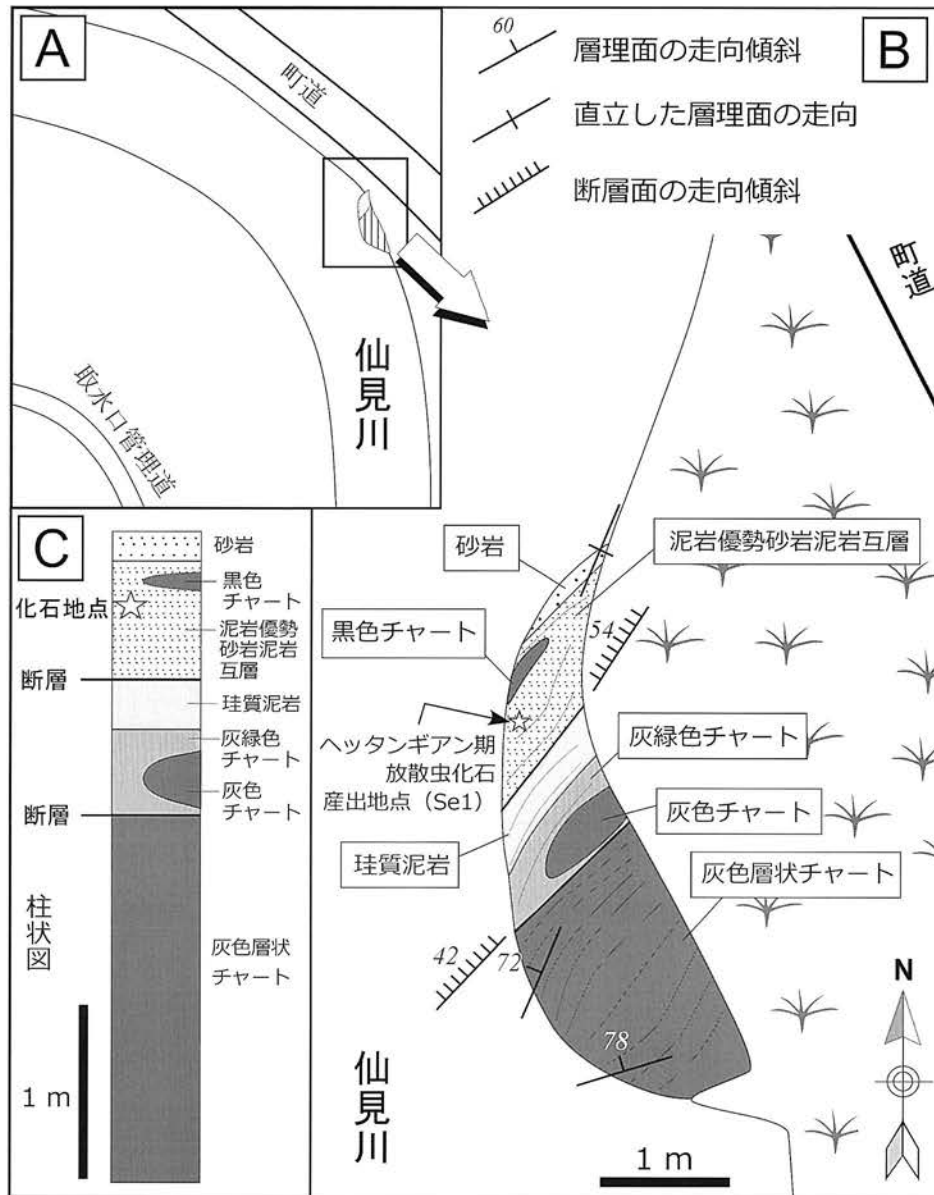


第3.17図 下杉川地区における後期三畳紀放散虫化石地点のルートマップ
内野・堀 (2011) の第2図を転載・改変。

内野・堀 (2010) は、五泉市夏針の仙見川下流の地点 Se1 (37°39'35"N, 139°12'48"E; 第3.4, 3.18図, 付図3) に露出する泥岩から、前期ジュラ紀のヘッタンギアン期を示す放散虫化石 (第3.5表) を報告している。

3.4.3 両サブコンプレックスの年代

微化石が産出した滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスの岩相とその堆積年代を対応させた図を第3.19図に示す。加茂地域外の仙見コンプレックスで報告された微化石については、周囲の岩相と両サブコンプレックスの北～北東延長の分布を考慮して、小面谷 (こつらだに) の中期ペルム紀石灰岩 (長谷川, 1985; 長谷川, 1988)



第3.18図 仙見川下流部における前期ジュラ紀の放射虫化石地点のルートマップと柱状図
 (A) 放射虫化石地点の位置図。
 (B) 放射虫化石産出露頭のスケッチ。
 (C) 放射虫化石産出露頭周辺の柱状図。

は滝谷サブコンプレックスに、沼越峠^{ぬまごえとうげ}南南西の後期三疊紀チャート(津田ほか, 1983; 長谷川, 1985; 長谷川, 1988), 五十母川^{いそもがわ}の前期~中期三疊紀チャート(津田ほか, 1983; 長谷川, 1988), 五泉市大蔵の中期ペルム紀チャート(津田ほか, 1983; 長谷川, 1985)は神戸サブコンプレックスに帰属することとした。

泥岩の年代は、すべて加茂地域から得られており、滝谷サブコンプレックスはプリンスバッキアン期後半~トアルシアン期後半(あるいは中期ジュラ紀アーレニアン期に及ぶ可能性あり)、神戸サブコンプレックスはヘッタンギアン期である。ただし、神戸サブコンプレックス

の珪質泥岩からはプリンスバッキアン期の時代が報告されているため(第3.19図のc)、神戸サブコンプレックスの付加年代はプリンスバッキアン期以降に及ぶ可能性がある。海洋性岩石の年代については、滝谷サブコンプレックスのチャートは後期ペルム紀を、石灰岩は中期ペルム紀を示し、神戸サブコンプレックスのチャートは中期~後期ペルム紀を、石灰岩は後期石炭紀を示す。

3.5 接触変成作用

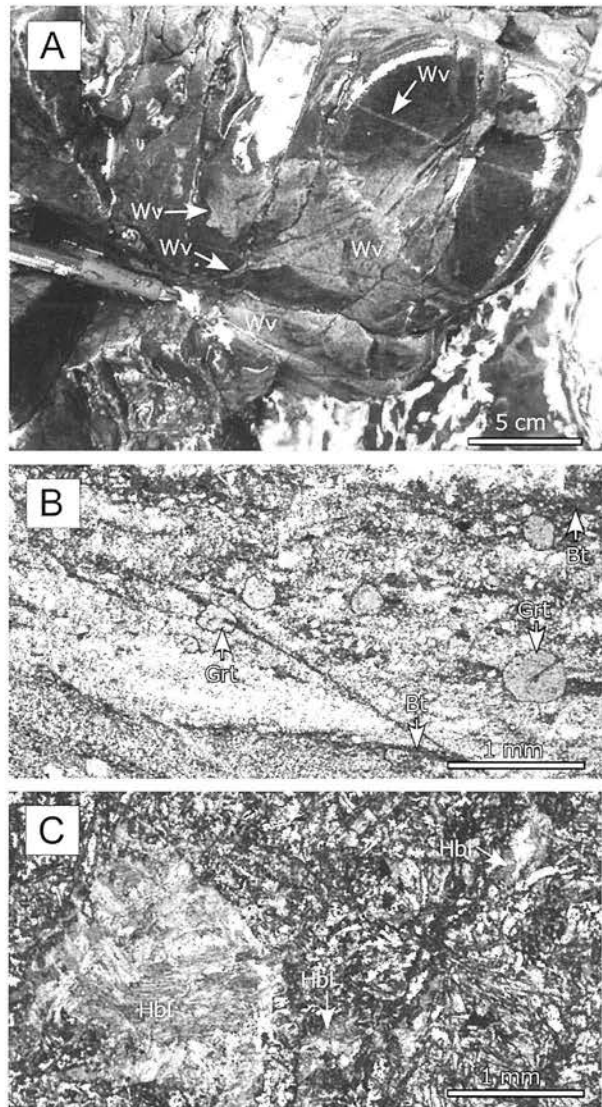
仙見コンプレックスは上部白亜系の深成岩類との境界

地質体 時代		神戸サブコンプレックス	滝谷サブコンプレックス
ジュラ紀	後		
	中		b
	前	a, c	
三畳紀	後	d, e	
	中		
	前	f	
ペルム紀	後		h
	中	g, i, j	k
	前		
石炭紀	後		
	前	l, m	



第3. 19 図 滝谷サブコンプレックス及び神戸サブコンプレックスにおける年代-岩相対応図
 後:後期, 中:中期, 前:前期. a, b:内野・堀 (2010), c:川端・伊藤 (1993), d:内野・堀 (2011), e, i, j, k, l:長谷川 (1985), e, f, j:津田ほか (1983), g, h, m:内野ほか (2010).

から幅約1~3kmの範囲にわたり接触変成作用を被りホルンフェルスとなっている。地質図では黒雲母帯以上の接触変成領域を図示している。砂岩泥岩互層中においては、泥岩は暗紫色を、砂岩は白色~淡緑色の珪質岩様を呈し、石英を主体とする分結脈が発達することもある。また、泥岩及び砂岩に発達する節理面や裂かに沿って、しばしば白色化している(第3. 20図A)。泥岩及び砂岩中には一般に細粒な黒雲母が生じ、また深成岩類近傍では、黒雲母+ざくろ石(第3. 20図B)あるいは黒雲母+ざくろ石+カリ長石+緑泥石の組み合わせで変成鉱物が生じている。苦鉄質岩や火山岩片に富む砂岩では黒雲母の他に、緑色普通角閃石が産することがある(第3. 20図C)。なお、仙見コンプレックスの北西部(宝蔵山-白山-神戸山-杉川下流より北西側)は接触変成作用の影響を免れており、放散虫化石はその地域から報告されている。



第3. 20 図 ホルンフェルスの露頭及び薄片写真
 (A) ホルンフェルス化した泥質岩中に発達する白色部。仙見川。
 (B) ホルンフェルス化した砂岩中に発達する細粒な黒雲母及び粗粒なざくろ石。単ポーラー。杉川。
 (C) ホルンフェルス化した玄武岩中に発達する粗粒な緑色普通角閃石。単ポーラー。杉川。
 Bt: 黒雲母, Grt: ざくろ石, Hbl: 普通角閃石, Wv: 白色部。内野 (2010) の第12図から転載。

第4章 上部白亜系

(高橋 浩)

加茂地域に分布する上部白亜系は深成岩類から構成される。深成岩類は、粗粒黒雲母花崗岩を主体とし、一部に細粒斑れい岩、細粒角閃石斑れい岩及び中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を伴う。これらの深成岩類は、下部ジュラ系仙見コンプレックスに貫入し、下部～中部中新統のドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩・流紋岩貫入岩に貫かれる。

Chihara (1959) は、新潟県北部に分布する花崗岩類を、角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とする古期の^{さねかわ}実川花崗閃緑岩と粗粒黒雲母花崗岩を主体とする新期の草水-小川花崗岩に区分した。しかし、その後の調査や放射年代値から判断して、Chihara (1959) の区分は必ずしも成り立たないことが分かってきた(高橋ほか, 2010)。すなわち、従来古期の実川花崗閃緑岩の一つとされていた飯豊山花崗閃緑岩からは 51.3 ± 2.6 Ma の黒雲母 K-Ar 年代(高橋ほか, 1996)が、新期の草水-小川花崗岩の一つとされた加茂地域東隣の御神楽岳地域に分布する黒雲母花崗岩からは 70.4 ± 3.9 Ma 及び 70.3 ± 3.5 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている(金属鉱業事業団, 1979)。そのため、本報告では Chihara (1959) による名称は用いず、岩石名のみで各岩体を表記した。

4. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)

分布 加茂市第二貯水池東方約1.5kmの大俣川河床

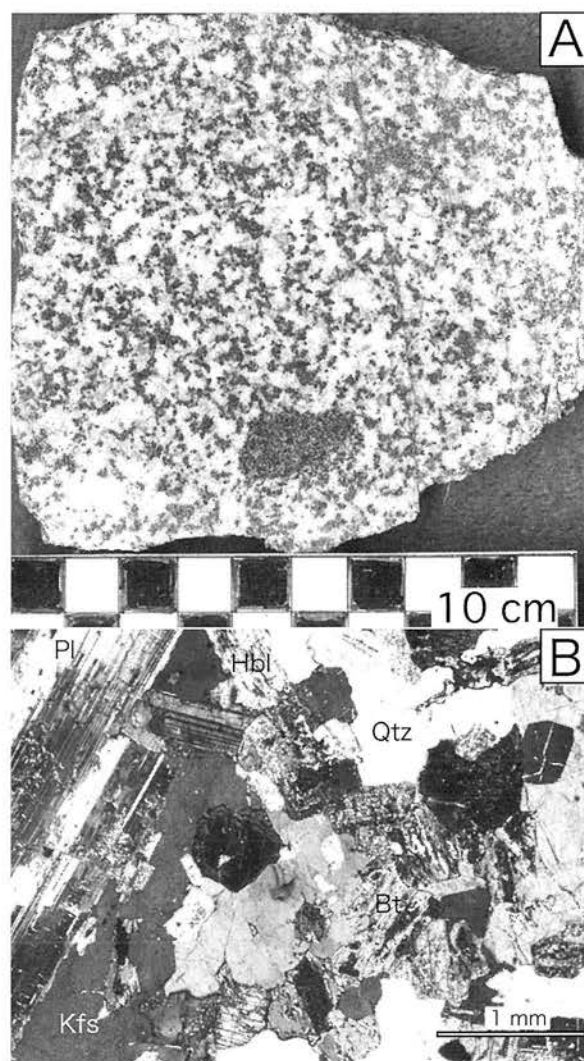


第4.1図 加茂地域の深成岩類のモードを示す三角図
Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

及び南東方約1kmの砥沢河床に分布する(第3.4図参照)。大俣川河床では長さ約1.5km, 幅約0.5km, 砥沢河床では長さ約500m, 幅約100mのともにレンズ状岩体として分布する。

貫入関係 下部ジュラ系仙見コンプレックスに貫入している。岩体内部は前期～中期中新世の流紋岩貫入岩(Ry)に貫かれている。中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と粗粒黒雲母花崗岩の前後関係は不明である。

岩相 中粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で(第4.1図), 径数cm程の暗色包有岩を伴うことがある(第4.2



第4.2図 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の写真
(A) 研磨片写真。(B) 薄片写真, 直交ポーラー。
Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Kfs: カリ長石,
Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

図).

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (第4.2図)

石英, 斜長石, カリ長石, 普通角閃石, 黒雲母, 不透明鉱物からなり, 副成分鉱物としてジルコン, アバタイトを伴う。石英は他形で粒間充填状に産する。斜長石は自形で弱い反復累帯構造を示すものがある。カリ長石は他形で粒間充填状に産する。普通角閃石は自形~半自形で褐緑色 (Z軸色, 以下同様) を呈する。黒雲母は自形~半自形で褐色 (Y~Z軸色, 以下同様) を呈する。

4.2 細粒斑れい岩及び細粒角閃石斑れい岩 (Gb)

分布 細粒斑れい岩は笠堀川上流及び栃ノ木沢に小規模岩体として分布する。また, 細粒角閃石斑れい岩は, 仙見川上流静川の標高320m付近に位置する二股合いの南方150m付近の河床に分布する。

貫入関係 細粒斑れい岩は, 粗粒黒雲母花崗岩中の小規模捕獲岩体として分布するほか, 笠堀川上流では幅数m程の岩脈として粗粒黒雲母花崗岩に貫入する。また栃

ノ木沢では, 径数10cm程の不規則な形態の捕獲岩として粗粒黒雲母花崗岩中に産する。これらの産状から, 細粒斑れい岩は粗粒黒雲母花崗岩と同時期の産物と判断される。細粒角閃石斑れい岩は, 仙見コンプレックス (神戸サブコンプレックス) の苦鉄質岩中に幅数m程の岩脈として貫入している。

岩相 細粒斑れい岩及び細粒角閃石斑れい岩は, 濃緑灰色を呈し, 塊状で緻密な岩石である (第4.3図)。前者では自形斑状の斜長石が肉眼で確認できる。

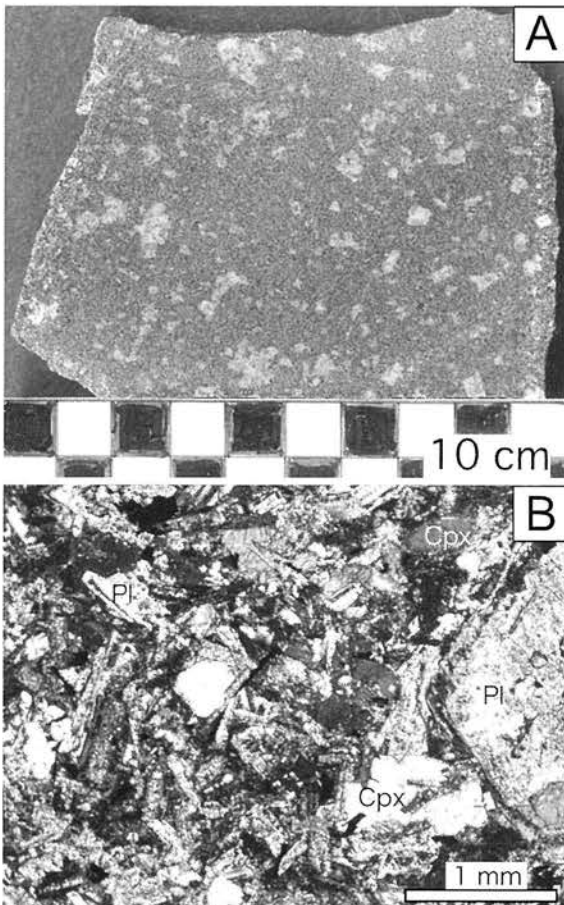
岩石記載

細粒斑れい岩 (第4.1, 4.3図)

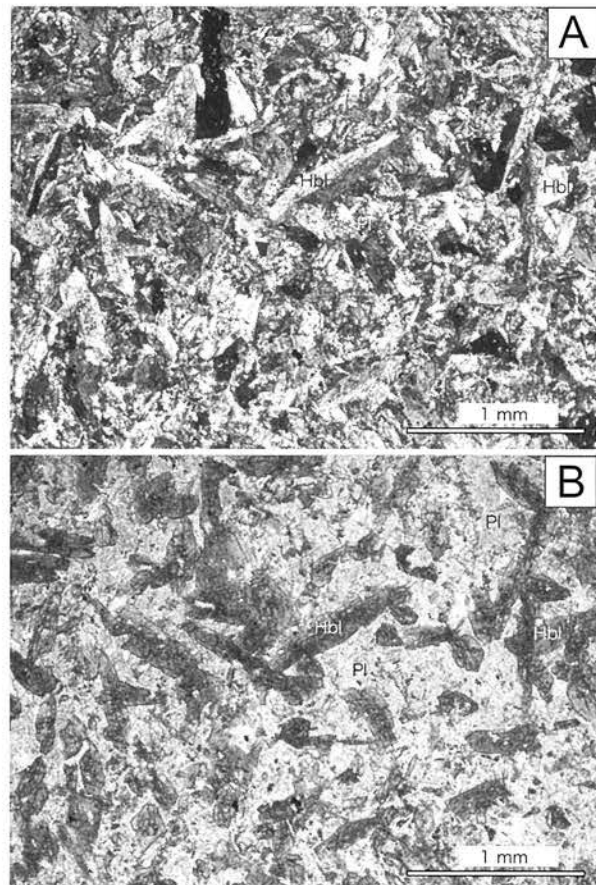
斜長石, 単斜輝石, 不透明鉱物, 緑泥石からなり, 斑状の斜長石が認められる。斜長石は自形で, 斑状のものと基質を構成するものが存在する。アルバイト式双晶を示すものが多く, 斑状のものには弱い累帯構造が存在する。単斜輝石は自形~半自形で, 斜長石とともに基質を構成する。緑泥石は緑色を呈し他形粒間充填状であり, 黒雲母を交代したものと思われる。

細粒角閃石斑れい岩 (第4.4図)

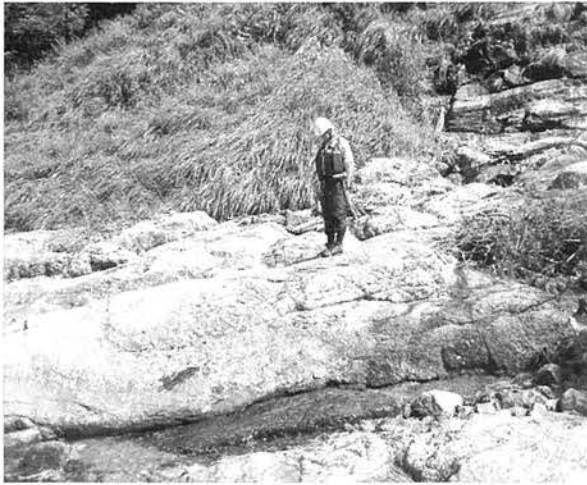
普通角閃石, 斜長石からなり, 少量の不透明鉱物を伴う。普通角閃石 (長径1mm前後) は自形で褐色を呈し, 結晶周縁部は淡緑色を呈する。斜長石は半自形~他形で, 結晶内部はセリ



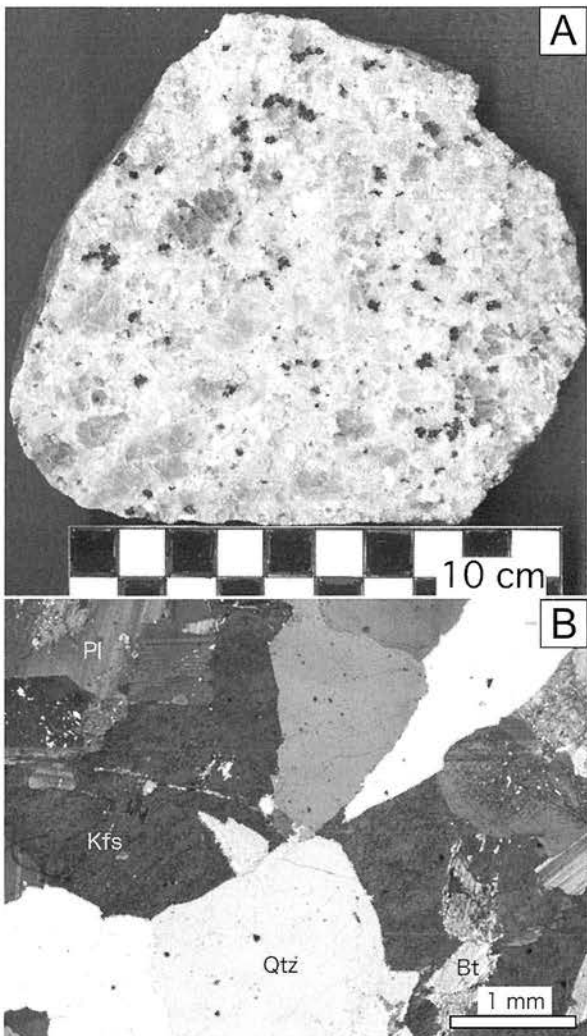
第4.3図 細粒斑れい岩の写真
(A) 研磨片写真。(B) 薄片写真, 直交ポーラー。
Cpx: 単斜輝石, Pl: 斜長石。



第4.4図 細粒角閃石斑れい岩の薄片写真
(A) 直交ポーラー。(B) 単ポーラー。
Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石。



第 4.5 図 粗粒黒雲母花崗岩の産状
赤倉川上流の河床。



第 4.6 図 粗粒黒雲母花崗岩の写真
(A) 研磨片写真。(B) 薄片写真, 直交ポーラー。
Bt: 黒雲母, Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。

サイトに交代されているものが多い。不透明鉱物は微粒で普通角閃石中に存在する。

4.3 粗粒黒雲母花崗岩 (Gr)

分布 加茂地域東部の仙見川上流の赤倉川から堂ノ窪山^{どうのくぼやま}を経て笠堀川上流や駒出川上流にかけての地域と、本地域東縁の杉川流域から東隣^{みかぐらだけ}の御神楽岳地域内の早出川流域にかけての地域に分布している。

貫入関係 下部ジュラ系仙見コンプレックスに貫入している。岩体内部は前期～中期中新世の流紋岩貫入岩 (Ry) 及びドレライト、玄武岩及び安山岩貫入岩 (Do) に貫かれている。

岩相 粗粒塊状の黒雲母花崗岩で、桃色カリ長石が肉眼で認められる (第 4.1, 4.5 及び 4.6 図)。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩 (第 4.6 図)

石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母からなり, 副成分鉱物として不透明鉱物, 褐れん石, ジルコンを伴う。石英は他形で粒間充填状に産する。斜長石は自形で, 核部が汚濁しているものが多い。カリ長石は他形で粒間充填状に産しパーサイト構造を示す。黒雲母は自形～半自形で濃褐色を呈する。

放射年代 加茂地域東隣の御神楽岳地域西縁を流れる杉川の試料から $70.3 \pm 3.5 \text{ Ma}$ の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (金属鉱業事業団, 1979)。

第5章 新第三系～下部更新統

(工藤 崇・柳沢幸夫)

5.1 研究史及び概要

5.1.1 研究史

加茂地域における新第三系～下部更新統の系統的な調査・研究は、千谷(1918, 1919)による「^{おほし}大面油田」及び「加茂油田」の油田地質調査に始まり、それらの成果は大日本帝国油田シリーズの1万5千分の1地質図にまとめられた。その後大正末期から、模式地の地名を冠した地層名が使われるようになり、大村(1928)によって本地域内の旧七谷村(現加茂市)を模式地とする「七谷層」の概要が示された。その後、大村(1930)により新潟堆積盆地の新第三系～第四系の層序と対比が示され、「七谷層」の名称は標準的な層序単元の1つとして用いられた。なお以下では、「新潟堆積盆地」の名称を新潟県内の新第三系が厚く堆積した地域の総称(新潟県, 1977)として用いる。

その後も油田探鉱を目的とした地質調査が継続され、加茂地域及びその周辺を対象として、1万5千分の1地質図「塩谷油田」(松澤, 1940)及び「新津油田南部」(遠藤, 1940)が作成された。また、地質図は示されなかったものの、橋本(1941)により本地域における新第三系～第四系の詳しい地質記載が報告された。

第二次世界大戦後、新潟堆積盆地においては新たな石油鉱床の発見を目指して、大深度ボーリングによる深部探鉱が盛んに行われた。そして、それらの坑井データを用いて、新潟堆積盆地の地下層序、堆積盆発達過程や地質構造の解明が進められた(望月, 1962; 竹内, 1962; 片平, 1974a, b; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982, 1992; 加藤ほか, 1992; 加藤・片平, 1993; 加藤ほか, 2007など)。

1970年代には、旧地質調査所を中心として地表地質調査に基づく精力的な研究が行われた。まず、三梨・宮下(1970)により本地域東部を対象とした2万5千分の1日本油田・ガス田図「七谷」が公表され、その後、三梨・宮下(1974)により本地域東部の新第三系について、鈴木ほか(1974a)により本地域北西部の新第三系～第四系について詳細に報告された。また、鈴木ほか(1971, 1974b)により、本地域周辺における褶曲構造の形成機構について検討が行われた。

1960～70年代には金属資源の開発を目的とした地質調査が行われ、茅原ほか(1967)によって本地域南東部を含む五十嵐川上流域の2万5千分の1地質図、金属鉱業事業団(1979)によって本地域東部を含む5万分の1

地質図が作成された。また農地開発の観点から、北陸農政局計画部(1979)により本地域南西部の5万分の1地質図が作成された。

本地域は新潟地域坑井層序の七谷階の模式地を含むため、1970年代以降、主に七谷層及びその上下層準を対象として、底生有孔虫、浮遊性有孔虫、石灰質ナンノ化石、珪藻、放散虫など、数多くの微化石層序学的研究が行われてきた(三梨・宮下, 1970, 1974; 菅野・中世古, 1975; 米谷, 1978, 1988; 佐藤, 1982; 小林・渡辺, 1985; 佐藤ほか, 1991; 柳沢, 1993; 平松ほか, 1997; 柳沢・須藤, 2002; 工藤ほか, 2011)。これらの研究成果は、本地域における新第三系の詳細な年代層序を構築する上で大きな貢献を果たしている。

下部更新統を主対象とした研究としては、井部(1967)、新潟平野研究グループ(1969)、橋立(1974)、下田丘陵団体研究グループ(1976a, b)、田村ほか(1976)、斎藤(1980)、加茂団体研究グループ(1990)などがある。これらの研究により、下田盆地及び下田丘陵西縁部の層序と産出化石が報告された。

新第三系の火山岩を主対象とした研究では、島津・高野(1986)による下部～中部中新統の火山層序と火山岩の産状に関する報告、五十嵐川団体研究グループ(1990)及び黒川・五十嵐川団体研究グループ(1993)による重倉山火山岩部層の産状とその形成過程に関する研究がある。

土地分類基本調査5万分の1表層地質図としては、「新津」(津田ほか, 1975)、「三条」(津田ほか, 1976)及び「加茂」(津田ほか, 1984)が公表されている。このうち、津田ほか(1984)による加茂地域の表層地質図は、1980年代前半までの研究成果を総括した優れた研究成果であり、綿密なデータに基づく詳細な地質情報が示されている。旧地質調査所及び産総研地質調査総合センターの地質図幅としては、本地域を含む広域の10万分の1日本油田・ガス田図「新潟県中部地域」(影山・金子, 1992)、本地域西隣の5万分の1地質図幅「三条」(小林ほか, 2002)が公表されている。

1990年代末以降には、本地域の中部中新統～第四系に挟在するテフラを対象とした研究が精力的に行なわれ(黒川ほか, 1998; 黒川ほか, 2000a, b; 樋口ほか, 2001; 黒川ほか, 2002; 坂井・黒川, 2002a, b; 黒川・樋口, 2004; 平中ほか, 2009; 工藤ほか, 2011, 印刷中)、テフラの広域対比や新第三系～第四系の年代層序・対比に関して多くの知見が得られている。

5. 1. 2 概要

本報告では、新第三系～下部更新統の層序区分について、従来の研究報告（三梨・宮下, 1970, 1974; 鈴木ほか, 1974a; 津田ほか, 1984 など）から大きな改訂を行なった。そのため、再定義あるいは新たに定義した地層が多い。従来の研究報告では、火山砕屑岩類やタービダイトなどの一時的あるいは局所的な堆積物を基準に層序区分が行われる場合が多かった。それに対し、本報告では、当時の堆積場を代表するより定常的な堆積物の特徴を基準として層序区分を行った。

新第三系～下部更新統層序の確立に際しては、珪藻化石分析を多数行い、それらのデータ（柳沢・工藤, 2011）を活用した。

また、地質断面図及び対比柱状図の作成においては、石油資源開発株式会社、国際石油開発帝石株式会社、三菱ガス化学株式会社から提供された石油坑井データを利用した。この際、地表調査による岩相層序区分との対応は、各坑井の岩相データ及び底生・浮遊性有孔虫のデータを用いて行なった。なお、これらの石油坑井データは上記の石油探鉱会社から提供を受けたものであるため、以下の記載で用いる際には引用文献を示していない。

火山岩の岩石名については、各岩体・堆積物について主成分全岩化学組成の分析を行い、分析データを用いて国際地学連合 (IUGS) の分類案 (Le Bas *et al.*, 1986 ; Le Bas & Streckeisen, 1991) に従って記載した。

加茂地域の新第三系～下部更新統は下位より、戸ノ入層、大谷層、七谷層、戸ノ入層～七谷層堆積期の溶岩及び貫入岩、南五百川層、鹿熊層、皆川層、古戸層、駒込層、保内層、赤谷層からなる。これらは本地域東部の蒲原山地から西部の下田丘陵にかけてに分布し、本地域の大部分を占める。

戸ノ入層は陸成（一部海成）の礫岩、砂岩及び泥岩を主体とし、下部ジュラ系の仙見コンプレックスを不整合に覆う。大谷層は戸ノ入層を整合に覆うか、もしくはオーバーラップする硬質の暗灰色～灰色成層泥岩を主体とする海成層で、厚い流紋岩火山砕屑岩を挟む。七谷層は大谷層を整合に覆う明灰色～灰色無層理泥岩を主体とする海成層で、中～上部に流紋岩火山砕屑岩を挟み、最上部に海緑石砂岩層が存在する。南五百川層は七谷層を整合に覆う黒灰色～暗灰色無層理泥岩及び暗緑灰色珪藻質無層理泥岩を主体とする海成層で、玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩、火山砕屑岩及び貫入岩からなる猿毛岳火山岩部層と、流紋岩溶岩、火山砕屑岩及び貫入岩からなる重倉山火山岩部層を挟有する。鹿熊層は下部の緑灰色無層理泥岩と上部の青灰色～灰色無層理泥岩を主体とする海成層で、下部にスランプ堆積物、上部にタービダイト性の砂岩泥岩互層や石灰質砂岩泥岩互層を挟有する。皆川層は外側陸棚～内側陸棚の環境で堆積した砂質泥岩、泥質砂岩及び砂質泥岩砂岩細互層を主体とする。古戸

層は内側陸棚～外浜で堆積した砂層を主体とする。鹿熊層の堆積開始以降は、本地域は東側から順次埋積・浅海化していったため、鹿熊層、皆川層、古戸層の岩相境界は、東西方向で等時間面と著しく斜交するとともに、相対的 sea level 変動による海退-海進の影響を受け、地層境界は指交関係を示す (第 2. 2 図)。皆川層・古戸層の上位には、内湾で堆積した砂・泥・礫層からなる駒込層、外浜で浅海あるいは河川で堆積した砂・礫層からなる保内層、内湾～河川で堆積した砂・泥・礫層からなる赤谷層が分布する。

5. 2 「新潟標準層序」の表記方法について

新潟堆積盆地の新第三系～下部更新統では、効率的な石油・天然ガス探鉱を行うため、新潟堆積盆地内で共通に使用できる標準的な層序区分が設定され、これが伝統的に広く用いられてきた。こうした標準的な層序区分が用いられたのは、主に石油坑井で認められる地下の地層を相互に対比し、堆積盆地内で統一的に扱う必要があったためである。

新潟堆積盆地の標準的な層序区分は、大村 (1930) によって基礎が築かれ、その後金原 (1950a, b)、池辺 (1953)、片平 (1974a, b)、新潟県 (1977, 1989)、池辺 (1982)、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982, 1992)、小林・立石 (1992)、新潟県地質図改訂委員会 (2000) などの多くの研究により、継続的に改訂・改良が加えられ、より正確なものへと発展してきた。この標準的な層序区分は、「標準区分」(池辺, 1953)、「標準層序」(片平, 1974a, b)、「新潟油田標準層序」(池辺, 1982 ; 新潟県, 1989)、「新潟標準層序」(新潟県地質図改訂委員会, 2000) など、さまざまな名称で呼ばれてきたが、これらは本質的には同じのものである。

当初、標準層序は地表に分布する代表的な地層の岩相の特徴を基に定義された (大村, 1930)。しかし、坑井でのカッティングスでは岩相の正確な判別が難しく、層序区分を厳密に適用することが困難な場合があった。このため、その後は坑井のカッティングス試料にも普遍的に適用できる底生有孔虫層序 (Matsunaga, 1963) と浮遊性有孔虫層序 (米谷, 1978 など) が標準層序の枠組みに大幅に取り入れられ、現在では海成の標準層序の境界は、岩相ではなく有孔虫層序の化石帯境界によって定義されるようになった (米谷, 1978 ; 新潟県地質図改訂委員会, 2000 など)。新潟堆積盆地の有孔虫層序の化石帯境界は、現在ではグローバルな年代尺度に対比され、その正確な数値年代も判明しており、標準層序の地層境界は堆積盆地内ではほぼ等時間面を示していると考えられている (第 2. 2 図参照)。このように、現在新潟堆積盆地の坑井地質で用いられている標準層序は、岩相層序ではなく年代層序であり、層序区分の単位は年代層序単元

本報告	影山・金子 (1992)	島津・高野 (1986)	津田ほか (1984)	北陸農政局計画部 (1979)	金属鉱業事業団 (1979)	片平 (1974a)	三梨・宮下 (1970, 1974)	茅原ほか (1967)	竹内 (1962)	品田 (1950)	橋本 (1941)	大村 (1928)	
鹿熊層	西山層		平層	西山層	西山層	西山層	西山層		西山層	中浦泥層	平頁岩・砂岩層		
南五百川層	重倉山火山岩部層	狼毛岳火山岩部層	狼毛岳層	重倉山層	椎谷層	椎谷層	土倉火山角礫岩層		寺泊層	庭月火砕岩層	土倉火山礫凝灰岩層	七谷層	
			重倉山層				椎谷層		五百川黑色泥岩層				
七谷層	寺泊層	寺泊層	南五百川層	寺泊黑色泥岩層	寺泊層	寺泊層	七谷層	寺泊層	七谷層		七谷頁岩層		
大谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層	七谷層		大谷硬質頁岩層	硬質頁岩	
戸ノ入層	津川層	大谷川層	大谷川層	高柳凝灰岩層	大谷川層	高柳層	大谷川層	高柳凝灰岩層	大谷川層	津川層	塩野湖緑色凝灰岩層	尼池緑色凝灰岩層	高柳凝灰岩
						大谷川層	戸ノ入礫岩層				戸入礫岩層	釜鍔礫岩	

第 5.1 図 加茂地域における新第三系中新統の層序対比

の「階」に相当するものである。

新潟堆積盆地の新第三系～第四系の標準層序は、石油・天然ガス探鉱に役立ってきたばかりでなく、この地域の新第三系～第四系の地質や地史を理解するための共通の層序学的枠組みとしても機能し、極めて重要な役割を果たしてきた。しかし、この標準層序には以下に示すような重大な問題点も存在する。

- 1) 新潟標準層序は「標準」とは呼ばれているが、何らかの公的な組織などによって認定された厳密な意味での「標準層序」ではなく、事実上の標準 (de facto standard) にすぎない。
- 2) 境界模式層 (boundary stratotype) も指定されておらず、その定義も曖昧な部分があり、厳密に定義されていない。
- 3) 新潟標準層序の単位は年代層序単元の「階」に相当するものであるが、坑井層序では「層」と記述される場合がほとんどで、これが岩相層序単元の「層」と誤解されて、大きな混乱を招いている。
- 4) 特に地表地質との対比では、坑井層序における標準層序の「層」と地表地質における岩相層序の「層」が混同されて対比される場合が多く、しばしば間違った地質断面図が作成される原因となっている。

以上のような問題点と混乱を回避するため、従来「新潟標準層序」あるいは「新潟油田標準層序」と呼ばれてきたものを、本報告では「新潟地域坑井層序」と呼ぶことにする。「新潟地域坑井層序」は、本来は年代層序として用いられるべきものであるが、上述のように岩相層序区分として用いられる場合もあり、混乱が生じている。そこで、この混乱を避けるため、本報告では「新潟地域坑井層序」を示す際には、年代層序区分の「階」のみを用いる。

「新潟地域坑井層序」では、下位から三川階、津川階、七谷階、寺泊階、椎谷階、西山階、灰爪階、魚沼階と区分される (新潟県地質図改訂委員会, 2000)。ただし、津川階と上位の七谷階との境界は同一時間面ではなく、津川-七谷階と一括して扱われることもある (池辺, 1982)。そのため、本報告では津川階を七谷階に含めて扱い、有孔虫層序を基準に定義された七谷階～灰爪階までを用いることとする。階の定義は新潟県地質図改訂委

員会 (2000) にほぼ従う。本報告による岩相層序区分と新潟地域坑井層序の階区分の対応を第 2.2 図に示す。

5.3 戸ノ入層 (T₁, T₂)

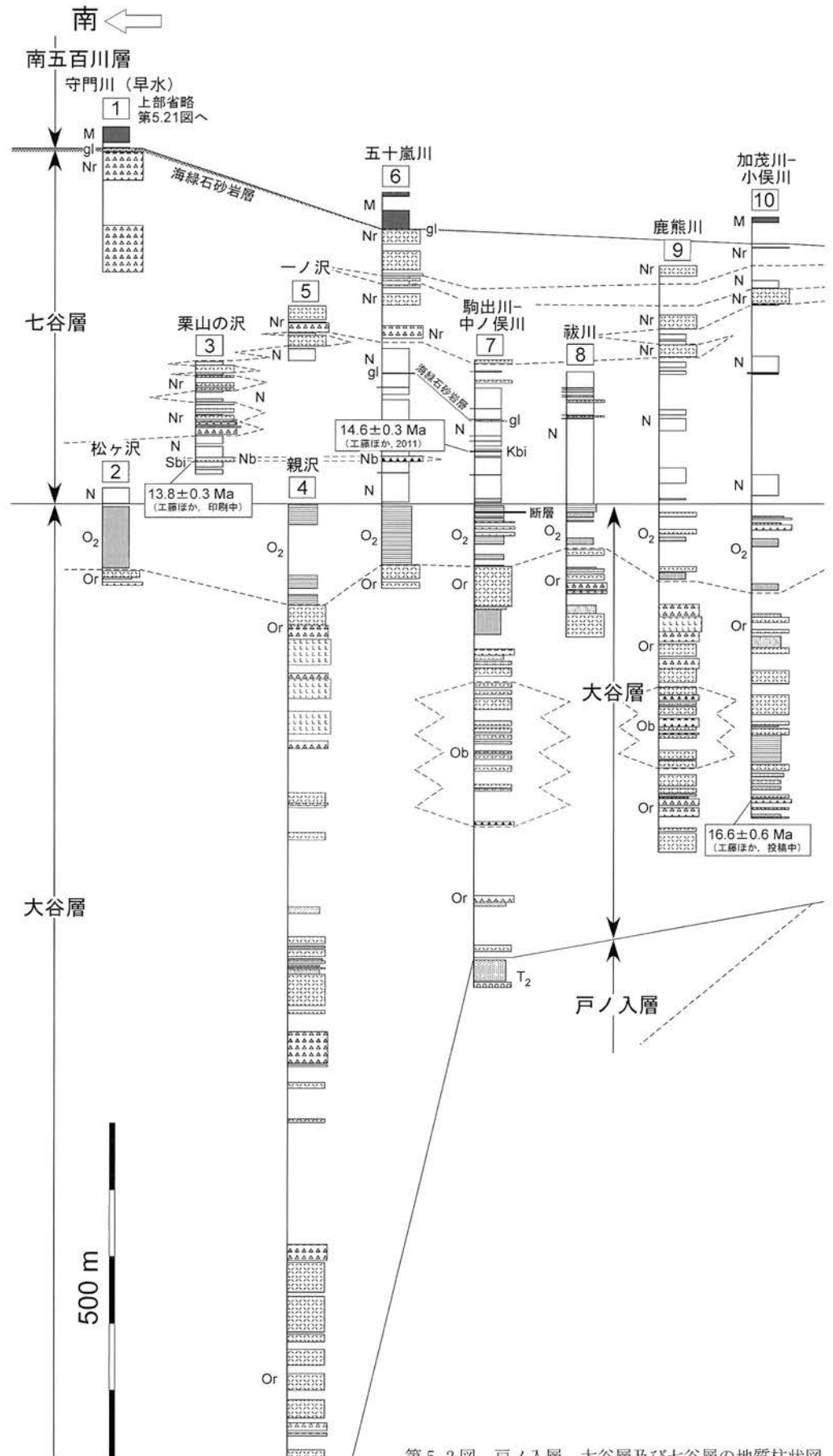
地層名 橋本(1941)の「戸入礫岩層」に由来する。三梨・宮下 (1970, 1974) は、模式地の能代川上流が「戸ノ入沢」あるいは「砥ノ入沢」と呼ばれていることから、大谷川層の一部層として「戸ノ入礫岩層」と改称した。本報告ではこれらに相当する地層を「戸ノ入層」とする。

模式地 橋本 (1941) では模式地は設定されていない。三梨・宮下 (1974) によれば、「五泉市上戸倉の能代川上流において同沢が大きく西流から北流に転ずる付近から上流への約 700m の間」である。

定義 加茂地域の新第三系基底をなす礫岩主体の地層で、下部ジュラ系の仙見コンプレックスを不整合に覆い、大谷層に整合に覆われるか、もしくはオンラップされる地層を戸ノ入層と定義する。本層は、礫岩・砂岩相と、礫岩・砂岩・泥岩相の 2 つの岩相からなる。

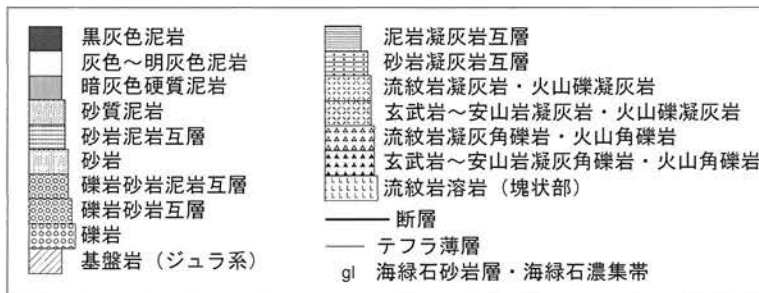
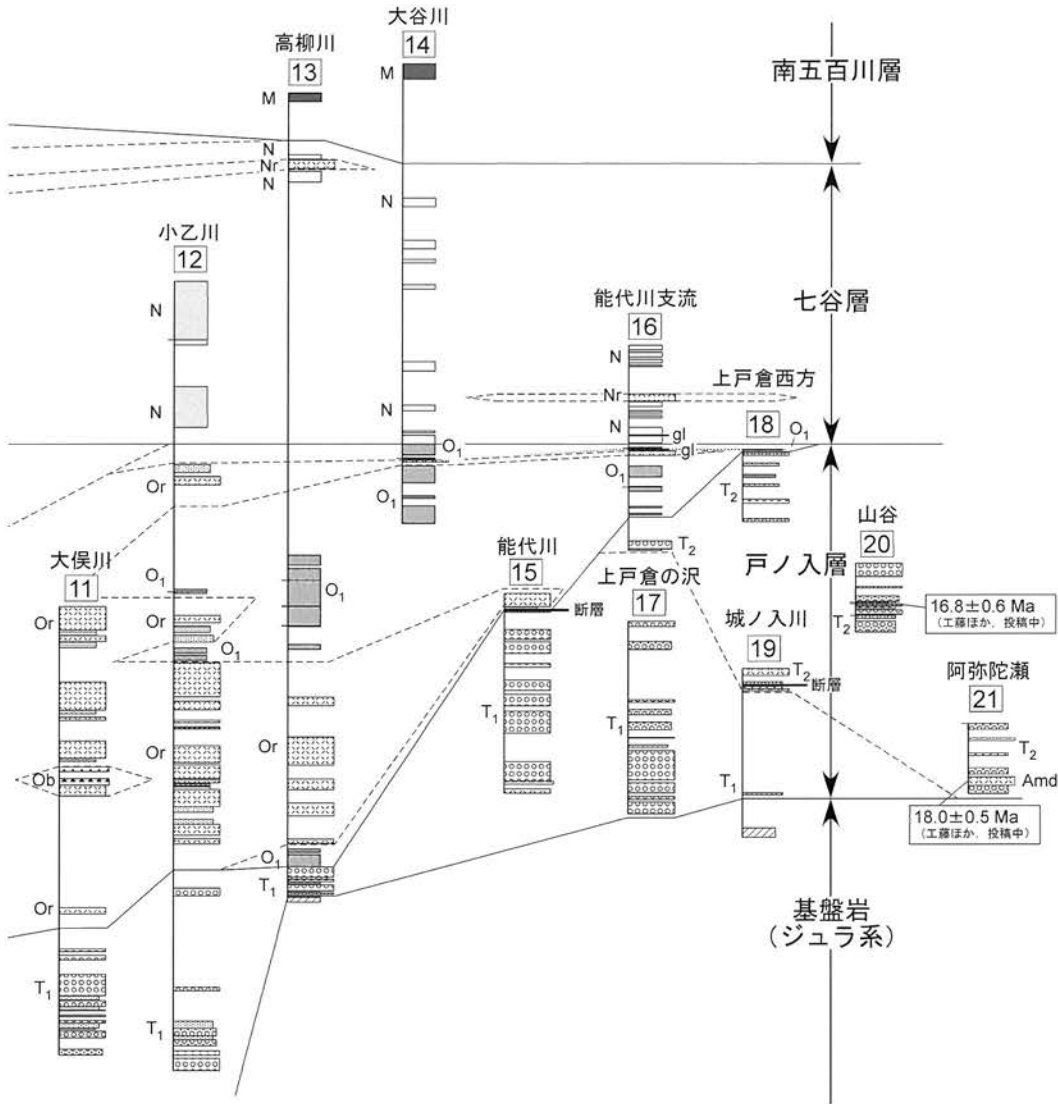
本報告の「戸ノ入層」は、大村 (1928) による七谷層かまぶら釜鍔礫岩、橋本 (1941) による戸入礫岩層にほぼ一致し、三梨・宮下 (1970, 1974) の大谷川層戸ノ入礫岩部層と七谷層の一部を合わせたもの、片平 (1974a) による高柳層の一部、細川 (1981) による山やま谷層、津田ほか (1984) の大谷川層の一部と七谷層の一部を合わせたもの、影山・金子 (1992) による津川層の一部と七谷層の一部を合わせたものに相当する (第 5.1 図)。

本地域北東部の上戸倉～阿弥陀瀬付近に分布する戸ノ入層 (本報告の礫岩・砂岩・泥岩相) は、模式地の戸ノ入層 (本報告の礫岩・砂岩相) とは岩相が異なるため、従来から層序区分とその帰属が問題とされてきた (三梨・宮下, 1974; 津田ほか, 1984)。従来の主な見解は、礫岩・砂岩・泥岩相の下半部を大谷川層あるいは津川層に、上半部を七谷層に含めるものであった (三梨・宮下, 1970, 1974; 津田ほか, 1984)。この見解は影山・金子 (1992)、新潟県地質図改訂委員会 (2000) でも踏襲された。しかし本調査の結果、礫岩・砂岩相と礫岩・砂岩・泥岩相は同時異相であり、両者は指交関係にあると判断されることから、本報告では両者を一括して「戸ノ入層」と



第 5. 2 図 戸ノ入層、大谷層及び七谷層の地質柱状図

北



各ルート的位置は付図を参照。岩相記号は地質図凡例を参照。

する。

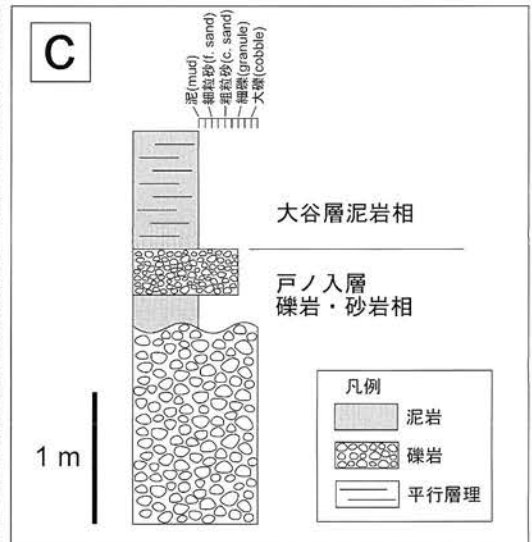
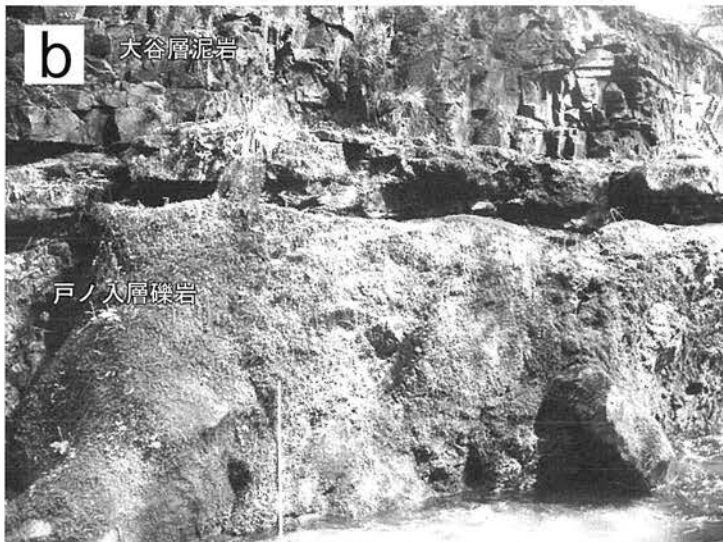
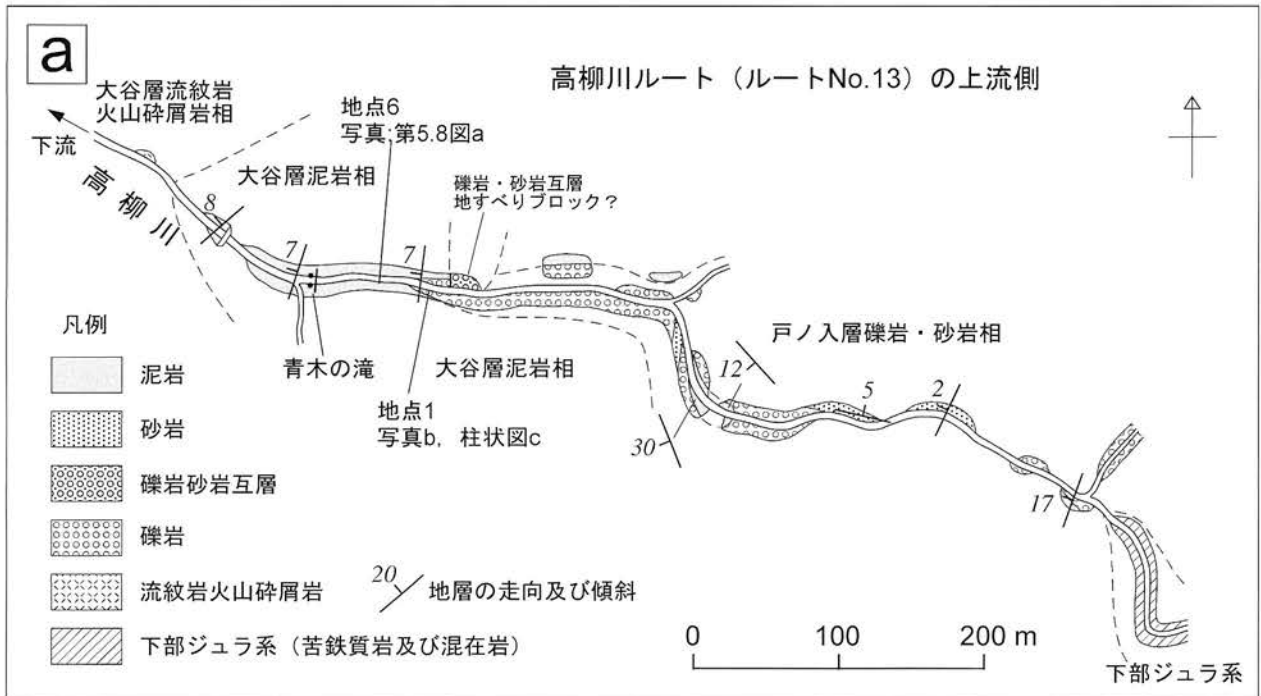
分布 本地域東部の下部ジュラ系分布域及びその縁部に分布する。五泉市阿弥瀬から加茂市大俣川流域にかけての地域では比較的まとまって分布する。その他、白山山頂、宝蔵山山頂、栗ヶ岳山頂付近などの地形的高所や、五泉市門原及び加茂市静川上流部に局所的に分布する。岩相毎に分布を見ると、礫岩・砂岩・泥岩相は礫岩・砂岩相の周囲を取り巻くように分布している。

層序関係 本層は下部ジュラ系の仙見コンプレックスを不整合に覆い、大谷層に整合に覆われるか、もしくは

オンラップされる(第5.2図)。本層の礫岩・砂岩相と礫岩・砂岩・泥岩相は指交関係にある。

加茂市高柳川上流の地点1(付図1)では、礫岩・砂岩相の礫岩が大谷層の泥岩相に直接覆われる関係が観察できる(第5.3図)。なお、ここでは礫岩層の出現上限をもって戸ノ入層の上限とした。

層厚 本層の層厚は地域的変化が大きい。高柳川流域では薄く、その北方及び南方で厚くなる傾向がある(第5.2図)。五泉市山谷付近で300m程度、模式地の能代川上流付近で約370m、高柳川上流域で30~40m、大俣川



第5.3図 高柳川上流域での戸ノ入層と大谷層の層序関係

(a)：高柳川上流域のルートマップ。ルートの位置は付図1を参照。(b)：戸ノ入層と大谷層の境界部の露頭写真。加茂市高柳川上流の地点1(付図1)。ここで見られる礫岩は無層理で非常に淘汰が悪く、基質支持で最大長径80cmの巨礫が含まれる。(c)：(b)に示した露頭の柱状図。

流域で150m以上、粟ヶ岳山頂付近で約100mである。

岩相 礫岩・砂岩相 (T₁) と礫岩・砂岩・泥岩相 (T₂)に区分される。両者とも礫岩及び砂岩を主要な構成物とするが、後者ではそれらに加えて泥岩も主な構成物に加わる。前者は大抵固結しているが、後者はねじり鎌で割ることが可能なほど軟質な場合が多い。後者には阿弥陀瀬火砕流堆積物が挟在する。

礫岩・砂岩相 (T₁)

本岩相は礫岩及び砂岩を主体とし、ごく一部で泥岩及び流紋岩火山砕屑岩を伴う。礫岩と砂岩の割合や礫径は場所により変化する。能代川～上戸倉付近では大礫～巨礫が主体であり、砂岩は少ない。高柳川より南方では中～細礫が主体であり、しばしば砂岩を伴う(第5.2図)。

礫岩は礫支持と基質支持の礫岩に分けられる。礫支持礫岩(第5.4図)は、しばしば不明瞭な級化構造を持ち、微弱な礫のインブリケーションが認められる。また、礫岩はしばしばレンズ状の砂岩を挟み、砂岩と互層してチャンネル状の形態を示すことがある。これらの特徴から、礫支持礫岩は主に網状河川の堆積物であると考えられる。一方、基質支持礫岩(第5.3図b)は、無層理もしくは逆級化構造を示し、淘汰が悪く、礫のインブリケーションが認められないことから、土石流堆積物と推定される。

礫岩中の礫の円磨度は亜円礫～角礫で、亜角礫が最も多い。礫種は仙見コンプレックス起源のチャート、砂岩、泥岩が多く、流紋岩を伴う。深成岩類はほとんど見られない。

砂岩は硬く固結したものが多い。無層理あるいは成層構造を示し、しばしば植物片を含む。高柳川上流及び大俣川上流に露出する一部の砂岩には生痕化石が認められる。

本岩相における泥岩の量比は少ない。泥岩は高柳川上流(第5.3図)や大俣川上流において観察される。泥岩は硬質で暗灰色を呈し、しばしば植物片を含み、無層理あるいは成層構造を示す。泥岩の層厚は3m以下で、数10cm以下のことが多い。

流紋岩火山砕屑岩の量比は少ないが、能代川上流において火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩が、大俣川上流において火山礫凝灰岩及び細粒～粗粒凝灰岩が認められる。層厚はいずれも数m以下で、数10cm以下のことが多い。

礫岩・砂岩・泥岩相 (T₂)

本岩相は、礫岩・砂岩相よりも砂岩、泥岩及び流紋岩火山砕屑岩が多く含まれる岩相である(第5.5図)。本岩相の砂岩及び泥岩はコンボルト層理などの脱水構造が顕著であり、層理面はしばしば波状に乱されている。泥岩中には植物片が多量に含まれる場合が多い。場所によっては亜炭層が認められる。

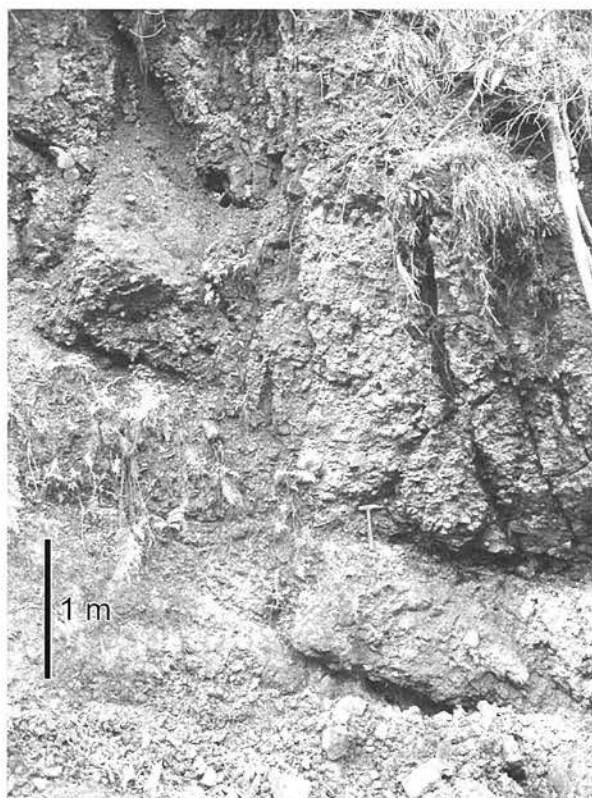
礫岩は、礫岩・砂岩相の礫岩と同様の岩相を示すことから、主に網状河川堆積物と土石流堆積物からなる判断

される。礫種は仙見コンプレックス起源のチャート、砂岩、泥岩が多く、凝灰岩、流紋岩を伴う。礫岩・砂岩相と同様に、深成岩類はあまり見られない。

五泉市山谷のルートNo.20では、本岩相の典型例が観察される(第5.5図a, b, 5.6図)。このルートでは、礫岩、砂岩及び泥岩からなる互層と、それらに挟有される流紋岩火山砕屑岩が見られる。礫岩は、細礫～大礫の円礫～亜角礫で構成され、しばしば下位層を削り込んでチャンネル状の形態を示す。礫岩は礫支持のものが多いが、淘汰がやや悪く、礫のインブリケーションは不明瞭である。礫岩は最大で長径1.2mの泥岩偽礫を含むことがある。砂岩はしばしばチャンネル状の礫岩と細互層する。礫岩と互層する砂岩にはしばしば斜交層理が認められる。以上の特徴より、これらの礫岩及び砂岩はチャンネル堆積物であると考えられる。

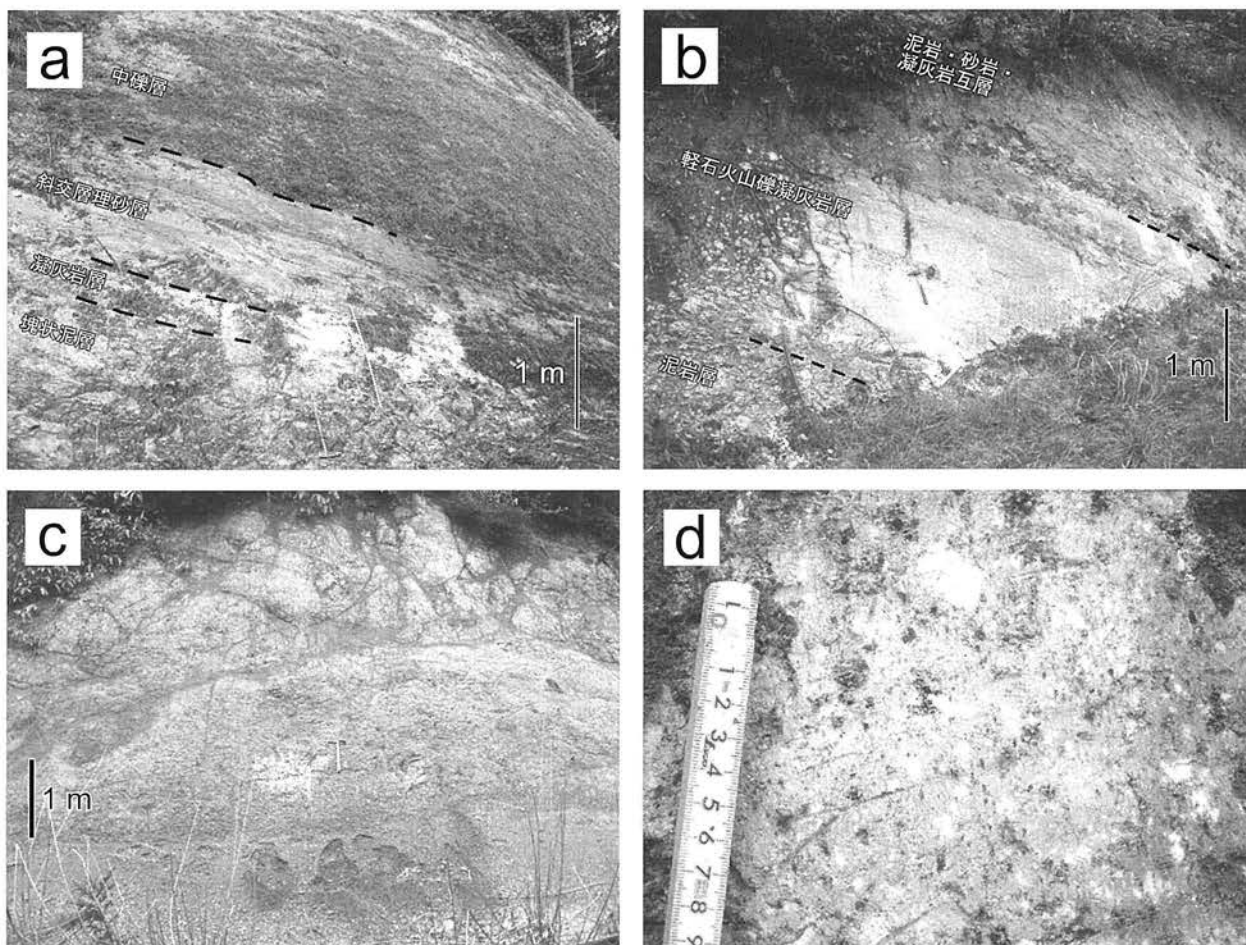
泥岩は灰色～明灰色で無層理あるいは平行層理を示し、植物片を多く含み、亜炭層を伴う。礫、砂、植物片混じりで淘汰が悪いものも多く、層厚数10cm程度の砂岩を挟むことがあるが、これらの砂岩にはしばしば不明瞭な平行層理が認められる。以上の特徴から、これらの泥岩及び砂岩は主に氾濫原堆積物からなる判断される。

ルートNo.20では、流紋岩火山砕屑岩が少なくとも5



第5.4図 戸ノ入層礫岩・砂岩相の露頭写真

五泉市上戸倉南方の沢の地点2(付図1)。礫岩は礫支持で、不明瞭な級化構造が認められる。



第5.5図 戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相の露頭写真

(a)：礫岩・砂岩・泥岩相の典型的な礫岩，砂岩及び泥岩からなる互層．細粒～粗粒凝灰岩を挟む．撮影範囲は第5.6図に示した柱状図の一部に相当する．五泉市山谷の地点3（付図1）．(b)：礫岩・砂岩・泥岩相に挟在する軽石火山礫凝灰岩層．この軽石火山礫凝灰岩層より $16.8 \pm 0.6\text{Ma}$ のFT年代が得られた（工藤ほか，投稿中）．五泉市山谷の地点4（付図1）．撮影範囲は第5.6図に示した柱状図の一部に相当する．(c)及び(d)：阿弥陀瀬火砕流堆積物（Amd）．無斑晶質の軽石火山礫を多く含む．この火砕流堆積物より $18.0 \pm 0.5\text{Ma}$ のFT年代が得られた（工藤ほか，投稿中）．五泉市阿弥陀瀬の地点5（第5.7図，付図3）．

層準で認められる．いずれも灰白色を呈し，粘土化した軽石を含み，その構成粒子は細礫サイズ以下である．上部に挟在する層厚2.3mの軽石火山礫凝灰岩（第5.5図b）は，下部で細礫サイズ，上部で粗粒砂サイズに正級化する．この軽石火山礫凝灰岩は，構成鉱物として斜長石，石英，黒雲母を含む．

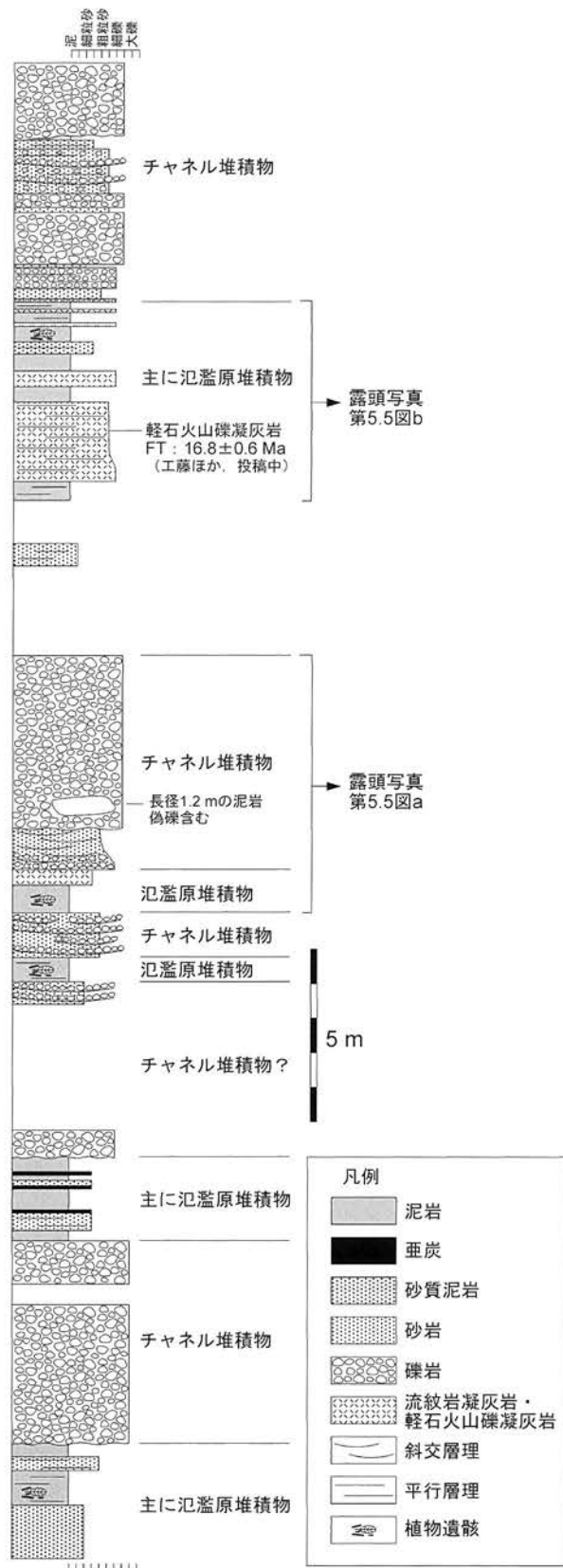
阿弥陀瀬火砕流堆積物（Amd）

第5.7図に五泉市阿弥陀瀬におけるルートマップ（ルートNo.21，付図3）を示す．このルートでは，ルートNo.20（第5.6図）とほぼ同様な礫岩，砂岩及び泥岩からなる互層が観察されるが，これらに加えて特徴的な軽石火山礫凝灰岩が認められる．この軽石火山礫凝灰岩を阿弥陀瀬火砕流堆積物と命名する．

本堆積物は礫岩・砂岩・泥岩相に挟有され，大礫層を直接覆う（第5.7図）．大礫層との境界には凹凸があり，

一部でガリー状の形状を示すことから，河川の浸食面上に堆積したと考えられる．本堆積物の層厚は，露頭で確認できる最大層厚が6mであるが，未確認の部分も含めると10m程度と推定される．本堆積物は，長径7cm以下の無斑晶質な白色軽石，暗灰色スコリア及び石質岩片と基質の細粒～粗粒火山灰で構成され，無層理で基質支持である（第5.5図c，d）．軽石とスコリアは粘土化している．構成鉱物として斜長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．石英は両錘型を示すものが多い．基質は赤褐色～ピンク色を呈し，高温酸化を受けたことを示す．岩相の特徴と高温酸化の証拠から，本堆積物は陸上に堆積した火砕流堆積物と考えられる．

化石 礫岩・砂岩相及び礫岩・砂岩・泥岩相の泥岩，砂質泥岩及び砂岩から植物化石を産する．特に礫岩・砂岩・泥岩相の氾濫原堆積物と推定される部分より多産す



第5.6図 戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相の典型的な層相を示す柱状図
五泉市山谷のルート No. 20の一部。ルート No. 20の位置は付図1を参照。

る(第5.6図)。化石の同定はこれまで行われていない。

堆積環境 礫岩・砂岩相は、網状河川堆積物あるいは土石流堆積物の特徴を示す堆積相を示す礫岩を主体とし、植物化石を多く含むことから、主に陸成層からなると判断され、堆積環境としては網状河川や扇状地が推定される。ただし、一部の砂岩に生痕化石が見つかることから、一部は海成であった可能性がある。特に高柳川上流では、土石流堆積物の特徴を示す礫岩の直上に海成(漸深海帯)の大谷層泥岩が整合に累重することから(第5.3図)、堆積環境としてはファンデルタが想定される。

礫岩・砂岩・泥岩相は、網状河川堆積物あるいは土石流堆積物の堆積相を示す礫岩に加え、泥質な氾濫原堆積物を多く含み、高温酸化した陸上堆積の火砕流堆積物を挟む。よって、本岩相は陸成層からなると考えられ、堆積環境としては氾濫原が発達する網状河川末端部もしくは泥質物が発達する扇状地末端部のような環境が想定される。

大局的に見ると、より粗粒な礫岩・砂岩相の周囲をより細粒な礫岩・砂岩・泥岩相が取り巻いて分布することから、前者が碎屑物の供給源近傍相、後者がその周縁相に相当するものと考えられる

年代・対比 ルート No. 20(第5.5図b, 第5.6図)の軽石火山礫凝灰岩から $16.8 \pm 0.6 \text{ Ma}$ 、ルート No. 21(第5.5図c, d, 第5.7図)の阿弥陀瀬火砕流堆積物から $18.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ のジルコンフィッション・トラック (FT) 年代が報告されている(工藤ほか, 投稿中)。一方、上位の大谷層の流紋岩火山砕屑岩 (Or) からは $16.6 \pm 0.6 \text{ Ma}$ のジルコン FT 年代が報告されている(工藤ほか, 投稿中)。これらの放射年代値より、本層の堆積年代は前期中新世の18~17Ma頃と考えられる(第2.2図参照)。

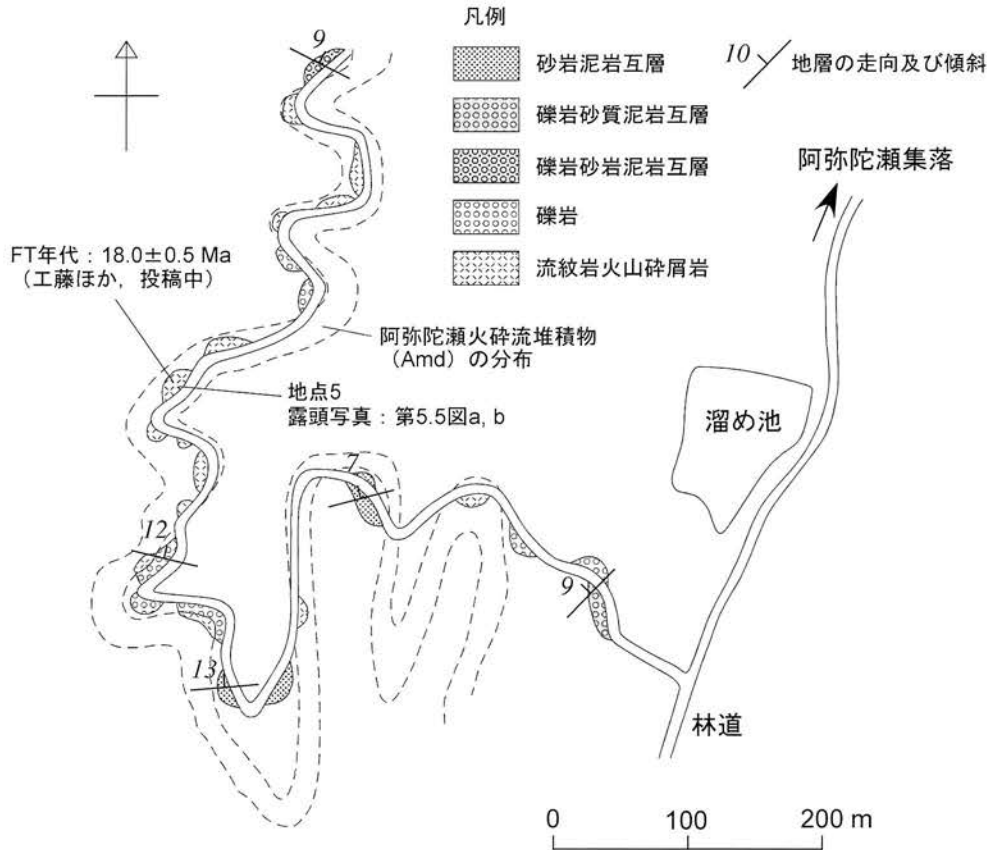
5.4 大谷層 (O₁, Or, Ob, O₂)

地層名 橋本(1941)による「大谷硬質頁岩層」に由来する。本報告では「大谷硬質頁岩層」とそれに相当する地層及びそれらと指交関係にある火山砕屑岩層を一括して「大谷層」とした。

模式地 橋本(1941)では模式地は設定されていない。今回、大谷層を再定義するに伴い、本層の模式地を加茂市上高柳より東方の高柳川沿いとする。

定義 戸ノ入層を整合に覆うか、もしくはオンラップする硬質な暗灰色~灰色泥岩及び暗青灰色~暗紫灰色泥岩と、それと指交関係にある火山砕屑岩から構成される地層を、大谷層と再定義する。

本報告の「大谷層」は、大村(1928)の七谷層高柳凝灰岩と硬質頁岩を合わせたもの、橋本(1941)の尼池緑色凝灰岩層と大谷硬質頁岩層を合わせたもの、品田(1950)の塩野淵緑色凝灰岩層、茅原ほか(1967)による大谷川層、三梨・宮下(1970, 1974)の大谷川層高柳



第5.7図 五泉市阿弥陀瀬における戸ノ入層礫岩・砂岩・泥岩相のルートマップ
ルート No. 21 の一部。ルートの位置は付図3を参照。

凝灰岩部層と七谷層の下部 (Na₁ 及び Na₂) の一部を合わせたもの、片平 (1974a) による高柳層の一部と七谷層の下部を合わせたもの、金属鉱業事業団 (1979)、津田ほか (1984)、島津・高野 (1986) の大谷川層と七谷層の一部を合わせたもの、竹内 (1962)、影山・金子 (1992) による七谷層の一部と津川層の一部を合わせたものに相当する (第5.1図)。

分布 本層は、五泉市上戸倉南西～笠堀湖～灰ヶ岳にかけて、下部ジュラ系の仙見コンプレックス及び上部白亜系の深成岩類を取り巻くように分布する。また、加茂市静川上流部に局部的に分布する。

層序関係 戸ノ入層を整合に覆うか、もしくはオンラップし、七谷層に整合で覆われる (第5.2図)。加茂市高柳川上流の地点1 (付図1) では、大谷層の暗灰色～灰色成層泥岩が戸ノ入層の礫岩を直接覆う関係が観察される (第5.3図)。

層厚 層厚変化が著しく、北方では五泉市上戸倉付近で尖滅するが、南方に向かうにつれ層厚が増加し、三条市親沢付近では1,400m以上となる (第5.2図)。

岩相 本層は、泥岩相 (O₁)、流紋岩火山碎屑岩相 (Or)、玄武岩～安山岩火山碎屑岩相 (Ob)、泥岩・流紋岩火山碎屑岩相 (O₂) の4つの岩相から構成される。いずれも

海成層であり、それぞれは互いに指交関係にある (第5.2図)。また、泥岩相には上戸倉-大谷テフラが挟在する。

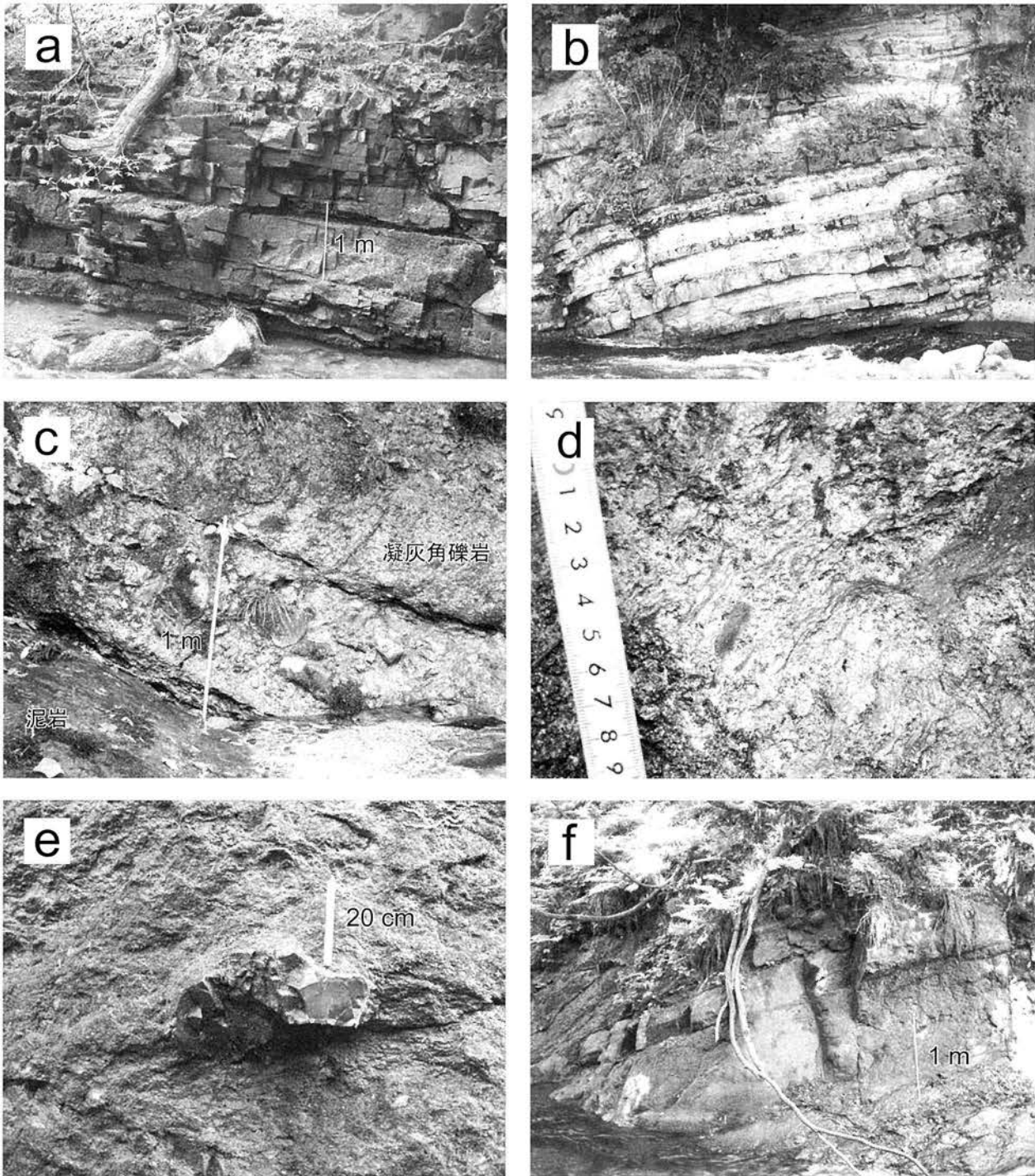
泥岩相 (O₁)

本岩相は、やや青色を帯びた暗灰色～灰色を呈する成層泥岩からなり、まれに層厚数10cm以下の火山碎屑岩層及び海緑石砂岩層を挟有する。本岩相は五泉市上戸倉南東～加茂市小乙川にかけての地域及び静川上流に分布し、層厚は最大で250m程度である。泥岩は上位の七谷層や南五百川層の泥岩と比較して硬質で、厚さ数cm～数10cmの平行層理を示し、層理面に沿って平板状に割れる (第5.3図b, 第5.8図a)。

本岩相に挟在する火山碎屑岩は、火山礫凝灰岩及び細粒～粗粒凝灰岩からなり、いずれも変質のため粘土化している。また、後述する上戸倉-大谷テフラより20cm下位の層準には、海緑石濃集帯が認められる (第5.9図)。海緑石濃集帯の層厚は、地点12 (付図1) では少なくとも20cm以上である。これと同一と思われる海緑石濃集帯は、上戸倉西方のルート No. 19の戸ノ入層直上付近の層準にも産する (第5.2図)。

上戸倉-大谷テフラ (Kmt)

大谷層・七谷層境界より22～6m下位の暗灰色～灰色



第 5. 8 図 大谷層の露頭写真

(a) : 泥岩相の暗灰色～灰色成層泥岩, 加茂市高柳川の地点6 (付図1). (b) : 泥岩・流紋岩火山砕屑岩相の暗青灰色～暗紫灰色泥岩流紋岩火山砕屑岩互層, 明るい部分が流紋岩火山砕屑岩層, 崖の高さは約15m, 三条市塩野淵五十嵐川沿いの地点7 (付図2). (c) : 流紋岩火山砕屑岩相の流紋岩凝灰角礫岩と泥岩, 凝灰角礫岩層の下部に緻密な大～巨礫が濃集しており, 上方細粒化する重力流堆積物の特徴を示す, 三条市駒出川の地点8 (付図2). (d) : 流紋岩火山砕屑岩相の緑色変質した流紋岩軽石火山礫凝灰岩, 加茂市小乙川の地点9 (付図1), 軽石や岩片が潰れて扁平化し, 一見溶結凝灰岩様の外観を示す. (e) : 流紋岩火山砕屑岩相の流紋岩凝灰角礫岩中の本質流紋岩礫, 放射状の冷却節理が認められる, この流紋岩より $16.6 \pm 0.6 \text{Ma}$ の FT 年代が得られた (工藤ほか, 投稿中), 加茂市小俣川上流の地点10 (付図2). (f) : 玄武岩～安山岩火山砕屑岩相を構成する不明瞭な成層構造を持つ玄武岩～安山岩スコリア火山礫凝灰岩, 三条市中ノ俣川の地点11 (付図2).

成層泥岩中には、2枚セットの流紋岩火山砕屑岩層が挟在する(第5.9図)。この流紋岩火山砕屑岩層を上戸倉-大谷テフラと命名し、その略称をKmtとする。本テフラは、しばしば2枚セットで追跡可能であることから、対比が比較的容易であり、大谷層最上部の良い指標となる。本テフラの模式地を五泉市上戸倉の地点12(付図1)とする(第5.9図)。

本テフラは、厚さ5~14cmの泥岩を挟んで2枚の流紋岩火山砕屑岩から構成される。上位のものをKmt-a、下位のものをKmt-bとする(第5.9図)。Kmt-aは、層厚5~6cmの淡青灰色細粒~粗粒凝灰岩層である。Kmt-bは、層厚40cm程度の極淡青灰色を呈する無層理の軽石火山礫凝灰岩層であり、径2~3mmの粘土化軽石礫及び鉱物粒子を散在的に含む。構成鉱物は斜長石と不透明鉱物からなり、苦鉄質鉱物は変質のため消失している。Kmt-a、Kmt-bともにしばしば数m規模でレンズ状に産し、側方に尖滅する。

流紋岩火山砕屑岩相 (Or)

本岩相は、流紋岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる火山砕屑岩を主体とし、泥岩及び砂岩を挟有する(第5.2図)。本岩相の層厚は、本地城南東部では1,400m以上で、北方へと減じ、上戸倉南東で暗灰色~灰色成層泥岩中に尖滅する(第5.2図)。石油坑井資料によると、本岩相は下田丘陵の地下にも広く分布する。ただし、下田丘陵西縁部~越後平野の地下では、本層の泥岩と七谷層の泥岩が尖滅し、本岩相と七谷層の流紋岩火山砕屑岩相が直接累重するため、石油坑井資料では両層の区分は困難となる。したがって、これらについては「七谷層及び大谷層の流紋岩火山砕屑岩(No)」として、一括して地質断面図に示した。

流紋岩火山砕屑岩は、主に変質した軽石礫や緻密な流紋岩礫から構成され、しばしば泥岩偽礫を伴う。流紋岩火山砕屑岩の単層は、しばしば基底部に流紋岩礫の濃集帯を伴い、基質支持で正級化構造を示す部分(第5.8図c)と、その上位のより細粒な成層部のセットから構成される。これらの特徴から、流紋岩火山砕屑岩の多くは重力流堆積物であると考えられる。

流紋岩火山砕屑岩は程度の差はあるものの、全てが変質作用を被っている。強度の緑色変質のため、構成粒子の境界や堆積構造が不明瞭になっているものが多い。また、軽石が圧密のため扁平化し、それらが変質のため緑灰色~淡緑灰色を呈する細粒粘土と化し、層理とほぼ平行にパッチ状~葉層状に並んで溶結凝灰岩に類似した岩相を示すことがある(第5.8図d)。

凝灰角礫岩や火山角礫岩などの粗粒な火山砕屑岩には、放射状の冷却節理を持つ本質物質が含まれることがある(第5.8図e)。その岩質は、後述の下部~中部中新統の流紋岩溶岩及び貫入岩の岩質と一致する。本岩相は流紋岩溶岩及び貫入岩の分布と近接して産し、後者の

分布が集中する地域に近いほど本岩相は粗粒になる傾向が認められる。また、いくつかのルートでは、水砕破砕した流紋岩溶岩から本岩相へと移化する様子が確認される。したがって、本岩相の多くの部分は流紋岩溶岩及び貫入岩の形成に関連した堆積物であると考えられる。

泥岩は、無層理もしくは成層構造を示し(第5.8図c)、暗灰色硬質で本層泥岩相の泥岩に類似するもの、凝灰質で明灰色~灰色を呈しやや軟質なもの、粗粒凝灰質物質が混じった砂・礫混じりものなどが認められる。いずれの分布も局所的である。泥岩の層厚は数m以下と薄いものが多く、しばしば数10cm以下の層厚で流紋岩火山砕屑岩と互層する。

砂岩は、無層理もしくは成層構造を示す。砂岩は凝灰質なものも多く、しばしば数10cm以下の層厚で流紋岩火山砕屑岩と互層する。一部の砂岩には生痕化石が認められる。

岩石記載・全岩化学組成

本岩相から得られた4試料について、岩石薄片観察及び全岩化学組成の測定を行った。4試料とも斑状組織を持ち、斑晶鉱物組み合わせは斜長石+不透明鉱物、あるいは斜長石+石英+不透明鉱物である(付表1)。なお、露頭観察では無斑晶質の流紋岩も確認している。苦鉄質鉱物は変質のため完全に消失している。石基はフェルシティック組織を示す。副成分鉱物としてジルコンやアパタイトを含む。いずれの試料も粘土鉱物、方解石、シリカ鉱物等の変質鉱物が生じている。

全岩SiO₂量は77.1~84.8wt.%であり(付表2)、SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図ではlow-K~medium-Kの領域にプロットされる(第5.10図)。

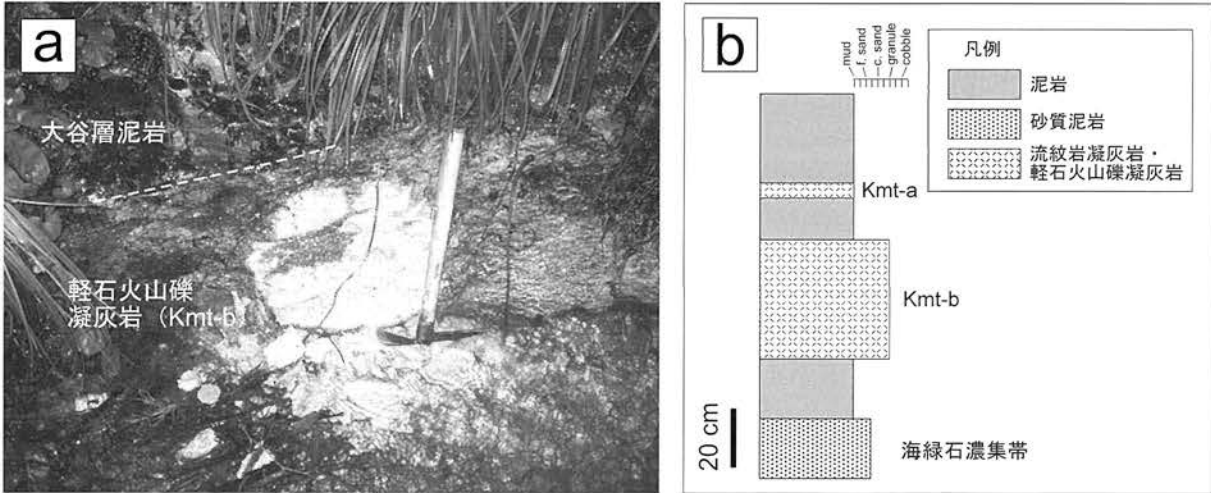
石英流紋岩 (GSJ R95761, 第5.11図a)

産地: 三条市, 親沢上流の地点14(付図4)。

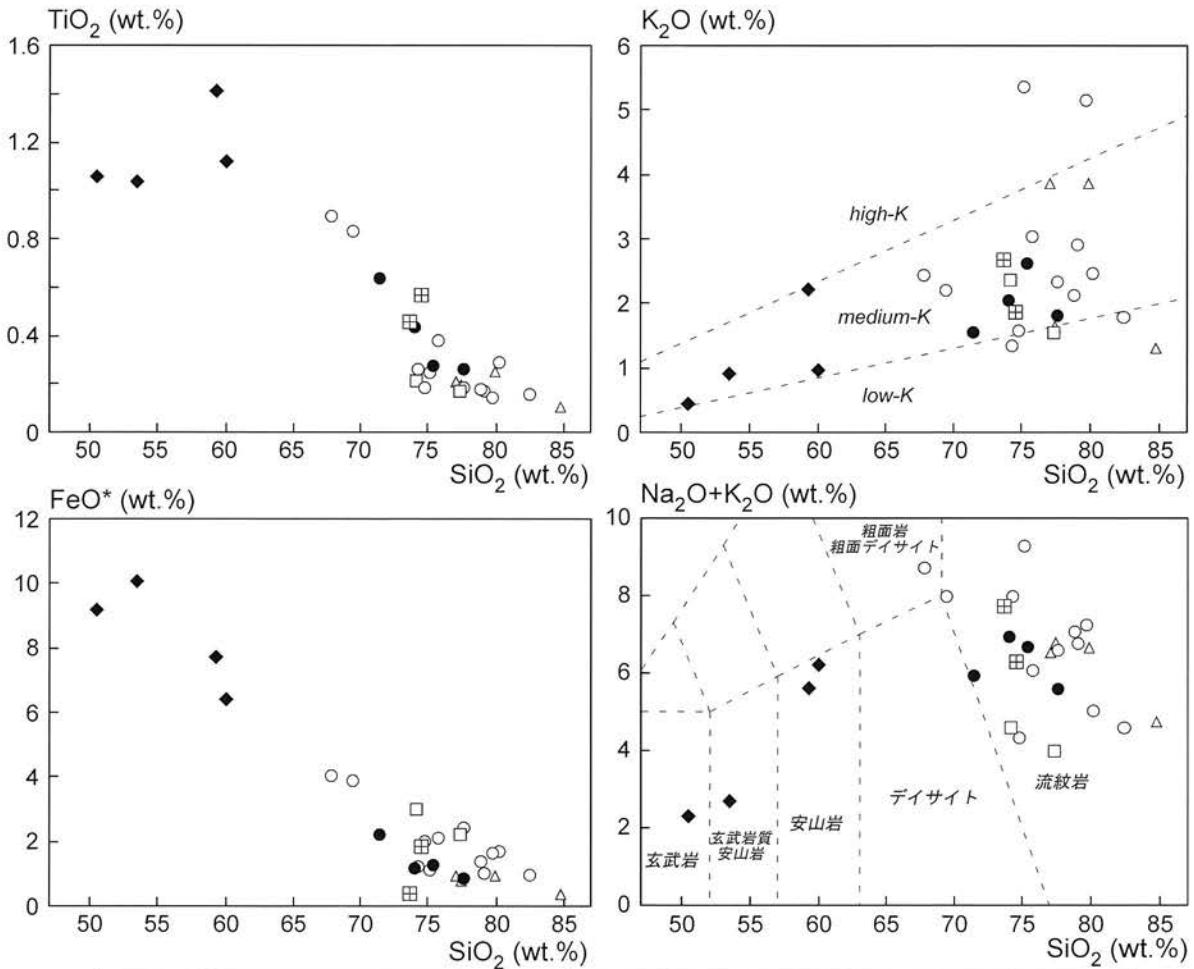
産状: 凝灰角礫岩中の本質流紋岩礫(直径約20cm)。放射状の冷却節理が認められる。

全岩SiO₂量: 84.80wt.% (付表2)

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を含む(付表1)。苦鉄質鉱物斑晶及びその仮像は認められないが、これは変質作用により消失したためと推定される。斜長石斑晶は長径3mm以下で、自形~半自形を呈する(第5.11図a)。斜長石の一部はセリサイトに置換されている。石英斑晶は長径2mm以下で自形~他形を呈し(第5.11図a)、しばしば丸みを帯びた融食形を示す。不透明鉱物斑晶は長径0.2mm以下で自形~他形を呈する。石基はフェルシティック組織を示し、脱ガラス化及び変質によって微細なシリカ鉱物や長石の集合体となっている(第5.11図a)。石基の一部は粘土鉱物に置換されている。石基中にはジルコン、アパタイト

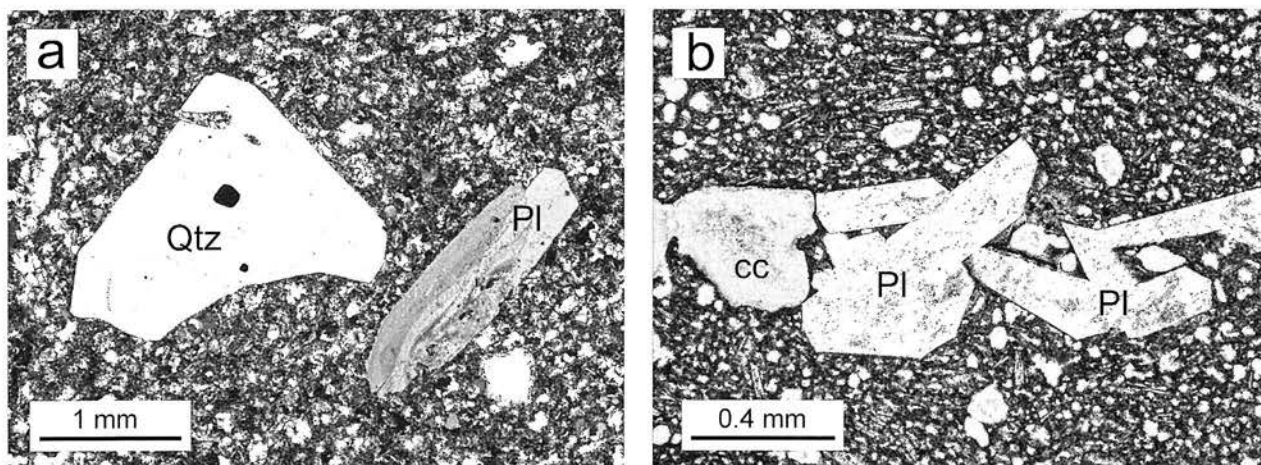


第 5. 9 図 大谷層泥岩相に挟在する上戸倉-大谷 (Kmt) テフラ
 (a): 上戸倉-大谷テフラの露頭写真, (b) の柱状図に示した Kmt-a はレンズ状のためこの写真では見えない, ピックマトックの柄の長さは約 40cm, 五泉市上戸倉の地点 12 (付図 1), (b): 同地点における柱状図.



◆ ドレイイト及び玄武岩～安山岩貫入岩	● 七谷層堆積期	□ 大谷層堆積期
田 七谷層流紋岩火山碎屑岩	○ 大谷層堆積期または七谷層堆積期	
△ 大谷層流紋岩火山碎屑岩		

第 5. 10 図 前期～中期中新世火山岩の主成分元素全岩化学組成
 分析値は本研究 (付表 2) による. SiO_2 - K_2O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO_2 - Na_2O+K_2O 図における境界線は Le Bas et al. (1986) による.



第5.11図 大谷層火山砕屑岩の偏光顕微鏡写真

(a)：流紋岩火山砕屑岩相の流紋岩凝灰角礫岩に含まれる本質流紋岩礫（試料番号GSJ R95761）。直交ポーラー。(b)：玄武岩～安山岩火山砕屑岩相の凝灰角礫岩中のスコリア火山礫（試料番号GSJ R95860）。単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。Pl：斜長石，Qtz：石英，cc：粘土鉱物。

が稀に認められる。

玄武岩～安山岩火山砕屑岩相 (Ob)

本岩相は玄武岩～安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなり、加茂市大俣川、三条市鹿熊川上流、中ノ俣川で局所的に見られる（第5.2図）。本岩相の層厚は最大で220mである。火山砕屑岩は変質して緑灰色を呈し、無層理あるいは不明瞭な成層構造を示す複数の堆積ユニットから構成される（第5.8図f）。無斑晶質のスコリア礫からなり、礫支持で淘汰が良いものが多い。まれに泥岩偽礫や流紋岩礫を含む。一部では急冷縁を持つアレーバ状の火山弾や、冷却節理に囲まれたブロック状の本質物質が認められる。

岩石記載

無斑晶質玄武岩スコリア（GSJ R95860, 第5.11図b）

産地：三条市、鹿熊川上流の地点15（付図2）。

産状：火山礫凝灰岩中のスコリア火山礫。

鏡下の特徴：無斑晶質である。斑晶鉱物として斜長石を含むが、量は極めて少ない。斜長石斑晶は長径2mm以下で、自形を呈する。石基は針状の斜長石、隠微晶質物質及び不透明鉱物から成るハイアロオフィティック組織を示す。石基中の斜長石はしばしば骸晶の形状を示す。石基は細かく発砲しており、気泡中には微細な粘土鉱物やシリカ鉱物が生じている。

泥岩・流紋岩火山砕屑岩相 (O₂)

本岩相は暗青灰色～暗紫灰色を呈する泥岩と流紋岩火山砕屑岩の互層からなる（第5.8図b）。流紋岩火山砕屑岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。本岩相は加茂市小俣川～三条市塩野淵南方にかけて分布

し、流紋岩火山砕屑岩相を覆う（第5.2図）。本岩相の泥岩は、本層泥岩相の暗灰色～灰色成層泥岩に類似するが、やや紫がかかった色を示すこと、火山砕屑岩をより多く挟有することから、後者とは識別できる。泥岩と火山砕屑岩の比率は層準によって変化し、大局的には下位から上位へと泥岩の割合が増加する。

本岩相の流紋岩火山砕屑岩は、主に変質した軽石礫や緻密な流紋岩礫から構成される。流紋岩火山砕屑岩単層の厚さは、最大で20m程度であるが、多くは数10cm以下である。正級化構造を示すものや不明瞭な成層構造を持つものが多く、凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩などの粗粒な堆積物では泥岩偽礫をしばしば含む。これらの特徴から、流紋岩火山砕屑岩の多くは重力流堆積物であると考えられる。

本岩相の火山礫サイズ以下の流紋岩火山砕屑岩の一部には、黒川ほか(1998)によって名称が付けられている（第5.12図）。最下部に挟有される細粒砂～シルトサイズの複数枚の火山砕屑岩は、駒出川奥白色シルティー凝灰岩（Kos）、中部に挟在する厚さ2mの火山砕屑岩は駒出川大曲青灰色凝灰岩（Kom）と呼ばれている。また、最上部の泥岩火山砕屑岩互層は七谷黄灰色パミス質凝灰岩ゾーン（NTZ）と呼ばれ、火山砕屑岩層については下位からNtz-1～Ntz-7と名付けられている。

岩石記載

流紋岩（GSJ R95749）

産地：三条市、駒出川流域の地点16（付図2）。

産状：凝灰角礫岩中の流紋岩礫。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石及び不透明鉱物を含む（付表1）。苦鉄質鉱物斑晶及びその仮像は認められないが、これは変質作用により消失した

ためと推定される。斜長石斑晶は長径2mm以下で、自形～他形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で自形～他形を呈する。石基は、一部がパーライト組織、一部がハイアロピリティック組織のガラス部分が隠微晶質物質に置き換わったような組織を示し、骸晶形状の斜長石、微細なシリカ鉱物、隠微晶質物質、不透明鉱物から構成される。石基の一部は方解及びセリサイト等の粘土鉱物に置換されている。

化石 本層は貧化石相であり、化石の報告例は少ない。茅原ほか(1967)は、南隣の守門岳地域内において、流紋岩火山砕屑岩相中の泥岩より、*Cyclammina* sp., *Haprophragmoides compressum* LeRoy, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Spirosigmoilinella compressa* Matsunagaなどの底生有孔虫化石、三梨・宮下(1970)は、三条市駒出川に露出する泥岩・流紋岩火山砕屑岩相の泥岩から、*Hopkinsina shimboi* Matsuanga, *Hopkinsina morimachiensis* Matsunaga, *M. communis*, *S. compressa*などの底生有孔虫化石を報告している。また、Matsuoka(1983)は、加茂市大俣川の流紋岩火山砕屑岩相及び三条市駒出川の泥岩・流紋岩火山砕屑岩相より渦鞭毛藻化石を報告している。

堆積環境 泥岩相及び泥岩・流紋岩火山砕屑岩相の泥岩の岩相、火山砕屑岩が水中堆積相を示すこと、流紋岩火山砕屑岩相の泥岩より底生有孔虫化石が報告されていること(茅原ほか, 1967)、流紋岩火山砕屑岩相の凝灰質砂岩に生痕化石が認められることから、本層は海成層と判断される。底生有孔虫化石群集より、本層の堆積環境は上部～中部漸深海帯と判断される。

年代・対比 小俣川上流で観察される流紋岩火山砕屑岩相の凝灰角礫岩中の本質流紋岩礫(第5.8図e)から、 16.6 ± 0.6 MaのジルコンFT年代が報告されている(工藤ほか, 投稿中)。また今回、五泉市上戸倉で観察される上戸倉-大谷テフラ(第5.9図)から 19.5 ± 1.1 MaのジルコンFT年代が得られた(巻末資料参照)。ただしこの年代値は、本層が戸ノ入層(18～17 Ma)よりも上位であるという層序と矛盾するため、堆積年代を示していない可能性が高い。以上の放射年代値と、後述する上位の七谷層の微化石層序との関係より、本層の堆積年代は前期～中期中新世の17～15 Ma頃と考えられる。

本層は、新潟地域坑井層序の七谷階下部に対比される(第2.2図参照)。なお、本層と七谷層の流紋岩火山砕屑岩相を合わせたものは、いわゆる「グリーントフ」あるいは「七谷層グリーントフ」と呼ばれているもの(加藤ほか, 1992, 2007; 加藤・片平, 1993; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992など)に相当する。

5. 5 七谷層 (N, Nb, Nr)

地層名 Watanabe(1926)の七谷頁岩に由来する。「七谷層」という名称は大村(1928)による。

模式地 本層の模式地は、Watanabe(1926)や大村(1928)では明記されていないものの、従来より加茂市大谷付近(旧七谷村)とされてきた(三梨・宮下, 1974; 津田ほか, 1984など)。しかし現在、大谷付近では七谷層の露出は非常に悪い。従って、今回七谷層を再定義するに伴い、本層の模式地が良好な三条市北五百川(旧下田村)の駒出川及び祓川流域(第5.12図)へと変更する。

定義 大谷層を整合に覆う、明灰色～灰色を呈する無層理泥岩及びそれらと指交関係にある火山砕屑岩から主に構成され、その上限が海緑石砂岩層の上面で定められる地層を、七谷層と再定義する。

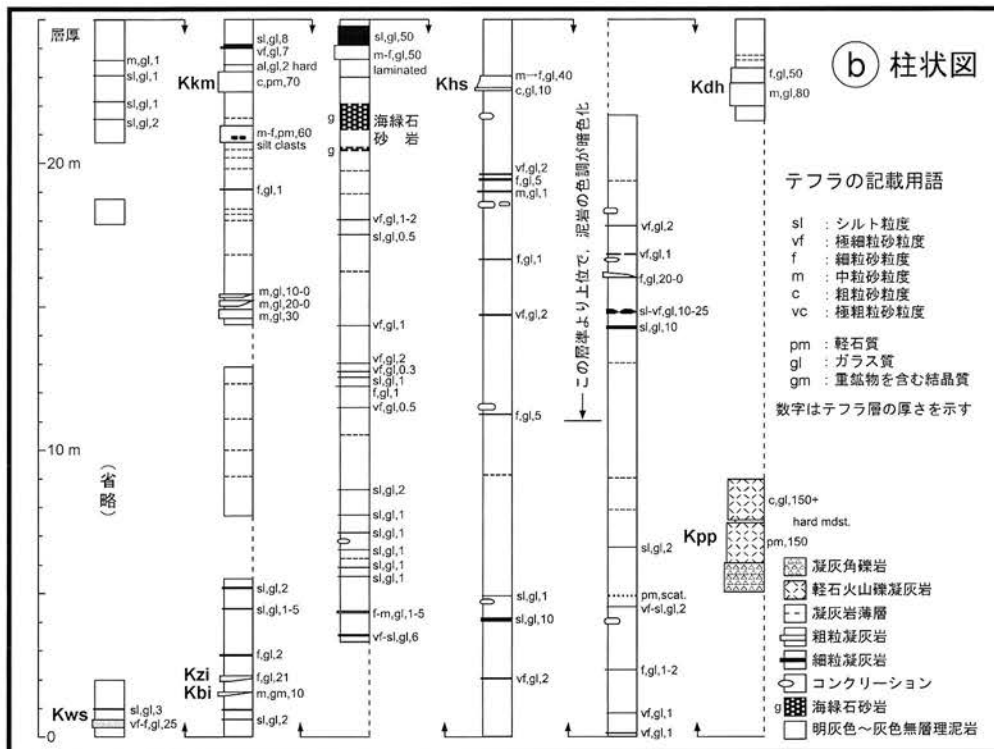
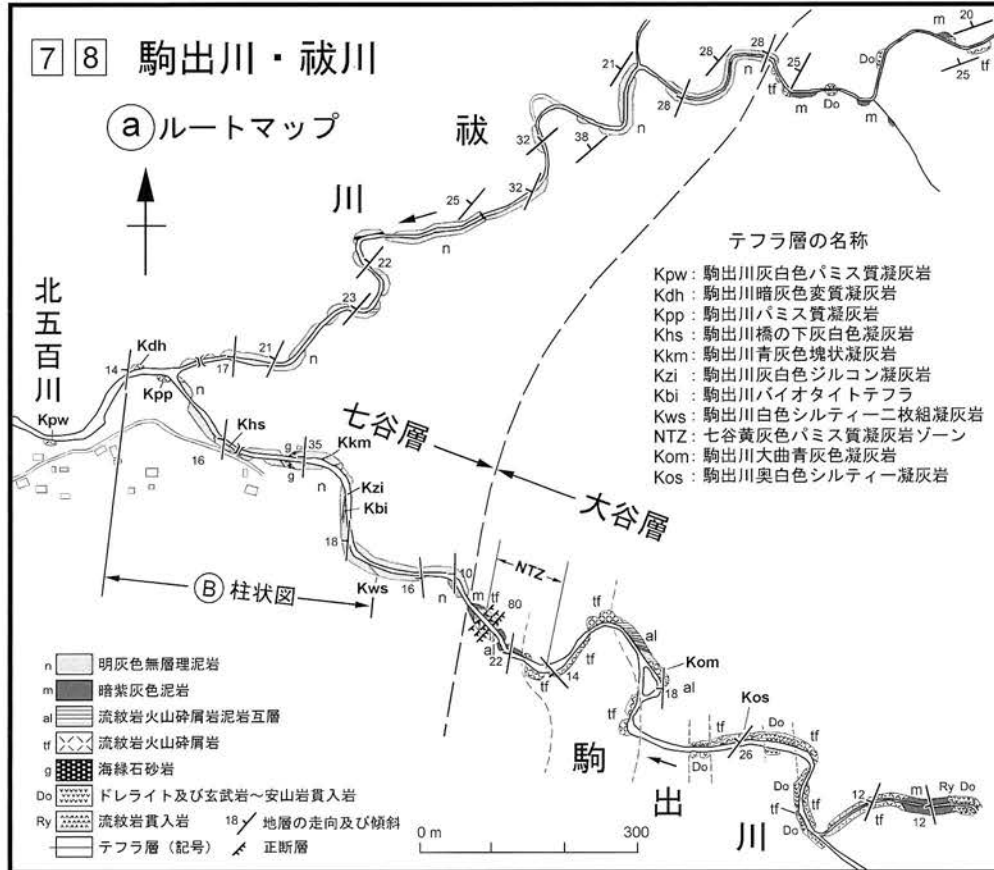
従来の定義(大村, 1928; 三梨・宮下, 1970, 1974; 片平, 1974a; 津田ほか, 1984など)では、本報告による大谷層の泥岩相と泥岩・流紋岩火山砕屑岩相が七谷層に含まれていた。その一方で、これらの泥岩と指交関係にある大谷層の流紋岩火山砕屑岩相には、「大谷川層」あるいは「高柳層」という別の地層名が与えられていた(第5.1図)。これは、従来の研究報告では、挟在する火山砕屑岩が個別の地層として識別され、新潟地域坑井層序の津川階に相当する地層として「大谷川層」や「高柳層」が設定されたことによる。一方、本報告では局所的に挟在する火山砕屑岩層ではなく、当時の堆積場を代表するより定常的な堆積物の特徴を基準として層序区分を行い、泥岩の岩相変化を基準に七谷層と大谷層を区分した。

本報告の「七谷層」は、大村(1928)による七谷層から下部の硬質頁岩以下を除いたもの、橋本(1941)による七谷頁岩層から寺泊層相当層を除いたもの、竹内(1962)、茅原ほか(1967)による七谷層と寺泊層の一部を合わせたもの、三梨・宮下(1970, 1974)による七谷層の下部層(Na₂)と上部層(Na₃)の一部、片平(1974a)、金属鉱業事業団(1979)、津田ほか(1984)、島津・高野(1986)による七谷層の上半部、影山・金子(1992)による七谷層の一部と寺泊層の一部を合わせたものにほぼ相当する(第5.1図)。

分布 本層は、五泉市上戸倉西方～三条市塩野淵にかけて、南北に帯状に分布する。

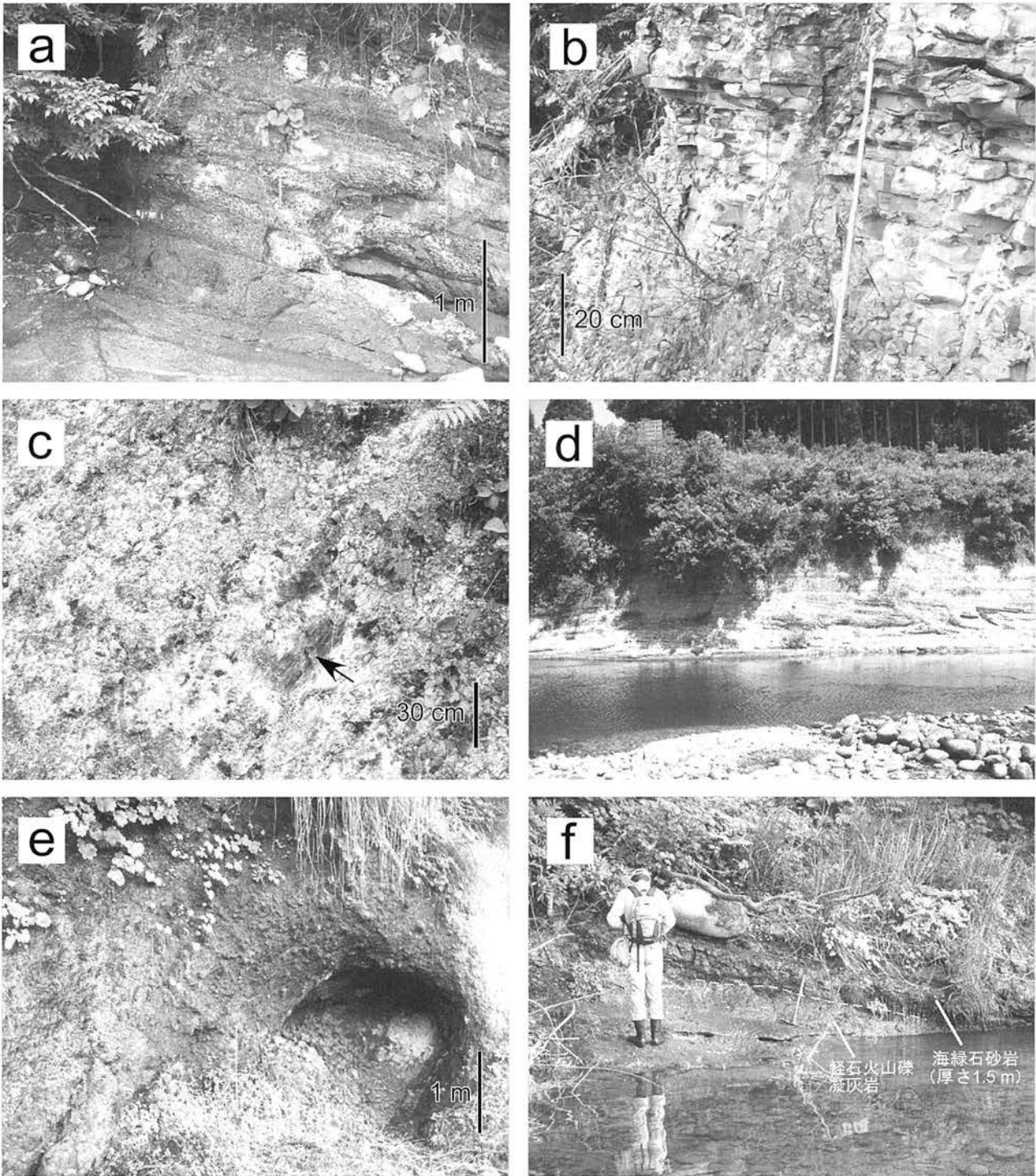
層序関係 大谷層を整合に覆い、南五百川層に整合で覆われる。上戸倉西方では戸ノ入層をオンラップしていると考えられる。

層厚 加茂市大谷付近では約340m、加茂地域南端部付近では約530mである。南方に向かって層厚がやや厚くなるが、これは本層の流紋岩火山砕屑岩相が南方ほど層厚を増すことによる。



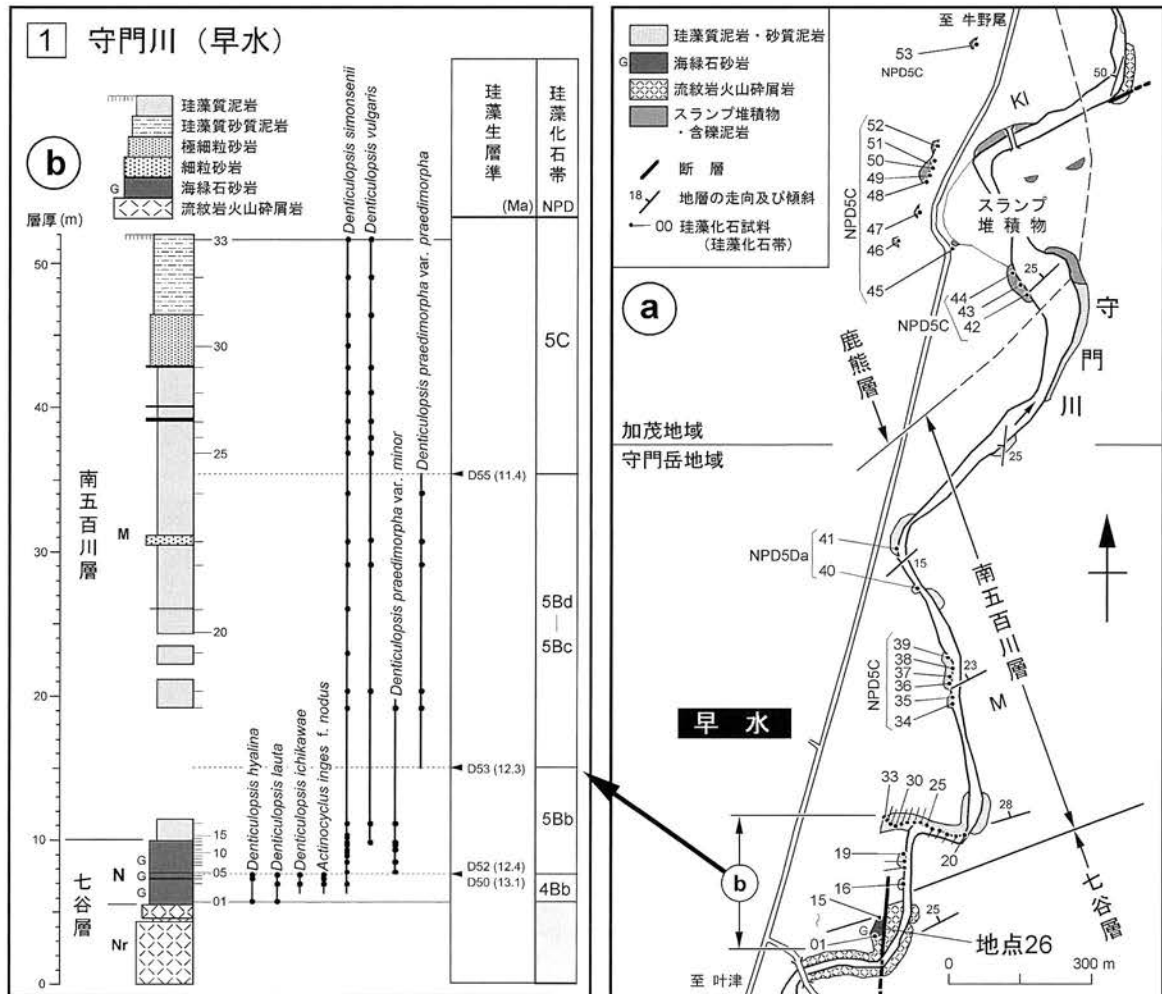
第 5. 12 図 三条市北五百川における七谷層～大谷層の産状

(a): 祓川及び駒出川に沿ったルートマップ. (b): 七谷層の柱状図. テフラの名称は黒川ほか (1998) 及び工藤ほか (2011) による.



第 5.13 図 七谷層の露頭写真

(a)：泥岩相の明灰色～灰色泥岩，軟質な凝灰質泥岩薄層と互層し，硬軟互層を成す。三条市栗山，五十嵐川沿いの地点 17 (付図 2)。(b)：不明瞭な成層構造の見られる泥岩相の明灰色～灰色泥岩，加茂市上大谷の地点 18 (付図 1)。(c)：流紋岩火山碎屑岩相の緑色変質した流紋岩凝灰角礫岩，三条市鹿熊の地点 19 (付図 2)。変質した無斑晶質の軽石を含む (矢印で示す)。(d)：流紋岩火山碎屑岩相の斜交層理を示す軽石火山礫凝灰岩，崖の高さは約 10m，三条市南五百川，五十嵐川沿いの地点 20 (付図 2)。(e)：玄武岩～安山岩火山碎屑岩相の玄武岩凝灰角礫岩，三条市栗山，五十嵐川沿いの地点 21 (付図 2)。(f)：七谷層最上部の流紋岩軽石火山礫凝灰岩とそれを覆う海緑石砂岩層，三条市南五百川，五十嵐川沿いの地点 22 (付図 2)。



第5.14図 三条市早水付近のルートマップと珪藻化石層序

(a) : 守門川に沿ったルートマップ。(b) : 七谷層最上部から南五百川層下部の珪藻化石層序。詳細な珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照。珪藻化石帯は、Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく。ただし、珪藻化石帯のコード番号の細分、珪藻化石帯と生層準の年代は、本報告第2.2図に従う。岩相記号は地質図凡例を参照。

岩相 本層は、泥岩相 (N)、玄武岩～安山岩火山砕屑岩相 (Nb) 及び流紋岩火山砕屑岩相 (Nr) の3つの岩相から構成される。いずれも海成層であり、互いに指交関係にある (第5.2図)。

泥岩相 (N)

本層を代表する岩相で、明灰色～灰色無層理泥岩を主体とし、一部で厚さ数 m 以下の流紋岩火山砕屑岩を伴う (第5.2図)。本岩相は、従来より七谷層の模式的な岩相として詳細な微化石層序学的検討が行なわれてきた層準 (三梨・宮下, 1970, 1974; 米谷, 1978, 1988; 佐藤, 1982; 佐藤ほか, 1991; 柳沢, 1993; 平松ほか, 1997; 工藤ほか, 2011) に相当する。本岩相の層厚は340m程度で、地表に露出する部分では場所によらずほぼ一定であるが (第5.2図)、石油坑井データによれば、地下では西方に向かって層厚を減じ、流紋岩火山砕屑岩相中に尖滅する。

泥岩は、石灰質で明灰色～灰色を呈し、晴天下では水色がかかった色調を示す。この特徴により、下位の大谷層の泥岩、上位の南五百川層の泥岩との識別が比較的容易である。また、泥岩の風化面には黒錆色の微粉を生じることが多く、この特徴は風化面に赤錆色の微粉を生じる南五百川層の泥岩との識別に役立つ。

泥岩は無層理のものが多いが、しばしば軟質な凝灰質泥岩薄層と互層を成し、硬軟互層を構成する (第5.13図a)。また、一部の泥岩は不明瞭な成層構造を示す (第5.13図b)。本岩相の泥岩は、大谷層の泥岩と比較するとやや軟質で、風化すると細角に割れる特徴を示す。泥岩中には石灰質微化石が豊富に含まれ、ルーペで有孔虫化石を確認することができる。泥岩はレンズ状の石灰質コンクリーションを含むことがある (第5.12図b)。なお、本岩相の最上部では、泥岩の色調が次第に暗くなり、泥岩表面に赤錆を生じて上位の南五百川層の黒灰色～暗灰

色泥岩にやや類似した岩相を示すようになる(第5.12図b)。

本岩相は海緑石濃集帯あるいは海緑石砂岩層をしばしば伴い、少なくとも七谷層の最下部付近に1層(五泉市上戸倉南西:地点23,付図1),中部に1層(三条市駒出川:第5.12図,地点24,付図2,五十嵐川流域:地点25,付図2),最上部に1層(三条市早水:第5.14図,地点26,付図2,濁沢:地点27,付図2,南五百川:地点22,付図2)認められ,地質図にもこれらの確認地点と分布を示した。これらのうち,最上部の海緑石砂岩層は,層厚及び海緑石の密度の点で最も顕著であり,その層厚は三条市早水で最大4mに達する(第5.14図)。この海緑石砂岩層は,流紋岩火山碎屑岩相を整合に覆い,南五百川層の黒灰色~暗灰色無層理泥岩に整合に覆われる(第5.13図f)。海緑石砂岩層は周囲よりも固結度が高く,露頭面ではしばしば突出する。粒度は細~中粒砂程度で,基質は泥岩であり,著しい生物擾乱を受けている。

本岩相の流紋岩火山碎屑岩は,火山礫凝灰岩及び細粒~粗粒凝灰岩からなる。流紋岩火山碎屑岩単層の厚さは2~3mに達することもあるが,多くは数10cm以下である。流紋岩火山碎屑岩は,主に変質した軽石及び火山灰から構成され,正級化構造を示すものや不明瞭な成層構造を持つものが多い。しばしば泥岩偽礫を含むことから,その多くは重力流による堆積物と考えられる。

本岩相の流紋岩火山碎屑岩のうち,駒出川ルート(第5.12図)で見られるものの一部については,下位から駒出川白色シルティ二枚組凝灰岩(Kws),駒出川バイオタイトテフラ(Kbi;第5.15図),駒出川灰白色含ジルコン凝灰岩(Kzi;第5.15図),駒出川青灰色塊状凝灰岩(Kkm),駒出川暗灰色変質凝灰岩(Khs),駒出川パミス質凝灰岩(Kpp)と命名されている(第5.12図)(黒川ほか,1998;工藤ほか,2011)。このうち,Kbiテフラ(第5.15図)は,工藤ほか(2011)によって,紀伊半島の室生火砕流堆積物及び房総半島木の根層中のKn-1テフラに対比され,熊野酸性岩の形成に関連した広域テフラである可能性が示された。また,工藤ほか(印刷中)は,三条市塩野淵のルートNo.3で,七谷層の玄武岩~安山岩火山碎屑岩相直下に挟在する黒雲母に富む結晶質粗粒凝灰岩を,塩野淵バイオタイトテフラ(Sbi)と命名した(第5.2図)。なお,上記の各テフラはいずれもそれぞれ1箇所の露頭でしか確認されておらず,Kbiテフラを除いて広域対比はされていない。

玄武岩~安山岩火山碎屑岩相(Nb)

本岩相は,玄武岩~安山岩質の凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなる(第5.13図e)。加茂市上大谷北方及び三条市塩野淵の2箇所のみで局所的に見られる。層厚は前者で15m程度,後者で8m程度である。いずれも無層理の堆積物であり,球形の気泡・気泡痕を持つ無斑晶質の黒色スコリア礫から構成され,まれに泥岩偽礫を含

むことがある。スコリア中の気泡痕はしばしば二次鉱物で充填されている。

岩石記載

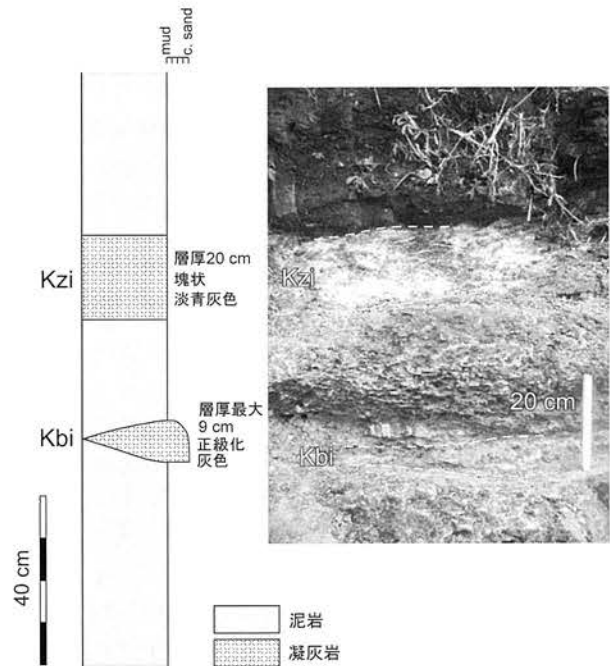
無斑晶質かんらん石玄武岩スコリア(GSJ R95861,第5.16図a)

産地:三条市,五十嵐川上流塩野淵付近の地点21(付図2)。

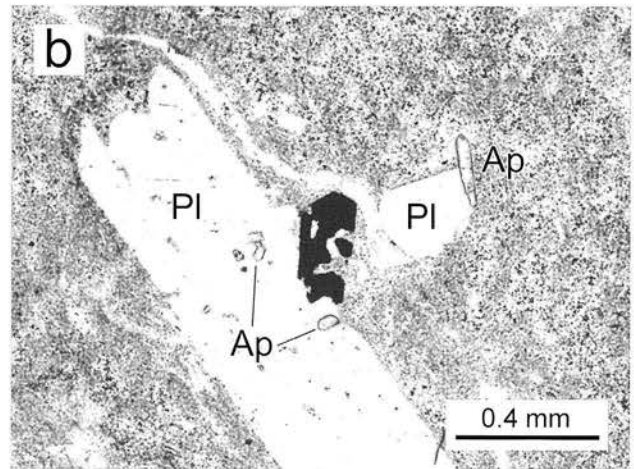
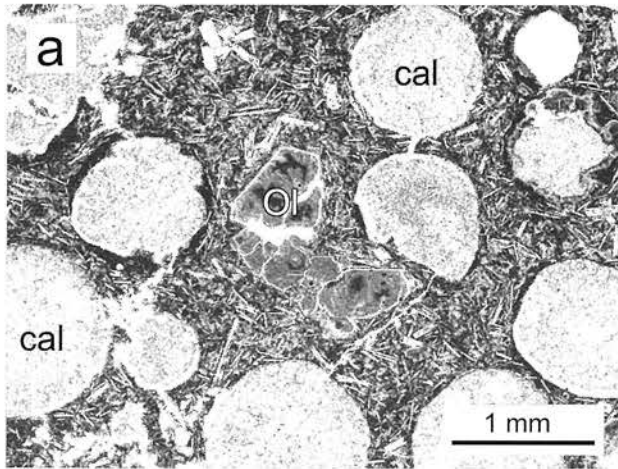
産状:凝灰角礫岩中のスコリア礫(第5.13図e)。鏡下の特徴:無斑晶質である。斑晶鉱物として斜長石を含むが,量は少ない。斜長石斑晶は長径1.4mm以下で,自形~半自形を呈する。また,自形のかんらん石の仮像(長径1.2mm以下)がしばしば認められる(第5.16図a)。かんらん石はすべて粘土鉱物に置換されている。石基はハイアロオプイティック組織を示し,針状の斜長石と隠微晶質物質からなる。石基中の苦鉄質鉱物は全て粘土鉱物に置換されている。石基の一部には微細なシリカ鉱物が生じている。石基には円形の気泡痕が多く認められ,方解石(第5.16図a),粘土鉱物,シリカ鉱物が充填している。

流紋岩火山碎屑岩相(Nr)

本岩相は,流紋岩質の火山角礫岩,凝灰角礫岩,火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる火山碎屑岩を主体とし,泥岩の薄層を挟有する。本岩相の一部は,片平(1974a)



第5.15図 Kbi及びKziテフラの産状を示す柱状図と露頭写真
三条市駒出川ルートの地点28(付図2)。



第5.16図 七谷層火山砕屑岩の偏光顕微鏡写真

(a):玄武岩～安山岩火山砕屑岩(Nb)に含まれるスコリア(試料番号GSJ R95861). 単ポーラー. (b)流紋岩火山砕屑岩(Nr)に含まれる流紋岩礫(試料番号GSJ R95771). 単ポーラー. 詳しい岩石記載は本文を参照. Ap:アパタイト, Ol:かんらん石(仮像), Pl:斜長石, cal:方解石.

による五百川凝灰岩層, 島津・高野(1986)による七谷層五百川部層に相当する. 層厚は, 三条市一ノ沢付近では650mと厚く, 北方へと減じて尖滅する(第5.2図). 石油坑井資料によると, 本岩相は下田丘陵の地下にも広く分布し, その層厚は西方に向かって増大し, 外谷SK-1坑井では400m以上となる. なお, 本地域西部の地下では, 本層の泥岩と大谷層の泥岩が尖滅し, 本岩相と大谷層の流紋岩火山砕屑岩相が直接累重するため, 石油坑井資料では両層の区別は困難となる. したがって, これらについては「七谷層及び大谷層の流紋岩火山砕屑岩(No)」として, 一括して地質断面図に示した.

流紋岩火山砕屑岩は, 緑灰色～青灰色～灰白色を呈し, 主に変質した軽石礫や緻密な流紋岩礫から構成され, しばしば泥岩偽礫(最大長径20m)を伴う. 流紋岩火山砕屑岩の単層は, しばしば基底部に流紋岩岩塊の濃集帯を伴い, 基質支持で正級化構造を示す部分と, その上位のより細粒な平行層理もしくは斜交層理部(第5.13図d)のセットから構成されることが多い. これらの特徴から流紋岩火山砕屑岩の多くは, 重力流堆積物であると考えられる.

流紋岩火山砕屑岩には, 結晶質なものと無斑晶質なものが存在し, 斑晶量には多様性がある. 流紋岩火山砕屑岩の変質の程度は, 大谷層の流紋岩火山砕屑岩よりは軽度であるものの, 苦鉄質鉱物の斑晶はほとんど失われている. 変質の著しいものでは, 構成礫と基質の境界が不明瞭となり, オレンジ色～灰白色の基質中に直径数cmの濃緑灰色～淡緑灰色の礫がパッチ状の斑状模様をなす産状を示す(第5.13図c).

流紋岩火山砕屑岩は, 南方ほどフローユニットの枚数と層厚を増し, 構成粒子は粗粒になる傾向がある(第5.2図). また, 南隣の守門岳地域内においては, 本岩

相と同時期に貫入したとみられる流紋岩岩体(本報告の流紋岩溶岩及び貫入岩に相当する)が, 本岩相の分布延長上に多数存在する(茅原ほか, 1967; 島津・高野, 1986). よって, 本岩相の流紋岩火山砕屑岩の供給源は, これらの流紋岩岩体であった可能性が高い.

黒川ほか(1998)は, 駒出川流域～五十嵐川流域に分布する本岩相の流紋岩火山砕屑岩を, 五百川パミス質凝灰岩(Igw)と駒出川灰白色パミス質凝灰岩(Kpw)に区分した. しかし, これらはそれぞれ複数の泥岩層を挟む複数の火山砕屑岩層から構成される. 黒川ほか(1998)は, 五百川パミス質凝灰岩の記載岩石学的特徴に多様性があることを示しているが, これはそのためと考えられる. 特に五十嵐川よりも南方の地域では火山砕屑岩層の枚数が膨大になるため, 1層毎に命名・識別してルート毎の対比を行なうことは困難である.

本岩相に含まれる泥岩は, 無層理もしくは不明瞭な成層構造を示す明灰色～灰色泥岩であり, 本層泥岩相を構成する明灰色～灰色無層理泥岩と同様の岩相を示す.

岩石記載・全岩化学組成

流紋岩火山砕屑岩から得られた3試料について岩石薄片の鏡下観察, 2試料について全岩化学組成の分析, 粘土化の進んだ23試料について超音波洗浄・水簸し実体顕微鏡観察を行った. 岩石記載表を付表1(薄片観察によるもの)及び付表3(実体顕微鏡観察によるもの), 全岩化学組成データを付表2, 全岩化学組成をプロットしたグラフを第5.10図に示す.

流紋岩火山砕屑岩は, 斑状及び無斑晶質のものが認められる. 斑晶鉱物としては一部を除き, 斜長石及び不透明鉱物が共通して認められる(付表1, 付表3). 三条市濁沢付近に産する流紋岩火山砕屑岩には, これ

らに石英斑晶が加わる(付表3)。苦鉄質鉱物は変質のためほとんど消失しており、ごく一部で普通角閃石、斜方輝石、普通輝石が認められるのみである(付表1, 付表3)。石基は鏡下で観察したものについては、全てハイアロオフィティック組織を示す。また、露頭観察によれば、軽石質及びパーライト質の石基を持つものも存在する。いずれの試料も粘土鉱物、方解石、シリカ鉱物等の変質鉱物が生じている。

流紋岩火山砕屑岩を構成する流紋岩の全岩化学組成は、黒川ほか(1998)による駒出川灰白色パミス質凝灰岩に相当する火山砕屑岩2試料から得られた。これらの全岩SiO₂量は73.6~74.5wt.%であり、SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図ではmedium-Kの領域にプロットされる(第5.10図)。本火山砕屑岩は後述する七谷層堆積期の流紋岩溶岩及び貫入岩と岩石学的特徴が類似することから、これらの形成に伴った火山砕屑岩であると考えられる。

流紋岩(GSJ R95771, 第5.16図b)

産地: 三条市, 一ノ沢名下付近の地点29(付図2)。

産状: 火山角礫岩中の流紋岩礫。後述するようにアパタイトを多く含むことから、黒川ほか(1998)による駒出川灰白色パミス質凝灰岩の一部に相当する可能性がある。鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、不透明鉱物を含む(付表1)。苦鉄質鉱物斑晶は仮像としてのみ認められ、内部の物質は変質のため抜け落ちて空隙となっている。斜長石斑晶は長径3mm以下で、自形~他形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で自形~半自形を呈する。微斑晶~微晶サイズのアパタイトが多く含まれる。アパタイトは長径0.3mm以下で自形の細長い長柱状を呈することが多く、石基中に単独、あるいは斜長石斑晶に付随して産する(第5.16図b)。石基はハイアロオフィティック組織を示し、斜長石、隠微晶質物質及び不透明鉱物から成る。石基中の斜長石は骸晶の形状を示すものが見られる。石基の一部は粘土鉱物に置換されている。

化石 泥岩相を構成する明灰色~灰色無層理泥岩から以下のような多様な化石が産出する。模式地である三条市北五百川の祓川ルートでは、米谷(1987)のBF1帯に相当する底生有孔虫化石(Matsunaga, 1963; 米谷, 1988)、Blow(1969)のN.8~N.10帯に相当する浮遊性有孔虫化石(第5.17図; 佐藤, 1982)または米谷(1978)及び三輪ほか(2004a)のPF1帯~PF3帯の浮遊性有孔虫化石(米谷, 1978)、Okada and Bukry(1980)のCN3~CN5a帯に相当する石灰質ナノ化石(第5.17図; 佐藤, 1982; 佐藤ほか, 1991; 平松ほか, 1997)、*Stichocorys delmontensis*(Campbell and Clark)、*Cycladophora favosa* Haeckel、*Cannartus violina* Haeckelなどの放散虫化石(菅

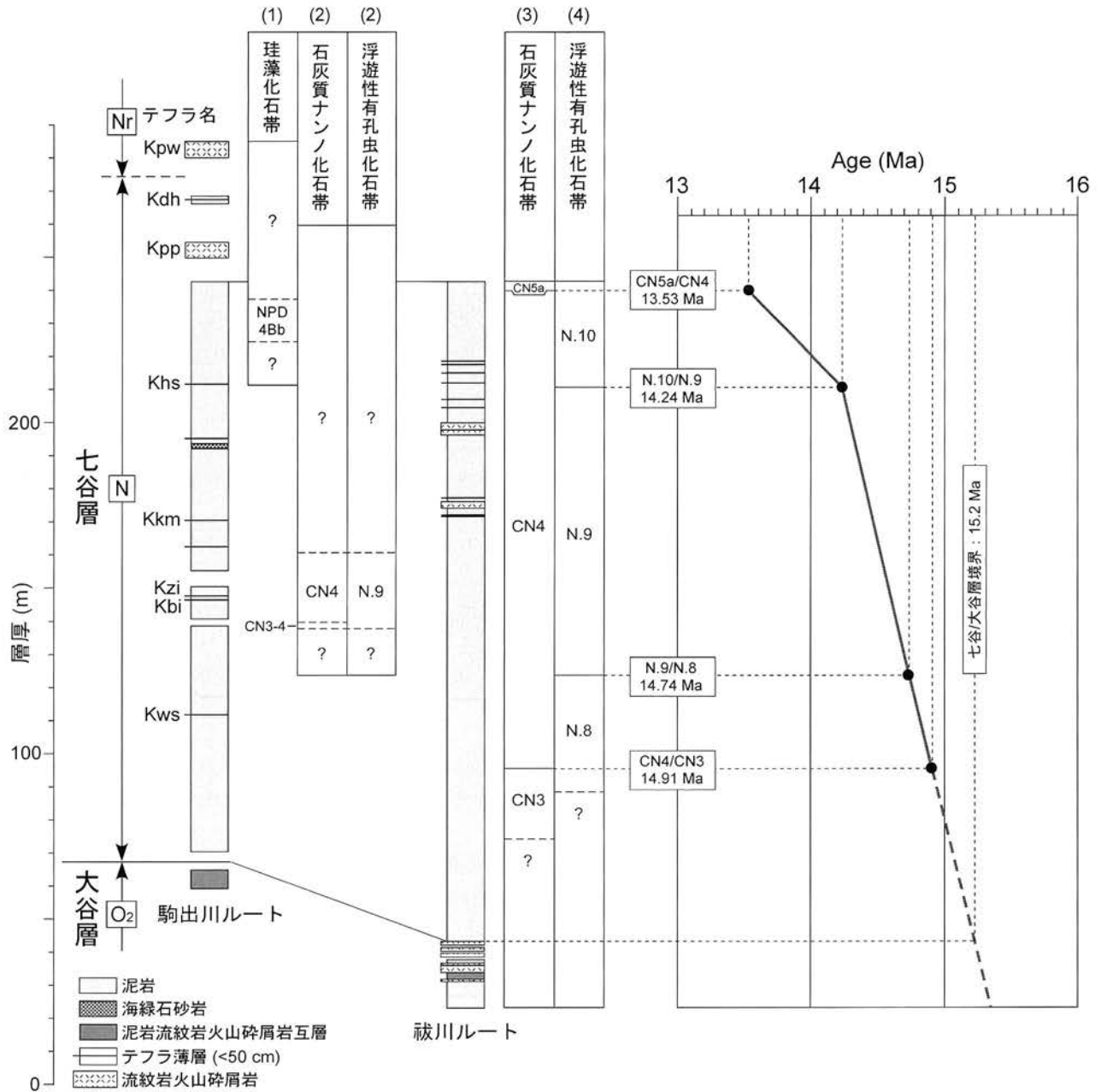
野・中世古, 1975)が報告されている。北五百川の駒出川ルートでは、BF1帯に相当する底生有孔虫化石(三梨・宮下, 1970, 1974)、Akiba(1986)及びYanagisawa and Akiba(1998)のNPD4Bb帯に相当する珪藻化石(柳沢, 1993)、N.9帯に相当する浮遊性有孔虫化石とCN3~CN4帯に相当する石灰質ナノ化石(工藤ほか, 2011)が報告されている(第5.17図)。Matsuoka(1983)は、駒出川ルートより渦鞭毛藻化石を報告している。また、三条市塩野淵付近からBF1帯に相当する底生有孔虫化石(茅原ほか, 1967)、加茂市上大谷付近からN.9~N.10帯に相当する浮遊性有孔虫化石(米谷, 1978)とCN4帯に相当する石灰質ナノ化石(平松ほか, 1997)が報告されている。三条市早水における本層最上部の海緑石砂岩は、NPD4Bb帯~5B帯下部に相当する珪藻化石を含む(第5.14図)。

堆積環境 七谷層は岩相と産出化石より、海成層と判断される。底生有孔虫化石群集から推定される堆積環境は、近くに浅海域を伴った漸深海帯(加藤ほか, 1992)、あるいは中部漸深海帯(平松ほか, 1997)で、暖海性の浮遊性有孔虫を伴うことから、暖流の影響下にあったと推定される(加藤ほか, 1992)。

年代・対比 祓川ルートでの微化石データ(米谷, 1978; 佐藤, 1982; 佐藤ほか, 1991; 柳沢, 1993; 平松ほか, 1997)から堆積速度曲線を作成し、それを外挿すると七谷層下限の年代は約15.2Maと算定される(第5.17図)。三条市早水の守門川沿い(第5.14図; 南隣の守門岳地域内)において、七谷層上限を規定する海緑石砂岩層の上限が、珪藻化石生層準のD52(12.4Ma)とD53(12.3Ma)の間に存在することから、本層上限の年代は約12.3Maと推定される。

放射年代については、本層の泥岩相に挟有されるKbiテフラ(第5.15図)から14.6±0.3Ma(工藤ほか, 2011)、Sbiテフラから13.8±0.3Ma(工藤ほか, 印刷中)のジルコンFT年代が報告されている。また、流紋岩火山砕屑岩相の流紋岩火山砕屑岩より14Ma(片平, 1974a)、12.8±1.2Ma(新潟県, 1989)のFT年代が報告されている。これらの放射年代は微化石年代と矛盾しない。なお、加藤ほか(2007)は人面^{ひとづら}SK-1坑井における流紋岩火山砕屑岩より10.3±1.3MaのジルコンFT年代を報告しているが、これは堆積後の熱イベントを反映した年代と解釈されている。以上の微化石年代及び放射年代から、本層の堆積年代は中期中新世の約15.2~12.3Maと推定される。

本層は、新潟地域坑井層序の七谷階上部に対比される(第2.2図参照)。なお、本層と大谷層の流紋岩火山砕屑岩相を合わせたものは、いわゆる「グリーンタフ」あるいは「七谷層グリーンタフ」と呼ばれているもの(加藤ほか, 1992, 2007; 加藤・片平, 1993; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992など)に相当する。



第5.17図 駒出川及び祓川ルートにおける七谷層の微化石層序と堆積速度曲線
 各ルートの位置は第5.12図及び付図4を参照。岩相記号は地質図凡例を参照。微化石層序データ：(1) 柳沢 (1993)；(2) 工藤ほか (2011)，(3) 佐藤 (1982)，佐藤ほか (1991) 及び平松ほか (1997)；(4) 米谷 (1978) 及び佐藤 (1982)。

5.6 下部～中部中新統の溶岩及び貫入岩

5.6.1 ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩 (Do)

分布 加茂地域東部の下部ジュラ系～中部中新統の分布域に点在する。分布密度は、加茂市小乙川よりも南の地域で高い。

貫入関係 下部ジュラ系の仙見コンプレックス，上部白亜系の深成岩類，中新統の戸ノ入層，大谷層，七谷層，後述の流紋岩溶岩及び貫入岩に，岩脈または岩床として

貫入する (第5.18図)。流紋岩溶岩及び貫入岩に対しては，貫かれるものと貫くものの両方が認められる。本貫入岩の大部分は大谷層以下の地層に貫入しており，七谷層に貫入するものは三条市鹿熊と三条市一ノ沢のみで認められる。

岩相 岩脈の幅は1～100m程度，岩床の厚さは5～100m程度である。しばしば急冷縁を伴い，母岩の堆積岩を焼結させている。一部では母岩と混合しペペライトとして産する。岩体の規模が大きいほど結晶は粗粒に

なる傾向がある。風化すると玉ねぎ状構造を呈することが多い。本貫入岩はしばしば球形の気泡あるいは気泡痕を含み、気泡痕の内部は方解石などの変質鉱物によって充填されている。岩床には厚さが15~30cm程度の気泡あるいは気泡痕が多い部分とほとんど気泡を含まない部分の互層からなる層状構造が認められることがある(第5.18図b)。

岩石記載・全岩化学組成

ドレライト及び玄武岩~安山岩貫入岩の全岩化学組成データを付表2、全岩化学組成をプロットしたグラフを第5.10図に示す。本貫入岩はオフィティック~サブオフィティック組織を示すドレライトを主体とするが、一部で斑状~無斑晶質の玄武岩~安山岩を含む。ドレライトには斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、一部でかんらん石仮像が認められる。多くの場合、単斜輝石は変質鉱物に置換されている。玄武岩~安山岩は無斑晶質なものが大部分である。無斑晶質のものではわずかに斜長石斑晶が、斑状のものでは斜長石、単斜輝石、不透明鉱物斑晶が認められる。石基はインターサータル~ハイアロオフィティック組織を示す。本貫入岩は変質作用を被ったものが多く、緑泥石、方解石、セリサイト、緑れん石、シリカ鉱物などの変質鉱物が生じている。

ドレライト及び玄武岩~安山岩貫入岩の全岩SiO₂量は50.5~60.1wt.%であり、SiO₂-Na₂O+K₂O図では玄武岩、玄武岩質安山岩、安山岩の領域にプロットされる(第5.10図)。SiO₂-K₂O図ではmedium-Kの領域にプロットされる(第5.10図)。

かんらん石単斜輝石ドレライト(GSJ R95859, 第5.19図a)

産地: 三条市笠堀川下流の地点32(付図4)。

産状: 岩脈。

全岩SiO₂量: 50.53wt.% (付表2)

鏡下の特徴: 自形~半自形の斜長石(長径0.8mm以下)と自形~他形の不透明鉱物(長径0.2mm以下)が網目状構造を形成し、その隙間を他形の単斜輝石(長径0.7mm以下)が埋めるオフィティック組織を示す(第5.19図a)。単斜輝石には、砂時計構造を示すものがある。単斜輝石の6~7割は粘土鉱物に置換されている。斜長石には、繊維状の微細なセリサイトが生じている。また、自形のかんらん石仮像(長径2.5mm以下)が多数認められる(第5.19図a)。かんらん石は全て粘土鉱物、場合によっては微細なシリカ鉱物に置換されている。

無斑晶質玄武岩(GSJ R95862)

産地: 三条市駒出川流域の地点33(付図2)。

産状: 岩脈。

鏡下の特徴: 無斑晶質である。斜長石斑晶(自形~他形、長径0.7mm以下)がわずかに認められる。長径0.5mm以下の針状の斜長石微斑晶を多く含む。斜長石微斑晶は骸晶の形状を示すものが多い。石基はインターサータル組織を示し、針状の斜長石、粒状の不透明鉱物が認められる。石基中のガラス及び苦鉄質鉱物は、緑泥石などの粘土鉱物に置換されている。

安山岩(GSJ R95858, 第5.19図b)

産地: 三条市駒出川流域の地点34(付図2)。

産状: 岩脈。

全岩SiO₂量: 60.05wt.% (付表2)

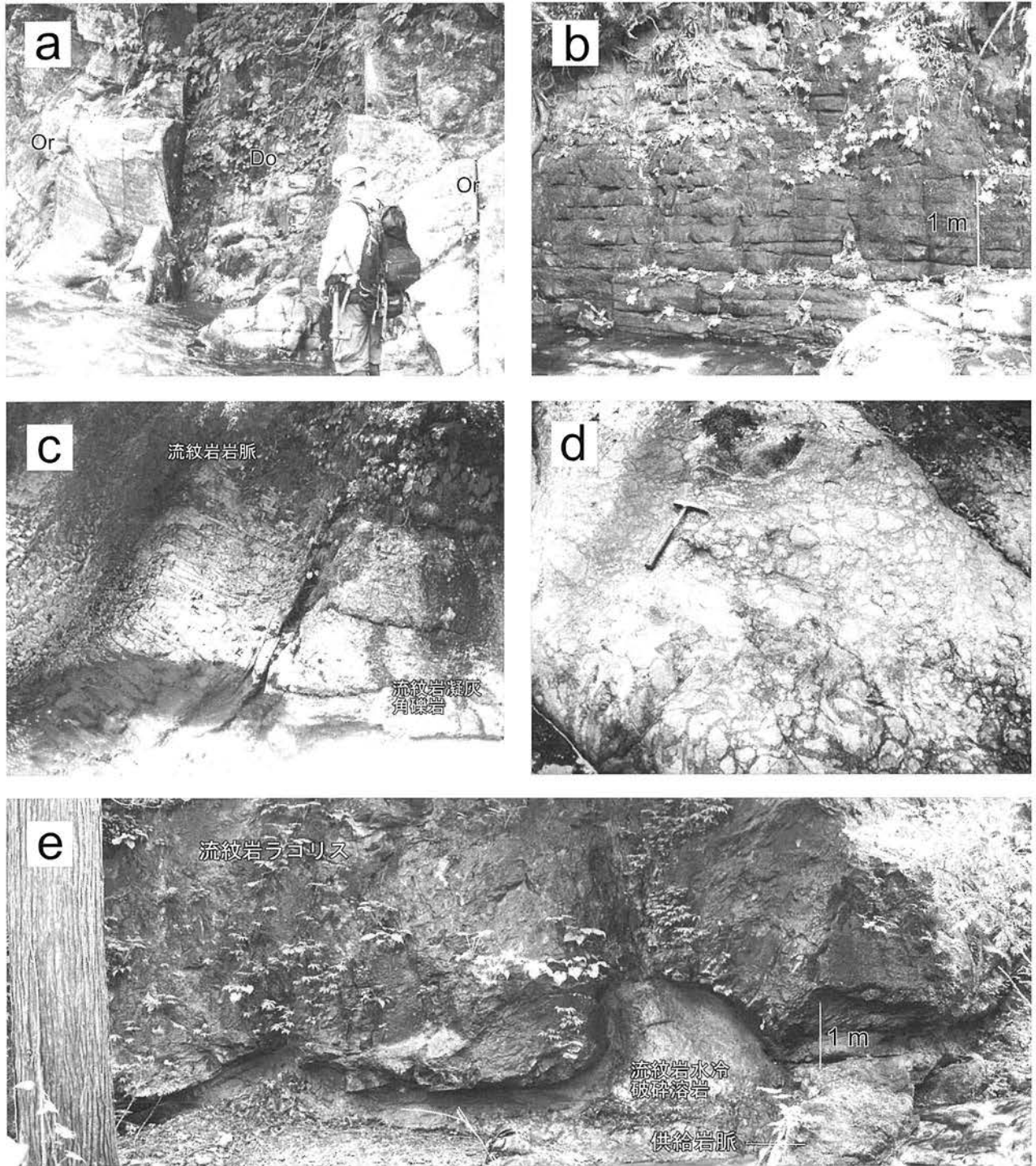
鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石を含む。苦鉄質鉱物斑晶は認められない。斜長石斑晶は長径0.8mm以下の長柱状結晶で、自形~半自形を呈する(第5.19図b)。一部の斜長石斑晶は骸晶の形状を示す。また、長径0.1mm以下の微斑晶サイズの斜方輝石と単斜輝石を含む。石基はハイアロオフィティック組織を示し、斜長石、隠微晶質物質、粒状の不透明鉱物、粘土鉱物から構成される。石基中の斜長石は骸晶の形状を示すものが存在する。石基の一部には微細なシリカ鉱物の集合体が認められる。また、気泡の内壁や気泡痕内部には粘土鉱物やシリカ鉱物が生成されている。

年代・対比 貫入する層準は七谷層以下であり、南五百川層以上には貫入しない。また、流紋岩溶岩及び貫入岩に貫かれるものと貫くものの両方が認められることから、本貫入岩の貫入時期は後述の流紋岩溶岩及び貫入岩と重複しており、前期~中期中新世であると判断される。貫入時期から見て、本貫入岩の一部は大谷層及び七谷層の玄武岩~安山岩火山砕屑岩の形成に関連したものである可能性が高い。

5.6.2 流紋岩溶岩及び貫入岩(Ry)

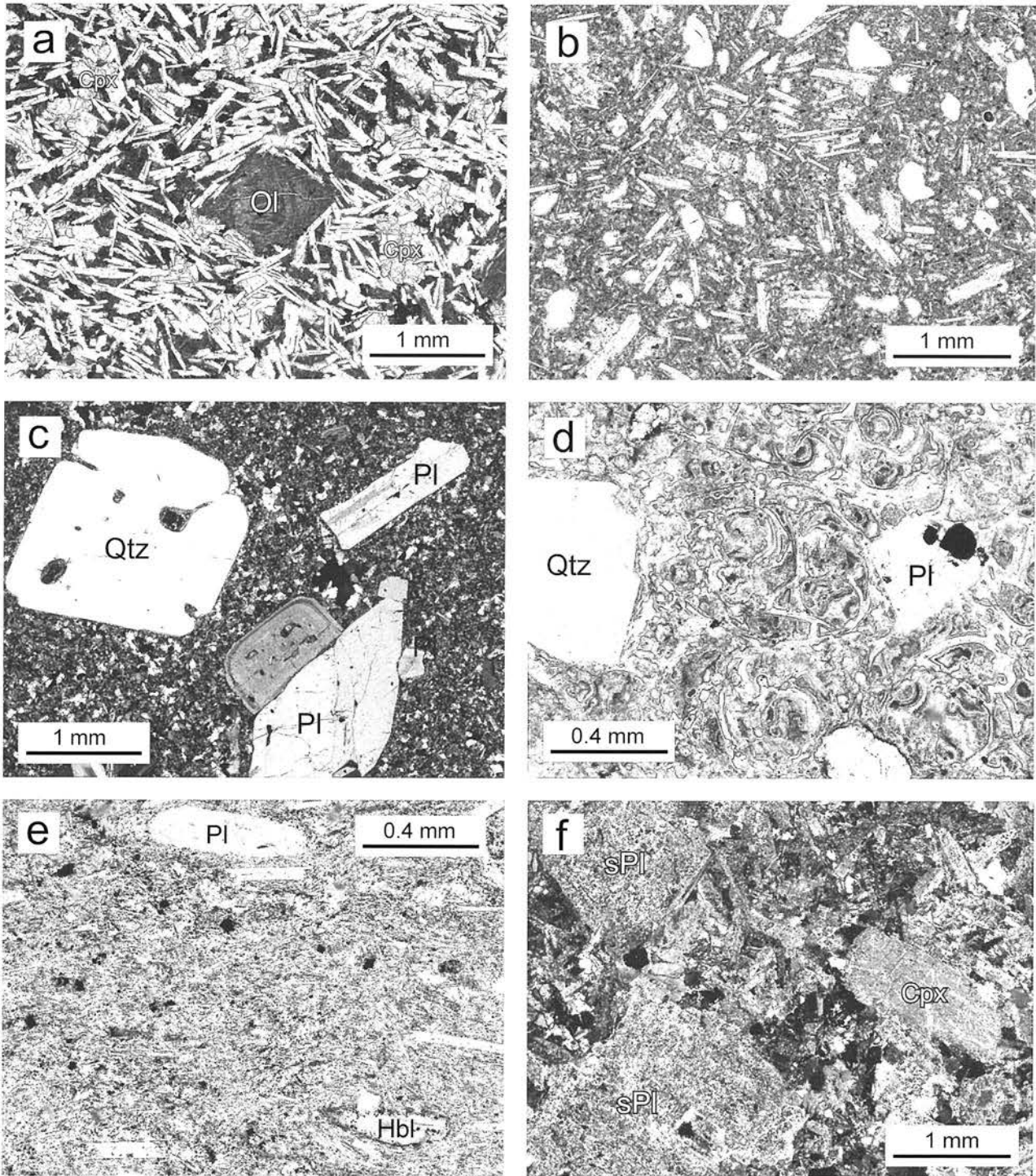
本地域に分布する前期~中期中新世の流紋岩は、溶岩及び貫入岩として産する。溶岩と貫入岩は、厳密には区分して地質図上に示すべきである。しかし、塊状の流紋岩のみが限られた場所で露出する場合は、それが貫入岩なのか溶岩の中心部なのかを判別することは困難である。同様に、周縁部に自破碎組織を持つ浅所貫入岩と水底に噴出した水冷破碎溶岩を区別することも困難である。また、全体的に顕著な緑色変質が進行しているため、同質の火山砕屑岩中に貫入して形成されたペペライトと水冷破碎溶岩を区別することも困難である。更に本地域では、岩脈が溶岩ドームへと移化する場合や、貫入岩と溶岩が複雑な複合岩体を形成する機会が多い。そこで、地質図では貫入岩と溶岩を区別せず、一括して示した。

分布 本地域東部の下部ジュラ系、上部白亜系、下部~中部中新統の分布域に点在する。加茂市大俣川流域よ



第 5. 18 図 ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩，流紋岩溶岩及び貫入岩の露頭写真

(a) : 大谷層流紋岩火山砕屑岩相の成層した軽石火山礫凝灰岩 (Or) に貫入するドレライト岩脈 (Do)。三条市笠堀川上流の地点30 (付図4)。 (b) : 大谷層泥岩・流紋岩火山砕屑岩相に貫入するドレライト岩床。なお，ここでは母岩は見えない。ドレライト岩床には層状構造が発達する。三条市塩野淵，親沢下流の地点31 (付図2)。 (c) : 大谷層流紋岩火山砕屑岩相の流紋岩凝灰角礫岩に貫入する流紋岩岩脈。貫入面から垂直に柱状節理が発達する。写真の幅は約6m。三条市笠堀川上流の地点35 (付図4)。 (d) : 水冷破碎した流紋岩溶岩。水冷破碎により，ほぐれかかったような構造を示す。ハンマーの柄の長さは32cm。三条市駒出川上流の地点36 (付図4)。 (e) : 変質した流紋岩火山角礫岩 (水冷破碎溶岩) に貫入する流紋岩ラヨリスとその供給岩脈。三条市中ノ俣川の地点37 (付図4)。



第 5. 19 図 ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩，流紋岩溶岩及び貫入岩，斑状細粒閃緑岩貫入岩の偏光顕微鏡写真
 (a) : ドレライト岩脈 (試料番号 GSJ R95859)。単ポーラー。斜長石が網状の組織を形成し，その隙間を単斜輝石が埋めるオフィティック組織を示す。単斜輝石は大半が粘土鉱物に置換されているが，一部は残存している。(b) : 安山岩岩脈 (試料番号 GSJ R95858)。単ポーラー。針状・長柱状の結晶は斜長石。詳しい岩石記載は本文を参照。(c) : 流紋岩貫入岩 (試料番号 GSJ R95735)。直交ポーラー。(d) : 水冷破碎した流紋岩溶岩 (試料番号 GSJ R95728)。単ポーラー。パーライト組織が発達する。(e) : 流紋岩貫入岩 (試料番号 GSJ R95719)。斜長石は稜部分が突出した骸晶の形状を示すものが多い。単ポーラー。(f) : 斑状細粒閃緑岩貫入岩 (試料番号 GSJ R95863)。直交ポーラー。Cpx: 単斜輝石，Hb: 普通角閃石仮像，Ol: かんらん石 (仮像)，Pl: 斜長石，Qz: 石英，sPl: ソーシュライト化した斜長石。詳しい岩石記載は本文を参照。

り南方～三条市笠堀川流域（第5. 20図）にかけての地域では、特に集中して分布する。石油坑井データによれば、下田丘陵の地下にも分布する。

層序・貫入関係 下部ジュラ系の仙見コンプレックス、上部白亜系の深成岩類、中新統の戸ノ入層、大谷層、七谷層、ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩に、岩脈またはラコリスとして貫入する（第5. 18図 c, e）。また、大谷層及び七谷層中には、水冷破碎した溶岩ドームとして産する（第5. 2図, 第5. 18図 d）。本溶岩及び貫入岩には、ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩に貫かれるものと、これを貫くものの両方が認められる。

先新第三系に貫入する流紋岩のほとんどは、岩脈の形態を示す。一方、新第三系に貫入する流紋岩はラコリスが多く、しばしば母岩を層理面を凸状に延性変形させている。岩脈の貫入面の卓越方向は、三条市祓川流域から笠堀川流域では北西-南東方向（第5. 20図）、粟ヶ岳よりも北方では南北から北北東-南南西方向である。

岩相 岩脈の幅は1～200m程度、ラコリス及び溶岩ドームの直径は数100m～1km程度である。これらはしばしば貫入し合って複雑な形状の岩体を構成する。程度の差はあるものの、全てが変質作用を被っている。貫入岩体内では、しばしば貫入面から垂直に伸びる柱状節理が発達し（第5. 18図 c）、貫入岩体周縁部には貫入面に沿って急冷縁を伴う。ラコリスではしばしば流理構造が発達し、これと平行な板状節理が見られることがある。露出が良い場所ではラコリスと供給岩脈の組み合わせが確認される（第5. 18図 e）。ラコリスは、しばしば大谷層の流紋岩火山砕屑岩相に貫入し、縁辺部に自破碎構造を伴う。このことから、これらの流紋岩は未固結の母岩に対し浅所貫入したものであると判断される。流紋岩溶岩は水冷破碎を受け、しばしばジグソー割れ目の発達する火山角礫岩として産する（第5. 18図 d）。これらの水冷破碎溶岩は、塊状の流紋岩岩体へと側方に移化することが多い。

岩石記載・全岩化学組成

流紋岩溶岩及び貫入岩の岩石記載表を付表1、全岩化学組成データを付表2、全岩化学組成をプロットしたグラフを第5. 10図に示す。流紋岩は斑状組織を持つものが多いが、しばしば無斑晶質のものも認められる（付表1）。斑晶鉱物としては斜長石、石英、不透明鉱物が認められるが、石英を含まないものも多い（付表1）。特に、七谷層の堆積期に形成されたことが明確な岩体では石英斑晶が認められない傾向がある。苦鉄質鉱物の変質のためほとんど消失しており、ごく一部の試料で変質を免れた黒雲母が認められるのみである（付表1）。石基はフェルシティック組織を示すものが多く、一部でパーライト組織やハイアロオフィティック組織を示す。ほとんどの岩石が脱ガラス化及び

変質のため初生的な石基組織を保持していない。副成分鉱物として、ジルコンやアパタイトを含むことがある。いずれの試料も粘土鉱物、方解石、セリサイト、シリカ鉱物等の変質鉱物が生じている。

流紋岩溶岩及び貫入岩の全岩 SiO₂量は67.7～82.4wt.%であり、SiO₂-Na₂O+K₂O図では大部分が流紋岩の領域に、1試料のみが粗面岩・粗面デイサイトの領域にプロットされる（第5. 10図）。SiO₂-K₂O図では low-K から high-K にまたがる広い領域にプロットされ、組成バリエーションが広い（第5. 10図）。なお、今回は変質が比較的軽微な試料を分析しているものの、大部分の試料は変質が進んでいるため、今回得られた全岩化学組成がマグマ組成を直接反映しているかどうかは不明である。

石英流紋岩（GSJ R95735, 第5. 19図 c）

産地：三条市祓川北方枝沢の地点39（付図2）。

産状：分布形態から貫入岩と考えられる。

全岩 SiO₂量：82.44wt.%（付表2）。

形成時期：大谷層堆積期もしくは七谷層堆積期。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を含む（付表1）。苦鉄質鉱物斑晶及びその仮像は認められないが、これは変質作用により消失したためと推定される。斜長石斑晶は長径4mm以下で、自形～半自形を呈する（第5. 19図 c）。石英斑晶は長径4mm以下で自形～他形を呈し、しばしば丸みを帯びた融食形を示す（第5. 19図 c）。不透明鉱物斑晶は長径0.3mm以下で自形～半自形を呈する。石基はフェルシティック組織を示し、脱ガラス化及び変質によって微細なシリカ鉱物、長石、不透明鉱物及び隠微晶質物質の集合体となっている（第5. 19図 c）。石基の一部は粘土鉱物に置換されている。石基中にはジルコンが稀に認められる。

石英流紋岩（GSJ R95728, 第5. 19図 d）

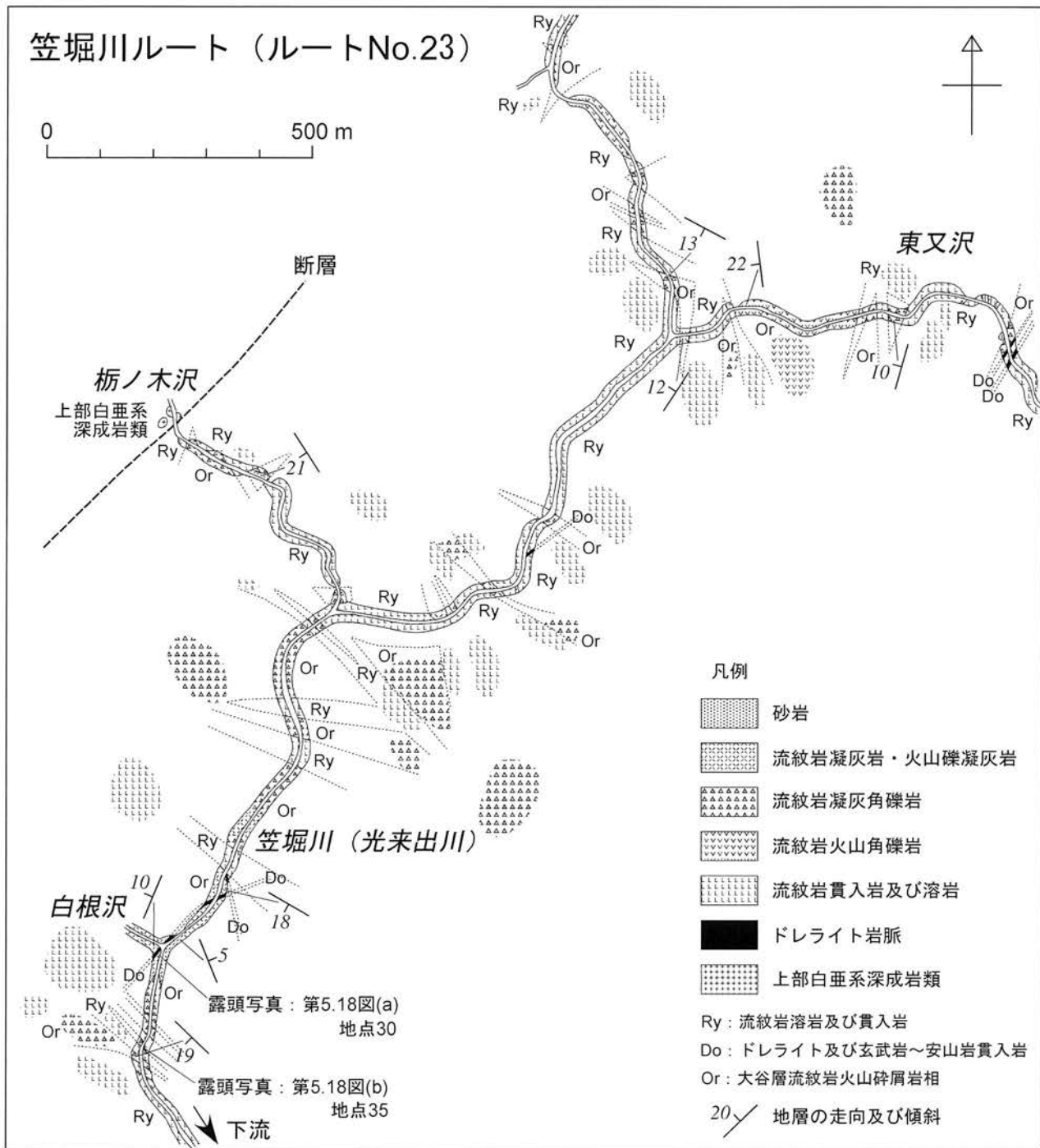
産地：三条市鹿熊川上流の地点40（付図2）。

産状：分布形態と産状から水冷破碎溶岩と考えられる。

全岩 SiO₂量：77.29wt.%（付表2）。

形成時期：大谷層堆積期。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、石英、不透明鉱物を含む（付表1）。苦鉄質鉱物斑晶及びその仮像は認められないが、これは変質作用により消失したためと推定される。斜長石斑晶は長径3mm以下で、自形～半自形を呈する（第5. 19図 d）。石英斑晶は長径1.3mm以下で、自形～半自形を呈する（第5. 19図 d）。不透明鉱物斑晶は長径0.3mm以下で、自形～半自形を呈する。石基はパーライト組織を示すが（第5. 19図 d）、ガラス部分は脱ガラス化及び変質によって微細なシリカ鉱物や粘土鉱物に置換されている。斑晶はパーライト割れ目によってしばしば破断されている。石基中の空隙はシリ



第 5. 20 図 笠堀川上流域のルートマップ

ルートの位置は付図4を参照。沢底のデータは地表踏査によるもの。それ以外のデータ（輪郭のないハッチ部分）は沢底からの遠望観察による。

カ鉱物によって充填されていることがある。

無斑晶質普通角閃石流紋岩 (GSJ R95719, 第 5. 19 図 e)

産地: 加茂市, 水源池第二貯水池付近の地点42 (付図2)。

産状: 板状の節理が発達する貫入岩。

全岩 SiO₂ 量: 69.40 wt.% (付表2)。

形成時期: 大谷層堆積期もしくは七谷層堆積期。

鏡下の特徴: 無斑晶質である。斑晶鉱物として斜長石及び不透明鉱物をわずかに含む (付表1)。苦鉄質鉱物の斑晶仮像 (長径1.5mm以下) が認められ, 粘土鉱物で置換されている。その形態から少なくとも一部は普通角閃石であったと推定される (第 5. 19 図 e)。斜長石斑晶は長径

1.5mm以下で、自形～半自形を呈する(第5.19図e)。斜長石の一部には繊維状の微細なセリサイトや粘土鉱物が生じている。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で、自形～他形を呈する。石基はハイアロオフィティック組織を示し、斜長石、隠微晶質物質、不透明鉱物、微細な粘土鉱物及びシリカ鉱物から構成される。石基斜長石には骸晶の形状を示すものが多い(第5.19図e)。

流紋岩 (GSJ R95770)

産地：三条市塩野瀬南西沢の地点43(付図2)。

産状：分布形態から溶岩と考えられる。

全岩 SiO₂量：71.31wt.% (付表2)。

形成時期：七谷層堆積期。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石及び不透明鉱物を含む(付表1)。苦鉄質鉱物斑晶は仮像としてのみ認められる。その形態から少なくとも一部は輝石類であったと推定される。斜長石斑晶は長径2mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.3mm以下で自形～半自形を呈する。石基はハイアロオフィティック組織を示し、斜長石、隠微晶質物質、不透明鉱物、微細な粘土鉱物及びシリカ鉱物から構成される。

年代・対比 貫入する層準は七谷層以下であり、南五百川層以上には貫入しない。また、ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩に貫かれるものと貫くものの両方が認められる。なお、加藤ほか(2007)は、鹿峠SK-1坑井で得られた流紋岩より12.2±1.1MaのジルコンFT年代を報告している。ただし、これは後生の熱イベントを反映して若くなった年代と解釈されている(加藤ほか, 2007)。岩石学的特徴の類似、溶岩の挟在層準及び産状から、本溶岩及び貫入岩は、大谷層及び七谷層の流紋岩火山碎屑岩相の形成に関連したものであると考えられる。したがって、その形成年代は前期～中期中新世であると判断される。

5.6.3 斑状細粒閃緑岩貫入岩 (Di)

分布 加茂地域北東部、仙見川流域五泉市桑沢の仙見川及び桑沢に分布する。

貫入関係 仙見川では下部ジュラ系の苦鉄質岩中に、桑沢では砂岩泥岩互層中に岩脈として産する(第3.7図参照)。本貫入岩とドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩、流紋岩溶岩及び貫入岩の前後関係は不明である。

岩相 斑状組織を示す細粒閃緑岩である。岩脈の幅は、仙見川では約15m、桑沢では約10mである。仙見川では急冷縁を伴うが、桑沢では急冷縁及び母岩との境界部を未確認である。

本貫入岩は、ドレライト及び玄武岩～安山岩貫入岩のドレライトと岩相がやや類似する。しかし、本貫入岩は斑状組織を示し、ドレライトと比較して苦鉄質鉱物が少

なく、石基部分に石英を伴い、より珩長質であること、ならびに変質の程度が大きいことから識別される。

岩石記載

斑状細粒閃緑岩 (GSJ R95863, 第5.19図f)

産地：五泉市桑沢の地点112(付図3)。

産状：幅約10mの岩脈。

鏡下の特徴：斑状組織を示し、石基は細粒完晶質である(第5.19図f)。斑晶鉱物として斜長石及び単斜輝石を含む(第5.19図f)。斜長石斑晶は長径3.5mm以下で、自形～半自形を呈する。斜長石斑晶はしばしばソーシュライト化し、微細な変質鉱物の集合体となっている(第5.19図f)。単斜輝石斑晶は長径2.5mm以下で自形～半自形を呈し、しばしば微細な変質鉱物に置換されている。この他に、緑泥石に置換された苦鉄質鉱物斑晶の仮像が多く認められる。石基は完晶質で、長径約7mm以下の斜長石、石英、単斜輝石、不透明鉱物、アパタイト、変質鉱物で構成される。斜長石は自形～他形で、長柱状あるいは方状のものが多い。石英は他形で粒間充填状に産する。単斜輝石は自形～他形を呈し、大部分は変質鉱物に置換されている。不透明鉱物は自形～他形を呈する。アパタイトは自形を呈する。斑晶・石基部分ともに、変質鉱物としては方解石、緑れん石の他、セリサイト、緑泥石などの粘土鉱物が認められる。

年代・対比 下部ジュラ系に貫入しているため、少なくともそれよりは新しいと判断される。しかし、これ以上の精度で年代を限定できるデータは得られていない。本報告では、本貫入岩が前期～中期中新世の流紋岩岩脈と隣接して産すること、卓越する貫入方向が上記の流紋岩岩脈と同一であることから、本貫入岩を前期～中期中新世の貫入岩として取り扱う。

5.7 ^{みなみいもがわ}南五百川層 (M, Mt, Mbt, Mbl, Mbi, Mrl, Mrt)

地層名 津田ほか(1984)による。

模式地 三条市(旧下田村)の南五百川、五十嵐川沿いの守門川入口から五十嵐川左岸にかけてのルート(津田ほか, 1984)。

定義 七谷層を整合に覆う、暗灰色～黒灰色無層理泥岩、暗緑灰色珩藻質無層理泥岩及びそれらと指交関係にある火山岩類から構成され、上位の鹿熊層に不整合に覆われる地層を南五百川層と再定義する。

本報告の南五百川層は、従来の「南五百川層」(津田ほか, 1984)に、重倉山層及び猿毛岳層(津田ほか, 1984)、平層下部(柳沢・須藤, 2002)を加えたものに相当する。旧定義による南五百川層(あるいはその相当層)は寺泊階に対比され、椎谷階に相当する重倉山

層及び西山階に相当する猿毛岳層（あるいはその相当層）に不整合に覆われると考えられてきた（三梨・宮下，1974；津田ほか，1984；柳沢・須藤，2002）。しかし本調査の結果，これらは指交関係にあることが判明した（第5.21図）。また従来の研究では，重倉山火山岩部層（旧定義の重倉山層に相当）の軽石質流紋岩貫入岩の多くは「軽石凝灰岩」とされてきた（品田，1950；三梨・宮下，1970，1974；津田ほか，1984）。そのため，不規則な形状を示す軽石質流紋岩貫入岩と南五百川層泥岩の貫入境界が不整合面と解釈され，旧定義の南五百川層は重倉山層に不整合に覆われると考えられてきた。一方，柳沢・須藤（2002）は，珪藻化石層序の検討から，それまで西山階に相当すると考えられてきた平層中に約180万年間のハイエイタスが存在することを示し，それよりも下位の「平層下部」及びその下位の重倉山層がほぼ下部寺泊階に対比されることを示した。つまり，旧定義の南五百川層，重倉山層，猿毛岳層及び「平層下部」は，いずれも下部寺泊階にほぼ相当し，これらの間に不整合は認められない。また，旧定義の南五百川層と「平層下部」の泥岩は，いずれも珪質ないし珪藻質の泥岩であり，続成変質の差はあるものの，初生的な岩相の違いは認められない。そこで本報告では，これらを南五百川層に一括し，猿毛岳層・重倉山層をそれぞれ猿毛岳火山岩部層・重倉山火山岩部層と改称し，南五百川層の部層とした。

本報告の「南五百川層」は，千谷（1919）による下部層の一部，大村（1928）による七谷層の一部，松澤（1940）による頸城層及び椎谷層，橋本（1941）による七谷頁岩層の一部，土倉火山礫凝灰岩層，平頁岩・砂岩層の一部を合わせたもの，品田（1950）による五百川黒色泥岩層と庭月火砕岩層，三梨・宮下（1970，1974）による七谷層（Na₃）の一部，椎谷層，西山層の一部を合わせたもの，片平（1974a）による寺泊層，椎谷層，西山層の一部を合わせたもの，津田ほか（1984）による南五百川層，重倉山層，猿毛岳層と平層の下部を一括したもの，小林・渡辺（1985）による出戸累層，八木鼻累層と平累層の一部を合わせたもの，影山・金子（1992）による寺泊層の一部，椎谷層及び西山層の一部を合わせたものに相当する（第5.1図）。

分布及び層厚 本層は，加茂地域北東部の五泉市新屋^{あらや}～本地域南端部の三条市濁沢にかけて南北に帯状に分布するほか，長岡市二日町付近に局所的に分布する。層厚は，本地域北東部では900m程度，南部では750m程度である（第5.21図）。石油坑井データによれば，本層の層厚は下田盆地南部～塩谷川流域の地下では200m以下と薄く，三条市上保内付近では本層を欠く。

層序関係 七谷層を整合に覆い，鹿熊層及び皆川層に不整合で覆われる。

岩相 本層は，主体となる泥岩相（M）と，それに挟まれる流紋岩火山砕屑岩相（Mt），猿毛岳火山岩部層の

玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩相（Mbt），玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩相（Mbl）及び玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩相（Mbi），重倉山火山岩部層の流紋岩溶岩・貫入岩相（Mri）及び流紋岩火山砕屑岩相（Mrt）の計7つの岩相から構成される。流紋岩火山砕屑岩相（Mt）と重倉山火山岩部層の流紋岩火山砕屑岩相（Mrt）はいずれも火山砕屑岩を主体とするが，前者が黒雲母や普通角閃石を含まないのに対し，後者は新鮮な黒雲母あるいは普通角閃石を多く含むことから区分される。いずれも海成層（あるいは貫入岩）であり，それぞれは互いに指交関係にある（第5.21図）。

（1）泥岩相（M）

南五百川層を代表する岩相で，黒灰色～暗灰色無層理泥岩（一部成層泥岩を伴う）（第5.22図 a, b）及び暗緑灰色珪藻質無層理泥岩からなる。前者は本岩相の下部～上部で，後者は上部のみで見られる。地質図では珪藻質無層理泥岩の部分にハッチを付けて示した。本岩相にはごくまれに，厚さ数10cm以下の流紋岩火山砕屑岩層が挟み込まれる。

本岩相は，初生的には海生珪藻殻を主たる構成物とする珪藻質軟泥が泥岩に変化したものである。珪藻質軟泥は，埋没に伴う温度圧力上昇による続成作用の結果，珪藻殻を作るシリカがオパールAからオパールCTへと変化し，比較的緻密な硬質の泥岩に変化する（Kano, 1979など）。黒灰色～暗灰色泥岩はこうした続成作用を受けた泥岩で，風化表面はしばしば赤褐色を呈する。一方，暗緑灰色珪藻質泥岩は，最大埋没時にもこの続成作用が起こる深度まで到達せず，珪藻殻がオパールAの状態に残存し，圧密のみの作用で珪藻質泥岩となったもので，新鮮面が暗緑灰色（オリーブ色），風化面が灰白色を呈する。この泥岩は，軟質で孔隙が多く軽量である。

黒灰色～暗灰色泥岩と暗緑灰色珪藻質泥岩の識別は，その特徴から野外でも可能であるが，スミアスライドを用いた顕微鏡分析により厳密に区別できる。すなわち，珪藻質泥岩では保存のよい珪藻殻が多量に含まれているのに対し，黒灰色～暗灰色泥岩では，珪藻殻はほとんど溶解していて，わずかに大型珪藻の解け残りが認められるに過ぎない。

黒灰色～暗灰色泥岩と暗緑灰色珪藻質泥岩にはレンズ状の石灰質コンクリーションが含まれることがある。珪藻が溶解している黒灰色～暗灰色泥岩中でも，石灰質コンクリーションの中には保存のよい珪藻が残存している場合がある（柳沢，1993）。

黒灰色～暗灰色泥岩と暗緑灰色珪藻質泥岩の境界は，堆積時の初生的な岩相境界ではなく，続成作用の結果生じた二次的な境界であり，等時間面と斜交する。本地域内では，重倉山火山岩部層より上位では珪藻殻が残存している場合が多いが，加茂市出戸^{でと}の加茂川と大谷川の合



第 5. 22 図 南五百川層泥岩相の露頭写真

(a) : 黒灰色～暗灰色無層理泥岩. 三条市南五百川の地点44 (付図2). (b) : 成層構造の見られる黒灰色～暗灰色泥岩. 三条市長野の地点45 (付図2).

流点周辺では、重倉山火山岩部層の下位層準でも珪藻が残存している。また、守門川流域では、続成境界が南方に向かって次第に下位層準に下がっており、早水周辺(第5. 14図)では南五百川層の下限を越え、下位の七谷層最上部の海緑石砂岩層の層準まで珪藻殻が解けずに残存している。

黒灰色～暗灰色泥岩と暗緑灰色珪藻質泥岩は、初生的にはほぼ同一のものであるが、風化に対する産状の違いは顕著で、前者は細片に割れかつ粘土化するのに対し、後者は大きなブロックに割れるだけである。

本岩相上部には、海緑石濃集帯あるいは海緑石砂岩層が挟有されることがある。地質図にはその確認地点と分布を示した。加茂市元狭口では、猿毛岳火山岩部層直上の層準に海緑石砂岩層が認められる(第5. 23図)。また、加茂市黒水の加茂川河床(地点46)では、南五百川層の最上部に厚さ約4mの海緑石砂岩層が認められる。その他、五泉市新屋の地点47では層厚20cm以上の海緑石濃集帯、長岡市二日町付近の地点48及び地点49においては層厚数10cmの海緑石砂岩層が認められる。これらの海緑石砂岩層が見られる地点は、いずれも猿毛岳火山岩部層の直上ないしその周辺に位置する。

本岩相に挟有される流紋岩火山砕屑岩は、細粒～粗粒凝灰岩からなる。そのうち、加茂川出戸のルート No. 37の地点50(付図1)で産する粗粒凝灰岩は加茂川白色ガラス質火山灰(Km_{gg}) (第5. 24図; 黒川ほか, 2002)、加茂市出戸の地点51(付図1)で露出する粗粒凝灰岩は出戸含黒雲母白色テフラ層(Dtbt) (第5. 24図; 平中ほか, 2009)と命名されている。Dtbtテフラは、珪藻化石層序より堆積年代が9.9Maと推定され、津川地域のOtbtテフラ、守門岳地域のIsbtテフラ、佐渡地域の中山層中にあるWrpテフラに対比されるほか、栃木県烏山地域の田野倉層中に挟在するTn38テフラにも対比可能である

(平中ほか, 2007, 2009)。

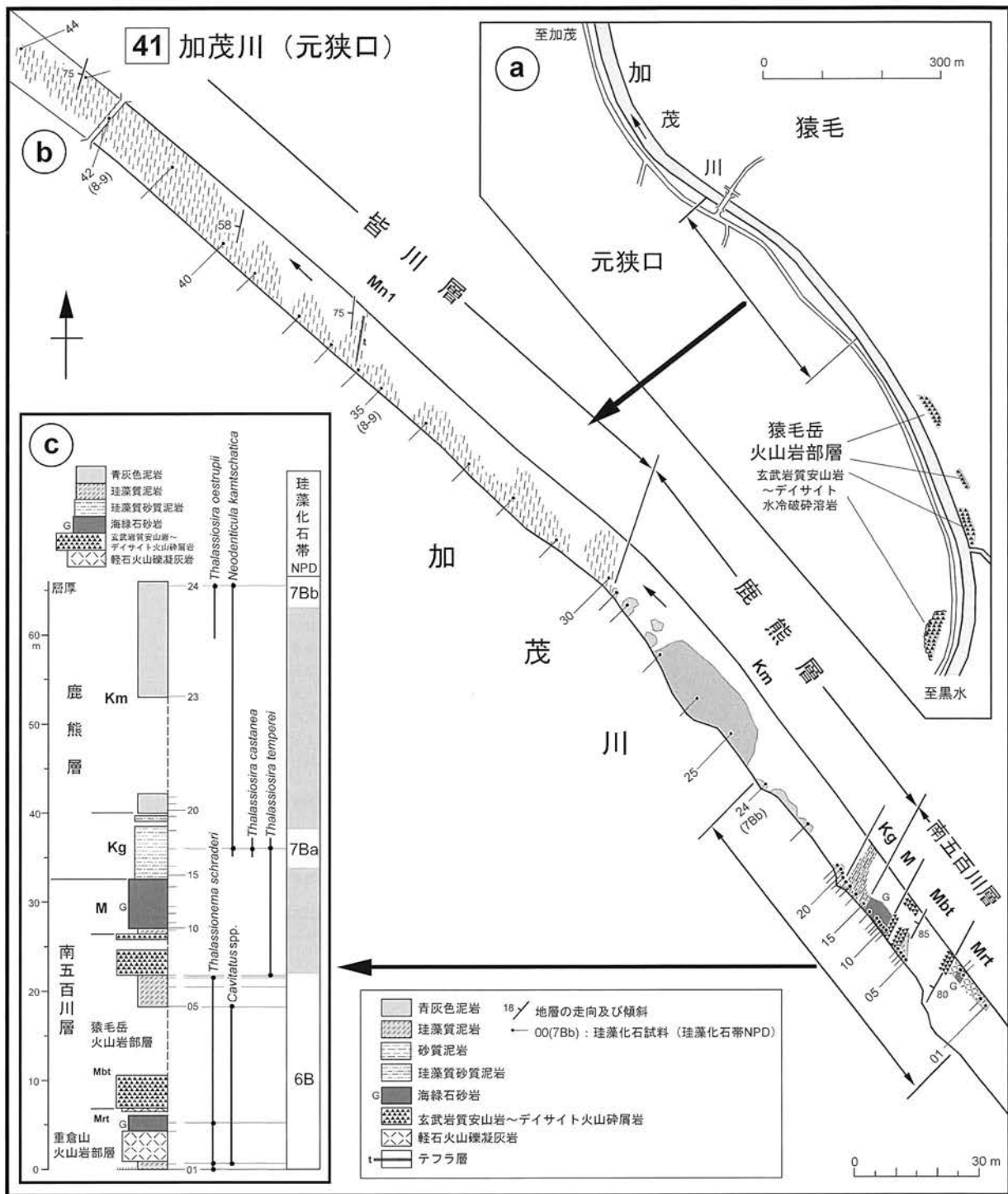
(2) 流紋岩火山砕屑岩相 (Mt)

本層泥岩相に挟在する流紋岩火山砕屑岩のうち、地質図で表現可能な厚さを持ち、重倉山火山岩部層の流紋岩火山砕屑岩とは異なる岩質を示すものを、流紋岩火山砕屑岩相として区分した。本岩相は三条市濁沢付近及び八木鼻東方のみに局所的に分布する。また石油坑井資料によると、下田丘陵の地下では、鹿峠SK-1D坑井の深度1,200m付近において、南五百川層泥岩中に層厚180m程度の凝灰岩が卓越する層準が存在する。この凝灰岩の岩質は不明であるが、重倉山火山岩部層の層準よりも下位であるので、地質断面図では本岩相として示した。

本岩相は、灰白色を呈する流紋岩質の軽石火山礫凝灰岩、粗粒凝灰岩及び細粒凝灰岩などの流紋岩火山砕屑岩で主に構成され、一部で層厚数cmの泥岩が挟有される。陸上に露出する部分での本岩相の層厚は、最大で25m程度である。変質が進んでおり、構成鉱物としては斜長石、不透明鉱物及び微量の石英が認められるのみである。

(3) 猿毛岳火山岩部層 (Mbt, Mbl, Mbi)

猿毛岳火山岩部層は、玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩相、玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩相、玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩相の3つの岩相から構成される。本火山岩部層は、五泉市新屋～加茂市出戸にかけて分布するほか、三条市長野付近と長岡市二日町付近にも局所的に分布する。層厚は最大で750m程度であり(第5. 21図)、五泉市新屋～加茂市出戸では、分布と層厚変化から見て1つの海底火山体を構成していたと推定される。本火山岩部層は、橋本(1941)による土倉火山礫凝灰岩層、三梨・宮下(1970, 1974)による土倉火山角礫岩と寺泊層の一部を合わせたもの、鈴木ほか

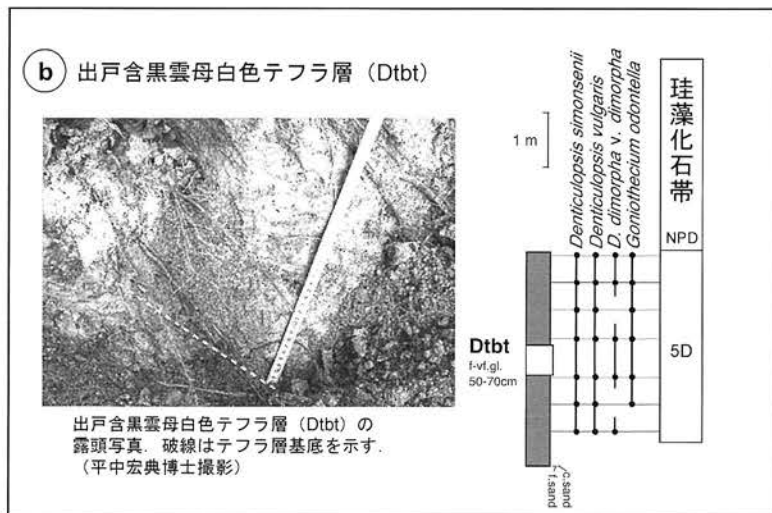
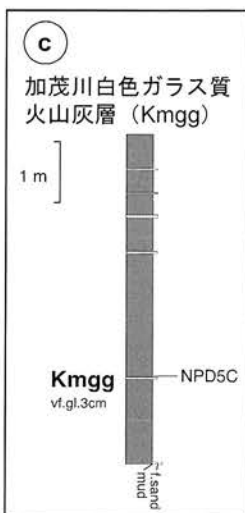
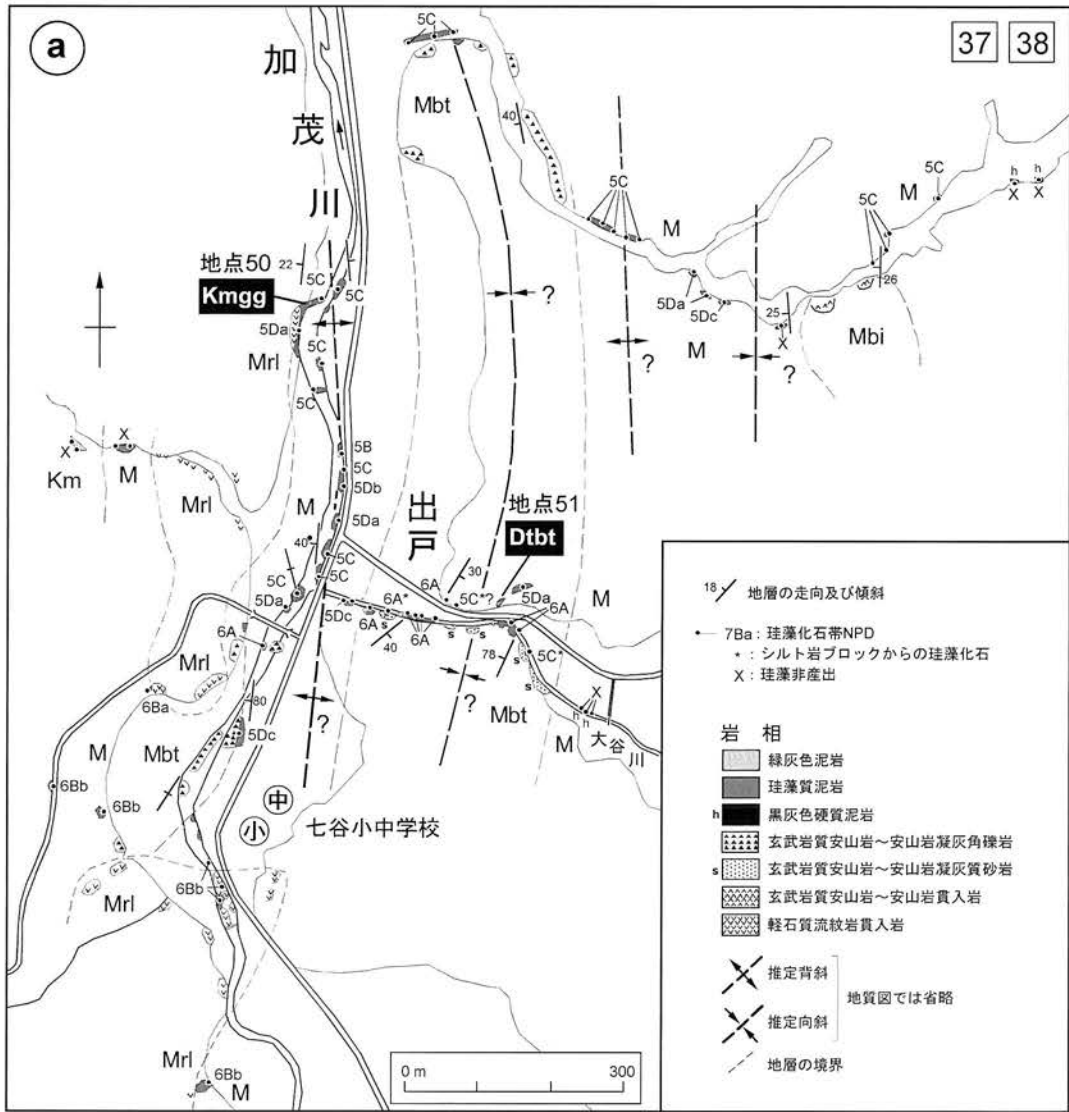


第 5.23 図 加茂市元狭口付近のルートマップと珪藻化石層序
 (a) : ルートマップの位置。ルート No. 41 (付図 1)。 (b) : 加茂川沿いのルートマップ。 (c) : 南五百川最上部と鹿熊層の珪藻化石層序。詳細な珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照。珪藻化石帯は、Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく。ただし、珪藻化石帯のコード番号の細分、珪藻化石帯と生層準の年代は、本報告第 2.2 図に従う。岩相記号は地質図凡例を参照。

(1974a) による猿毛岳安山岩凝灰角礫岩類、津田ほか (1984) による猿毛岳層と重倉山層の一部を合わせたものに相当する。

玄武岩質安山岩～デイサイト火山碎屑岩相 (Mbt)

本岩相は猿毛岳火山岩部層の主要な部分を構成する。玄武岩質安山岩～デイサイト質の粗粒凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩からなる火山碎屑岩で主



第 5. 24 図 加茂市出戸付近のルートマップと珪藻化石層序

(a) : ルートマップ (ルート No. 37, 38, 付図1). (b) : Dtbt テフラの柱状図と露頭写真. (c) : Kmgg テフラの柱状図. 詳細な珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照. 珪藻化石帯は, Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく. ただし, 珪藻化石帯のコード番号の細分, 珪藻化石帯と生層準の年代は, 本報告第 2. 2 図に従う. 珪藻化石のデータの一部は平中ほか (2009) を使用. 岩相記号は地質図凡例を参照.

に構成され（第5.25図 a, b, c）、スコリア質砂岩や猿毛岳火山岩部層由来の多様な火山岩亜円礫からなる礫岩を伴う。

本岩相の火山碎屑岩のうちスコリア質のものは、しばしば著しい風化のため赤褐色～橙褐色を呈し、粘土化して赤土状のローム層のような外観を示す。このような場合、層理面や堆積構造は極めて不明瞭となっている。特に、加茂市長谷付近から五泉市高松付近にかけての地域では風化が著しい。

火山碎屑岩は、スコリアもしくは玄武岩質安山岩～デイサイト礫で構成され、スコリア質火山弾を含むことがある（第5.25図 b）。スコリアはしばしばスポンジ状に発泡し、径数 mm 以下の球状の気泡を含む。火山弾はカリフラワー状～ブロック状の形態で最大長径 80 cm に及び、放射状の冷却節理を持つ。

火山碎屑岩は、南五百川層泥岩相由来の泥岩偽礫をしばしば含む。偽礫のサイズは数 m に及ぶことがある。火山碎屑岩はしばしば基底の泥岩を削っており、一部では泥岩を引きはがすような構造も認められる（第5.25図 c）。したがって、これらの火山碎屑岩の多くは重力流による堆積物と考えられる。

火山碎屑岩には、単層の層厚が数 cm～数 10 cm のスコリア火山礫凝灰岩と粗粒凝灰岩からなる互層がしばしば観察される（第5.25図 a）。スコリア火山礫凝灰岩は、礫支持で淘汰が良く、しばしば不明瞭な成層構造が見られ、火山弾を含むことがある。粗粒凝灰岩は、主にスコリア質の細～中粒砂で構成され、スコリア火山礫が散在する。基質支持で淘汰が悪く、しばしば不明瞭な成層構造を持つ。それぞれの単層は側方に層厚が変化する。

加茂市下土倉付近では、層厚数 m～数 10 m 以上の粗粒なスコリア火山角礫岩がしばしば観察される。礫径は最大で 40～80 cm に及ぶ。無層理で礫支持であり、長径数 10 cm 以下の角張った表面形態を持つスコリアと安山岩片で構成され、まれに冷却節理の発達した火山弾を含む。以上の特徴から、これらは火口近傍の降下堆積物である可能性が高い。

長岡市二日町付近に分布する火山碎屑岩は、しばしば熱水活動による著しい珪化作用を受けて膠結・硬化しており、ガラス質流紋岩の外観を示す。そのため津田ほか（1984）は、これらを流紋岩貫入岩と記載した。しかし、層理が認められること、鏡下で安山岩火山礫が認められること、未膠結の火山碎屑岩へと側方移化することから、これらは猿毛岳火山岩部層の一部と判断される。

玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩相（Mbl）

本岩相は、玄武岩質安山岩～デイサイト質の水冷破碎溶岩からなる。比較的新鮮なものが多く、周囲の岩石よりも硬いため、しばしば突出した地形を形成する。溶岩流単層の厚さは 7～20 m 程度である。溶岩は水冷破碎によるジグソー割れ目が発達した自破碎部（第5.25図 d）

が大部分を占めるが、一部では内部に塊状部を伴う（第5.25図 e）。塊状部にはしばしば柱状節理が発達する。

玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩相（Mbi）

本岩相は玄武岩質安山岩～デイサイト質の貫入岩からなる。五泉市上戸倉西方～加茂市石高城山^{いしかたじょうやま}付近に集中して分布するほか、加茂市上高柳^{たいたいこうらやま}の大古原山^{みやよりかみ}付近や加茂市宮寄上南西付近に分布し、戸ノ入層、七谷層、南五百川層の泥岩相及び猿毛岳火山岩部層玄武岩質安山岩～デイサイト火山碎屑岩相に貫入する。いずれも露出が悪く、貫入岩体の詳細な形状は不明であるが、地質図には岩脈あるいは岩株として表現した。露頭では、塊状の玄武岩質安山岩～デイサイト岩体として産する。しばしば風化し、玉ねぎ状構造を呈する（第5.25図 f）。風化の著しいものは褐色～赤褐色を呈し、砂岩状の外観を示す。本貫入岩は、猿毛岳火山岩部層の溶岩及び火山碎屑岩が厚く分布する上土倉～下土倉付近の下位層準以下に集中して貫入すること、溶岩及び火山碎屑岩と同様な岩質を示すことから、それらの供給岩体であったと考えられる。そのため、本報告では本貫入岩を猿毛岳火山岩部層に含めた。

岩石記載・全岩化学組成

猿毛岳火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を付表4、全岩化学組成データを付表2、全岩化学組成をプロットしたグラフを第5.26図に示す。本層を構成する火山岩の大部分は斑状組織を示すが、ごく一部に無斑晶質のものが存在する（付表4）。斑晶鉱物としては、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石、不透明鉱物、ごく稀に石英が認められる。石基はハイアロオフィティック、インターサタル、ハイアロポリティック組織を示すものが多い。また、いずれも粘土鉱物、方解石等の変質鉱物が生じている。

本層を構成する火山岩の全岩 SiO₂量は 53.7～67.2 wt.% であり、SiO₂-Na₂O+K₂O 図では玄武岩質安山岩、安山岩及びデイサイトの領域に、SiO₂-K₂O 図では medium-K の領域にプロットされる（第5.26図）。溶岩・火山碎屑岩・貫入岩の産状の違いによる顕著な組成差や組成変化トレンドの差は認められない。主体は玄武岩質安山岩～安山岩であり、デイサイトは一部のみで認められる。

単斜輝石玄武岩質安山岩（GSJ R95835、第5.27図 a）

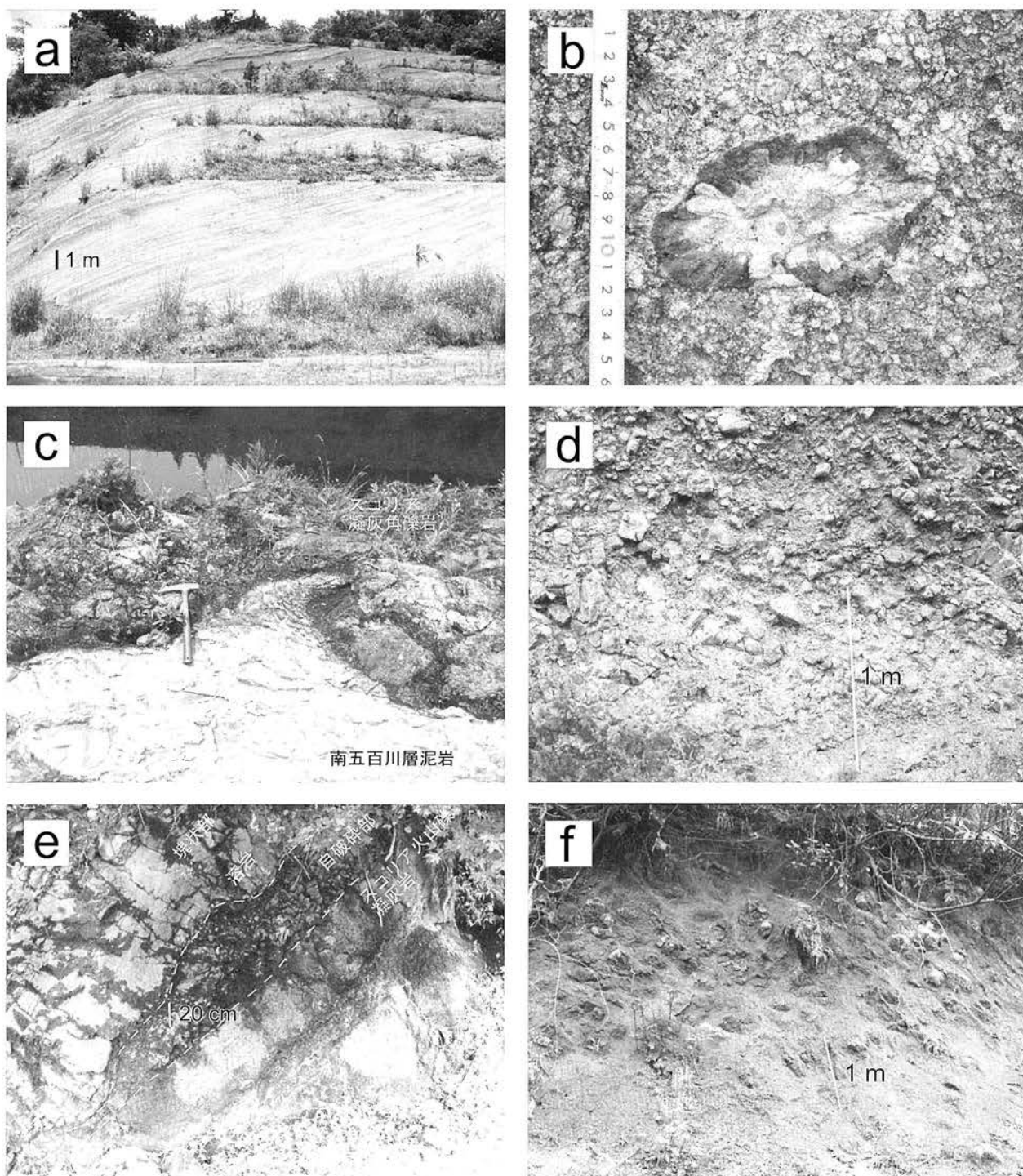
産地：加茂市下土倉の地点 58（付図 1）。

産状：火山角礫岩中のスコリア礫。降下火砕堆積物と考えられる。

岩相区分：玄武岩質安山岩～デイサイト火山碎屑岩相。

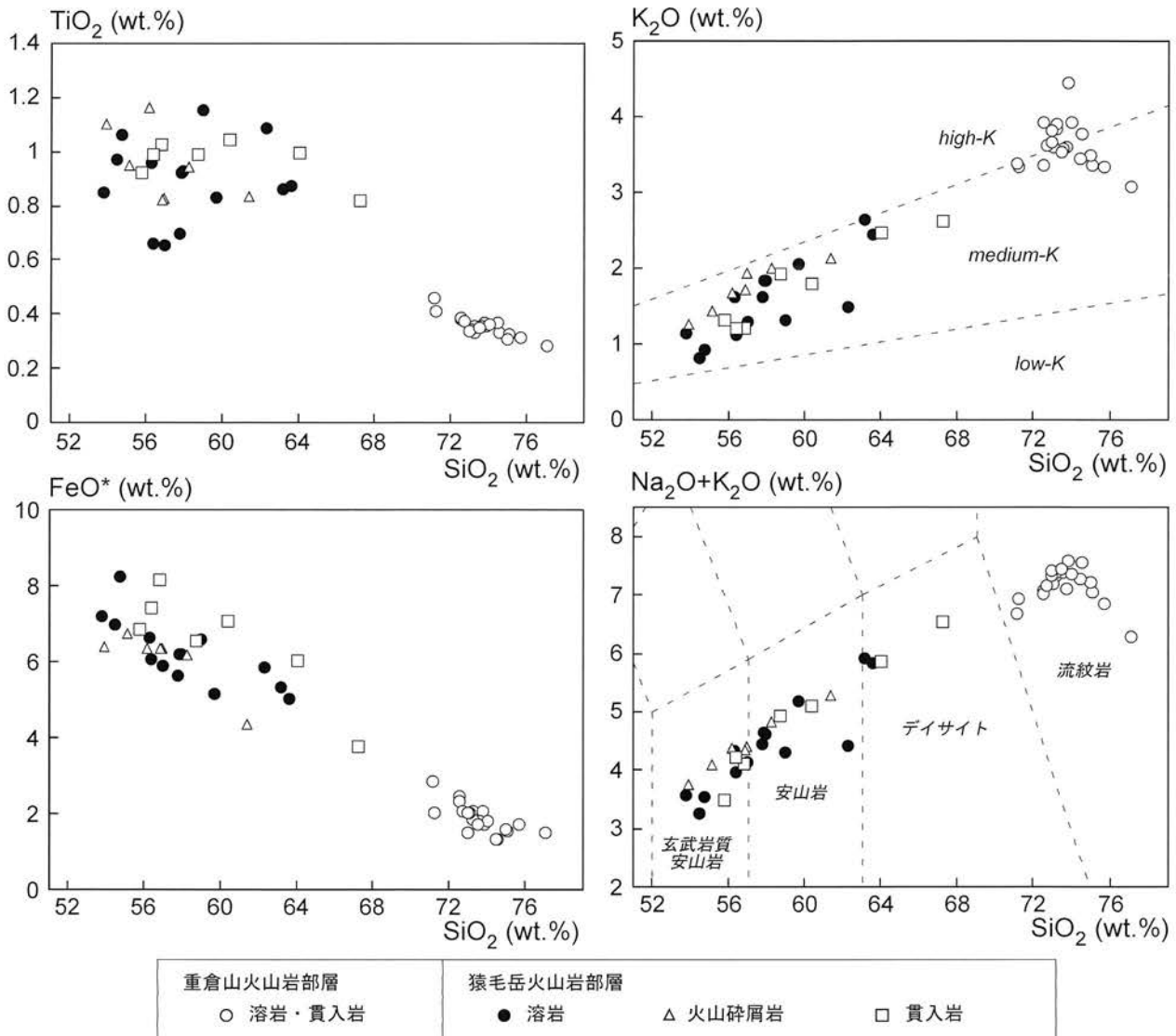
全岩 SiO₂量：56.13 wt.%（付表 1）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石と単斜輝石を含む（付表 4）。これらはしばしば集斑晶を構



第 5. 25 図 猿毛岳火山岩部層の露頭写真

(a): 玄武岩～デイサイト火山砕屑岩相のスコリア火山凝灰岩と凝灰岩からなる互層. 加茂市長谷の地点52 (付図1). (b): (a) の露頭下部で認められる放射状冷却節理の発達した火山弾. (c): 南五百川層泥岩相の泥岩を覆う猿毛岳火山岩部層玄武岩～デイサイト火山砕屑岩相のスコリア凝灰角礫岩. スコリア凝灰角礫岩は泥岩偽礫を多く含み, 基底には泥岩を引きはがすような構造が認められる. 加茂市出戸の地点53 (付図1). (d): 玄武岩～デイサイト溶岩相の水冷破碎溶岩. 水冷破碎によるジグソー割れ目が全体に発達している. 加茂市黒水の地点54 (付図1). (e): 玄武岩～デイサイト火山砕屑岩相のスコリア火山凝灰岩を覆う玄武岩～デイサイト溶岩相の玄武岩質安山岩溶岩. 溶岩には塊状部と自破碎部が認められる. 三条市長野の地点55 (付図2). (f): 玄武岩～デイサイト貫入岩相の安山岩貫入岩. 風化により玉ねぎ状構造を呈する. 加茂市下大谷の地点56 (付図1).



第5. 26 図 猿毛岳火山岩部層及び重倉山火山岩部層を構成する岩石の主成分元素全岩化学組成
 分析値は本研究 (付表2) による。SiO₂-K₂O 図における境界線は Le Maitre (1989), SiO₂-Na₂O+K₂O 図における境界線
 は Le Bas *et al.* (1986) による。

成する。斜長石斑晶は長径2.5mm以下で、自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2mm以下で、自形～半自形を呈する。石基のほとんどは淡褐色の新鮮なガラスから構成されるが、一部は隠微晶質物質と淡褐色ガラスからなるハイアロピリティック組織を示す。石基の一部は粘土鉱物化している。

かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩 (GSJ R95819, 第5. 27 図 b)

産地: 加茂市, 猿毛岳北東沢の地点59 (付図1).

産状: 水冷自破砕溶岩。

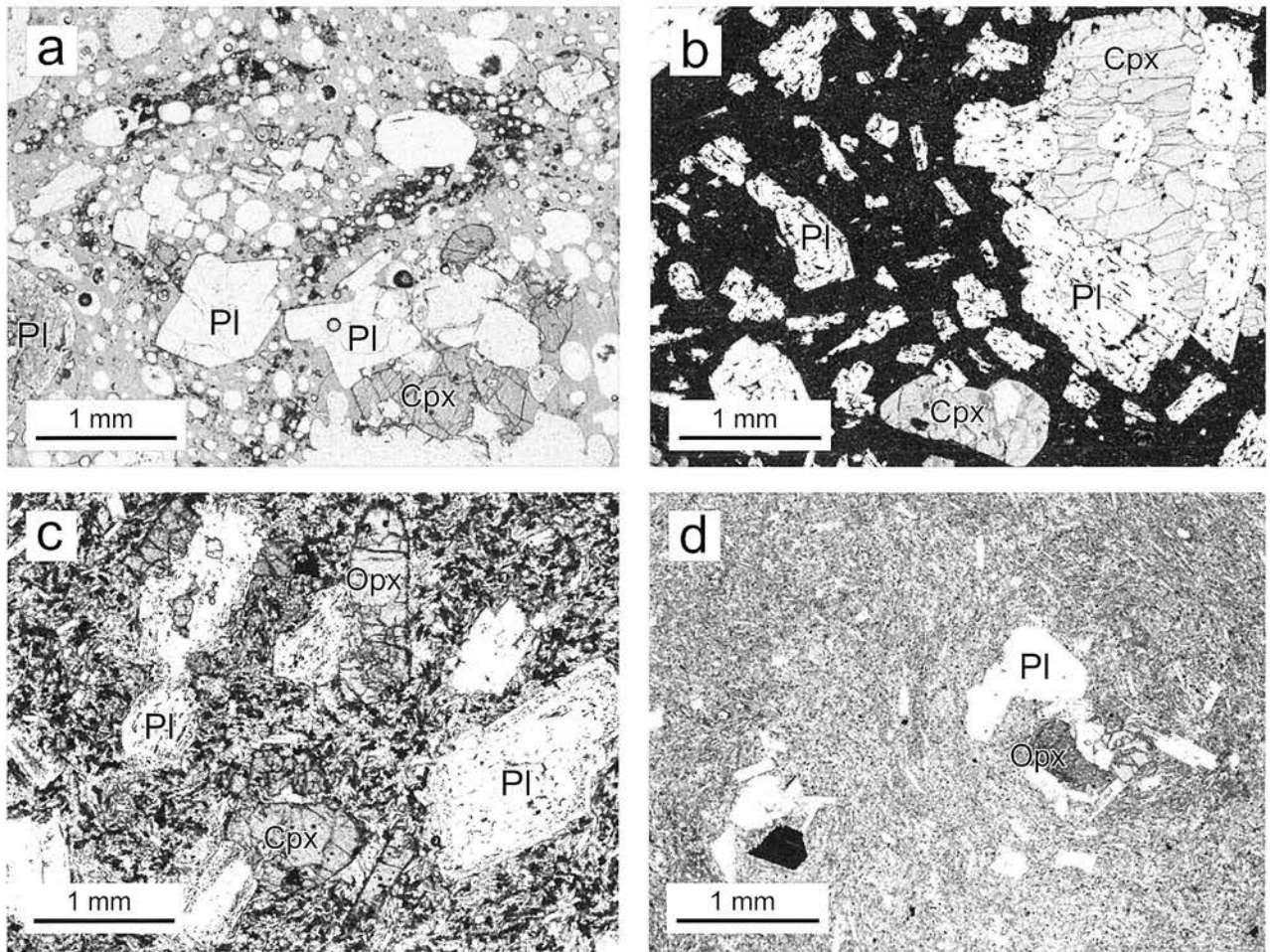
地質区分: 玄武岩質安山岩～デイサイト溶岩相。

全岩 SiO₂ 量: 53.70 wt.% (付表1).

鏡下の特徴: 斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石,

単斜輝石, 斜方輝石, ごく微量の不透明鉱物を含む (付表4)。斜長石と単斜輝石はしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.5mm以下で、自形～他形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2mm以下で、自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径0.8mm以下で、自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.2mm以下で自形を呈する。また、自形のかんらん石斑晶 (長径0.5mm以下) の仮像が認められる。仮像内部の物質は抜け落ちているか、方解石に置換されている。石基はハイアロピリティック組織を示し、針状の斜長石、不透明鉱物及び隠微晶質物質で構成される。輝石類の一部は、粘土鉱物あるいは方解石で置換されている。

斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩 (GSJ R95849, 第



第5.27図 猿毛岳火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真

(a)：玄武岩～デイサイト火山砕屑岩相の玄武岩質安山岩スコリア（試料番号GSJ R95835）。（b）：玄武岩～デイサイト溶岩相の玄武岩質安山岩溶岩（試料番号GSJ R95819）。（c）：玄武岩～デイサイト貫入岩相の玄武岩質安山岩岩脈（試料番号GSJ R95849）。（d）：玄武岩～デイサイト貫入岩相のデイサイト貫入岩（試料番号GSJ R95841）。Cpx：単斜輝石，Opx：斜方輝石，Pl：斜長石。すべて単ポーラー。詳しい岩石記載は本文を参照。

5.27図c)

産地：加茂市宮寄西西方の地点60（付図1）。

産状：岩脈。

地質区分：玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩相。

全岩 SiO₂量：56.30wt.%（付表1）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物を含む（付表4）。これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.5mm以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径2mm以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径1.5mm以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で，自形～他形を呈する。石基は粗粒なインターサタル組織を示し，斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物及びガラスで構成される。石基の一部は，粘土鉱物や方解石に置換されている。

単斜輝石斜方輝石デイサイト（GSJ R95841，第5.27

図d)

産地：五泉市下戸倉西西方の地点61（付図1）。

産状：転石。採取地点北東の標高216mピーク由来と考えられる。

地質区分：玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩相。

全岩 SiO₂量：67.19wt.%（付表1）。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物を含む（付表4）。これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2mm以下で，自形～半自形を呈する。単斜輝石斑晶は長径1.2mm以下で，自形～半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径0.8mm以下で，自形～半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.4mm以下で，自形～他形を呈する。斜長石斑晶，単斜輝石斑晶，斜方輝石斑晶の一部は粘土鉱物に置換されている。石基はインターサタル組織を示し，針状の斜長石，単斜輝石，粒状の不透明鉱物及び輝石類とガラス部分が変質した粘土鉱物で構成される。

(4) 重倉山火山岩部層 (Mrl, Mrt)

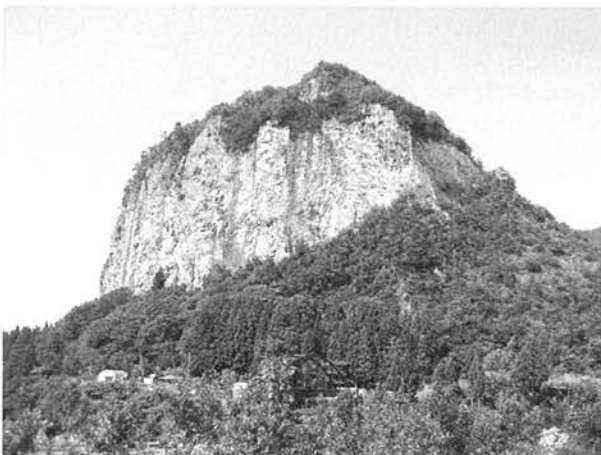
重倉山火山岩部層は、流紋岩溶岩・貫入岩相と流紋岩火山碎屑岩相の2つの岩相から構成される。本報告では、溶岩と貫入岩を一括して地質図上に示した。その理由としては、前期～中期中新世の流紋岩溶岩及び貫入岩と同様に、塊状の流紋岩のみが限られた場所で露出する場合に、それが貫入岩か溶岩の中心部なのかの区分が困難なこと、自破碎組織を持つ浅所貫入岩と水底に噴出した水冷破碎溶岩の区別が困難なこと、同質の火山碎屑岩中に貫入して形成されたペペライトと水冷破碎溶岩の区別が困難なことが挙げられる。

本火山岩部層は、加茂市葉師山付近から三条市牛野尾にかけて分布するほか、加茂市七谷野球場、五泉市宝山付近にも局所的に分布する。層厚は、流紋岩溶岩・貫入岩相は不明であるが、流紋岩火山碎屑岩相は最大で350m程度である(第5.21図)。

本火山岩部層は、松澤(1940)、三梨・宮下(1970, 1974)、片平(1974a)、島津・高野(1986)による椎谷層、品田(1950)による庭月火砕岩層、津田ほか(1984)による重倉山層から玄武岩～安山岩火山岩類を除いたもの、小林・渡辺(1985)による八木鼻累層、五十嵐川団体研究グループ(1990)、黒川・五十嵐川団体研究グループ(1993)による重倉山層に相当する。

流紋岩溶岩・貫入岩相 (Mrl)

本岩相は、流紋岩質の水底噴出溶岩ドーム及びドーム状浅所貫入岩体群で構成される。本岩相は黒川・五十嵐川団体研究グループ(1993)による八木鼻溶岩部層に相当する。単一のドーム状岩体の直径は600m以下である。ドーム状岩体は、しばしば貫入し合って複合岩体を構成する。ドーム状浅所貫入岩体は、しばしば母岩を变形させている。本岩相は周囲の岩石よりも硬い場合が多く、しばしば突出した地形を形成する(第5.28図)。



第5.28図 重倉山火山岩部層の流紋岩貫入岩によるドーム状地形
三条市北五百川の八木鼻。三条市長野より撮影。

流紋岩溶岩・貫入岩には、緻密なものと軽石質なものが認められる。両方とも塊状あるいは自破碎した産状を示す。以下では緻密なものを「流紋岩」、軽石質のものを「軽石質流紋岩」と記載する。軽石質流紋岩の多くは、風化変質が進み、ねじり鎌で削ることが可能なほど軟質である。地質図には、軽石質流紋岩の部分をハッチで示した。大局的には地層の下位側が流紋岩、上位側が軽石質流紋岩となっている。

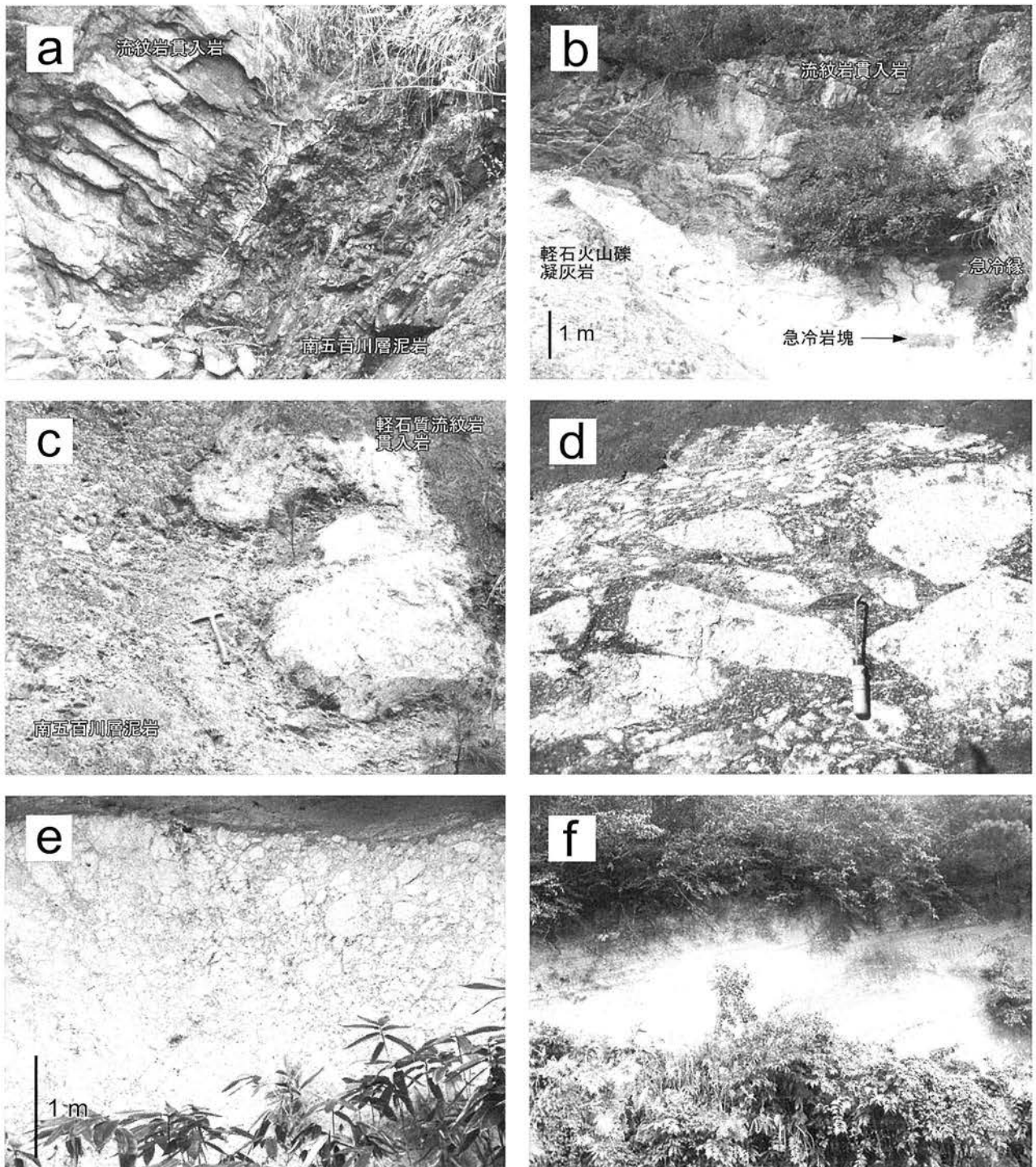
流紋岩及び軽石質流紋岩溶岩は、塊状溶岩または水冷破碎溶岩として産する。水冷破碎溶岩は全体にジグソー割れ目が発達し、破砕中には放射状の冷却節理が認められる(第5.29図e)。これらの水冷破碎溶岩は、しばしば塊状部へと側方移化する。

流紋岩及び軽石質流紋岩貫入岩は、大谷層、七谷層、南五百川層泥岩相及び流紋岩火山碎屑岩相、猿毛岳火山岩部層、重倉山火山岩部層流紋岩火山碎屑岩相に貫入する。

流紋岩貫入岩は、急冷縁を伴い、貫入面に垂直な柱状節理を持ち(第5.29図a)、しばしば貫入面と平行に流理構造が発達する。貫入面が複雑に入り組み、一部では急冷縁が母岩と混合し、ペペライト状になっていることがある(第5.29図b)。

軽石質流紋岩貫入岩は、貫入面が不規則な形状を示すものが多く(第5.29図c)、貫入面付近に自破碎部を伴うこともある。また、塊状の軽石質流紋岩貫入岩の周縁部が自破碎部へと側方に移化し、更に側方では破碎した軽石質流紋岩の隙間を泥岩が埋める岩相に移化することがある(第5.29図d)。これは、軽石質流紋岩が母岩の泥岩と混合して形成されたペペライトであると考えられる。このような軽石質ペペライトは、加茂市出戸の七谷小中学校南方の加茂川河床(第5.24図a)や加茂市七谷野球場でも認められ、前者は南五百川層泥岩相、後者は猿毛岳火山岩部層の玄武岩質安山岩～デイサイト火山碎屑岩相に貫入・混合している。軽石質流紋岩貫入岩の周囲では、母岩が数百m以上の広範囲にわたって複雑に変形していることが多い。

軽石質流紋岩貫入岩の大部分については、従来の地質図(品田, 1950; 三梨・宮下, 1970, 1974; 津田ほか, 1984)では「軽石凝灰岩」として示されていた。そのため軽石質流紋岩貫入岩と南五百川層泥岩相の不規則な岩相境界を説明するために、不整合や複雑な地質構造が想定されていた(品田, 1950; 三梨・宮下, 1970, 1974; 津田ほか, 1984)。また、柳沢・須藤(2002)は、八木鼻南西方において、さまざまな珪藻年代を示す泥岩が軽石質流紋岩貫入岩の内部や周囲に複雑に分布することから、これらを「軽石凝灰岩」中の泥岩ブロックと考えた。しかし、これらの複雑な産状・構造は、上述した産状から判断して、流紋岩マグマの貫入による変形及びマグマへの取り込み・混合の結果によるものと考えられる。



第 5. 29 図 重倉山火山岩部層の露頭写真

(a) : 南五百川層泥岩の層理面に調和的に貫入する重倉山火山岩部層の流紋岩。貫入面から垂直に節理が発達している。三条市牛野尾の地点62 (付図2)。(b) : 南五百川層流紋岩火山砕屑岩相の軽石火山礫凝灰岩に貫入する重倉山火山岩部層の流紋岩。八木鼻を構成する流紋岩貫入岩の縁辺部。貫入面は不規則な形態で、一部で母岩と貫入岩が混合して急冷された流紋岩が母岩に散在し、ペペライトとなっている。三条市北五百川の地点63 (付図2)。(c) : 南五百川層泥岩に貫入する重倉山火山岩部層の軽石質流紋岩。軽石質流紋岩は変質のため軟化しており、ねじり鎌で削ることができる。貫入面は不規則なアメーバ状を示す。ハンマーの柄の長さは約30cm。三条市上谷地北東の地点64 (付図1)。(d) : 重倉山火山岩部層の軽石質流紋岩ペペライト。泥岩の基質中に軽石質流紋岩の角礫を含む。側方では一部がほぐれかかった軽石質流紋岩の岩体へ移行する。ねじり鎌の長さは約26cm。三条市上谷地北東の地点65 (付図1)。(e) : 重倉山火山岩部層の軽石質水冷破砕溶岩。全体にジグソー割れ目が発達している。加茂市下高柳の地点66 (付図1)。(f) : 重倉山火山岩部層の成層した流紋岩火山砕屑岩。厚さ数cm～十数cm単位で成層している。露頭の高さは約3m。三条市森町の地点67 (付図2)。

本溶岩及び貫入岩の岩相多様性については、五十嵐川団体研究グループ(1990)、黒川・五十嵐川団体研究グループ(1993)によって詳細な記載が行われ、それぞれの岩相の形成過程が議論されている。

流紋岩火山砕屑岩相 (Mrt)

本岩相は、加茂市西山南方より三条市荒沢付近にかけての地域及び三条市牛野尾付近に分布する。地下では西方へと層厚を減じ、南五百川層泥岩相中に尖滅する。品田(1950)、黒川・五十嵐川団体研究グループ(1993)による庭月火砕岩部層に相当する。流紋岩溶岩・貫入岩相に近接して産し、三条市鹿熊川ルートでは本岩相の火山砕屑岩が重倉山火山岩部層の流紋岩溶岩を整合に覆う(第5.21図)。一方、三条市牛野尾付近では、本岩相は重倉山火山岩部層の流紋岩貫入岩に貫かれる。

本岩相は、流紋岩質の凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩などの流紋岩火山砕屑岩からなり、まれに厚さ数m以下の泥岩、凝灰質泥岩、凝灰質砂岩を挟有する(第5.21図)。火山砕屑岩は、流紋岩軽石礫を主体とし、緻密な流紋岩礫を伴う。また、まれに放射状の冷却節理を持つ流紋岩礫を含む。火山砕屑岩は、塊状もしくは成層構造を示し(第5.29図f)、しばしば泥岩や凝灰質泥岩の偽礫を含む。火山砕屑岩を構成する流紋岩礫は、比較的新鮮で、普通角閃石あるいは黒雲母を含み、本火山岩部層の流紋岩溶岩及び貫入岩と同一の岩質を示す。三条市牛野尾ルートでは、厚さ1~5m程度の上方細粒化を示すユニットの繰り返し認められ、各ユニット上部で平行葉理が認められる(第5.30図c)。これらの産状より、本岩相を構成する火山砕屑岩の多くは、重力流堆積物であると考えられる。

岩石記載・全岩化学組成

重倉山火山岩部層を構成する火山岩の岩石記載表を付表5、全岩化学組成データを付表1、全岩化学組成をプロットしたグラフを第5.26図に示す。本部層の火山岩はすべてが斑状組織を示す。斑晶鉱物としては、斜長石、石英、斜方輝石、普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物、単斜輝石(1試料のみ)を含むが、組み合わせには多様性が認められる(付表5)。斑晶鉱物組み合わせは、斜長石+石英+普通角閃石+黒雲母+不透明鉱物が最も多く、次いで斜長石+石英+斜方輝石+普通角閃石+黒雲母+不透明鉱物、斜長石+斜方輝石+普通角閃石+不透明鉱物、斜長石+石英+黒雲母+不透明鉱物の順に少なくなる(付表5)。地域による斑晶鉱物組み合わせの違いが認められ、加茂市石高城山よりも北方の地域では、石英斑晶を含まず黒雲母斑晶はごく稀にしか見つからない。石基はハイアロオプティック組織を示すものが多いが、フェルシティック組織、パーライト組織、ほとんど透明ガラスからなるものなどが認められる。副成分鉱物としてはジルコ

ンをしばしば含む。本部層の火山岩は比較的新鮮なものが多いが、いずれも粘土鉱物やシリカ鉱物等の変質鉱物が生じている。

本部層の火山岩の全岩SiO₂量は71.1~77wt.%であり、SiO₂-Na₂O+K₂O図では流紋岩の領域に、SiO₂-K₂O図ではhigh-Kとmedium-Kの境界線付近にプロットされる(第5.26図)。本部層の火山岩は主に流紋岩からなり、一部でデイサイトを伴う。デイサイトは加茂地域北端部の五泉市村松宝山付近でのみ産する。なお、このデイサイトは変質が進んでいるため、全岩化学組成の分析を行っていない。

普通角閃石斜方輝石流紋岩 (GSJ R95776)

産地：加茂市長谷の地点68(付図1)。

産状：角礫状流紋岩貫入岩。

岩相区分：流紋岩溶岩・貫入岩相。

全岩SiO₂量：71.19wt.% (付表1)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、普通角閃石、不透明鉱物を含む(付表5)。これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径4.5mm以下で、自形~半自形を呈する。斜方輝石斑晶は長径2.5mm以下で、自形~半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径1.5mm以下で、自形~半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で、自形~半自形を呈する。石基は、ほとんどが透明なガラスと少量の針状斜長石からなり、一部でパーライト組織が認められる。石基の一部は軽石状に発泡している。石基ガラスの一部は粘土鉱物化している。長径0.1mm以下のジルコンがしばしば不透明鉱物斑晶に伴って産する。

石英含有黒雲母普通角閃石斜方輝石流紋岩 (GSJ R95781, 第5.31図a)

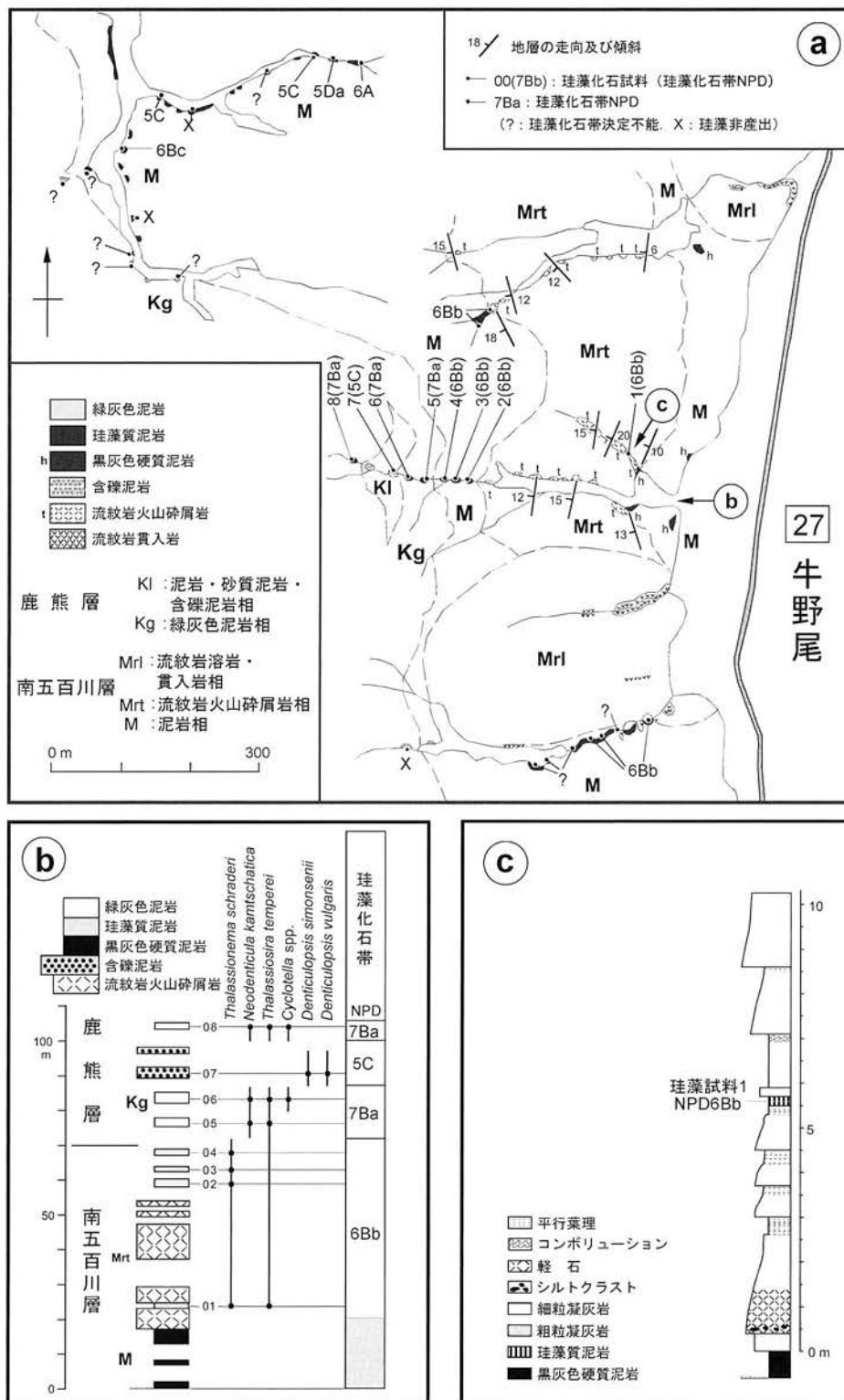
産地：加茂市出戸、加茂川中流の地点69(付図1)。

産状：軽石質流紋岩貫入岩(ペペライト)。

岩相区分：流紋岩溶岩・貫入岩相。

全岩SiO₂量：73.00wt.% (付表1)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、斜方輝石、普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物、ごく微量の石英を含む(付表5)。これらはしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径2.5mm以下で、自形~他形を呈する。斜方輝石斑晶は長径2mm以下で、自形~半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径0.5mm以下で、自形~半自形を呈する。黒雲母斑晶は長径0.5mm以下で、自形~半自形を呈する。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で、自形~半自形を呈する。石英斑晶は長径0.8mmで、他形を呈する。斜長石斑晶の周縁部や石基には最大径0.5mmのスフェルライトが生じており、しばしば斜長石斑晶を取り囲んでいる。斜方輝石斑晶の中心部分が他形の黒雲母になっているものがしばしば認められる。石基は発泡



第 5. 30 図 三条市牛野尾付近のルートマップと珪藻化石層序

(a) : ルートマップ (No. 27, 付図2). (b) : 南五百川層最上部から鹿熊層下部の珪藻化石層序. (c) : 重倉山火山岩部層流紋岩火山碎屑岩相の柱状図. 詳細な珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照. 珪藻化石帯は, Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく. ただし, 珪藻化石帯のコード番号の細分, 珪藻化石帯と生層準の年代は, 本報告第 2. 2 図に従う. 岩相記号は地質図凡例を参照.

して軽石状を呈し、大部分が透明なガラスで、斜長石、普通角閃石、黒雲母を伴う。石基の一部には粘土鉱物が生じている。石基中にはジルコン（最大径0.2mm）がまれに認められる。

石英黒雲母普通角閃石流紋岩 (GSJ R95799, 第5. 31 図 b)

産地：三条市北五百川八木鼻の地点63 (付図2)。
産状：流紋岩貫入岩。
地質区分：流紋岩溶岩・貫入岩相。
全岩 SiO₂ 量：73.77wt.% (付表1)。
鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、普通角閃石、黒雲母、石英、不透明鉱物を含む (付表5)。これらは石英を除きしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径3.5mm以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶は長径3mm以下で、自形～半自形を呈する。黒雲母斑晶は長径1mm以下で自形～他形を呈し、一部は丸みを帯びた融食形を示す。石英斑晶は長径1.5mm以下で他形を呈し、すべてが融食形を示す。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で、自形～半自形を呈する。普通角閃石斑晶の中心部分が他形の黒雲母になっているものがしばしば認められる (第5. 31 図 b)。石基はハイアロオフィティック組織を示し、隠微晶質物質、長石類、シリカ鉱物、針状の黒雲母、不透明鉱物、粘土鉱物などから構成される。苦鉄質鉱物の一部はセリサイトに置換されている。石基中にはジルコン（最大径0.1mm）が認められる。

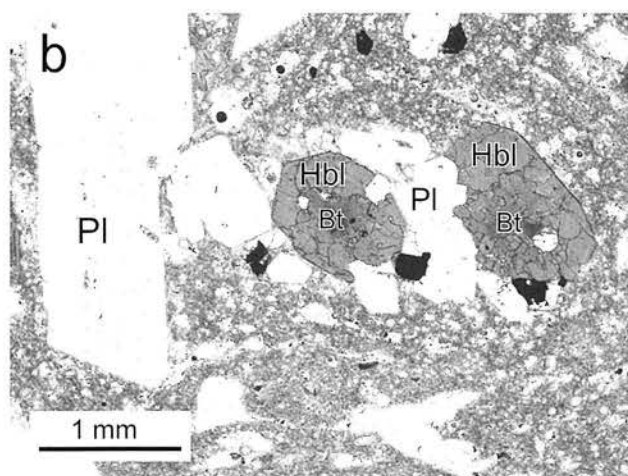
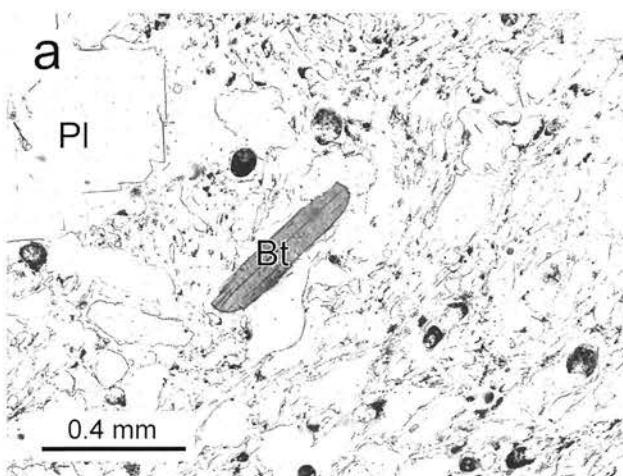
石英黒雲母流紋岩 (GSJ R95807)

産地：三条市牛野尾、守門川流域の地点70 (付図2)。
産状：流紋岩貫入岩。
地質区分：流紋岩溶岩・貫入岩相。
全岩 SiO₂ 量：75.02wt.% (付表1)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶鉱物として斜長石、黒雲母、石英、不透明鉱物を含む (付表5)。これらは石英を除きしばしば集斑晶を構成する。斜長石斑晶は長径4mm以下で、自形～他形を呈する。黒雲母斑晶は長径1mm以下で自形～他形を呈する。石英斑晶は長径2mm以下で他形を呈し、すべて融食形を示す。不透明鉱物斑晶は長径0.5mm以下で自形～半自形を呈する。石基はマイクロフェルリティック組織を示し、多数のスフェライト、斜長石、シリカ鉱物、黒雲母、不透明鉱物、粘土鉱物から構成される。石基中にはジルコンが認められる。

化石 南五百川層の泥岩相のうち、続成作用を被っていない珪藻質泥岩からは珪藻化石が豊富に産出する (Koizumi, 1977; 小林・渡辺, 1985; 柳沢・須藤, 2002; 平中ほか, 2009)。また、続成作用を被った黒灰色～暗灰色泥岩からも、三条市長野付近で採取された石灰質コンクリーション中から珪藻化石が報告されている (柳沢, 1993)。その他、本報告の調査により、本層の珪藻質泥岩から珪藻化石が検出された (第5. 14, 23, 24, 30, 32, 33 図)。また、加茂川出戸付近の泥岩より、*Cromyodruppa concentrica* Lipman や *Spongodiscus* spp. などの放散虫化石 (菅野・中世古, 1975)、三条市南五百川付近の泥岩より渦鞭毛藻化石が報告されている (Matsuoka, 1983)。

堆積環境 南五百川層は岩相と産出化石より、海成層と判断される。加茂地域では詳細な堆積環境を示すデータは得られていないが、泥岩主体であること、陸棚に浅に特徴的な堆積相が見られないことから、少なくとも漸深海以深であると考えられる。なお、本層が堆積した寺泊期は海進が最も進み、最大の沈降期を迎えた時期であり、当時は新潟地域のほぼ全域に深海域が広がっていた



第5. 31 図 重倉山火山岩部層を構成する岩石の偏光顕微鏡写真 (a):流紋岩貫入岩 (試料番号 GSJ R95799)。 (b):軽石質流紋岩ペペライト (試料番号 GSJ R95781)。どちらも単ポーラー。 Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Pl: 斜長石。詳しい岩石記載は本文を参照。

と考えられている(鈴木, 1989;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992など). また微化石群集より, 寺泊期は寒流の影響が支配的であった時期と考えられている(米谷, 1988;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992など).

年代・対比 本層の堆積年代は, 豊富に産出する珪藻化石により推定できる. 三条市奥野沢ルート(泥岩から Akiba(1986)及び Yanagisawa and Akiba(1998)の NPD6B~7A 帯, 三条市荒沢ルート(泥岩から NPD5C~6B 帯)の群集が報告されている(柳沢・須藤, 2002). 三条市長野の守門川沿いに分布する猿毛岳火山岩部層の下位にあたる泥岩から NPD5C 帯の珪藻化石が報告されている(柳沢, 1993). 加茂市出戸では, 本層上部の珪藻質泥岩より NPD5C 帯から NPD6A 帯の珪藻化石帯が認定されている(平中ほか, 2009). 三条市早水では本層の珪藻質泥岩より, NPD5B 帯から NPD5D 帯に相当する珪藻化石が産出する(第5. 14図). 更に, 加茂市元狭口の加茂川沿い(第5. 23図)では本層の最上部から NPD6B 帯下部, 三条市新屋の鹿熊川沿い(第5. 32図)では本層の最上部から NPD6B 帯下部及び NPD7A 帯下部と思われる珪藻化石が産出する. 以上の結果から, 南五百川層は珪藻化石帯では NPD5B 帯から NPD7A 帯に属すると考えられる(第2. 2図).

本層の下限については, 三条市早水では生層準 D52(12.4Ma)と D53(12.3Ma)の間(NPD5Bb)にあり, その年代は約12.3Maと推定される(第5. 14図). 一方, 本層の上限の年代は, 上位の鹿熊層との間にハイエイタスがあるため場所によって異なるが, 三条市奥野沢(第5. 33図)では NPD7A 帯に達しており(柳沢・須藤, 2002), 堆積速度曲線から約7.2Maと推定される.

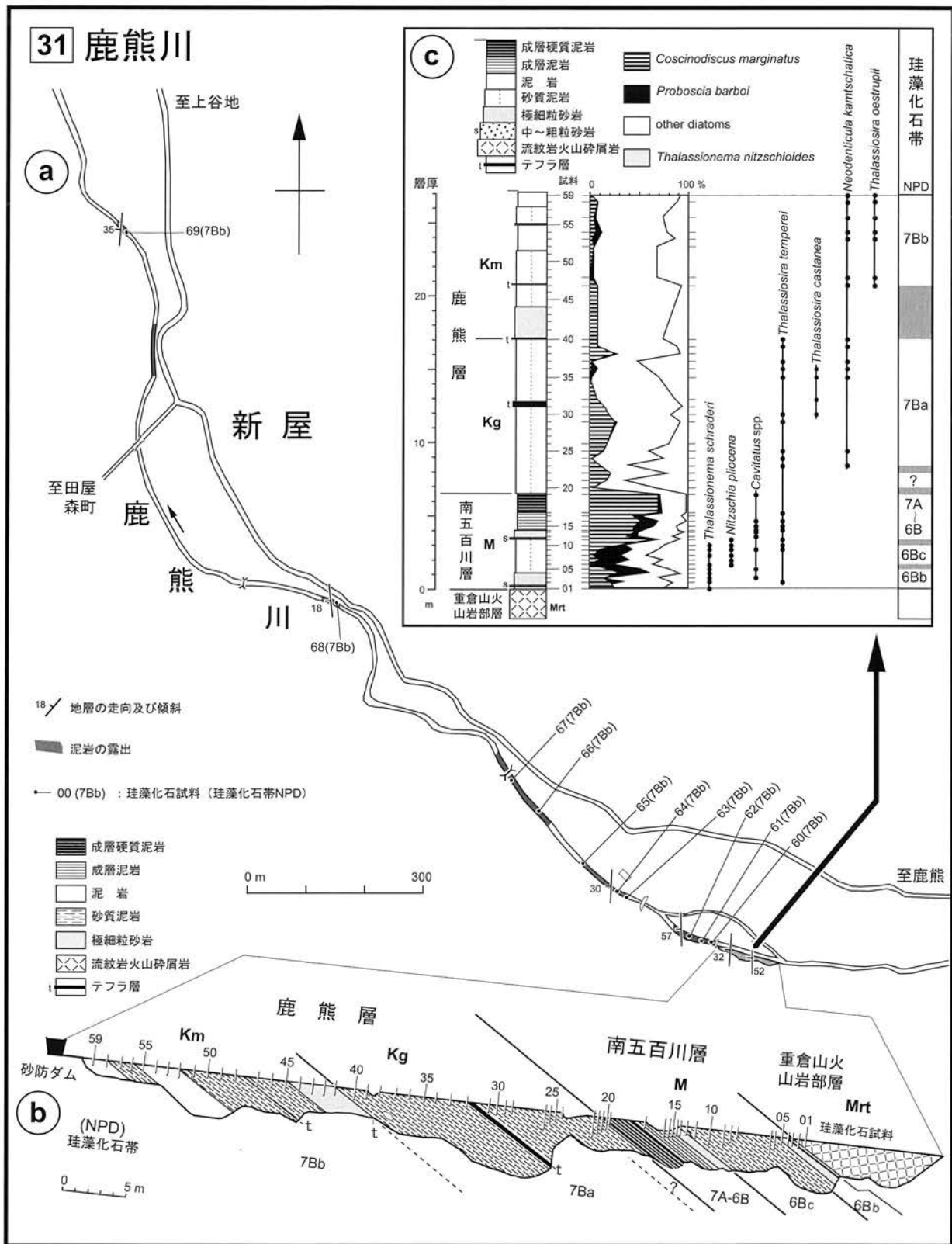
以上から, 南五百川層全体の珪藻化石年代は, 後期中新世の約12.3~7.2Maと算定でき, 本層は新潟地域坑井層序の下部寺泊階にほぼ対比される(第2. 2図).

猿毛岳火山岩部層の年代は, 上下の泥岩や重倉山火山岩部層の年代から間接的に推定される. 加茂市出戸付近では, 半波長約200~250mの小規模な南北方向の褶曲が2対存在し, 猿毛岳火山岩部層の凝灰角礫岩・スコリア火山礫凝灰岩とその上下の珪藻質泥岩が繰り返し露出する(第5. 24図a). 最も西側の背斜西翼にあたる七谷小中学校西側の加茂川河床では, NPD5Dc 帯の珪藻化石を含む珪藻質泥岩の上位を猿毛岳火山岩部層の凝灰角礫岩が覆う(第5. 24図a). 一方, 大谷川と加茂川の合流点より東側の向斜西翼では, NPD5Dc 帯の珪藻質泥岩の上位に猿毛岳火山岩部層のスコリア火山礫凝灰岩と NPD6A 帯の泥岩が繰り返し現れる. このスコリア火山礫凝灰岩中の泥岩礫には NPD6A 帯の珪藻化石が含まれている. 以上のことから, 出戸付近での猿毛岳火山岩部層は, その堆積の始まりが NPD5Dc 帯(9.5~9.4Ma)の中にあり, NPD6A 帯(9.3~8.7Ma)の期間中に断続

的に堆積していたことがわかる. また, 三条市長野付近に局所的に分布する猿毛岳火山岩部層は, NPD5C 帯の泥岩よりも上位にあることから, その下限年代は少なくとも11.4Ma以降と言える. 一方, 加茂市元狭口では, 猿毛岳火山岩部層に挟まれる海緑石砂岩が NPD6B 帯の珪藻化石を含むことから, 猿毛岳火山岩部層の上限の年代は NPD6B 帯の中にあると考えられる(第5. 23図). また, 猿毛岳火山岩部層は重倉山火山岩部層の貫入岩に貫かれているので, 少なくとも重倉山火山岩部層の年代(8.0~8.5Ma)よりは上限年代が古いと判断される. 以上より, 猿毛岳火山岩部層を形成した火山活動は, 少なくとも11.4~9.5Maの間に活動を開始し, 8Maまでには終息したと推定される(第2. 2図).

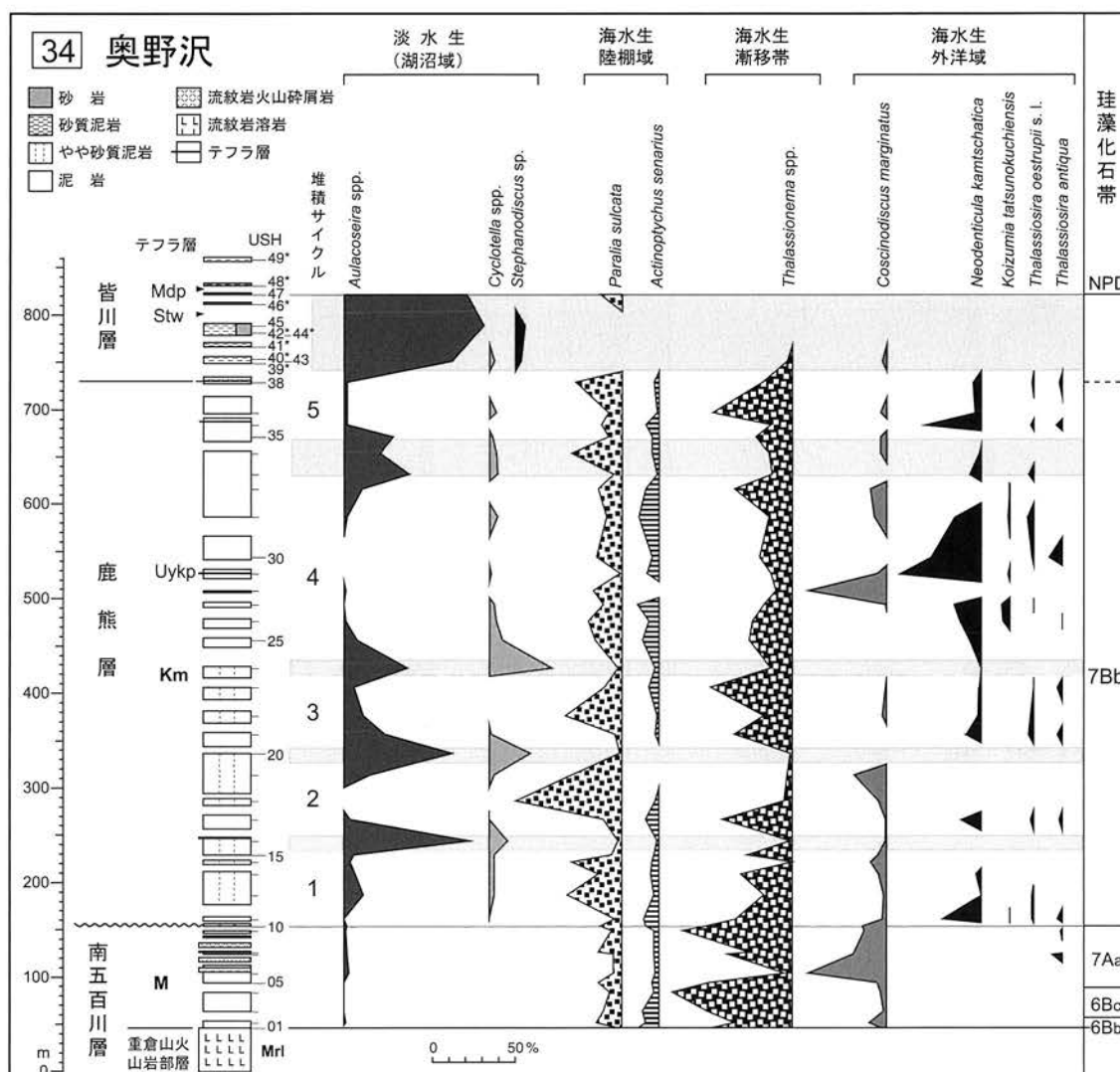
重倉山火山岩部層の年代は, 上下の泥岩の珪藻化石年代と FT 年代から推定される. 重倉山火山岩部層とその上位の泥岩(ないし海緑石砂岩)の境界が見られる加茂市奥野沢(柳沢・須藤, 2002;第5. 33図), 三条市新屋(第5. 32図), 三条市森町東方の五十嵐川沿い, 加茂市元狭口の加茂川沿い(第5. 23図), 三条市牛野尾(第5. 30図)では, いずれの地点でも流紋岩火山砕屑岩相の直上から NPD6Bb 帯(8.5~7.9Ma)の珪藻化石が産出する. 特に, 奥野沢では2つの生層準の年代から作成した堆積速度曲線を外挿すると, 重倉山火山岩部層の上限の年代を約8.0Maと推定できる. 一方, 重倉山火山岩部層の下限の年代については確かなことはわからないが, 柳沢・須藤(2002)が示しているように, 三条市荒沢南東で流紋岩に貫入されて変形した泥岩のうち, 最も新しい泥岩は NPD6Bb 帯に属する. 同様に加茂市出戸の七谷小中学校南方の加茂川河床でペペライト化した流紋岩に貫かれる泥岩(第5. 24図a)や, 三条市牛野尾南部の西方の沢で軽石質流紋岩に貫かれて変形した泥岩(第5. 30図)からも NPD6Bb 帯の珪藻化石が産出する. よって, 流紋岩溶岩・貫入岩相の形成時期は, NPD6Bb 帯内かそれよりも新しいと言える. したがって, 重倉山火山岩部層を形成した火山活動は, 8.5~8.0Maの間の比較的短い年代区間に起こったものと推定される(第2. 2図). これは, 流紋岩火山砕屑岩相中に火山活動の休止期を示す泥岩の挟みが稀であることと調和的である.

重倉山火山岩部層の放射年代としては, 流紋岩溶岩及び貫入岩中に含まれる黒曜岩ガラスを測定対象とした FT 年代測定により, 6.8 ± 1.2 , 6.5 ± 1.5 , 6.4 ± 2.1 , 5.8 ± 0.95 Ma の補正年代が報告されている(Suzuki and Chinzei, 1973). ただし, これらの年代は岩体形成後の熱的影響や風化変質の影響により若返った年代であるとされている(Suzuki and Chinzei, 1973). また流紋岩溶岩及び貫入岩より, 5.8 ± 1.2 及び7.1Maの FT 年代(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982), 6.8Maの FT 年代(小林・立石, 1992)が報告されている. しかし, これらはいずれも FT 年代測定の標準化の勧告(Hurford,



第 5. 32 図 三条市新屋付近のルートマップと珪藻化石層序

(a) : 鹿熊川に沿ったルートマップ。ルート No. 31 (付図2)。(b) : 南五百川層と鹿熊層境界部の露頭のスケッチ。(c) : 南五百川層と鹿熊層境界部の珪藻化石層序。詳細な珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照。珪藻化石帯は、Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく。ただし、珪藻化石帯のコード番号の細分、珪藻化石帯と生層準の年代は、本報告第 2.2 図に従う。岩相記号は地質図凡例を参照。



第 5. 33 図 三条市奥野沢における鹿熊層の珪藻化石群集の変化
 データは柳沢・須藤 (2002) に基づく。ルート No. 34 (付図 1)。珪藻化石帯は、Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) に基づく。ただし、珪藻化石帯のコード番号の細分、珪藻化石帯と生層準の年代は、本報告第 2. 2 図に従う。岩相記号は地質図凡例を参照。

1990) の前に測定された値であって、現在では参考値に止まる。

今回、三条市中浦川の地点 71 (付図 2) に露出する重倉山火山岩部層の流紋岩貫入岩を対象にジルコン FT 年代測定を行い、 $8.3 \pm 0.5 \text{ Ma}$ の測定値を得た (巻末資料第 1 表)。この年代は従来報告されてきた FT 年代よりも有意に古い、珪藻化石層序から求められた年代 (8.0 ~ 8.5 Ma) と非常に良く一致する。

5. 8 鹿熊層 (Kl, Kg, Ka, Km, Kv, Ks, Kms, Kt, Kc)

地層名 新称。

模式地 三条市牛ヶ首^{かみやち}～上谷地の鹿熊川～中浦川流域

(ルート No. 32, 付図 2)。

定義 下位の南五百川層を不整合に覆い、上位の皆川層の砂質泥岩に移化するまでの、主として泥岩からなる層準を鹿熊層と定義する。

従来、本層に相当する部分は「平頁岩・砂岩層」あるいは「平層」と呼ばれてきた (第 5. 34 図; 橋本, 1941; 鈴木ほか, 1974a; 津田ほか, 1984)。しかし、「平層」の模式地である五泉市 (旧村松町) 平に分布するのは、皆川層に典型的な砂質泥岩のみである。そのため、「平層」の名称は層序上の混乱を招く恐れがある。そこで本報告では、泥岩を主体とする部分を新たに鹿熊層と命名・定義し、砂質泥岩を主体とする部分を皆川層と再定義する。

なお、加茂地域西隣の 5 万分の 1 地質図幅「三条」 (小林ほか, 2002) では、本層に相当する泥岩中に挟在する

タービダイト性の砂岩泥岩互層を境界として層序区分がなされ、下位のものが荒谷層、上位のものが牛ヶ首層とされた。しかし、加茂地域における砂岩泥岩互層は、側方へ非連続的にレンズ状の分布形状を示し、泥岩中に尖滅する。そのため、この砂岩泥岩互層は層序区分の基準にはならない。結果として本報告での層序区分は三条地域とは異なる(第5.34図)。

本層は、千谷(1918, 1919)による下部層の一部、松澤(1940)による西山層の一部、遠藤(1940)による皆川層の一部と金津層を合わせたもの、橋本(1941)による平頁岩・砂岩層の一部、竹内(1962)、三梨・宮下(1974)、津田ほか(1976)、北陸農政局計画部(1979)、影山・金子(1992)による西山層と椎谷層の一部、鈴木ほか(1974a)による平層の一部、下田丘陵団体研究グループ(1976a)による西山層、下田丘陵団体研究グループ(1976b)による古戸層下部、津田ほか(1984)による平層と重倉山層の一部、加茂団体研究グループ(1990)による大皆川層の一部、小林ほか(2002)による荒谷層と牛ヶ首層を合わせたものに相当する(第5.34図)。

分布及び層厚 本層は、本地域の西半部に広く分布する。層厚は場所により大きく異なる。石油坑井資料によると、本層の層厚は三条市里山付近で最も厚いと推定され、層厚1,000m以上に達する。一方、高峰山断層の西側では層厚が急減し、加茂R-2坑井では50m程度となる。これは、本層の堆積時に高峰山断層よりも西側の地域が地形的な高まりになっていたためであり(鈴木, 1979, 1989; 小林・立石, 1992; 佐藤ほか, 1995)、この高まりは鈴木(1979)によって、グリンタフプラットフォームと呼ばれている。

また本層の層厚は、本地域北東側の猿毛岳火山岩部層の分布域に近づくにつれ徐々に薄化し(第5.21図)、猿毛岳よりも北方では本層を欠き、皆川層の砂質泥岩が南五百川層を直接覆う(第5.21図)。このように猿毛岳火山岩部層の分布に近接する地域で本層が薄いのは、猿毛岳火山岩部層が地形的な高まりを形成していたためと考えられる。

層序関係 本層は南五百川層を不整合に覆い、皆川層に整合に覆われるか、または皆川層と指交関係にある(第

5.35, 36, 37図)。

鹿熊層と皆川層の境界は、東西方向で等時間面と著しく斜交し、大局的には西側ほど新しくなる(第5.35, 36, 37図)。本地域北部では皆川層の下部が鹿熊層中に挟在し、これを再び皆川層の上部が覆う複雑な形態を示す(第5.35図)。

本層と下位の南五百川層の間にはハイエイタス(時間間隙)が存在する。このハイエイタスは、後期中新世後期の珪藻化石帯NPD7Ab帯(6.8~6.5Ma)を中心とした年代付近にある(第2.2図)。このハイエイタスによる地層境界の状況は、加茂川を境に北と南で異なる。加茂川より南方の地域では、本層基底部に複数のチャンネル状の凹地が存在する。すなわち、加茂市西山付近(幅約3.8km、深さ130~150m)、三条市荒沢南方(幅約1.5km、深さ100m)及び三条市牛野尾~早水付近(幅約2.5km、深さ約260m)の3つの凹地である。

これらの凹地は、スランプ堆積物を挟む鹿熊層最下部の緑灰色泥岩相で埋積されている。特に、牛野尾~早水付近(第5.14図)の凹地は、凹地底にスランプ堆積物が認められることから、海底地すべりにより形成された可能性がある。このうち、西山付近の凹地の底部分では、少なくともNPD7Ab帯(6.8~6.5Ma)が欠けている。

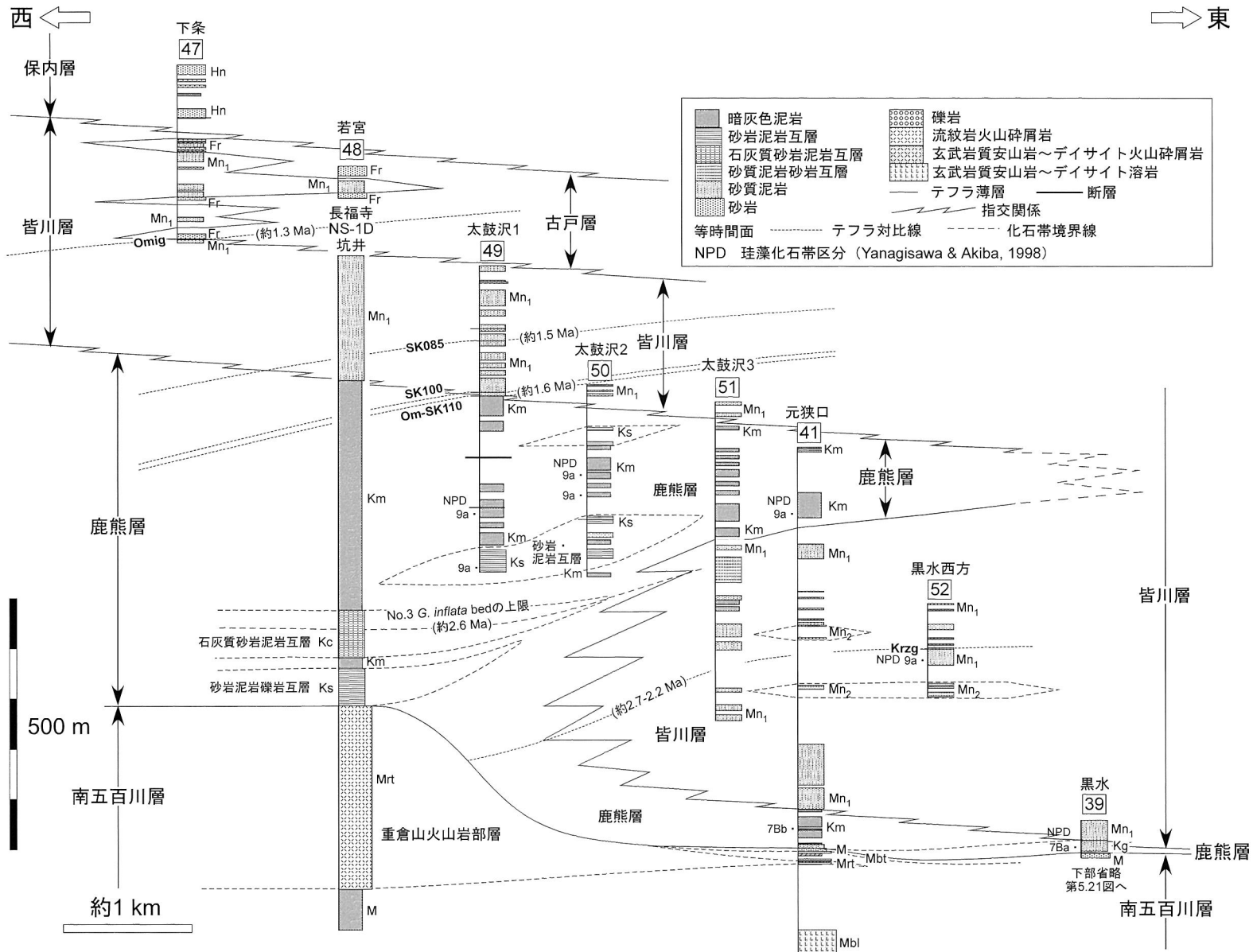
一方、これらの凹地間の高まりの部分では、緑灰色泥岩相は薄いか欠如する。たとえば、三条市奥野沢(第5.33図)では緑灰色泥岩相が見られず、NPD7Aa帯の南五百川層泥岩相とNPD7Bb帯の鹿熊層上部の青灰色~灰色泥岩相が接する。

加茂川沿い及びそれ以北の地域では、猿毛岳火山岩部層を作る地形的な高まりに対して、鹿熊層がオンラップしている(第5.21図)。加茂市元狭口では、猿毛岳火山岩部層の上位に海緑石砂岩が存在し、それを鹿熊層下部の緑灰色泥岩相が覆っている(第5.23図)。それ以北では、鹿熊層より上位の皆川層が猿毛岳火山岩部層を直接覆う。この地域の皆川層の下限は珪藻化石帯NPD8帯ないしそれより上位の層準にあたるので、直下の猿毛岳火山岩類との年代差は500万年以上になる(第2.2図)。

小林・渡辺(1985)は、新潟堆積盆地の東縁部において後期中新世から鮮新世にかけての広域的な不整合が認

本報告	小林ほか(2002)	影山・金子(1992)	加茂団体研究グループ(1990)	津田ほか(1984)	北陸農政局計画部(1979)	津田ほか(1976)	下田丘陵団体研究グループ(1976b)	下田丘陵団体研究グループ(1976a)	長谷川ほか(1976)	津田ほか(1975)	三梨・宮下(1974)	鈴木ほか(1974a)	竹内(1962)	橋本(1941)	遠藤(1940)	松澤(1940)	千谷(1919)	千谷(1918)	
赤谷層			赤谷層																
駒込層	保内層	小国層	魚沼層	矢代田層	魚沼層	段丘堆積物	駒込層	駒込互層	矢代田層	魚沼層群	魚沼層	劉羽層	和南津層	劉羽粘土・砂・礫層	矢代田層				
皆川層	古戸層	和南津層	茗ヶ谷層		和南津層			大沢砂層	大沢層				和南津層・養生層			和南津層			最上部層・上部層
鹿熊層	皆川層		大皆川層	皆川層	灰爪層	灰爪層	古戸層	灰爪層			灰爪層	皆川層	灰爪層	皆川砂岩真岩層					中部層
	皆川層								皆川層・平層	皆川層									中部層
	鹿熊層	牛ヶ首層			西山層	西山層		西山層											
	荒谷層	西山層・椎谷層		平層・重倉山層	西山層・椎谷層	椎谷層					西山層・椎谷層	平層	西山層・椎谷層	平頁岩・砂岩層		西山層			下部層
南五百川層(最上部)																			下部層

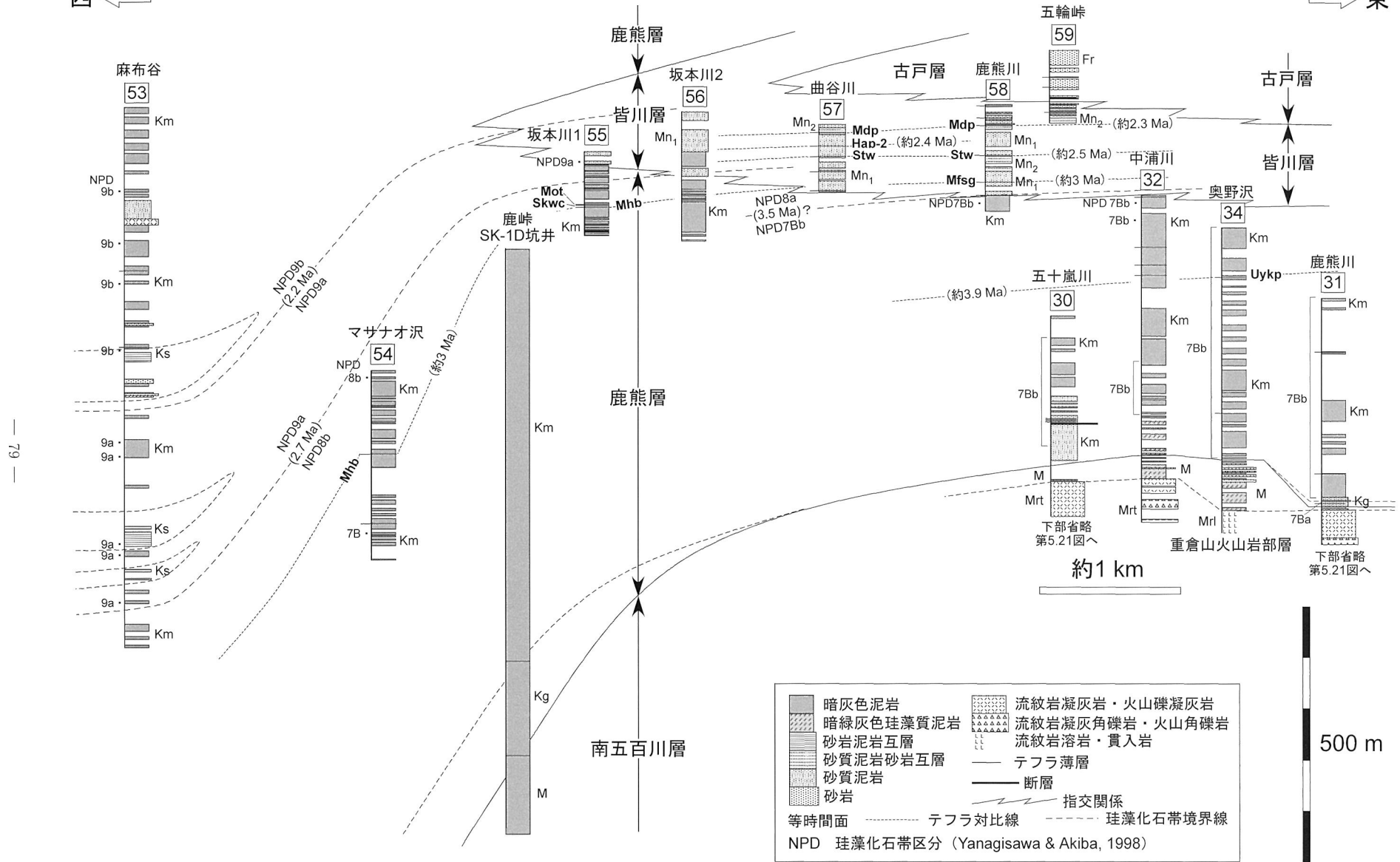
第5.34図 加茂地域における新第三系中新統最上部~下部更新統の層序対比



第 5. 35 図 鹿熊層、皆川層及び古戸層の層序関係を示す地質柱状図（その 1：加茂地域北部における東西断面）
各ルート上の位置は付図 1 を参照。岩相記号は地質図凡例を参照。珪藻化石データは柳沢・工藤（2011）を参照。

西 ←

→ 東



第 5.36 図 鹿熊層、皆川層及び古戸層の層序関係を示す地質柱状図 (その 2: 加茂地域中部における東西断面)
 各ルート的位置は付図 1, 2 を参照. 岩相記号は地質図凡例を参照. 珪藻化石データは柳沢・工藤 (2011) を参照.

められるとして、これを「新潟油田東縁帯の不整合」と呼んだ。鹿熊層基底のハイエイタスは、この不整合に相当するものである。

岩相 本層を構成する主要な岩相は、下部の緑灰色泥岩相 (Kg) と上部の青灰色～灰色泥岩相 (Km) である。なお、下部の緑灰色泥岩相と上部の青灰色～灰色泥岩相は、珪藻化石層序では明瞭に区分されるものの、両者の岩相の差が軽微であり、更に岩相が漸移するため、露頭観察のみでは識別が困難な場合が多い。そのため本報告では、これらを「部層」としては区分せず、鹿熊層下部・上部と呼んで識別するにとどめる。下部には、泥岩・砂質泥岩・含礫泥岩相 (Kl) と玄武岩質安山岩～安山岩礫岩相 (Ka) が局所的に挟在する。上部には、玄武岩質安山岩～安山岩火山砕屑岩相 (Kv)、砂岩・泥岩相 (Ks) 及び石灰質砂岩・泥岩相 (Kc) が挟在する。また本地域南部では、青灰色～灰色泥岩相と上位の皆川層の間に、両者の中間的な岩相である泥岩・砂質泥岩相 (Kms) が挟在する。

なお、保内 SK-1 坑井においては、深度 900m 付近に層厚約 80m の凝灰岩が確認されている。この凝灰岩に伴う泥岩から西山階に相当する底生有孔虫化石が産することから、この凝灰岩層は鹿熊層に相当するものと考えられる。凝灰岩の詳しい岩相は不明であるが、本報告ではこれを鹿熊層に含め、地質断面図では火山砕屑岩相 (Kt) と表記した。

本層にはテフラ層が多く挟在するが、その多くは岩相境界と斜交し、皆川層や古戸層にも挟在することから(第 5. 35, 36, 37 図)、テフラ層については後節にまとめて記載する。

緑灰色泥岩相 (Kg)

鹿熊層の下部を占める岩相で、主に緑灰色を呈する無層理泥岩からなり、一部で緑灰色を呈する砂質泥岩を伴う。本岩相の泥岩は、下位の南五百川層泥岩相の暗緑灰色珪藻質無層理泥岩に類似するが、それよりもやや明るい色調を示す。顕微鏡による観察によれば、南五百川層の暗緑灰色珪藻質無層理泥岩と比較して、本岩相の泥岩には含まれる珪藻化石は相対的に少なく、砕屑物の量が多い。一方、本岩相から本層上部の青灰色～灰色泥岩相 (Km) への変化は漸移的ではあるが、顕微鏡観察によると前者は後者よりも珪藻の含有量が多い。

本岩相は加茂川以南の地域に分布し、鹿熊層基底の凹凸を埋めて平坦化するように堆積している(第 5. 21 図)。層厚は、凹部で厚く、加茂市西山～西岡山付近で最大約 120～140m、三条市荒沢の南で最大約 50m、三条市牛野尾西方で最大約 50m である。一方、凸部では薄く、加茂市元狭口で 8m (第 5. 23 図)、黒水で約 20m、三条市新屋で 10.5m (第 5. 32 図) である。凸部では、岩相がやや粗粒化して砂質泥岩となっている。

泥岩・砂質泥岩・含礫泥岩相 (Kl)

本岩相はスランプ堆積物からなり、泥岩、砂質泥岩及び含礫泥岩で構成される。三条市早水の北方(第 5. 14 図)、三条市牛野尾西方(第 5. 30 図 a) 及び加茂市西岡山南の沢に分布する。早水北方では、本岩相は鹿熊層の基底部に見られ、南五百川層を不整合に覆う(第 5. 14 図)。層厚は早水付近で 100m 以上である。

三条市早水北方での本岩相は、やや破碎された無層理の泥岩から構成され、一部で砂質泥岩や含礫泥岩を含む。泥岩岩塊中にはしばしば不規則な割れ目が認められる。含礫泥岩は、軽石礫混じりの砂質泥岩からなる基質と泥岩偽礫からなる。泥岩、含礫泥岩の基質及び泥岩偽礫からは、いずれも下位の南五百川層の年代を示す NPD5C 帯の珪藻化石が産出する(第 5. 14 図)。

三条市牛野尾西方(第 5. 30 図)では、緑灰色泥岩相 (Kg) 中に本岩相の厚さ約 10m の含礫泥岩が挟在する。含礫泥岩は、軽石混じりの泥岩からなる基質中に、硬質砂岩、泥岩などからなる中～細礫大の円礫を含む。基質の泥岩からは、下位の南五百川層の年代を示す NPD5C 帯の珪藻化石が産出する。

加茂市西岡山南の沢における本岩相は、高さ約 1.5m の露出のみであるが、珪藻質の泥岩とそれに挟有される厚さ 45cm の中粒砂サイズのガラス質テフラが認められる。この泥岩からは、南五百川層の年代を示す NPD6Aa 帯の珪藻化石を産する。

以上のように、本岩相は分布が局所的で、破碎された泥岩や淘汰の悪い砂質泥岩・含礫泥岩で構成され、下位の南五百川層の年代を示す珪藻化石を含むことから、南五百川層の泥岩を母材としたスランプ堆積物と考えられる。

玄武岩質安山岩～安山岩礫岩相 (Ka)

本岩相はスランプ堆積物ないし重力流堆積物からなり、玄武岩質安山岩～安山岩礫岩を主体とし、泥岩を伴う。加茂市西山西方と西岡山北西の沢で確認される。玄武岩質安山岩～安山岩礫の岩質は、猿毛岳火山岩部層の溶岩と類似する。

西山西方では、層厚約 5m 以上の玄武岩質安山岩～安山岩礫岩とその下位の泥岩が観察される。礫岩は大～中礫サイズの円礫と泥岩の基質で構成され、基質支持である。下位の泥岩からは南五百川層の年代を示す NPD6Bb の珪藻化石を産する。

西岡山北西の沢では、層厚 10m の泥岩を挟んで下位より層厚 0.6m と 2.4m の 2 層の礫岩層が認められる。いずれも玄武岩質安山岩～安山岩の円礫と極粗粒砂の基質からなる。礫径は、最下部で中礫、最上部で細礫となる。

以上のように、本岩相は分布が局所的で、猿毛岳火山岩部層の溶岩と類似した玄武岩質安山岩～安山岩礫岩を含み、下位の南五百川層の年代を示す珪藻化石を含むことから、南五百川層を母材としたスランプ堆積物あるいは重力流堆積物と考えられる。

青灰色～灰色泥岩相 (Km)

鹿熊層の上部を占める岩相で、青灰色～灰色を呈する無層理泥岩を主体とし(第5. 38図 a)、一部で無層理の砂質泥岩及び層厚数 cm～10 数 cm の青灰色極細粒～細粒砂層を挟有する。

本岩相の泥岩は、ほとんどが無層理で、ごく一部のみで成層構造が認められる。まれに軟体動物化石や貝殻片を含む。上位の皆川層との境界付近の層準では、植物細片を多く含み、粒径がやや粗くなり砂質泥岩を伴うことがある。本岩相の泥岩は、下部の緑灰色泥岩相の泥岩より珪藻化石の量が少ない。泥岩は風化すると細かく方形状に割れ、崩れやすくなる。特に加茂地域西部の本岩相分布域には、地すべりが多く認められる。

泥岩・砂質泥岩相 (Kms)

本岩相は、前述した青灰色～灰色泥岩相の泥岩と同様な泥岩を主体とするものの、半分程度の割合で砂質泥岩を含む。本岩相は、鹿熊層と皆川層の境界付近の層準に認められ、鹿熊層青灰色～灰色泥岩相と皆川層砂質泥岩・泥質砂岩相の中間的な性質を示す。本岩相は、長岡市塩谷川～九川谷川流域に分布する。層厚は、九川谷川流域で約250mであり、東方に向かって減少する(第5. 37図)。また、熊堂山南方では青灰色～灰色泥岩相に挟在する。

本岩相は全体的に無層理で、泥岩と砂質泥岩は上下方向で互いに漸移する。砂質泥岩は淡青灰色を呈し、激しい生物擾乱を受けているものが多いが、生物擾乱の弱い部分では泥質部と砂質部からなる細互層が見られることがある。砂質泥岩の粒度は、平均的には皆川層よりも細粒で極細粒～細粒砂サイズ以下であるが、一部では中粒～粗粒砂サイズの粒子を含む場合があり、局所的な岩相のみでは皆川層との識別が困難である。このような粗粒な砂質泥岩には、しばしば生痕化石の *Teichichnus* が認

められる。泥岩及び砂質泥岩は植物細片や貝殻片を含むことがある。

玄武岩質安山岩～安山岩火山碎屑岩相 (Kv)

本岩相は、玄武岩質安山岩～安山岩質の凝灰角礫岩で構成され、猿毛岳南東山腹のみに分布する。層厚は20 m 程度である。凝灰角礫岩は巨礫サイズ以下の角～亜角礫で構成され、猿毛岳火山岩部層の溶岩と同様な岩質を示す。猿毛岳火山岩部層と同様な岩質であることと、これに近接した局所的な分布を示すこと、本質物質が認められないことから、本岩相は猿毛岳火山岩部層を形成した海底火山体の山体崩壊による再堆積物からなると考えられる。

砂岩・泥岩相 (Ks)

本岩相は、主に砂岩泥岩互層で構成され、砂質泥岩及び礫岩を伴う。加茂市小貫付近及び三条市麻布谷付近にまとまった分布が見られるほか、下条川ダム上流域、三条市熊堂山南方などで小規模に分布する。層厚は小貫付近で約200m、麻布谷付近で約350m 程度である。

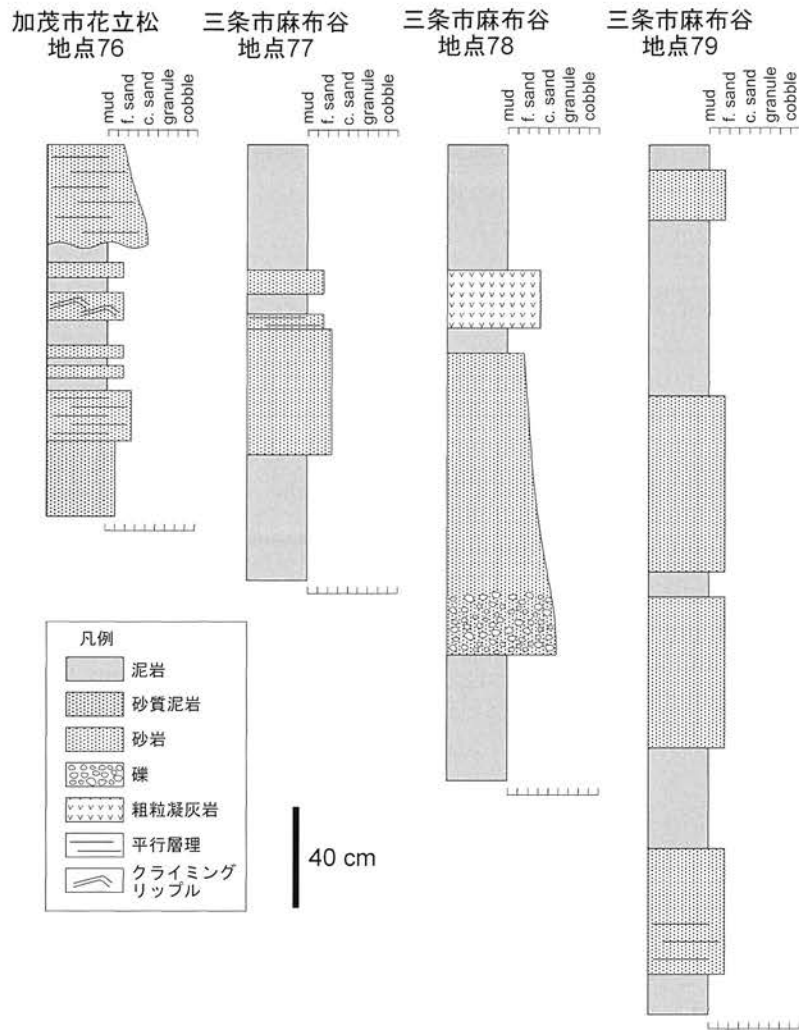
典型的な岩相を示す柱状図を第5. 39図に示す。泥岩は青灰色～灰色泥岩相の泥岩と同様な特徴を示す。泥岩単層の層厚は数 m～数 cm である。砂岩は、青灰色～淡青灰色を呈し、泥岩よりも軟質なため、露頭面ではしばしば凹みとなって現れる(第5. 38図 b)。砂岩の粒径は、細粒砂以下が多いが、中粒～極粗粒砂サイズのものも認められる。砂岩単層の層厚は数10cm 以下が普通であるが、一部では1m を超える。

砂岩の多くは無層理で堆積構造があまり明瞭ではないが、一部で正級化構造、平行層理、クライミングリップルなどが認められる(第5. 39図)。また、下部の相対的に厚く粗粒な無層理砂岩層と、上部の平行葉理を持つ相対的に薄く細粒な砂岩層からなる組み合わせがしばしば



第5. 38図 鹿熊層の露頭写真

(a) : 鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相を構成する青灰色～灰色無層理泥岩。長岡市下塩の地点72 (付図2)。 (b) : 鹿熊層上部の砂岩・泥岩相を構成する砂岩泥岩互層。ハンマーの置いてある部分が砂岩層。ハンマーの柄の長さは28cm。三条市麻布谷の地点73 (付図1)。



第 5. 39 図 鹿熊層上部の砂岩・泥岩相の産状を示す柱状図
各露頭の位置は付図1を参照.

認められる。下部の厚い砂岩層は、基底に細礫を伴うことがあり、一部では下位の泥岩層を削り込んで堆積している。

加茂市花立松^{はなだてまつ}北方の新津地域南端部における本岩相には、礫岩やスランプ堆積物も多く挟有される。礫岩は、単層の厚さが2m以下で細～中礫と基質の砂で構成される。淘汰が悪く、しばしば泥岩偽礫を含む。礫岩の上位には平行層理を持つ砂岩がしばしば認められる。以上のような特徴から、本岩相の多くはタービダイト性の堆積物であると考えられる。

石灰質砂岩・泥岩相 (Kc)

本岩相は、主に石灰質砂岩と泥岩の互層で構成され、礫岩を伴う。本地域北東部の加茂市駒岡付近から北隣の新津地域内にかけて分布するが、主要な分布域は北隣の新津地域内にある。本地域内での層厚は200m程度である。石油坑井データによれば、長福寺NS-1D坑井の深度700m以深には、厚さ約110mの石灰質砂岩泥岩互層

が存在する (第5. 35図)。

本岩相の石灰質砂岩は、現地では「大沢石」と呼ばれ、新津地域ではかつて石材として採掘されていた。そのため従来の研究報告では、本岩相に対して、大沢石層 (鈴木ほか, 1974a) あるいは大沢層 (長谷川ほか, 1976) と、個別の地層名が与えられたこともあった。また、本岩相は皆川層に含められることが多かったが (遠藤, 1940; 橋本, 1941; 津田ほか, 1975), 本岩相の定常堆積物が泥岩であることから鹿熊層に含めた。

石灰質砂岩は、主に破碎された貝殻片で構成される。粒径は中粒～極粗粒砂サイズであり、一部で細礫サイズの円礫を交える。石灰質砂岩単層の層厚は数10cm以下のことが多いが、1m以上に達する場合もある。石灰質砂岩は無層理のものが多く、不明瞭な平行層理を示すことがある。しばしば泥岩偽礫を含み、その粒径は最大で70cmに達する。

泥岩は青灰色～灰色泥岩相の泥岩と同様の特徴を示す

が、しばしば多量の貝殻片を交える。礫岩は細礫サイズの円礫～亜円礫で構成され、貝殻片を多く含む。

化石 鹿熊層からは珪藻化石が産出する（柳沢・須藤、2002；本報告：第5. 30, 32, 33, 35, 36, 37図）。珪藻化石は海生種が多いが、淡水生（湖沼生）で浮遊性の *Aulacoseira* 属、*Cyclotella* 属及び *Stephanodiscus* 属の種が産し、層準によっては群集の50%を越すことがある（第5. 33図）。

また、加茂市大皆川流域の石灰質砂岩泥岩互層からは、軟体動物化石、底生有孔虫化石及び米谷（1978）の *Globigerina pachyderma* (dext.) / *Globorotalia orientalis* Zone (PF7帯) に相当する浮遊性有孔虫化石が報告されている（加茂団体研究グループ、1990）。更に、加茂市下条川ダム上流域と三条市坂本川上流域の青灰色～灰色泥岩相、三条市小長沢付近の緑灰色泥岩相及び青灰色～灰色泥岩相からは放射虫化石が報告されている（菅野・中世古、1975）。

堆積環境 本層は岩相と産出化石より海成層と判断される。泥岩を主体とすること、タービダイト性の砂岩泥岩互層が挟在することから、漸深海以深の陸棚斜面～海盆底の環境で堆積したと考えられる。ただし、泥岩・砂質泥岩相では、外側陸棚で堆積したと考えられる皆川層砂質泥岩・泥質砂岩相と同様な砂質泥岩が出現することから、一部については外側陸棚あるいはそれに近い環境で堆積したと考えられる。

年代・対比 本層下部の緑灰色泥岩相 (Kg) は、珪藻化石帯の NPD7Ba 帯に属することから（第5. 23, 30, 32, 35, 36, 37図）、その堆積年代は後期中新世の末期にあたる 6.5～5.6Ma と判断される。

本層上部の青灰色～灰色泥岩相 (Km) は、NPD7Bb～NPD9 帯 (5.6～2.0Ma) の珪藻化石群集を含む（第5. 23, 33, 34, 35, 36, 37図）。また、本岩相は約 3.9Ma の Uypk から約 1.55Ma の Gjd40 までのテフラを挟む。以上より、本岩相の堆積期間は 5.6～1.5Ma と判断される。

泥岩・砂質泥岩相 (Kms) は NPD7Bb～NPD8 帯 (5.6～2.7Ma) の珪藻化石群集を含むことから（第5. 37図）、堆積年代は 5.6～2.7Ma と判断される。

玄武岩質安山岩～安山岩火山砕屑岩相 (Kv) の堆積年代は、本岩相の直上層準の青灰色～灰色泥岩相の泥岩が NPD7Bb の珪藻化石群集を含むことから、約 5.6Ma と推定される。

砂岩・泥岩相 (Ks) の堆積年代は、本岩相の泥岩が NPD9a～9b 帯の珪藻化石群集を含むことから（第5. 35, 36図）、2.7～2.0Ma と判断される。

石灰質砂岩・泥岩相 (Kc) の堆積年代は、約 1.5Ma の KK10～KK40 テフラを挟むことから、1.5Ma 前後と考えられる。ただし、これらのテフラ挟在層準よりも下位では NPD9a～9b 帯の珪藻化石群集が産するこ

と、長福寺 NS-1D 坑井で認められる本岩相中に No. 3 *Globorotalia inflata* bed の上限が認められることから（第5. 35図）、一部は 2.7～2.0Ma に堆積したと判断される。

新潟地域坑井層序との時代対比は、本層下部が上部寺泊階、本層上部が椎谷階～西山階となる（第2. 2図）。

5. 9 皆川層 (Mn₁, Mn₂)

地層名 遠藤（1940）による。

模式地 遠藤（1940）では、模式地は設定されていない。「皆川」という名称は、加茂市上条の大皆川及び小皆川に由来すると推定される。今回、皆川層を再定義するに伴い、本層の模式地を三条市牛ヶ首～^{まがりらに}曲谷の鹿熊川沿いのルート No. 58（第5. 36図、付図1）とした。

定義 下位の鹿熊層を整合に覆い（一部指交関係）、上位の古戸層あるいは保内層の砂層を主体とした岩相に移化するまでの、主として砂質泥岩・泥質砂岩からなる層準を皆川層と再定義する。

加茂地域の鮮新統では従来、主に泥岩からなる岩相に対して「平頁岩・砂岩層」あるいは「平層」、主に砂質泥岩からなる岩相に対して「皆川層」の名称が用いられてきた（橋本、1941；鈴木ほか、1974a；津田ほか、1984）が、その定義と区分は曖昧なままであった。例えば、平層の名称は砂質泥岩を主体とする岩相に対してもしばしば用いられてきた（橋本、1941；鈴木ほか、1974a；津田ほか、1984）。その要因としては、平層の模式地である五泉市平に分布するのが皆川層に典型的な砂質泥岩であること、泥岩を主体とする岩相と砂質泥岩を主体とする岩相が著しい指交関係にあること（第2. 2図）が認識されていなかったことが挙げられる。そのため、従来のあいまいな定義と区分のままでは、今後も層序区分上の混乱を招く恐れがある。そこで本報告では、泥岩を主体とする部分を前節の通り鹿熊層と命名し、砂質泥岩を主体とする部分を模式地を明確に設定した上で皆川層と再定義する。

本層は、千谷（1918, 1919）による中部層、松澤（1940）による西山層の一部、遠藤（1940）による皆川層の一部、橋本（1941）による皆川砂岩頁岩層の一部、竹内（1962）、三梨・宮下（1974）、下田丘陵団体研究グループ（1976a）、津田ほか（1976）、北陸農政局計画部（1979）、影山・金子（1992）による灰爪層、鈴木ほか（1974a）、津田ほか（1984）による皆川層、田村ほか（1976）による C-1 層、下田丘陵団体研究グループ（1976b）による古戸層中部層、細川（1981）による橋田層、加茂団体研究グループ（1990）による大皆川層の一部、小林ほか（2002）による白岩層の大部分に相当する（第5. 34図）。

分布及び層厚 本地域北東部の五泉市寺田から南部の長岡市人面^{ひとづら}にかけての地域と、西部の加茂市上条～三条市東大崎にかけての地域に、広く分布する。層厚は、塩

谷川流域では約300m, 鹿熊川流域では約200m, 加茂市街地付近では約400m, 猿毛岳付近では約500mである。

層序関係 本層は鹿熊層の上位に位置し, これを整合に覆うか, または指交関係にある(第5. 35, 36, 37図)。本地域北東部の五泉市下大蒲原～新屋付近では, 鹿熊層が欠如し, 本層が直接南五百川層を覆う(第5. 21図)。本層は, 上位の古戸層に整合に覆われるかまたは指交関係にあり, 下田丘陵西縁部では保内層に整合に覆われる(第5. 35, 36, 37図)。

鹿熊層と皆川層の岩相境界は, 東西方向で等時間面と著しく斜交し, 大局的には西側ほど新しくなるが(第5. 35, 36, 37図), 本地域北部では皆川層の下部が鹿熊層中に挟在し, これを再び皆川層の上部が覆う複雑な形態を示す(第5. 35図)。

岩相 本層は主に砂質泥岩・泥質砂岩相(Mn₁)で構成され, 一部で砂岩の挟みが相対的に多い砂質泥岩・砂岩相(Mn₂)を伴う。なお, 本層にはテフラ層が多く挟在するが, その多くは岩相境界と斜交し, 皆川層や古戸層にも挟在するので(第5. 35, 36, 37図), それらについては後節で記載する。

砂質泥岩・泥質砂岩相(Mn₁)

皆川層の主体をなす岩相である。青灰色～淡青灰色を呈する砂質泥岩及び泥質砂岩を主体とし, 砂質泥岩砂岩細互層部を伴う。本岩相と下位の鹿熊層の青灰色～灰色泥岩相との境界は漸移的であるが, 本岩相は下位の鹿熊層の泥岩のように細かく割れることはなく, 割れ目の少ないのっぺりとした露頭面を形成し, しばしば急崖をなす。砂質泥岩及び泥質砂岩は, 生物擾乱の程度により岩相が変化する。大部分は激しい生物擾乱のため無層理を呈する(第5. 40図a)。生物擾乱の程度が比較的弱い場合では不明瞭かつ断続的な層理が認められる。生物擾乱が微弱な場合は層理が保存され, 各単層の層厚が数cm～数mmの砂質泥岩と砂岩の細互層となる(第5. 40図b)。

砂質泥岩及び泥質砂岩は, 生痕化石の *Teichichnus* を含むことが多い(第5. 40図c)。また, 通称「コブタン」(例えば, 下田丘陵団体研究グループ, 1977a, b) と呼ばれる明灰色を呈する径数cm程度の小球状団塊をしばしば含む。この小球状団塊は, 風化した面では赤錆色を呈する。本層最上部では生痕化石の *Rosselia* や軟体動物化石が認められることがある。

砂質泥岩及び泥質砂岩の粒度は, 本層下部では細粒砂サイズ以下を主体とするが, 上部ほど粗粒化し, 保内層に近い層準では粗粒砂サイズ以下の粒子を含み, 軽石細礫を交える。また, 全体にわたって炭質物を含み, その量は上位層準ほど多くなる。

本岩相は, 層厚数cm～10数cmの砂岩層をまれに挟有する。なお, 砂岩層の挟みが多く, 砂質泥岩と互層を

なす岩相については, 後述する砂質泥岩・砂岩相として区分した。

砂質泥岩・砂岩相(Mn₂)

本岩相は, 砂質泥岩砂岩互層で構成され(第5. 40図d), 三条市牛ヶ首～曲谷～坂本付近及び加茂市元狭口～黒水付近で認められる。層厚はいずれも40m以下である。砂質泥岩と砂岩の各単層の層厚は, 前者が数m以下, 後者が数10cm以下であるが, まれに砂岩単層の層厚が1mを越えることもある。大局的には砂質泥岩優勢ではあるが, 部分的には砂岩優勢のこともある。砂質泥岩・泥質砂岩相との境界は漸移的である。本岩相の砂質泥岩は, 前述した砂質泥岩・泥質砂岩相のものと同様な特徴を示す。砂岩は, 淡青灰色～明灰色を呈し, 主に細粒砂で構成され, 比較的淘汰が良い(第5. 40図d)。砂岩には平行層理やハンモック状斜交層理がしばしば認められる。

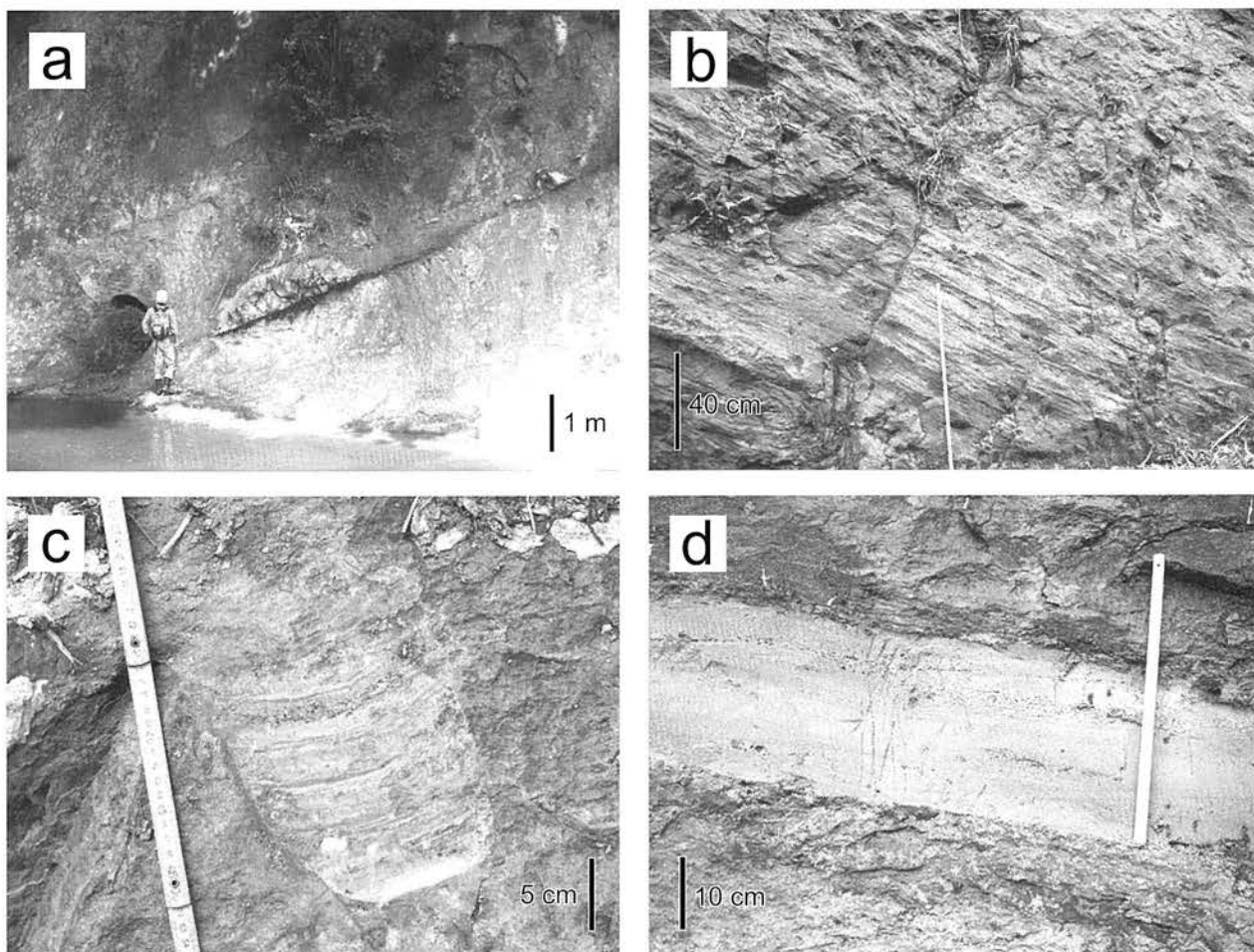
化石 本層からは海生珪藻化石が産出するが, 量は少ない。これ以外に, 淡水生(湖沼生)珪藻の割合が多い場合もある(第5. 33図)。

加茂市上条付近より, *Mizuhopecten yessoensis yokoyamae* (Masuda), *Clinocardium chikagawaense* (Kotaka), *Clinocardium fastosum* (Yokoyama) などの軟体動物化石が報告されている(加茂団体研究グループ, 1990)。また, 三条市古戸付近(三条地域内)及び長岡市人面付近の本層より, *Turritella* sp., *Modiolus* sp. などの軟体動物化石が報告されている(下田丘陵団体研究グループ, 1976a, b)。

堆積環境 本層は産出化石より海成層と判断される。本層の砂質泥岩・泥質砂岩相には, 波浪の影響による堆積構造はほとんど見られない。したがって, これらが形成された環境は主に暴風時波浪限界よりも深部であると考えられる。これらの層相の泥は晴天時に沈降して堆積したものであり, 砂は暴風時に陸側から運搬され堆積したものと考えられる。本岩相の砂質泥岩砂岩細互層は以上の繰り返しにより形成され, これが生物擾乱によって無層理の砂質泥岩や泥質砂岩に変化したと考えられる。また, 本岩相は陸棚斜面～海盆底の環境で堆積した鹿熊層に漸移する。以上のことから, 堆積環境としては主に外側陸棚が想定される。

一方, 砂質泥岩・砂岩相の砂岩にはハンモック状斜交層理に代表される波浪による堆積構造が認められ, これらの砂岩は無層理砂質泥岩と互層を形成する。この岩相は, 晴天時には泥が沈降・堆積し, 暴風時には陸側より砂が供給されることによって形成されたと考えられる。泥が供給されていることから晴天時波浪限界よりも深部であり, 波浪の影響が見られることから暴風時波浪限界よりも浅部であると考えられる。よって, 堆積環境としては主に内側陸棚が想定される。

年代・対比 本層は, 約3MaのMfsgから約1.3Ma



第5.40図 皆川層の露頭写真

(a): 皆川層砂質泥岩・泥質砂岩相の無層理砂質泥岩。長径2.5mのレンズ状ノジュールを含む。三条市牛ヶ首の地点80 (付図1)。 (b): 皆川層砂質泥岩・泥質砂岩相の砂質泥岩砂岩細互層。上半部では生物擾乱によって細互層構造がやや不明瞭になっている。五泉市平の地点81 (付図1)。 (c): 皆川層の砂質泥岩中に特徴的に見られる生痕化石の *Teichichnus*。三条市牛ヶ首の地点80 (付図1)。 (d): 皆川層砂質泥岩・砂岩相の砂岩層。明るい色の部分が砂岩層。三条市牛ヶ首の地点82 (付図1)。

の Omig までのテフラを挟み、NPD8～NPD9帯 (3.5～2.0Ma) の珪藻化石群集を含む (第5.23, 35, 36図)。よって、本層の堆積時期は約3.5～1Maと判断され、上限年代は西方ほど新しくなる (第5.35, 36, 37図)。本層は新潟地域坑井層序の西山階～灰爪階に対比される (第2.2図)。

5.10 古戸層 (Fr)

地層名 下田丘陵団体研究グループ (1976b) による。

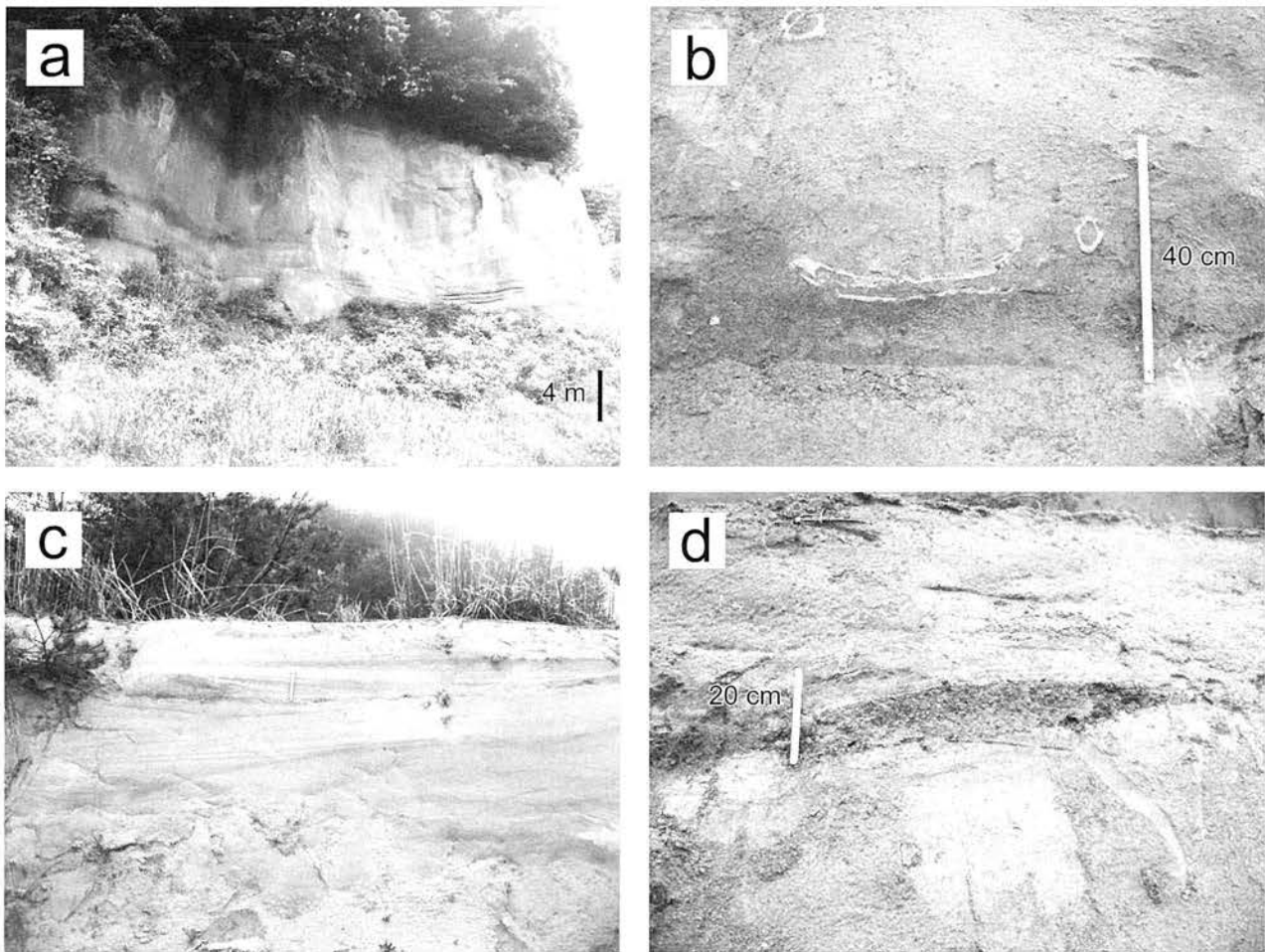
模式地 本層の模式地は、下田丘陵団体研究グループ (1976b) によって三条市古戸おとがいらの乙ヶ入沢及び駒込こまの小路川とされていた。今回、古戸層を再定義するに伴い、本層の模式地を三条市古戸の地点85 (第5.42図, 付図2) 及び地点85より西側の乙ヶ入沢沿いに限定する。

定義 下位の皆川層を整合に覆い、保内層の礫層を頻

繁に伴う砂層に移化するまでの、主として砂層からなる層準を古戸層と再定義する。

従来の古戸層 (下田丘陵団体研究グループ, 1976b) は、下田盆地付近に分布する駒込層よりも下位の地層を一括したものであり、上部層、中部層及び下部層に3分されていた。このうち中部層と下部層が、本報告の皆川層と鹿熊層に相当することから、本報告では上部層のみを古戸層として再定義する。なお、地層名の由来となった三条市古戸には上記の上部層のみが分布する。

古戸層は、下田丘陵団体研究グループ (1976a) の「大沢砂層」にほぼ相当する。ただし、同時期には長谷川ほか (1976) が鹿熊層の石灰質砂岩泥岩相に対して「大沢層」という名称を用いている。そのため、「大沢砂層」あるいは「大沢層」の名称を用いた場合、地層名に混乱が生じる恐れがある。そこで、本報告では「古戸層」の名称を採用した。



第 5. 41 図 古戸層の露頭写真

(a) : 古戸層の典型的な無層理砂層及び不明瞭な成層構造を持つ砂層。加茂市若宮の地点 83 (付図 1)。 (b) : 古戸層の無層理砂層中に見られる生痕化石。三条市五輪峠の地点 84 (付図 2)。 (c) : 古戸層の砂層に見られるスウェール状斜交層理。スケールの長さは 20cm。三条市五輪峠の地点 84 (付図 2)。 (d) : 古戸層砂層に挟在する礫質デューン。礫質デューンの構成物は中礫以下のサイズの亜円礫であり、上位を薄い泥層がドレープしている。泥層は生物擾乱を受けて構造が乱れている。三条市五輪峠の地点 84 (付図 2)。

古戸層と上位の保内層は、どちらも砂層を主体とするため、従来の地質図では両者は同じ地層名で示されてきた(津田ほか, 1984)。しかし、両者の層準と分布域が異なること、保内層が礫層を頻繁に挟むのに対し、古戸層は礫層をほとんど挟まないことから両者を区分した。

古戸層は、千谷(1918)による上部層、千谷(1919)による上部層と最上部層、松澤(1940)による和南津層、竹内(1962)による和南津層と葎生層、鈴木ほか(1974a)による刈羽層の一部、下田丘陵団体研究グループ(1976a)による大沢砂層、津田ほか(1976)による魚沼層群の一部、津田ほか(1984)による矢代田層の一部と皆川層の一部を合わせたもの、影山・金子(1992)による和南津層の一部と塚山層の一部を合わせたもの、小林ほか(2002)による魚沼層の一部(Us)に相当する(第 5. 34 図)。

分布及び層厚 三条市下田盆地付近及び加茂市長福

寺付近に分布する。層厚は、前者で約 200m、後者で約 50m である。

層序関係 本層は皆川層を整合に覆うか、または指交関係にあり(第 5. 35, 36, 37 図)、駒込層に不整合に覆われる。

皆川層と古戸層の岩相境界は、東西方向で年代差があり、大局的には西側ほど新しくなるが、下田盆地北部での古戸層は皆川層に挟在し岩相区分境界は複雑な形態を示す(第 5. 35, 36, 37 図)。

岩相 古戸層は主に砂層で構成され、層厚数 10cm 以下の礫層及び泥層を伴う。砂層は、極細粒～細粒砂サイズのものが主体である。砂層は強度の生物擾乱のため、無層理であることが多い(第 5. 41 図 a, 第 5. 42 図)。砂層には泥質壁からなる巣穴の生痕化石が多く認められる(第 5. 41 図 b)。また、泥質生痕化石が集中する層厚数 10cm 程度の泥質砂層を挟有することがある。生物擾乱

の程度が弱く、砂層に層理が残されている場合には、平行層理、トラフ型斜交層理、平板型斜交層理、ハンモック状斜交層理、スウェール状斜交層理などが認められる(第5.41図c, 第5.42図)。これらの中ではトラフ型斜交層理が最も多く認められる。

泥層はいずれも層厚10cm以下でレンズ状の形態を示し、生痕で層形態が乱されていることが多い。

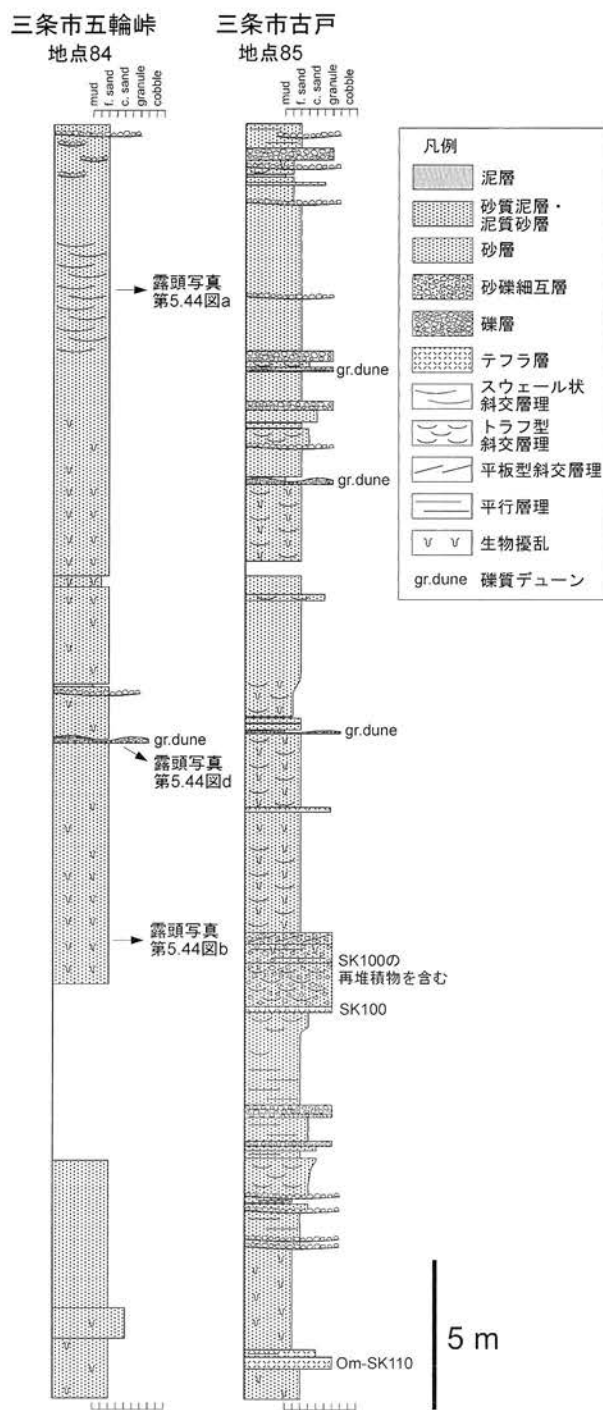
礫層は細礫～中礫サイズの亜円～円礫で構成される。礫層の層厚は数10cm以下で、レンズ状に産する。いくつかの礫層はデューンの形態を示す(第5.41図d, 第5.42図)。これらの礫質デューンの波長は、数10cm～1m程度で、波高は数cm～10数cm程度である。ほとんどの場合、礫質デューンの上位を層厚数cmの泥層がドレープしている(第5.41図d)。

化石 本層には生痕化石が多く認められる(第5.41図b)。一部では軟体動物化石が認められるが、詳しい同定は行われていない。

堆積環境 本層は、生物擾乱を受けた砂層を主体とし、トラフ型斜交層理が卓越すること、ハンモック状斜交層理やスウェール状斜交層理が認められることから、主に外浜で堆積したと推定される。ただし、泥層をまれに挟み、泥質の生痕化石が集中する層準が認められることから、一部は晴天時に泥が沈降・堆積する内側陸棚の環境で堆積したと推定される。また、本層中にしばしば認められる礫質デューンは外浜環境におけるストーム堆積物と解釈されており(Cheel and Leckie, 1993)、これらをドレープする泥層はストームに伴う洪水流起源の堆積物として解釈されている(桂ほか, 1985; 桂・砂村, 1988)。

年代・対比 本層の堆積時期は西方ほど新しくなる(第5.35, 36, 37図)。下田盆地東部では、古戸層の基底は2.25Ma前後のMdpテフラよりもやや上位にある。一方、下田盆地西部では本層下部に約1.65～1.6MaのSK100及びOm-SK110テフラが挟在する。したがって、下田盆地付近における本層の基底は、東部では少なくとも2.25Maよりやや新しいのに対し(第5.36図)、西部では1.6Maより少し古い程度と考えられる(第5.37図)。また、少なくとも1.2Maより前には駒込層の堆積が開始している(後述)ので、それまでには下田盆地付近における本層の堆積は終了していたと考えられる。

加茂市長福寺付近では、本層は約1.45MaのGjd64テフラよりも上位である。また加茂団体研究グループ(1990)によれば、本層上位の保内層には加茂ヌカタフが挟在する。加茂ヌカタフのFT年代は0.96Ma(村松, 未公表)と報告されている(加茂団体研究グループ, 1990)。以上のことから、長福寺付近における本層の堆積年代は少なくとも1.45Ma以降であり、1Ma以前には堆積が終了していたと考えられる。



第5.42図 古戸層の典型的な岩相を示す柱状図
各露頭の位置は付図2を参照。

5.11 鹿熊層, 皆川層, 古戸層中のテフラ

鹿熊層, 皆川層及び古戸層には、多数のテフラが挟在する。その多くは岩相境界と斜交し、複数の地層にまたがって挟在するので(第5.35, 36, 37図)、ここでまとめて記載する。本地域で認められる鮮新統～下部更新統テフラについては、これまでに多くの報告がある(黒川

ほか、2000a, b;樋口ほか、2001;黒川ほか、2002;坂井・黒川、2002;黒川・樋口、2004など)。本報告では、既存の研究報告によって名称が与えられており、本調査でも確認できたテフラ、ならびに、名称が与えられていなかった、あるいは未発見であったが今後有効な鍵層となり得るテフラについては新名称を与え、以下に下位から順に記載する。なお、火山ガラスの形状記載については吉川(1976)の分類に従った。第5.43図及び第5.44図に代表的なテフラの露頭写真、第5.45図に各テフラの柱状図を示す。地質図上には各テフラの分布と確認地点を示した。

平中野俣灰色軽石質テフラ (Hgp)

新称。本地域南端部の長岡市平中野俣川上流域に分布する。模式地を地点86(付図2)とする。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する(第5.37図)。

本テフラは、発泡の悪いブロック状の灰色軽石からなる軽石火山礫凝灰岩である。模式地における層厚は91cmである(第5.45図)。模式地では、粒径が中礫から極粗粒砂サイズへと正級化する少なくとも3つのユニットが認められる(第5.45図)。模式地での軽石の最大粒径は3cmである。

本テフラはやや結晶質で、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母、不透明鉱物を含む。有色鉱物の中では輝石が多い。Ta型のガラスを多く含む。

珪藻化石帯NPD7Bbの層準に挟まれることから(第5.37図)、その堆積年代は5.6～3.5Maの間と推定される。

牛ヶ首薬師パミス質火山灰 (Uykp)

命名は樋口ほか(2001)による。模式地は三条市牛ヶ首、奥野沢沿いの地点87(付図2)である。本テフラは模式地のみで確認された。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する(第5.36図)。

本テフラは、黄褐色を呈する細粒砂～粗粒砂サイズの軽石質粗粒凝灰岩であり、まばらに3mm以下の軽石を交える(第5.43図a, 第5.45図)。また、最大径4cmの泥岩偽礫を多く含む(第5.43図a, 第5.45図)。模式地での層厚は15cmである。

樋口ほか(2001)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、Ta及びTb型のガラスを多く含み、6%程度の斜長石と1%前後の有色鉱物を含む。有色鉱物としては、普通角閃石が最も多く、他に黒雲母、鉄鉱物と少量の斜方輝石、単斜輝石を含む。

本テフラは、出雲崎地域の吉川パミス質火山灰(Ykp)(黒川ほか、1989)に対比される(樋口ほか、2001)。Ykpテフラは3.9Ma前後の堆積年代が推定されている(黒川、1999)。

吹谷橋ガラス質テフラ (Mfsg)

命名は黒川・樋口(2004)による。模式地は三条市牛ヶ首吹谷橋下の地点88(付図2)である。模式地の他に鹿熊川の川床や代官山北東の沢でも確認された。本テフラは、皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する(第5.36図)。

本テフラは上下2つのユニットから構成される。下部ユニットは層厚3cmの極細粒砂サイズの灰色粗粒凝灰岩、上部ユニットは層厚11cmの灰白色細粒凝灰岩である(第5.43図b, 第5.45図)。上部ユニットの上部4cmの部分には平行葉理が認められる。

黒川・樋口(2004)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラは高温型石英を含み、扁平型、bubble junction型、Tb型のガラスの他、少量の褐色ガラスを含む。有色鉱物としては、黒雲母、普通角閃石、斜方輝石を含む。

本テフラは、西山層中の荒谷ガラス質テフラ群(Arg-1, Arg-2)(黒川ほか、1989)のうちのArg-2テフラに対比される(黒川・樋口、2004)。Arg-2テフラは大阪層群の土生滝I凝灰岩(Itihara *et al.*, 1975)や、東海層群の南谷1火山灰(竹村、1984)、氷見層群のMT2(渡辺、1990)に対比されており、その給源は中部地方と推定されている(富田・黒川、1999)。

本テフラの堆積年代は、黒川・樋口(2004)により3.0Ma前後と推定されている。

マサナオ沢ホルンブレンド軽石質テフラ (Mhb)

新称。本テフラは、鹿熊層の青灰色～灰色泥岩相に挟在し(第5.36図)、三条市坂本～福岡付近の複数の露頭で確認される。模式地を三条市マサナオ沢の地点89(付図1)とする。

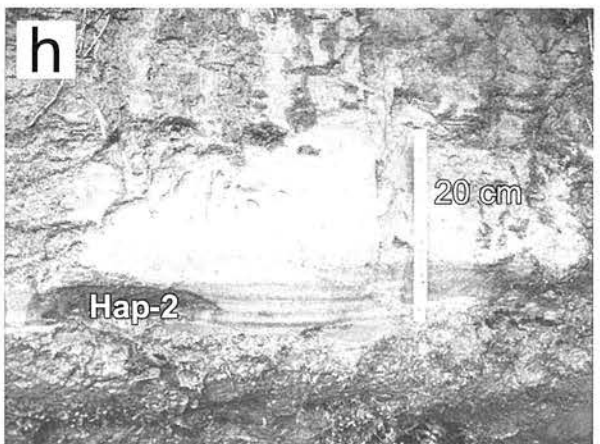
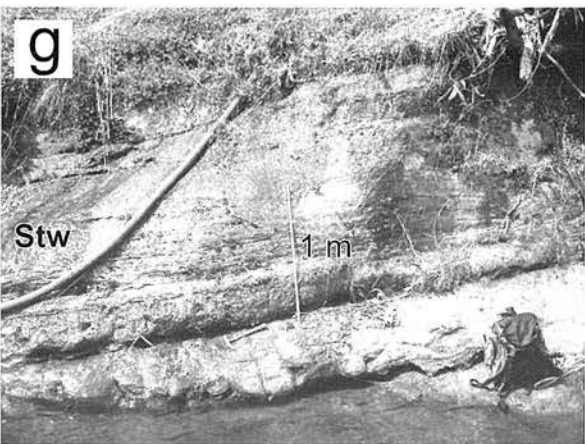
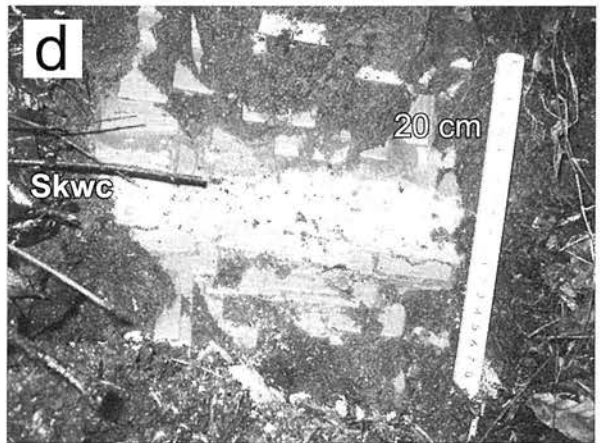
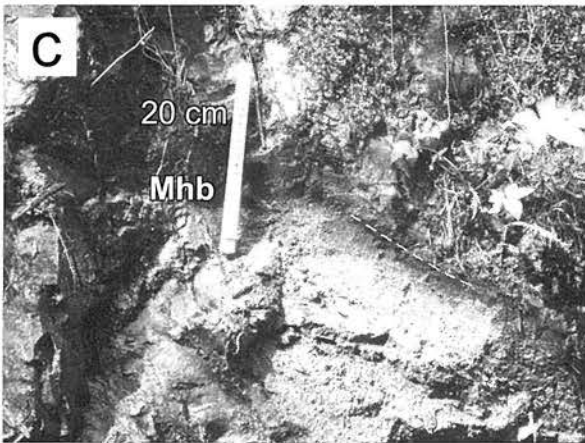
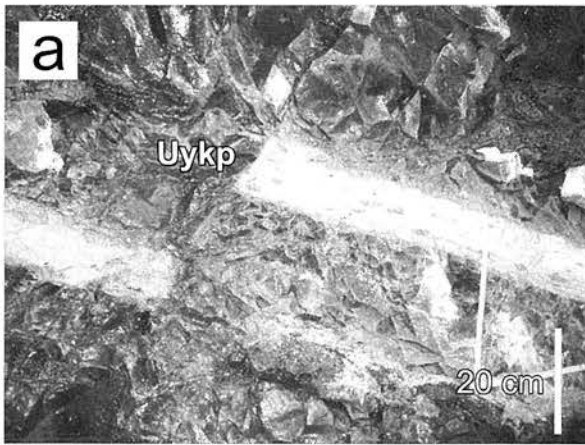
本テフラは、極粗粒砂～細礫サイズの軽石火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩である(第5.43図c, 第5.45図)。軽石の最大粒径は1cmである。層厚は10cm程度である。長径2～3mmの黒雲母と多量の普通角閃石を含む。この特徴は野外での良い判別基準となる。

本テフラは軽石質・結晶質で、斜長石、黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、Ta型の火山ガラスを含む。特に普通角閃石の量が多い。

本テフラは、明ヶ谷ガラス質テフラ(Mot)の下位数mの層準にあると推定される(第5.36図)。Motテフラの堆積年代が3.0Ma前後と推定されていることから(黒川・樋口、2004)、本テフラの堆積年代は3Ma前後と推定される。

坂本結晶質テフラ (Skwc)

命名は黒川・樋口(2004)による。模式地は三条市坂本川沿いの地点90(付図1)である。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する(第5.36図)。



本テフラは細粒砂サイズ以下の粒子で構成される灰白色粗粒凝灰岩である(第5.43図d, 第5.45図)。模式地での層厚は5cmである。

黒川・樋口(2004)によると,本テフラは斜長石結晶を50%程度含み,薄手の多孔質型ガラスを多く含む。有色鉱物としては鉄鉱物と輝石類を多く含む。

本テフラは,上部竹野町層中の仁箇神社ガラス結晶質テフラ層(Nkwc)に対比される(黒川ほか,2009)。

本テフラは,地点90(付図1)において,明ヶ谷ガラス質テフラ(Mot)の2m下位の層準に挟在する。Motテフラの堆積年代が3.0Ma前後と推定されていることから(黒川・樋口,2004),本テフラの堆積年代は3Ma前後と推定される。

明ヶ谷ガラス質テフラ (Mot)

命名は黒川ほか(1992b)による。模式地は新潟県長岡市(旧寺泊町)山田から明ヶ谷に至る農道沿いである(黒川ほか,1992b)。加茂地域では三条市坂本川沿いの2箇所を確認した。本テフラは,鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する(第5.36図)。

本テフラは,層厚5cmの極細粒砂サイズの灰白色粗粒凝灰岩である(第5.43図e, 第5.45図)。場所によっては粗粒凝灰岩の上位に層厚3cmの細粒凝灰岩が認められることがある。

黒川ほか(1992b)によると,本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で,斜長石と異質岩片をそれぞれ5～10%程度含む。ガラスはHb, Cb, Tb及びCa型を示す。重鉱物は黒雲母が多い。その他,微量の高温石英を含む。

黒川・樋口(2004)により,3.0Ma前後の堆積年代が推定されている。

大沢ガラス質テフラ (Osg)

新称。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する(第5.37図)。本地域南部の三条市大沢(地点91)と長岡市下塩の2箇所で見出しを確認した。地点91(付図2)を模式地とする。

本テフラはシルトサイズの灰白色細粒凝灰岩を主体と

する。模式地では,下部の厚さ20cmが無層理の細粒凝灰岩で,上部の厚さ1mが細粒凝灰岩と極細粒砂サイズの粗粒凝灰岩の細互層である(第5.43図f, 第5.45図)。

本テフラはガラス質で,Ha, Hb, Cb型のガラス及び褐色ガラスを含む。結晶は非常に少なく,斜長石,普通角閃石,単斜輝石,不透明鉱物がわずかに認められる。

本テフラは,少なくとも珪藻化石帯NPD8より上位層準にあるので(第5.37図),堆積年代は3.5Ma以降と推定される。本テフラは曲谷堰下橋白色火山灰(Stw)と岩相が酷似するので,両者は対比される可能性があるが,鉱物組み合わせに若干の違いが認められるので,今後の詳細な検討が必要である。

曲谷堰下橋白色火山灰 (Stw)

命名は樋口ほか(2001)による。模式地は三条市鹿熊川沿いの地点92(付図1)である。本テフラは,皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在し(第5.36図),三条市曲谷付近の複数の露頭で確認される。

本テフラは,灰白色を呈するシルトサイズの細粒凝灰岩を主体とし,層厚数mmの極細粒砂の薄層及び径5mm以下の軽石礫を含む薄層が平行葉理を構成する(第5.43図g, 第5.45図)。層厚は70～20cmである。

樋口ほか(2001)によれば,本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で,Ta及びTb型の火山ガラスを多く含む。斜長石を5%程度,高温型石英を1%程度,有色鉱物を1%程度含む。有色鉱物としては,鉄鉱物と斜方輝石が多く,他に黒雲母,普通角閃石,単斜輝石と少量のアパタイトを含む。

本テフラは,新潟県出雲崎地域の久田白色ガラス質火山灰(Ktw)(黒川ほか,1992b)に対比される(樋口ほか,2001)。

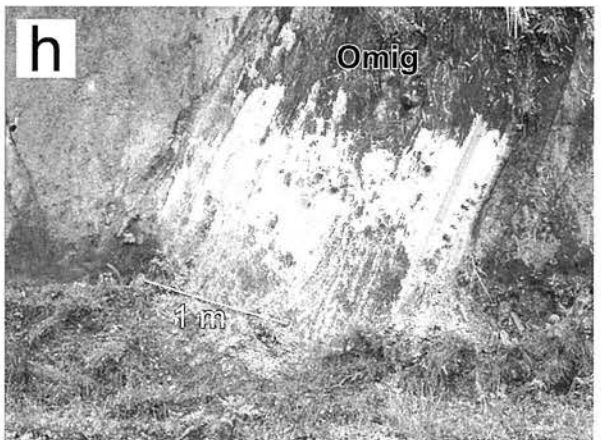
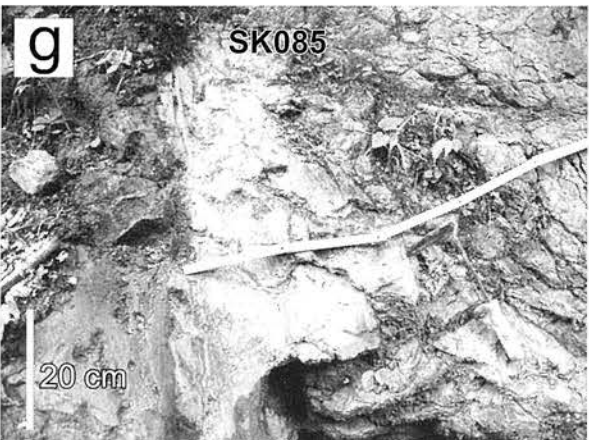
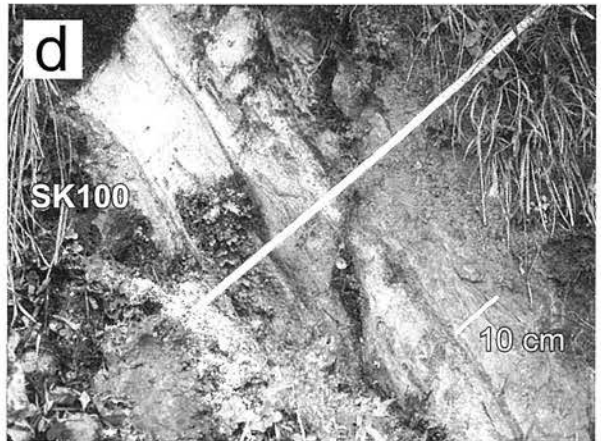
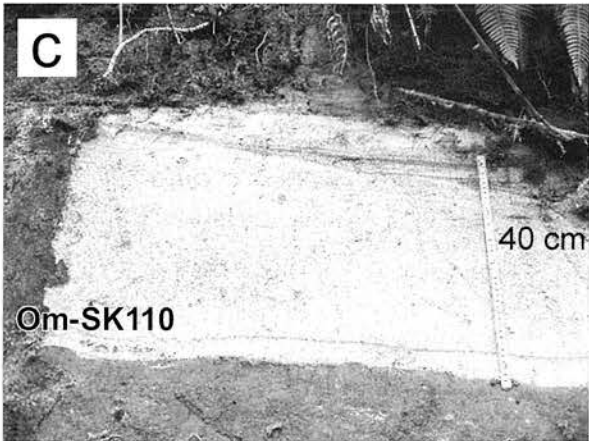
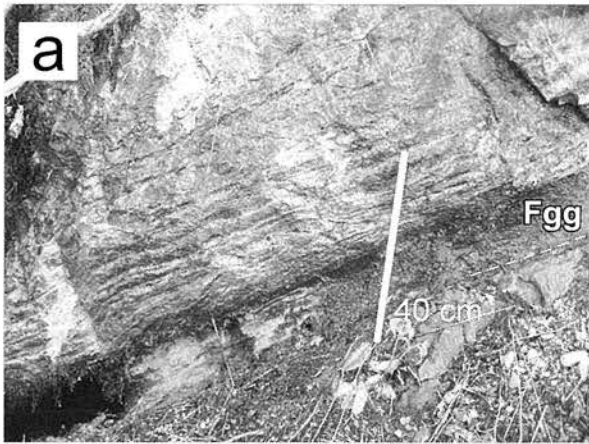
樋口ほか(2001)により,2.5Ma前後の堆積年代が推定されている。

八石山パミス質2テフラ (Hap-2)

命名は沢栗・黒川(1986)による。模式地は新潟県長岡市(旧小国町)国沢川及び八王子ルートである(沢栗・黒川,1986)。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩

← 第5.43図 鹿熊層,皆川層及び古戸層に挟在する主要なテフラの露頭写真(その1)

(a): 鹿熊層上部の青灰色～灰色無層理泥岩に挟在する牛ヶ首葉師パミス質火山灰(Uykp)。写真中央付近に断層があり,テフラ層がずれている。泥岩礫を多く含む。三条市牛ヶ首葉師の地点87(付図2)。(b): 皆川層の砂質泥岩に挟在する吹谷橋ガラス質テフラ(Mfsg)。三条市牛ヶ首の地点88(付図1)。(c): 鹿熊層上部の青灰色～灰色無層理泥岩に挟在するマサナオ沢ホルンブレンド軽石質テフラ(Mhb)。三条市マサナオ沢の地点89(付図1)。(d): 鹿熊層上部の青灰色～灰色無層理泥岩に挟在する坂本結晶質テフラ(Skwc)。三条市坂本沢の地点90(付図1)。(e): 鹿熊層上部の青灰色～灰色無層理泥岩に挟在する明ヶ谷ガラス質テフラ(Mot)。三条市坂本沢の地点90(付図1)。(f): 皆川層の砂質泥岩に挟在する大沢ガラス質テフラ(Osg)。三条市大沢の地点91(付図2)。(g): 皆川層の砂質泥岩に挟在する曲谷堰下橋白色火山灰(Stw)。三条市鹿熊川の地点92(付図1)。(h): 皆川層の砂質泥岩に挟在する八石山パミス質2テフラ(Hap-2)。三条市曲谷川の地点93(付図1)。写真を撮影した露頭は第5.45図の柱状図の位置と対応している。



相に挟在し（第5.36図）、三条市曲谷付近の2箇所を確認される。

本テフラは上下2つのユニットからなる。下部ユニットは、層厚10~6cmの粗粒~極粗粒砂サイズの軽石質ゴマシオ状灰白色粗粒凝灰岩で、平行層理が認められる（第5.43図h、第5.45図）。上部ユニットは、層厚16~12cmの灰白色細粒凝灰岩で、斜交層理が認められる（第5.43図h、第5.45図）。

沢栗・黒川（1986）、三浦・黒川（1995）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはHb、Ha及びCb型のガラスを多く含み、4%の斜長石、1%の石英、2%の有色鉱物を含む。有色鉱物のほとんどが黒雲母で、その他に普通角閃石、鉄鉱物、斜方輝石、ジルコン、褐れん石が認められる。

黒川（1999）により、2.4Ma前後の堆積年代が推定されている。

黒水ガラス質火山灰（Krzg）

命名は黒川ほか（2002）による。模式地は、加茂市黒水の地点94（付図1）である（黒川ほか、2002）。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する（第5.35図）。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは上下2つのユニットからなる。下部ユニットは、層厚13cmの細粒~中粒砂サイズの粗粒凝灰岩で、平行層理が認められる（第5.45図）。上部ユニットは、シルトサイズから細粒砂サイズへと逆級化する層厚3cmの細粒~粗粒凝灰岩である（第5.45図）。

黒川ほか（2002）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、Hb、Cb及びHa型のガラスを多く含み、5%程度の斜長石、1%程度の有色鉱物を含む。有色鉱物としては、黒雲母が多く、他にジルコン、鉄鉱物、普通角閃石、単斜輝石が認められる。

本テフラと、その約13m上位に挟在する黒水パミス質火山灰（Krzp）（黒川ほか2002；本調査では未確認）は、新潟県長岡市（旧小国町）地域の武石パミス質テフラ（Tsp）（沢栗・黒川、1986）に対比される可能性が指摘されている（黒川・樋口、2004）。ただし、本テフラとKrzpテフラの間が13m離れていることから、これら

が1枚のTspテフラに対比できるのかどうか、検討すべき課題が残されている（黒川・樋口、2004）。

今回、本テフラ直下層準の皆川層の砂質泥岩から、NPD9a帯（2.7~2.2Ma）の珪藻化石群が認められた。Tspテフラの堆積年代は、2.25Ma前後と推定されているが（黒川、1999）、前述のように対比の問題が残されているので、本報告では本テフラの年代を2.7~2.2Maとしておく（第5.35図）。

古戸ゴマ付ガラス質火山灰（Fgg）

命名は小林ほか（2002）による。模式地は三条市古戸の地点95（三条地域内、付図2）である。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する（第5.37図）。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは、上下2つのユニットから構成される。下部ユニットは、層厚15cmの細粒~中粒砂サイズの淡灰色粗粒凝灰岩である（第5.44図a、第5.45図）。上部ユニットは、層厚1.3mの淡灰色細粒凝灰岩で、平行層理が認められる（第5.44図a、第5.45図）。上部ユニットの上部約1mの部分は生物擾乱により成層構造が乱されている。

本テフラはガラス質で、Ta、Ha、Hb、Cb型のガラス及び褐色ガラス、斜長石、普通角閃石、斜方輝石、黒雲母を含む。

本テフラは約1.65MaのOm-SK110テフラより下位であることは確かであるが、その具体的な堆積年代は不明である。

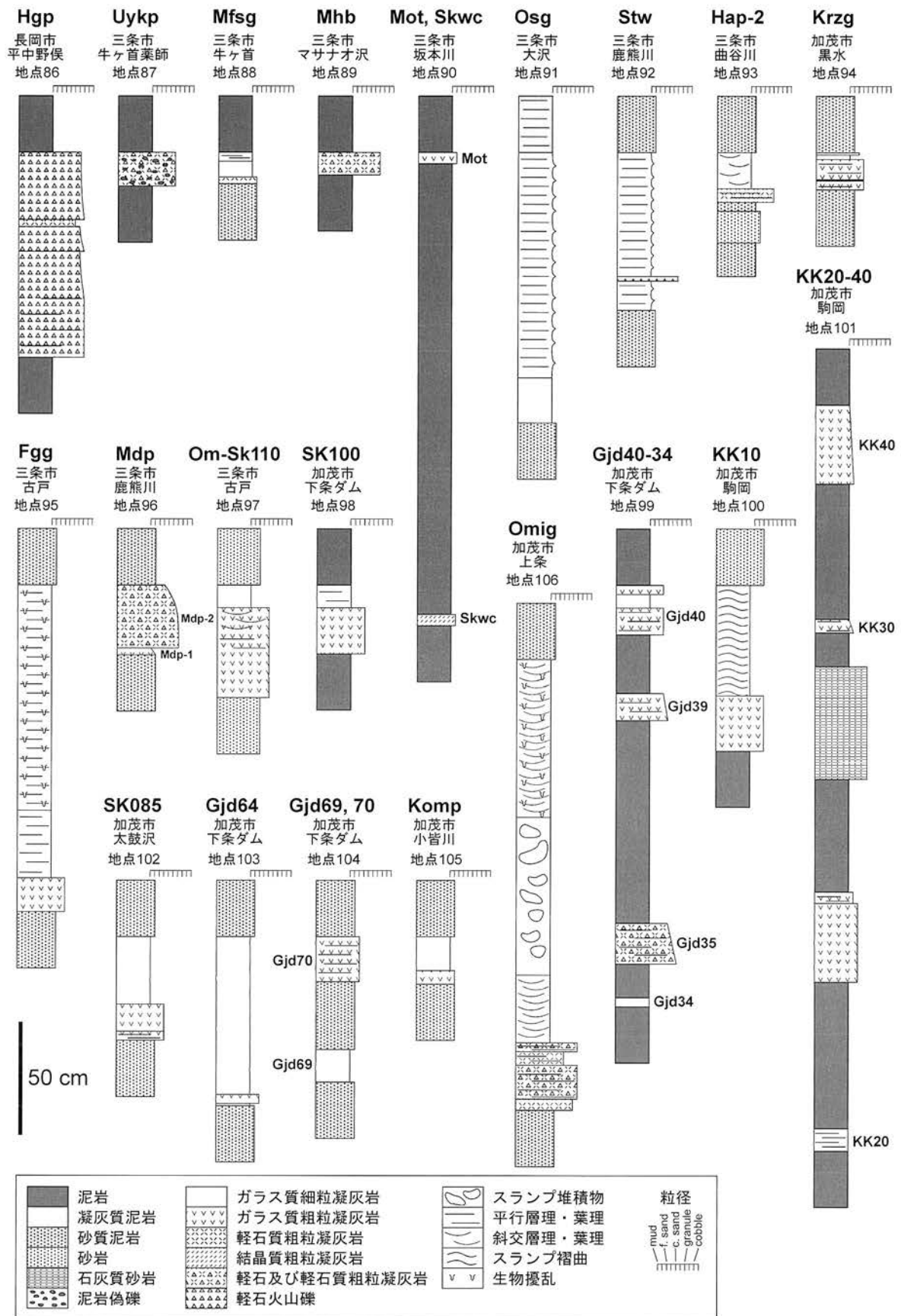
曲谷パミス質火山灰（Mdp）

命名は樋口ほか（2001）による。模式地は三条市曲谷集落奥の沢沿いである（樋口ほか、2001）。本テフラは皆川層の砂質泥岩・砂岩相に挟在し（第5.36図）、三条市曲谷付近の2箇所を確認できる。

本テフラは2枚のユニットから構成され、下位からMdp-1、Mdp-2と名付けられている（樋口ほか、2001）。Mdp-1は、極細粒砂からシルトサイズへ正級化する層厚1~3cmの灰白色細粒~粗粒凝灰岩である（第5.44図b、第5.45図）。Mdp-2は細礫から中粒砂サイズへ正級化する層厚28cm程度の灰白色軽石火山礫凝灰岩~粗粒凝灰

← 第5.44図 鹿熊層、皆川層及び古戸層に挟在する主要なテフラの露頭写真（その2）

(a)：皆川層の砂質泥岩に挟在する古戸ゴマ付ガラス質火山灰（Fgg）。三条市古戸の地点95（付図2）。(b)：皆川層の砂質泥岩砂岩互層に挟在する曲谷パミス質火山灰（Mdp）。三条市鹿熊川沿いの地点96（付図1）。(c)：古戸層の砂層に挟在する大峰-SK110テフラ（Om-Sk110）。三条市古戸の地点97（付図2）。(d)：鹿熊層上部の青灰色~灰色無層理泥岩に挟在するSK100テフラ。加茂市下条川ダムの地点98（付図1）。(e)：鹿熊層上部の青灰色~灰色無層理泥岩に挟在する下条川ダム40火山灰層（Gjd40）。加茂市下条川ダムの地点99（付図1）。(f)：鹿熊層上部の石灰質砂岩泥岩相に挟在する駒岡20火山灰層（KK20）。加茂市駒岡の地点101（付図1）。(g)：皆川層の砂質泥岩に挟在するSK085火山灰層。加茂市太鼓沢の地点102（付図1）。(h)：皆川層の砂質泥岩に挟在する加茂大皆川テフラ層（Omig）。加茂市上条の地点106（付図1）。写真を撮影した露頭は第5.45図の柱状図の位置と対応している。



第5.45図 鹿熊層、皆川層及び古戸層に挟する主要なテフラの柱状図
各露頭の位置は付図を参照。柱状図の位置は第5.43図、第5.44図の露頭の位置と対応している。

岩である(第5.44図b, 第5.45図).

樋口ほか(2001)によると,本テフラの構成物は以下の通りである.両ユニットともにガラス質であるが,ガラスの形状はユニット毎に異なる.Mdp-1は不発型のガラスを多く含み,Mdp-2はHa, Hb, Cb型のガラスを多く含む.両ユニットともに5~10%前後の斜長石と1%前後の有色鉱物を含む.有色鉱物としては黒雲母が多く,他に普通角閃石,斜方輝石と少量のジルコン,鉄鉱物が認められる.Mdp-1ではこの他に少量の酸化普通角閃石とざくろ石が認められる.

本テフラは,新潟県長岡市(旧小国町)の武石パミス質テフラ(Tsp)(沢栗・黒川,1986)のTsp-1, Tsp-2に対比される(樋口ほか,2001).Tspテフラは2.25Ma前後の堆積年代が推定されている(黒川,1999).

大峰-SK110テフラ(Om-SK110)

命名は長橋ほか(2000)による.SK110の名称は新潟平野団体研究グループ(1970)に由来するが,長橋ほか(2000)により給源の情報が追加され,大峰-SK110テフラ(Om-SK110)と改称された.模式地は新潟県長岡市旧小国町地域である(新潟平野団体研究グループ,1970).本テフラは,加茂地域で報告された下条川ダム10火山灰層(Gjd10)及び長福寺デンネン沢10火山灰層と同じものである(黒川ほか,2000a, b).本テフラは加茂市長福寺付近と三条市古戸付近の多くの露頭で確認できる.前者では鹿熊層上部の青灰色~灰色泥岩相あるいは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在し(第5.35図),後者では古戸層の砂層に挟在する(第5.37図).

本テフラは上下2つのユニットから構成される.下部ユニットは,層厚10~40cmの極細粒砂~粗粒砂サイズの灰白色粗粒凝灰岩であり(第5.44図c, 第5.45図),径4mm以下の軽石を交えることがある.下部ユニットは無層理のことが多いが,逆級化する場合や,斜交層理や不明瞭な平行葉理が認められる場合がある.上部ユニットは,層厚20~30cmの無層理あるいは平行葉理を持つ灰白色細粒火山灰である(第5.45図).本テフラは,堆積相から水底重力流堆積物であると考えられている(長瀬・黒川,1992; Kurokawa *et al.*, 2003, 2009; 丹・黒川, 2006).

黒川ほか(2000a, b)によると,本テフラの構成物は以下の通りである.本テフラはガラス質で, Hb, Ha, Tb及びCb型のガラス, 5~7%程度の斜長石を含む.有色鉱物は黒雲母が多く,他に普通角閃石,斜方輝石と少量のジルコン,鉄鉱物が認められる.

本テフラは,房総半島における黄和田層のKd25テフラ(三梨ほか,1959)に対比される(坂井・黒川,2002b).また,長野県の大峰溶結凝灰岩層(長橋,1998)に対比される(北アルプス研究グループ,1998; 青木・黒川,1999; 長橋ほか,2000)ほか,秋田県男鹿

半島の北浦層のKm3テフラ(北里,1975)に対比される(長橋ほか,2002).

本テフラの堆積年代は,層位関係と石灰質ナンノ化石基準面から約1.65Ma(長橋ほか,2000)あるいは1.61Ma(坂井・黒川,2002a)と推定されている.

本テフラの給源火山については,飛騨山脈の中軸よりも東側(長橋,1998),あるいは糸魚川-静岡構造線以西の飛騨山脈(北アルプス研究グループ,1998)にあったと推定されている.

SK100テフラ(SK100)

命名は新潟平野団体研究グループ(1970),定義は安井ほか(1983)による.模式地は新潟県長岡市旧小国町地域である(新潟平野団体研究グループ,1970).本テフラは,加茂地域で報告された下条川ダム20火山灰層(Gjd20),長福寺デンネン沢20火山灰層と同じものである(黒川ほか,2000a, b).本テフラは,加茂市長福寺付近と三条市古戸付近の多くの露頭で確認できる.前者では鹿熊層上部の青灰色~灰色泥岩相あるいは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在し(第5.35図),後者では古戸層の砂層に挟在する(第5.37図).

本テフラは上下2つのユニットから構成される.下部ユニットは層厚20~25cmの極細粒砂~粗粒砂サイズの灰白色無層理粗粒凝灰岩,上部ユニットは層厚7~10cmの平行葉理を持つ灰白色細粒凝灰岩である(第5.44図d, 第5.45図).本テフラは,堆積相から水底重力流堆積物であると考えられている(長瀬・黒川,1992; Kurokawa *et al.*, 2003, 2009).

黒川ほか(2000a)によると,本テフラの構成物は以下の通りである.本テフラは,ガラス結晶質で, Ta, Tb, Hb及びCb型のガラス, 30~40%程度の斜長石及び3~7%程度の有色鉱物を含む.有色鉱物は黒雲母が多く,他に斜方輝石,普通角閃石,褐れん石,鉄鉱物,ジルコン,微量のざくろ石が認められる.

本テフラは房総半島における黄和田層のKd24テフラ(三梨ほか,1959)に対比される(坂井・黒川,2002b).また,飛騨山脈の白沢天狗流紋岩(石沢,1982)・白沢天狗火山岩類(原山ほか,2003)に対比される可能性がある(長橋ほか,2000).また,秋田県男鹿半島の北浦層のKm2(北里,1975)テフラに対比される(黒川ほか,2004).

本テフラの堆積年代は,石灰質ナンノ化石の基準面との層序関係から約1.6Ma(黒川ほか,2004)あるいは1.58Ma(原山ほか,2003)と推定されている.

本テフラの給源は,飛騨山脈の白沢天狗火山(原山ほか,2003)の可能性があるとされている(長橋ほか,2000).

下条川ダム34火山灰層(Gjd34)

命名は黒川ほか(2000b)による.模式地は加茂市下

条川ダムの地点99（付図1）である。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは、灰白色を呈する層厚4cmの細粒凝灰岩である（第5.45図）。

黒川ほか（2000b）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、Ha、Hb及びCb型のガラスを多く含む。また、ガラス質火山岩片をやや多く含む。有色鉱物は少量の黒雲母の他、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物が認められる。

本テフラの堆積年代は1.55Ma前後と推定されている（黒川ほか，2002）。

下条川ダム35火山灰層（Gjd35）

命名は黒川ほか（2000b）による。模式地は加茂市下条川ダムの地点99（付図1）である。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは、細礫から粗粒砂サイズに正級化する層厚18cmの軽石火山礫凝灰岩～粗粒凝灰岩であり、平行葉理が認められる（第5.45図）。5mm以下の軽石礫を交える。

黒川ほか（2000b）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、やや薄手のTb、Ta、Hb型ガラスを多く含む。有色鉱物は黒雲母が多く、他に普通角閃石、斜方輝石、単斜輝石、鉄鉱物が認められる。

本テフラの堆積年代は1.55Ma前後と推定されている（黒川ほか，2002）。

下条川ダム39火山灰層（Gjd39）

命名は黒川ほか（2000b）による。模式地は加茂市下条川ダムの地点99（付図1）である。本テフラは鹿熊層上部の青灰色～灰色泥岩相に挟在する。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは、層厚12cmの極粗粒砂～シルトサイズの細粒～粗粒凝灰岩である。正級化構造及び平行葉理が認められる（第5.45図）。

黒川ほか（2000b）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質であり、Hb、Ha、Tb型の火山ガラス、10～15%程度の斜長石、数%程度の異質岩片を含む。有色鉱物として斜方輝石、普通角閃石、黒雲母、単斜輝石、鉄鉱物、ジルコンを含む。

本テフラの堆積年代は1.55Ma前後と推定されている（黒川ほか，2002）。

下条川ダム40火山灰層（Gjd40）

命名は黒川ほか（2000a，b）による。模式地は加茂市下条川ダムの地点99（付図1）である。本テフラは皆

川層の砂質泥岩・砂岩相に挟在する。本テフラは模式地を含む2ヶ所で確認された。本テフラは黒川ほか（2000a，b）による長福寺デンネン沢50火山灰層（Cdn50）と同一のテフラである。

本テフラは、上中下の3つのユニットから構成される（第5.44図e，第5.45図）。下部ユニットは、層厚12～14cmの極細粒砂～中粒砂サイズの明灰色粗粒凝灰岩で、不明瞭な平行葉理が認められる。中部ユニットは層厚2～6cmの灰白色細粒凝灰岩である。上部ユニットは、層厚4～6cmの極細粒砂～細粒砂サイズの明灰色粗粒凝灰岩である。

黒川ほか（2000a）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス結晶質で、10～20%前後の斜長石を含む。Cb、Tb、Ta、Hb型のガラス、褐色ガラス及び黒曜石片を含む。有色鉱物は斜方輝石と鉄鉱物が多く、他に黒雲母、普通角閃石、ジルコン、ざくろ石が認められる。

本テフラは、新津丘陵のHK40火山灰層（黒川・大橋，1998）、西山層の成沢パミス質火山灰層（Nsp）（黒川ほか，1992a）、魚沼層群の貝ノ川火山灰層（柳沢ほか，1985）に対比される（黒川，1999；黒川ほか，2000a，b）。

本テフラの堆積年代は1.55Ma前後と推定されている（黒川ほか，2002）。

駒岡10火山灰層（KK10）

命名は黒川ほか（2002）による。模式地は加茂市駒岡の駒岡林道沿いの地点100（付図1）である。本テフラは模式地のみで確認された。鹿熊層上部の石灰質砂岩・泥岩相に挟在する。

本テフラは上下2つのユニットからなる。下部ユニットは層厚25cmの細粒～中粒砂サイズの粗粒凝灰岩、上部ユニットは層厚50cmの平行葉理を持つ細粒凝灰岩である。上部ユニットはスランプ褶曲している（第5.45図）。

黒川ほか（2002）によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質であり、30%程度の石灰質化石片や海綿の骨針を混在している。ガラスはHb及びCb型のほか、Tb及びHa型が認められる。少量の褐色ガラス、微量の高温型石英を含む。斜長石を15%程度含む。有色鉱物は1%以下で、斜方輝石、普通角閃石、酸化普通角閃石、単斜輝石、ジルコン、黒雲母と緑れん石が認められる。

本テフラは、五泉市橋田の橋田滝ノ入30火山灰層（TR30）及び五泉市刈羽の刈羽大沢パミス質火山灰層（Kosp）（黒川ほか，2002）、三条市月岡の月岡パミス粒火山灰層（Tupm）（黒川ほか，2001）に対比される（黒川ほか，2002）。

本テフラの堆積年代は1.5Ma前後と推定されている（黒川ほか，2002）。

駒岡20火山灰層 (KK20)

命名は黒川ほか(2002)による。模式地は加茂市駒岡の駒岡林道沿いの地点101(付図1)である。本テフラは模式地のみで確認された。鹿熊層上部の石灰質砂岩・泥岩相において、KK10テフラの約10m上位に挟在する。

本テフラは層厚10cmの平行葉理を持つ細粒凝灰岩である(第5.44図f, 第5.45図)。

黒川ほか(2002)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、Tb型やHb型のガラスを多く含む。斜長石を15%程度含む。有色鉱物は1%以下で、黒雲母、普通角閃石、酸化普通角閃石、単斜輝石、ジルコン、鉄鉱物が認められる。

本テフラは、長岡市(旧小国町)芝ノ又ルートにおけるSK091(黒川・坂井, 2001)に対比される可能性がある(黒川ほか, 2002)。

本テフラの堆積年代は1.5Ma前後と推定されている(黒川ほか, 2002)。

駒岡30火山灰層 (KK30)

命名は黒川ほか(2002)による。模式地は加茂市駒岡の駒岡林道沿いの地点101(付図1)である。本テフラは模式地のみで確認された。本テフラは鹿熊層上部の石灰質砂岩・泥岩相に挟在する。

本テフラは極細粒砂からシルトサイズに正級化する層厚6cmの粗粒～細粒凝灰岩であり、平行葉理が認められる(第5.45図)。

黒川ほか(2002)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、多孔質型やF型のガラスを多く含む。Ha型のガラスを伴う。3%程度の斜長石を含む。有色鉱物は1%以下で、普通角閃石、黒雲母、鉄鉱物、斜方輝石、単斜輝石、ジルコン、褐れん石が認められる。

本テフラは長岡市(旧小国町)芝ノ又ルートにおけるSK090(黒川・坂井, 2001)、五泉市村松刈羽におけるKiwd(黒川ほか, 2002)に対比される(黒川ほか, 2002)。

本テフラの堆積年代は1.5Ma前後と推定されている(黒川ほか, 2002)。

駒岡40火山灰層 (KK40)

命名は黒川ほか(2002)による。模式地は加茂市駒岡の駒岡林道沿いの地点101(付図1)である。本テフラは模式地のみで確認された。本テフラは鹿熊層上部の石灰質砂岩・泥岩相に挟在する。

本テフラは極細粒砂からシルトサイズに正級化する層厚35cmの粗粒～細粒凝灰岩であり、平行葉理が認められる(第5.45図)。

黒川ほか(2002)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、やや薄手のHb、

Tb、Ta型のガラスを多く含むほか、40%前後のガラス質火山岩片を含む。4%程度の斜長石を含む。有色鉱物は1%以下で、黒雲母、鉄鉱物、普通角閃石、斜方輝石が認められる。

本テフラの堆積年代は1.5Ma前後と推定されている(黒川ほか, 2002)。

SK085火山灰 (SK085)

命名は黒川・坂井(2001)による。模式地は新潟県長岡市(旧小国町)芝ノ又ルートである(黒川・坂井, 2001)。本テフラは、加茂地域で報告された下条川ダム60火山灰層(Gjd60)、三十刈沢20火山灰層(Csn20)、長福寺太鼓沢白色ガラス質火山灰層(Ctwg)(黒川ほか, 2000b)と同じものである。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する。本地域では加茂市太鼓沢の地点102(付図1)のみで確認された。

本テフラは上中下の3つのユニットからなる。下部ユニットは層厚4cmのシルト～粗粒砂サイズの成層した細粒～粗粒凝灰岩、中部ユニットは層厚12cmの中粒～粗粒砂サイズの粗粒凝灰岩、上部ユニットは層厚30cmの細粒凝灰岩である(第5.44図g, 第5.45図)。本テフラは水底を流れ下って堆積した火山灰層であると推定されている(坂井・黒川, 2001)。

黒川ほか(2000b)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラはガラス質で、扁平型のガラスを多く含む。Tb型のガラスを交える。やや多くの褐色ガラスと黒曜石片を含む。有色鉱物を4%程含む。有色鉱物は斜方輝石と普通角閃石が多く、他に黒雲母、単斜輝石、鉄鉱物、褐れん石、アパタイト、ジルコンが認められる。

本テフラの堆積年代は約1.5Maと推定されている(坂井・黒川, 2001)。

給源は新潟県より長野県北東部方向にあったと推定されている(坂井・黒川, 2001)。

下条川ダム64火山灰層 (Gjd64)

命名は黒川ほか(2000b)による。模式地は加茂市下条川ダムの地点103(付図1)である(黒川ほか, 2000b)。本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する。本テフラは模式地のみで確認された。

本テフラは、下位より層厚1cmの灰白色細粒凝灰岩、層厚4cmの灰白色細粒～粗粒凝灰岩、層厚70cmの淡褐色細粒凝灰岩からなる(第5.45図)。

黒川ほか(2000b)によると、本テフラの構成物は以下の通りである。本テフラは5～20%程度の斜長石を含む。Tb型などの多孔質型のガラスを多く含むが、扁平型や不発型の傾向を示すものや少量の褐色ガラスを伴う。有色鉱物としては、黒雲母、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、鉄鉱物、ジルコンが認められる。

本テフラの堆積年代は1.45Ma 前後と推定されている(黒川ほか, 2000b).

下条川ダム69火山灰層 (Gjd69)

命名は黒川ほか(2000b)による. 模式地は加茂市下条川ダムの地点104(付図1)である(黒川ほか, 2000b). 本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する. 本テフラは模式地のみで確認された.

本テフラは層厚14cmの灰白色を呈する細粒凝灰岩である(第5.45図).

黒川ほか(2000b)によると, 本テフラの構成物は以下の通りである. 本テフラは15%前後のガラス質火山岩片と斜長石を含む. Tb, Ta型や不発型のガラスを多く含み, Hb型などの偏平型ガラスを伴う. 有色鉱物としては, 鉄鉱物, 斜方輝石, 普通角閃石, 単斜輝石, 黒雲母, 酸化普通角閃石などが認められる.

本テフラの堆積年代は1.45Ma 前後と推定されている(黒川ほか, 2000b).

下条川ダム70火山灰層 (Gjd70)

命名は黒川ほか(2000b)による. 模式地は加茂市下条川ダムの地点104(付図1)である(黒川ほか, 2000b). 本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する. 本テフラは模式地のみで確認された.

本テフラは層厚20cmの淡褐色を呈する細粒砂〜シルトサイズの粗粒〜細粒凝灰岩であり, 細かい平行葉理が認められる(第5.45図).

黒川ほか(2000b)によると, 本テフラの構成物は以下の通りである. 本テフラは35%前後の斜長石を含む. また, やや薄手のTa型や, Tb型, Hb型のガラスを多く含む. 有色鉱物としては, 斜方輝石, 単斜輝石, 鉄鉱物が認められる.

本テフラは, 五泉市橋田の新津丘陵HD50火山灰層(黒川・大橋, 1998)に対比される可能性がある(黒川ほか, 2000b).

本テフラの堆積年代は1.45Ma 前後と推定されている(黒川ほか, 2000b).

小皆川ピンク火山灰層 (Komp)

命名は黒川ほか(2002)による. 模式地は加茂市小皆川の地点105(付図1)である(黒川ほか, 2002). 本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在する. 本テフラは模式地のみで確認された.

本テフラは特徴的なピンク色を呈し, 下部の層厚6cmの極細粒砂サイズの粗粒凝灰岩と, 上部の層厚15cmの細粒凝灰岩からなる(第5.45図).

黒川ほか(2002)によると, 本テフラの構成物は以下の通りである. 本テフラはガラス質で, 偏平型のガラスを多く含み, Cb型のガラス及び少量の褐色ガラスを伴

う. 有色鉱物は1%以下で, 黒雲母が多く, 他に斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, 酸化普通角閃石と少量の鉄鉱物, ジルコンが認められる.

本テフラは, 岩相と構成物質より五泉市の門前ピンク火山灰層(Mzpk; 黒川ほか, 2002)に対比されると考えられる(黒川ほか, 2002).

本テフラの堆積年代は1.3Ma 前後と推定されている(黒川ほか, 2002).

加茂大皆川テフラ層 (Omig)

命名は黒川ほか(2002)による. 模式地は加茂市上条大皆川支流の地点113(付図1)である(黒川ほか, 2002; 新津地域内)が, 現在は露頭を確認できない. 本テフラは加茂団体研究グループ(1990)による加茂ゴマタフに相当する. 本テフラは皆川層の砂質泥岩・泥質砂岩相に挟在し, 加茂市上条付近, 若宮付近, 長福寺付近の複数露頭で確認される.

加茂市上条の地点106(付図1)では, 良好な露頭が観察できる(第5.44図h, 第5.45図). ここでの本テフラの全層厚は2mである. 下部の層厚30cmは, 主に細粒〜中粒砂サイズの軽石質粗粒火山灰からなり, 長径3cm以下の軽石火山礫を交える(第5.45図). 上部の層厚1.7mは, 主に斜交葉理を持つシルトサイズの細粒火山灰からなり, スランプ堆積物を挟む(第5.45図).

黒川ほか(2002)によると, 本テフラの構成物は以下の通りである. ガラスはHa, Hb, Ca型が多く, bubble junction型を伴う. 有色鉱物は斜方輝石が多く, 単斜輝石, 普通角閃石, 鉄鉱物, 黒雲母と少量の酸化普通角閃石, アパタイト, ジルコン, 褐れん石が認められる. 軽鉱物として斜長石と高温型石英を含む.

本テフラは房総半島における黄和田層のKd8テフラ(三梨ほか, 1959)に対比される(黒川ほか, 2002). また, Kd8テフラは新潟県出雲崎町の常楽寺^{じょうらくじ}ガラス質火山灰層(Jjj)(黒川ほか, 1999)に対比される(黒川ほか, 1999).

房総半島の黄和田層における石灰質ナンノ化石の基準面と火山灰鍵層の関係(佐藤ほか, 1999)から, 本テフラの年代は1.25Maと推定されている(黒川ほか, 2002). また, 村松(1985)は本テフラのジルコンFT年代測定を行い, 1.57Maの年代値を報告している.

給源は福島県会津地域と推定されている(黒川ほか, 2008).

5.12 駒込層 (Ko)

地層名 下田丘陵団体研究グループ(1976b)による.
模式地 三条市駒込の小路川及び大平川(下田丘陵団体研究グループ, 1976b).

定義 古戸層を不整合に覆い, 泥層, 砂質泥層, 泥砂

互層及びそれらに挟有される礫層から主に構成され、上位の中部更新統広手層に傾斜不整合で覆われる地層を、駒込層と再定義する。

従来の駒込層（下田丘陵団体研究グループ，1976b）あるいは駒込互層（下田丘陵団体研究グループ，1976a）内には、明瞭な傾斜不整合が存在し、これを境として2層に区分することが可能である（第6章を参照）。本報告では、この不整合より上位の地層を広手層と新たに命名・定義し、下位の地層を駒込層と再定義した。

本報告の駒込層は、千谷（1918）による上部層、下田丘陵団体研究グループ（1976a）による駒込互層の一部、下田丘陵団体研究グループ（1976b）による駒込層の一部、津田ほか（1984）による矢代田層の一部、影山・金子（1992）による小国層の一部、小林ほか（2002）による魚沼層の一部（Usg）に相当する（第5.34図）。

分布及び層厚 三条市駒込付近に分布する。層厚は最大で80m程度である。

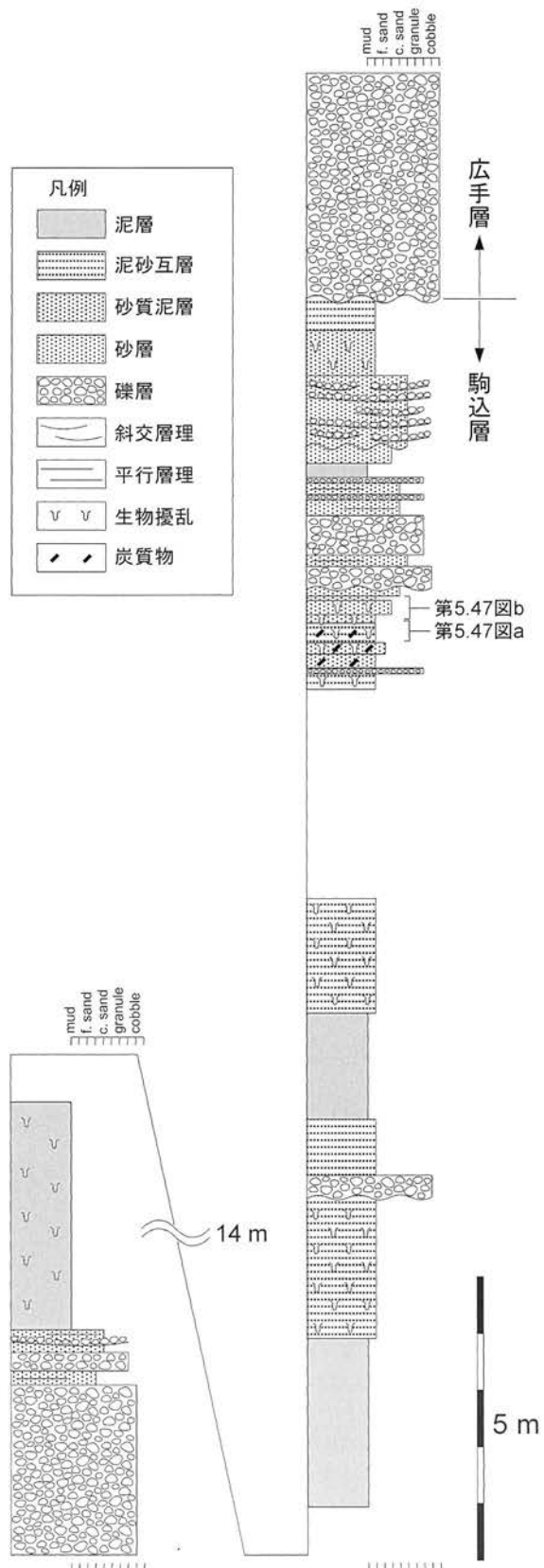
層序関係 本層は下位の古戸層を不整合に覆い、上位の広手層に不整合に覆われる（第5.46図）。西隣の三条地域の見附市堀溝においては、本層が古戸層相当層を不整合に覆う関係が報告されている（加茂団研グループ，1981）。

岩相 本層は泥層、砂質泥層及び泥砂互層を主体とし、しばしば礫層を伴う（第5.46図）。泥層は無層理で青灰色を呈し、しばしば植物片を多量に含み腐植質である。淘汰はやや悪く、砂交じりであることが多い。泥層には生痕化石がしばしば認められる。泥層、砂層及び炭質物濃集層は、数cm以下の厚さで細互層することが多い（第5.47図a）。これらの細互層は生物擾乱によって堆積構造の不明瞭な泥砂互層や無層理の砂質泥層に漸移する。砂層は厚さ数10cm程度の厚さで泥層・砂質泥層に挟在することもある（第5.46図）。砂層は無層理もしくは成層構造を示し、しばしば生痕化石を含む（第5.47図b）。

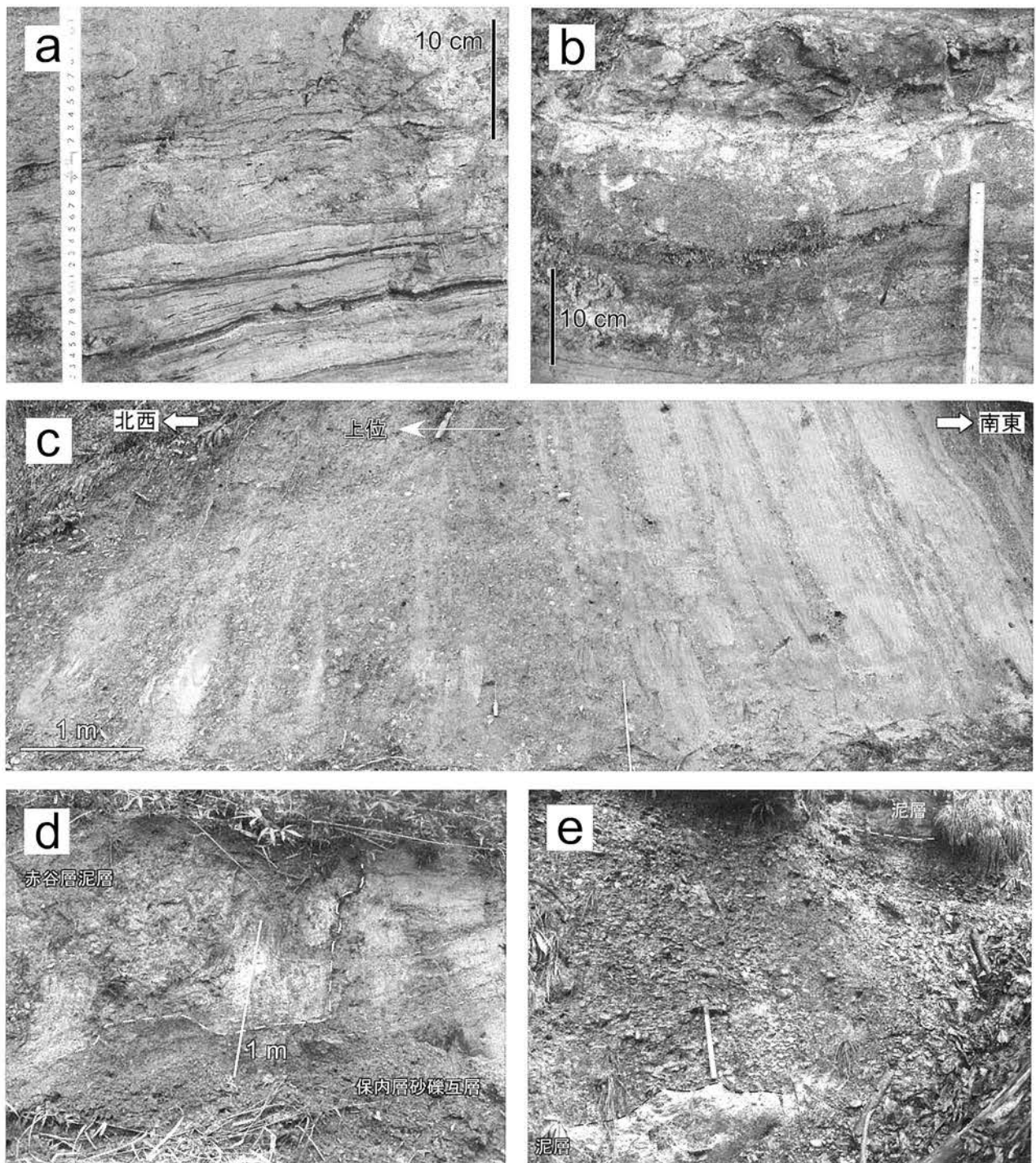
礫層は中礫～大礫サイズの偏平な円礫～亜角礫で構成され、しばしば下位層を削り込んでチャンネル状の形態を示す（第5.46図）。礫層は礫支持で無層理もしくは成層することが多いが、一部で斜交層理が認められる。また、礫層は砂層としばしば互層する（第5.46図）。

化石 本層の泥層、砂質泥層、砂層から植物化石が多産する。三条市駒込～見附市堀溝付近の本層からは大型植物化石が報告されている（下田丘陵団体研究グループ，1976a, b；加茂団研グループ，1981）。

堆積環境 本層は泥質の堆積物を多く含むが、泥層及び砂層には波浪の影響を示す堆積構造が認められず、生痕化石や炭質物が多く含まれる。これらの特徴は、本層が波浪による影響が少なく、陸域に近い内湾的環境で堆積したことを示す。また、本層中の礫層は、その形態及び岩相より河川性のチャンネル堆積物と考えられる。以上のように、本層は内湾成の泥質堆積物を主体とする一方



第5.46図 模式地の三条市小路川ルート（ルートNo.69）における駒込層の柱状図
ルートの位置は付図2を参照。



第5.47図 駒込層，保内層，赤谷層の露頭写真

(a)：駒込層の泥～細粒砂細互層。色の濃い部分は炭質物濃集層。上半部は生物擾乱のため層が乱されている。三条市駒込の地点107（付図2）。(b)：駒込層の砂層に認められる生痕化石。三条市駒込の地点107（付図2）。(c)：保内層の砂礫互層。保内層の典型的な岩相の1つ。加茂市福島の地点108（付図1）。(d)：赤谷層と保内層の層序関係。赤谷層の泥層が保内層の砂礫互層を不整合に覆う。不整合面はチャンネルの側壁状の形態を示す。三条市柳沢南方の地点109（付図1）。(e)：赤谷層の礫層。無層理の砂混じり腐植質泥層に挟在される。ピックマトックの柄の長さは約40cm。加茂市茗ヶ谷の地点110（付図1）。

で、河川成の礫層を伴うことから、堆積環境としては河川の流入する内湾環境（エスチュアリー）が想定される。

年代・対比 本層は約1.65～1.6MaのSK100, Om-

SK110テフラよりも上位であることから、堆積年代は少なくとも1.6Ma以降と判断される。また、三条市駒込付近の本層からオオバタグルミ (*Juglans megacineria*)

Chaney) が報告されていることから(下田丘陵団体研究グループ, 1976a, b), 本層の堆積年代は前期更新世であり, 少なくとも一部は1.2Ma 以前に堆積したと考えられる. 本層は下田丘陵西縁部に分布する赤谷層と岩相が良く類似するものの, 赤谷層の堆積年代は1Ma 以降と推定されるため, 両者で堆積年代が異なる可能性が高い.

5. 13 保内層 (Hn)

地層名 新称.

模式地 本層の模式地を加茂市福島林道の沿い(ルート No. 70)とする(第5. 48図, 位置は付図1を参照).

定義 砂層及び礫層から構成され, 皆川層を整合に覆い, 赤谷層に不整合に覆われる地層を保内層と定義する.

保内層と古戸層は, どちらも砂層を主体とするため, 従来の地質図において両者は同じ地層名で示されてきた(津田ほか, 1984). しかし, 両者の層準と主要な分布域が異なること, 保内層が礫層を頻りに挟むのに対し, 古戸層はそれらをほとんど挟まないことから両者を区別した.

保内層は, 千谷(1919)による上部層と最上部層の一部, 遠藤(1940)による矢代田層の一部, 橋本(1941)による刈羽粘土・砂・礫層の一部, 井部(1967)による茗ヶ谷層の一部, 新潟平野研究グループ(1969)による矢代田層の一部, 鈴木ほか(1974a)による刈羽層の一部, 橋立(1974)による柳沢層の一部, 田村ほか(1976)によるC-2層の大部分, 津田ほか(1975)による魚沼層群の一部, 長谷川ほか(1976)による矢代田層の一部, 斎藤(1980)による川の下層の一部, 津田ほか(1984)による矢代田層の一部, 加茂団体研究グループ(1990)による茗ヶ谷層の大部分, 影山・金子(1992)による小国層の一部に相当する(第5. 34図).

分布及び層厚 加茂地域北西部の加茂市上条から三条市東大崎にかけての下田丘陵西縁部に分布する. 層厚は400m 程度である.

層序関係 本層は下位の皆川層を整合に覆い, 上位の赤谷層に不整合に覆われる. 古戸層との直接の層序関係は不明である.

岩相 本層は, 砂層及び礫層を主体とし(第5. 48図), まれに泥層及び砂質泥層を伴う. 砂層は中粒砂サイズ以下のものが主体である. 砂層は生物擾乱を受け無層理なものが多いが, 一部で平行層理, 低角くさび型斜交層理, トラフ型斜交層理, 平板型斜交層理, スウェール状斜交層理やウェーブリップルなどが認められる. 礫層は主に中～大礫サイズの亜円～円礫から構成され, しばしばチャンネル状の形態を示す. 礫支持で礫のインプリケーションが認められることが多いが, 基質支持のものも認められる. 砂層と礫層は, しばしば厚さ数m～10数mの互

層層準をなす(第5. 47図c, 第5. 48図). 礫層と互層する砂層は, レンズ状の層形態を示し, 粗粒で淘汰が悪く礫交じりであり, 無層理もしくはトラフ型斜交層理や平行層理が認められる.

模式地の加茂市福島ルートでは, 本層の典型的な岩相を観察することができる(第5. 48図). このルートでは, 少なくとも下位・中位・上位の3層準で礫層が卓越する(第5. 48図). これらの礫層は, チャンネル状の形態を示し, 挟在する砂層に生痕化石が認められないことから, 河川あるいは河川の影響を強く受けた海(例えばデルタなど)で堆積したものであると推定される. 一方, 礫層を挟まない層準の砂層中にはしばしば生痕化石が認められることから, これらは海成と考えられる(第5. 48図).

福島ルートにおける中位の礫層卓越層準内では, 礫は徐々に上方粗粒化し, 礫層単層の層厚も上方厚化する(第5. 48図). しかし, 最上位の礫層は淘汰が比較的悪く, その直上の淘汰が悪く生痕化石と植物片を豊富に含む含礫砂質泥層へと急激に移化する(第5. 48図). この岩相が急変する層準を境に, 下位は河川の影響を受けた礫質の堆積物であるのに対して, 上位は生物擾乱を受けた海成砂層・砂質泥層である. このことから, 境界部分の淘汰の悪い礫層は, 海進ラグ堆積物である可能性が高い(第5. 48図). また, 中位の礫層卓越層準で見られる上方粗粒化サクセッションは, 海退により徐々に河川の影響が強まっていったことを示す可能性がある.

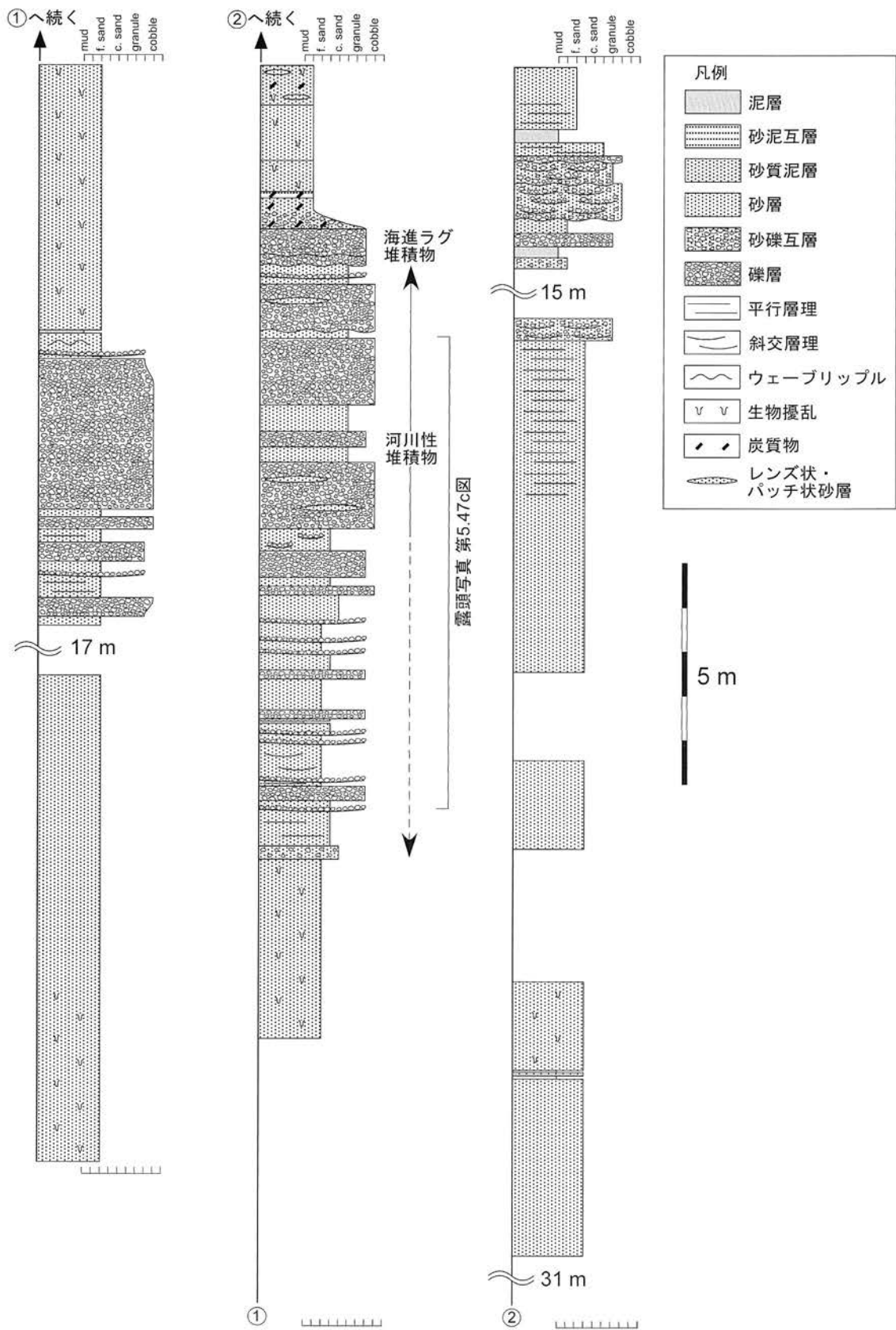
化石 本層の砂層・砂質泥層には, しばしば生痕化石が認められる. 一部の泥層や砂質泥層には植物化石が認められるが, これまで同定は行われていない.

堆積環境 加茂市福島ルートにおける堆積相より, 本層の堆積場は河川の影響が強い河口付近にあったと推定される. 本層は泥層をほとんど挟まず, 砂層には生痕化石がしばしば認められ, 低角くさび型斜交層理, スウェール状斜交層理やウェーブリップルなどの波の影響による堆積構造が認められる. 以上の特徴から, 堆積環境としては外浜～前浜及び河川が想定され, 少なくとも本層は河川の影響が強い河口付近の浅海～陸域における複数回の海進・海退サイクルを反映した堆積物であると考えられる.

年代・対比 本層は約1.25Ma の Omig テフラよりも上位にある. また, 加茂団体研究グループ(1990)によれば, 本層は加茂ヌカタフを挟む. 加茂ヌカタフの FT 年代は0.96Ma (村松, 未公表) である(加茂団体研究グループ, 1990). 以上のことから, 本層の堆積年代は少なくとも1.3Ma 以降であり, 1Ma には既に堆積が始まっていたと考えられる.

5. 14 赤谷層 (At)

地層名 加茂団体研究グループ(1990)による.



第 5. 48 図 模式地における保内層の岩相を示す柱状図
加茂市福島のルート No. 70 (付図 1)。

模式地 加茂市大皆川の支流長坂及び赤谷付近の露頭
(加茂団体研究グループ, 1990).

定義 本層の定義を加茂団体研究グループ(1990)に従う。本層は、下位の保内層を不整合に覆う泥層、砂質泥層、泥砂互層及びそれらに挟有される礫層から主に構成され、上位の中部更新統清水沢層に傾斜不整合で覆われる地層である。

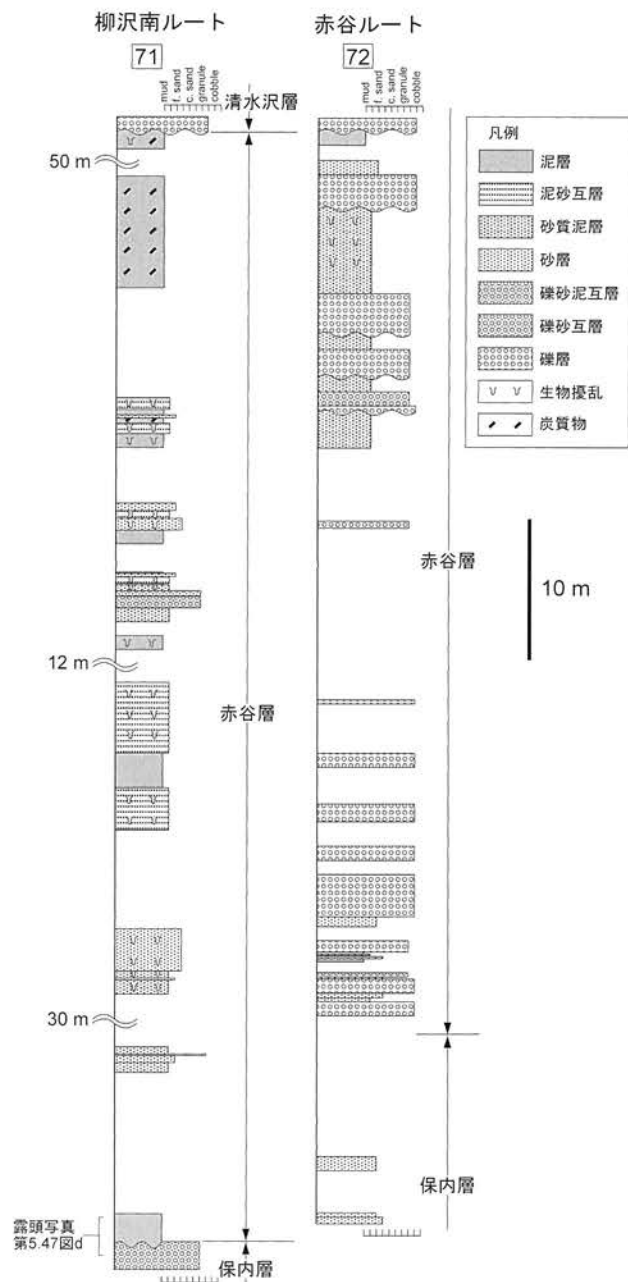
赤谷層という名称は元来、加茂市赤谷付近に分布する地層に対して名付けられたものである(加茂団体研究グループ, 1990)。しかし、本調査によって、三条市柳沢～東大崎付近にも同様な地層が分布することが明らかになった。そこで、本報告ではこれらも赤谷層に含めた。

本報告の赤谷層は、千谷(1919)による最上部層の一部、遠藤(1940)による矢代田層の一部、橋本(1941)による刈羽粘土・砂・礫層の一部、井部(1967)による陣ヶ峯層と茗ヶ谷層の一部を合わせたもの、新潟平野研究グループ(1969)による矢代田層の一部、橋立(1974)による柳沢層の一部、田村ほか(1976)によるC-2層の一部、津田ほか(1975)による魚沼層群の一部、長谷川ほか(1976)による矢代田層の一部、斎藤(1980)による清水沢層の一部と川の下層の一部を合わせたもの、津田ほか(1984)による矢代田層の一部、加茂団体研究グループ(1990)による赤谷層、影山・金子(1992)による小国層の一部に相当する(第5.34図)。

分布及び層厚 加茂市街地北方の赤谷付近及び三条市柳沢～東大崎付近の2地域に分布する。層厚はいずれの地域も最大で100m程度である。

層序関係 本層は下位の保内層を不整合に覆い、上位の清水沢層に不整合に覆われる。三条市柳沢南方の地点109では、本層の無層理泥層が保内層の砂礫互層を不整合に覆う関係が観察される(第5.47図d)。この地点での不整合面はチャンネルの側壁のような形態を示し、本層の泥層はこれを埋積している。地質図での本層の分布形態も、保内層に形成されたチャンネルを埋積したような形態を示す。三条市柳沢付近においては、本層が清水沢層に不整合に覆われる関係が観察される(第5.49図)。

岩相 本層は泥層、砂質泥層及び泥砂互層を主体とし、しばしば礫層を伴う(第5.49図)。加茂市赤谷付近では礫層の割合が相対的に高く、下位層準では礫層主体となる(第5.49図)。泥層は無層理で青灰色を呈するが、しばしば植物片を多量に含み腐植質である。淘汰はやや悪く、砂交じりであることが多い。泥層にはしばしば生痕化石が認められる。泥層、砂層及び炭質物濃集層は、数cm以下の厚さで細互層することが多い。これらの細互層は生物擾乱によって堆積構造の不明瞭な泥砂互層や無層理の砂質泥層に漸移する。砂層は厚さ数m～数10cm程度の厚さで泥層・砂質泥層に挟在することもある(第5.49図)。砂層は無層理もしくは成層構造を示し、しばしば生痕化石を含む。



第5.49図 柳沢南及び赤谷ルートにおける赤谷層の柱状図
各ルートの位置は付図1を参照。

礫層は中礫～大礫サイズの扁平な円礫～亜角礫で構成され、しばしば下位層を削り込んでチャンネル状の形態を示す(第5.49図)。礫層は礫支持で無層理もしくは成層構造を示し、一部で斜交層理が認められる。礫層には礫のインプリケーションが認められることが多い。礫層は砂層と互層することもある。礫層と互層する砂層からは生痕化石は認められない。

化石 本層の泥層、砂質泥層、砂層から植物化石が多産する。加茂市赤谷付近より、大型植物化石(斎藤, 1980; 加茂団体研究グループ, 1990)及び海水～淡水生の珪藻化石が報告されている(加茂団体研究グループ,

1990). また三条市柳沢付近より, 大型植物化石が報告されている(橋立, 1974).

堆積環境 本層は泥質の堆積物を多く含む. 泥層及び砂層には波浪の影響による堆積構造は認められず, 生痕化石や炭質物が多く含まれる. これらの特徴は, 本層が波浪による影響が少なく, 陸域に近い内湾的環境で堆積したことを示す. これは, 本層が海水生, 汽水生及び淡水生の珪藻化石を産し, 内湾～汽水環境が推定されていること(加茂団体研究グループ, 1990)と調和する. また, 本層中の礫層は, 層の形態及び岩相より河川性のチャネル堆積物と考えられる. 以上のように, 本層は内湾成の泥質堆積物を主体とする一方で, 河川成の礫層を伴うことから, 堆積環境としては河川の流入する内湾環境(エスチュアリー)が想定される. 加茂市赤谷ルートにおいては, 下部で河川堆積物が卓越し, 上部で内湾堆積物が卓越する(第5.49図). この堆積相の変化は, 海進に伴う陸上河川環境から内湾環境への変化を示している可能

性が高い.

年代・対比 本層は約1.25MaのOmigテフラよりも上位にある. また, 加茂団体研究グループ(1990)の記載によると, 本層は加茂ヌカタフよりも上位である. 加茂ヌカタフのFT年代は0.96Ma(村松, 未公表)と報告されている(加茂団体研究グループ, 1990). 更に, 加茂団体研究グループ(1990)は, 加茂市赤谷付近で産出した大型植物化石が魚沼層上部のものと共通性が高く, 本層がSK020テフラ(新潟平野団体研究グループ, 1970)よりも上位の層準に対比される可能性が高いと述べている. SK020テフラの堆積年代は約0.95Maと推定されている(黒川, 1999). 以上のことから, 本層の堆積年代は1Ma以降であると判断される. これは, 本層中からオオバタグルミ(*Juglans megacineria* Chaney)が報告されていないこと(橋立, 1974; 斎藤, 1980; 加茂団体研究グループ, 1990)と調和する.

第6章 中部更新統～完新統

(小松原 琢)

6. 1 研究史及び概説

研究史 加茂地域の第四系中部更新統～完新統の研究は、丘陵を構成する中部更新統に関する層序学的研究、段丘堆積物に関する地形学的ないし活構造学的研究、及び平野地下の沖積層に関する応用地質学的研究の大きく3つに分けられる。

本地域周辺の中部更新統に関する研究は、千谷（1919）が下田・新津丘陵で下位層を不整合に覆う「最上部層」「塔段堆積物」を認め、次いで大村（1928）が新津丘陵に分布する第四系を「矢代田層」と命名したことに始まる。その後、越後平野周辺の丘陵頂部には下位層を不整合に覆う第四系が広く分布することが認識され（例えば大村，1930；池邊，1940）、これらを「矢代田層」ないし「御山層」と呼ぶ新潟堆積盆地全体の模式的な層序が立てられた。しかし、これらの研究は燃料資源探査を主目的とするものであったため、燃料資源を産しない第四系の記載は簡略なものであった。

その後、戦後における研究の進展（稲葉ほか，1976；田村ほか，1976；下田丘陵団体研究グループ，1976a，

bなど）により、従来矢代田層と記載されてきた地層が不整合面を境として複数の層に分けられることが明らかにされた。この「矢代田層」の層準をめぐる問題は、斎藤（1980）、細川（1981）、加茂団体研究グループ（1990）などにより検討され、模式地における「矢代田層」の層序の再検討成果と併せて、日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会編（1988）、新潟平野東縁団体研究グループ（1998）、新潟県地質図改訂委員会（2000）、小林ほか（2002）などで新しい層序が示された。これらの研究により、越後平野東縁地域の第四系は、概ね下部更新統である下部、下部更新統最上部～中部更新統下部である中部、中部更新統中部である上部に分けられ、それらの間には不整合が存在することが示された。これらの先行研究と本研究の層序の対比を第6.1表に示す。

加茂地域南部の五十嵐川及び刈谷田川流域は、越後平野周辺の中では段丘面が広く発達する地域の1つであり、数多くの研究がなされてきた。本地域の段丘に関する研究は、木村（1964）による五十嵐川の段丘面区分に始まる。その後、高野ほか（1968）及び新潟第四紀研究グループ（1977）は、被覆層の色調などに基づいて段丘

第6.1表 中部更新統～完新統の研究者別層序対比

本報告	小林ほか (2002)	加茂団研 (1990)	津田ほか (1984)	細川 (1981)	斎藤 (1980)	田村ほか (1976)		下田団研 (1976b, 1977)	下田団研 (1976a)	鈴木ほか (1974)	橋立 (1974)	井部 (1967)	橋本 (1941)	大村 (1928)	千谷 (1919)		
加茂地域	三条地域	下田丘陵	加茂地域	五泉丘陵	加茂市周辺	下田丘陵	新津丘陵	下田盆地	下田盆地	新津・下田丘陵	下田丘陵西部	加茂市周辺	下田丘陵	五泉丘陵	新津丘陵	下田丘陵	
低位段丘堆積物(I~III群)	低位段丘堆積物(I~III群)		段丘堆積物	八幡層				花淵層	花淵段丘							塔段堆積物	
中位段丘堆積物(I~III)	中位段丘堆積物(I~III)	坂田層	段丘堆積物		原ヶ崎層		D-5層	笹岡層	笹岡段丘	河岸段丘	興屋向層	坂田層					
高位段丘堆積物(I~IV)	高位段丘堆積物(I~IV)	松葉層	段丘堆積物	刈羽層(上部)		C-4層	畜産試験場層	畜産試験場段丘	麻生南部層				麻生南部段丘				
								大平層	人面峠礫層								
広手層(下田盆地)	(下田丘陵西部)清水沢層	御山層	清水沢層	矢代田層	刈羽層(下部)	清水沢層上部層	C-3層	D-4層	駒込層	駒込互層	刈羽層	麻布層	陣ヶ峯層	陣ヶ峯砂層・礫層	刈羽粘土・砂・礫層	矢代田層	最上部層
駒込層	赤谷層	魚沼層	赤谷層			清水沢層下部層	C-2層	D-3層				柳沢層					

面を区分し、第四紀後半の地殻変動を議論した。また内藤（1975）は、刈谷田川及び五十嵐川の河成段丘を礫の風化度とローム層の色調に基づいて区分・対比し、地形発達過程と地殻変動様式を議論した。次いで鈴木（1984）は、国土基本調査の一環で加茂地域の段丘面を区分した。また鈴木（1993）は、五十嵐川沿いの河成段丘の断層変位地形と露頭を詳細に記載し、第四紀の地殻変動様式を論じている。一方、刈谷田川団体研究グループ（1977）は刈谷田川の段丘上のローム層を詳しく記載し、池津（1986）はローム層からテフラ起源物質を検出して編年の基礎となる資料を提示した。その後、ローム層中のテフラ起源物質を用いて段丘編年を行なう手法は、新潟火山灰グループ（1994, 1995）による五十嵐川の段丘研究、Choi *et al.*（2000）による低位～中位段丘の研究に適用された。その結果、本地域において大山倉吉テフラ（DKP：町田・新井，2003など）、始良 Tn テフラ（AT：町田・新井，2003など）などの後期更新世以降のテフラに由来するガラスや鉱物が検出されることが示された。これらの成果は、本地域における段丘の編年及び広域対比を可能とした。以上の先行研究と本研究の層序（地形面）の対比を第6.2表に示す。

本地域は山地・丘陵が大部分を占め、沖積平野の占める割合は小さい。そのため、浅層堆積物（沖積層）に関する研究例は少ない。Iwanaga and Ishibashi（1977）は、本地域北西部の沖積平野を対象として、沖積層とその下位層の深度分布と地下水について記載した。また新潟県平野部の地盤図集編集委員会（1981）は、新潟県下における平野地下の地盤調査ボーリング資料に関するデータ集を出版し、沖積層の基底深度を示すとともに、沖積層の層序区分及び編年を行った。その後、新潟県地質図改訂委員会（2000）及び新潟県地盤図集編集委員会（2002）は、

沖積層の層序を再検討し、約5000年前と約10000年前を境に沖積層を下部層、中部層、上部層に区分した。

概説 本報告では、中部更新統～完新統を主に堆積物の年代に基づいて区分したが、新期（主に完新世後期）の堆積物と斜面堆積物は構成する地形と層相によって区分した。段丘の対比と編年は、主として被覆風成堆積物（ローム層）中に含まれるテフラ起源物質（クリプトテフラ）に基づいて行ったが、示標となるテフラ起源物質を欠く高位段丘堆積物については、ローム層中の暗色帯の数や層序関係に基づいて行なった。

本地域の中部更新統～完新統は、①広手層及び清水沢層、②段丘堆積物、③斜面堆積物（地すべり堆積物、崖錐堆積物、沖積錐及び埋谷緩斜面堆積物）、④沖積層、に大別される。

①広手層及び清水沢層は、丘陵頂部を構成し、下位層を傾斜不整合に覆う。広手層は陸成堆積物からなり、下田盆地に分布する。清水沢層は海成及び陸成堆積物からなり、下田丘陵西縁部に分布する。両層からはテフラや示準化石が得られていないため、対比については検討の余地がある。しかし両層は高位段丘堆積物の下位に位置し、赤谷層及び駒込層を不整合に覆うという層位の共通性、共に基底部を除き泥や砂に富むという層相の共通性及び地層の連続性から、南西隣の長岡地域及び西隣の三条地域に分布する御山層（小林ほか，1991，2002）に対比される。

②段丘堆積物は、くさり礫を含み赤色ローム層に覆われる高位段丘堆積物（Ⅰ，Ⅱ及びⅣ）、くさり礫を含まないものの風化の進んだ礫を含み、褐色ローム層に覆われる中位段丘堆積物（Ⅰ～Ⅲ）、新鮮な礫からなり薄い褐色ローム層ないし黒色土に覆われる低位段丘堆積物

第6.2表 段丘面（堆積物）の研究別対比

本報告	小林ほか (2002)	Choi <i>et al.</i> (2000)	鈴木 (1993)	高野 (1988)	鈴木 (1984)	池津 (1986)	刈谷田川 団研(1977)	下田団研 (1976b, 1977)	下田団研 (1976a)	内藤(1975)	木村 (1964)				
加茂地域	三条地域	五十嵐川	刈谷田川	五十嵐川	五十嵐川	刈谷田川	刈谷田川	刈谷田川	下田盆地	下田盆地	五十嵐川	刈谷田川	五十嵐川		
沖積層	沖積層	Sh-A1	To-A1												
低位Ⅲ段丘堆積物群	低位Ⅲ段丘堆積物群	Ah-A2	To-A2	A2面	2面	Gt VI	金沢Ⅱ面	金沢Ⅱ面							
			To-A3				A1面	A1面						金沢Ⅰ面	金沢Ⅰ面
			Sh-A3				To-A4								善昌寺面
低位Ⅱ段丘堆積物	低位Ⅱ段丘堆積物	Sh-B	To-B	IX	L3面	L2面	Gt V	明戸面	明戸Ⅱ面・ 明戸Ⅰ面	花淵層	花淵段丘	lg-V	Kr-V	低位 段丘	
低位Ⅰ段丘堆積物	低位Ⅰ段丘堆積物	Sh-C	To-C	VIII	L2面	L1面	Gt IV	櫻出面	櫻出面	棚鱗層	棚鱗段丘	lg-VI	Kr-IV		
中位Ⅲ段丘堆積物	中位Ⅲ段丘堆積物	Sh-D	To-D	VII	L1面	M2面	Gt III	東ヶ丘段丘Ⅲ	東ヶ丘Ⅲ 面	笹岡層	笹岡段丘	lg-V	Kr-III		
中位Ⅱ段丘堆積物	中位Ⅱ段丘堆積物			VI	M2面		Gt II-2	東ヶ丘段丘Ⅱ	東ヶ丘Ⅱ 面			lg-IV			
中位Ⅰ段丘堆積物	中位Ⅰ段丘堆積物			V	M1面	M1面	Gt II-1	板倉段丘	上櫻出面・ 板倉面	畜産試験 場層	畜産試験 場段丘	lg-III	Kr-II		中位段丘
高位Ⅳ段丘堆積物	高位Ⅳ段丘堆積物			IV	H3面	H3面	Gt I-3	大倉Ⅱ段丘	大倉面	麻生南部 層	麻生南部 段丘	lg-II	Kr-I	高位 段丘	
高位Ⅲ段丘堆積物	高位Ⅲ段丘堆積物			III								lg-I			
高位Ⅱ段丘堆積物	高位Ⅱ段丘堆積物			II	H2面	H1面	Gt I-2	大倉Ⅰ段丘		大平層	人面峠礫 層	大平面			
高位Ⅰ段丘堆積物	高位Ⅰ段丘堆積物			I	H1面		Gt I-1								
清水沢層/広手層	御山層									駒込層	駒込互層				
赤谷層/駒込層	魚沼層														

(I～III群)に区分される。いずれも砂礫を主とする。下田盆地の高位II段丘堆積物には厚さ数10cmの火山砕屑物(大平軽石)が挟まれるが、その給源や対比は明らかにされていない。

③斜面堆積物は、様々な運搬・堆積作用によって斜面や斜面基部に堆積した地層である。地すべり堆積物は、地すべりによって原岩から分離・移動した地質体である。本報告では国土地理院撮影の2万分の1空中写真から地すべりや大規模崩壊に伴う滑落崖を判読し、地質図上に示した。地すべり移動体については、主に地形的特徴から破砕が著しく進行した状態にあると判断されるものを「地すべり堆積物」として示した。崖錐堆積物は、斜面の基部に落石や匍行により堆積した粗大な礫や岩屑からなる。沖積錐及び埋谷緩斜面堆積物は、主として泥流や土石流などによって運搬された粗大な礫や岩塊が緩傾斜場に堆積したものである。埋谷緩斜面堆積物のうち、段丘化したものについては、周囲の段丘との関係や被覆するローム層を基準として、段丘堆積物として区分し、地質図上に示した。

④沖積層は、最終氷期の海面低下期以降に堆積した沖積面を構成する地層である。地質図では微地形に応じて旧河道堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物、現河床堆積物に細分した。加茂地域内の沖積層基底の深度は北西ほど深く、最も深い場所で深度約60mに達する。

6.2 広手層 (Hr)

命名・定義 新称。

下田盆地周辺において、高位段丘堆積物に不整合に覆われる泥、砂及び礫層を主体とする第四系は、これまで矢代田層(大村, 1928)、刈羽層(鈴木ほか, 1974a)、駒込層(下田丘陵団体研究グループ, 1976b)などと呼ばれてきた。しかし、これらの地層は明瞭な傾斜不整合を境として2層に区分できる。本報告では不整合より下位の地層を駒込層と再定義し(第5章12節参照)、上位の地層を新たに広手層と命名・定義する。

模式地 三条市広手付近から同市赤坂付近。

層序関係 下位の駒込層と古戸層を傾斜不整合に覆う。本層は、西隣の三条地域における御山層(小林ほか, 2002)と一連の地層と考えられる。

分布 曲谷向斜西翼の三条市駒込から赤坂にかけて、連続的に分布するほか、曲谷向斜東翼の福沢～大沢東方及び片平付近に孤立して分布する。

層相 泥層及び砂層を主体とし、基底に礫層を伴い、所により腐植土層を挟む。全体として上方細粒化する(第6.1図)。

本層の基底には、直径10～60cm程度の礫を主体とし、上方細粒化する砂礫層がしばしば挟まれる。砂礫層の上部は、多くの地点で新第三系泥岩の円礫からなる礫層と

砂層の互層を経て、砂層に漸移する。礫層の厚さは場所によって大きく異なるが0～5mの場所が多い。礫種は、福沢周辺では安山岩礫が高い比率を占めるが、他の地域では多種の礫からなる。

砂層は厚さ2～5mの上方細粒化する粗粒～細粒砂層からなり、上方細粒化する。

泥層はシルトを主体とし、砂層をレンズ状に挟有する。泥層中にはしばしば直立した植物根化石が認められる。三条市福沢～大沢東方では、シルトないし砂層中に腐植土層ないし腐植質粘土層が挟有される。腐植質粘土層中には材化石が含まれる。加茂地域内の本層最上部は、高位I及びII段丘堆積物堆積時に形成された不整合によって削剥されているため、観察できない。

化石 三条市福沢～大沢東方における腐植質シルト及び腐植土中には、多量の材化石が含まれる。本調査では種子や葉などの大型植物化石は見つからなかった。

堆積環境 本層は、基底に砂礫層を伴うものの、直立した植物根化石を含む泥層や砂層を主体としていることから、河川の影響が強い平地的な環境下で堆積したと考えられる。

6.3 清水沢層 (Sm)

命名・定義 命名は斎藤(1980)による。その後、加茂団体研究グループ(1990)は、斎藤(1980)による清水沢層上部層上半部の礫層以上を清水沢層と再定義した。本報告では本層の定義を、加茂団体研究グループ(1990)に従う。

本層と下位の赤谷層は、層相がよく似ているため識別しにくい。しかしながら、本層は丘陵の最上部に分布すること、下位層を傾斜不整合に覆うことから、赤谷層から識別できる。

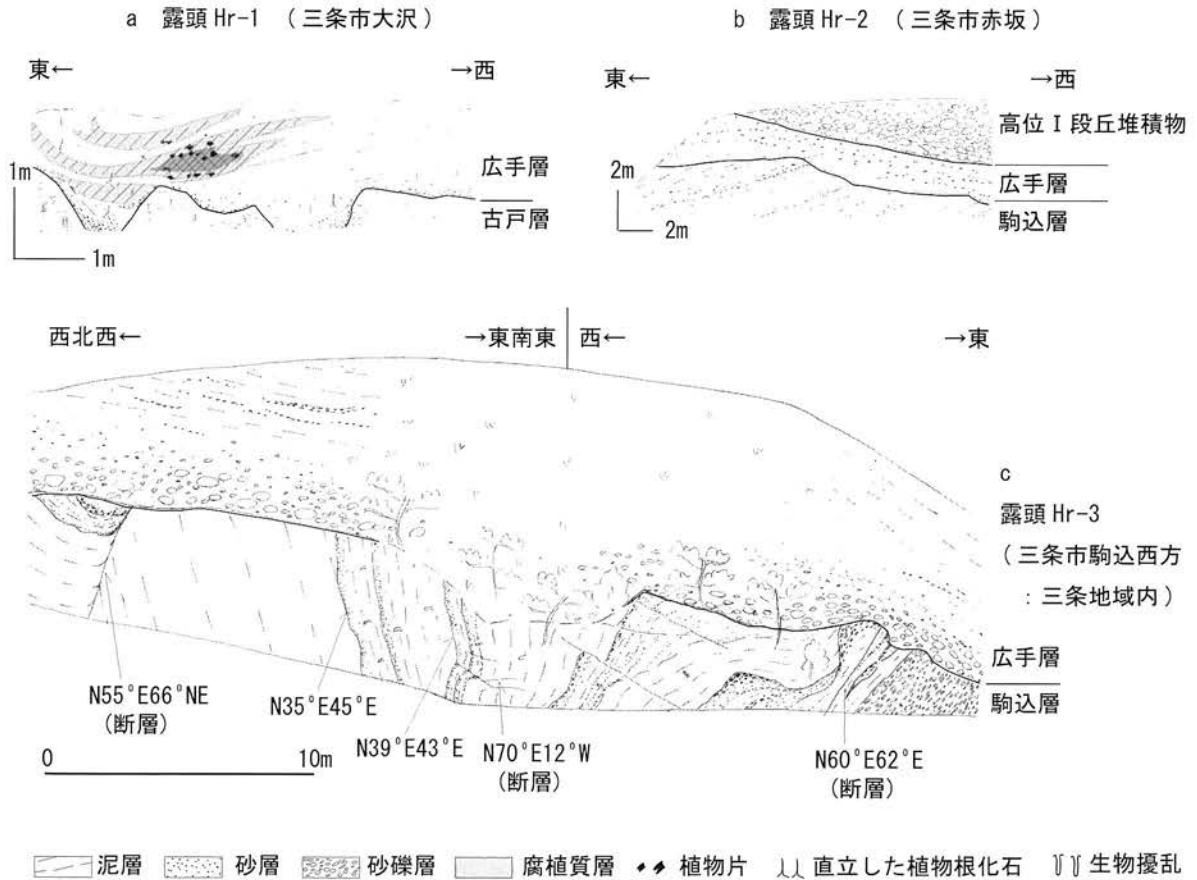
模式地 新潟県南蒲原郡田上町羽生田小学校脇(北隣の^{はにょうた}新津地域内)の露頭。

層序関係 加茂地域では、下位の赤谷層(一部で保内層)を傾斜不整合に覆う(第6.2図)。本層は西隣の三条地域に分布する御山層(小林ほか, 2002)と一連の地層と考えられる。

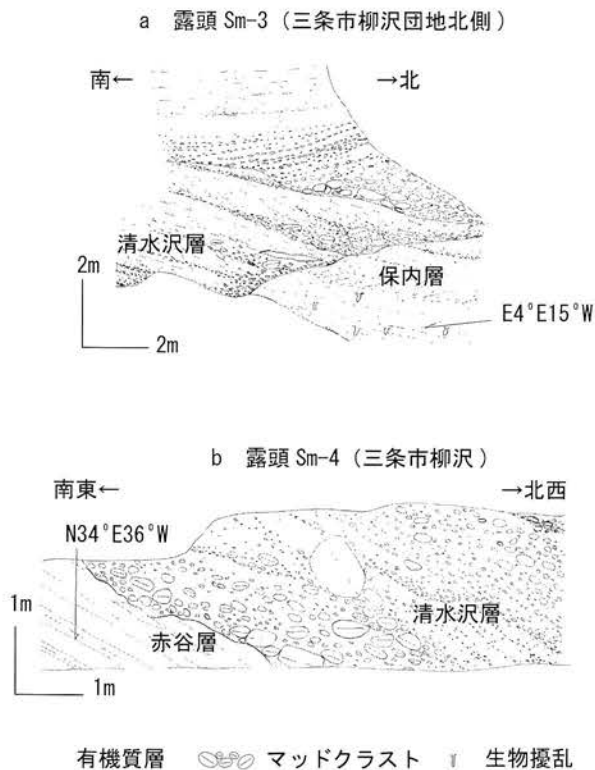
分布 越後平野西縁に沿って、加茂市街地から三条市東大崎にかけての地域に分布する。

層相 本層は、下位より厚さ0～6mの砂礫層、厚さ3～10mの生痕化石を含む砂～シルト層、厚さ5～9mの直立した植物根化石を含むシルト優勢の砂シルト互層からなる(第6.3図)。

下部の砂礫層は、場所によって礫種や層相が大きく異なる。加茂地域北部の加茂川右岸では、中～細礫と砂の基質からなり、トラフ型斜交層理が認められる。一方、本地域北西部の柳沢から東大崎付近では、多種の礫によって構成される最大層厚約6mの砂礫層からなり、マッ



第 6. 1 図 広手層と下位層の境界部を示す露頭スケッチ
露頭位置は付図 2 を参照.



第 6. 2 図 清水沢層と下位層の境界部を示す露頭スケッチ
露頭位置は付図 1 を参照.

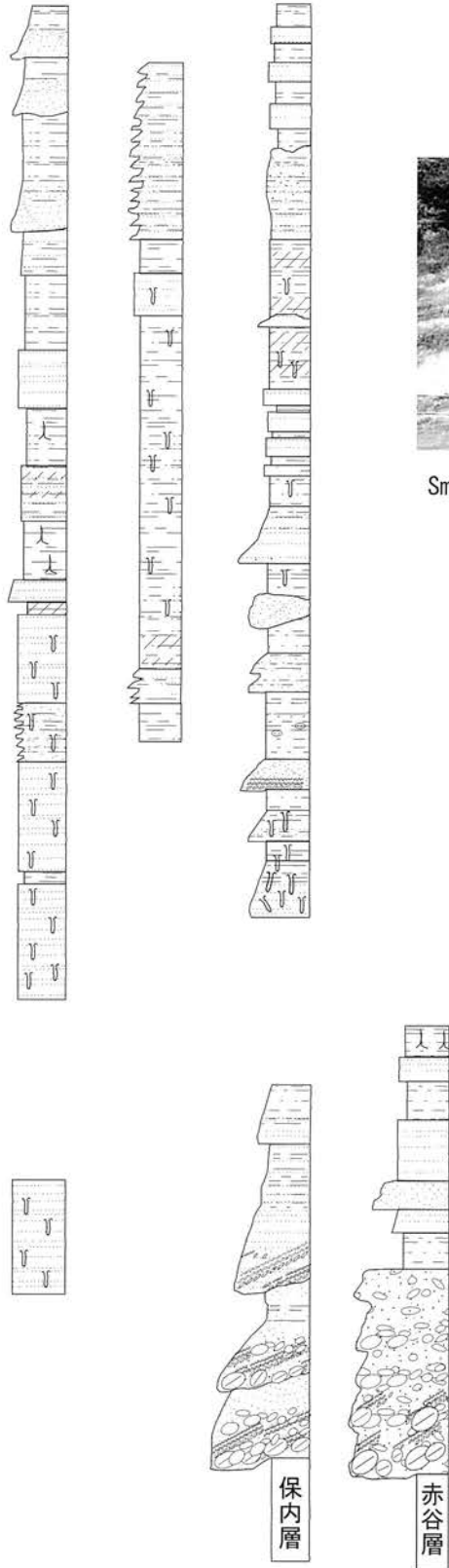
ドクラストや巨礫をしばしば含み、顕著なトラフ型斜交層理が認められる (第 6. 3 図)。

中部の砂～シルト層は、生痕化石を多く含む灰色シルト層 (第 6. 4 図) と上方細粒化する淘汰の良い細～中粒砂層からなり、場所によって砂層中にリップル葉理や平行葉理が認められる。三條市柳沢ではこの層準に白色の軽石が散在する。中部から上部へは多くの場所で漸移する。

上部のシルト勝ち砂シルト互層は、白色～暗灰色の砂混じりシルト層とシルト混じりの極細粒～細粒砂層からなり、これらは数 10cm 程度の厚さで互層する。シルト層は直立した植物根をしばしば含み、場所によって植物片を多量に含む。シルト混じり砂層にはしばしば平行層理ないトラフ型斜交層理が認められる。砂シルト互層最上部の 3～4m は赤色風化していることが多い。

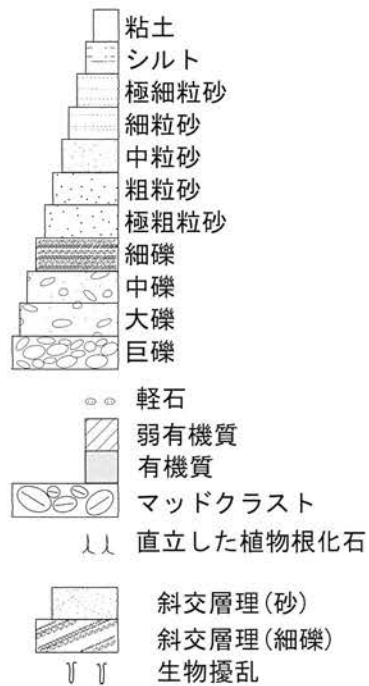
化石 加茂団体研究グループ (1990) は、加茂川右岸の丘陵よりエゴノキ (*Styrax japonica* Sieb. et Zucc.) の種子化石が産出したことを報告している。また橋立 (1974) は、本層 (橋立, 1974 の麻布層) 下部から多数の植物化石を報告しているが、本調査ではこれらを確認することはできなかった。

Sm-1 加茂市 学校町
 Sm-2 三条市 柳沢団地
 Sm-3 三条市 柳沢団地
 Sm-4 三条市 柳沢



Sm-3 (柳沢団地の中部～上部)

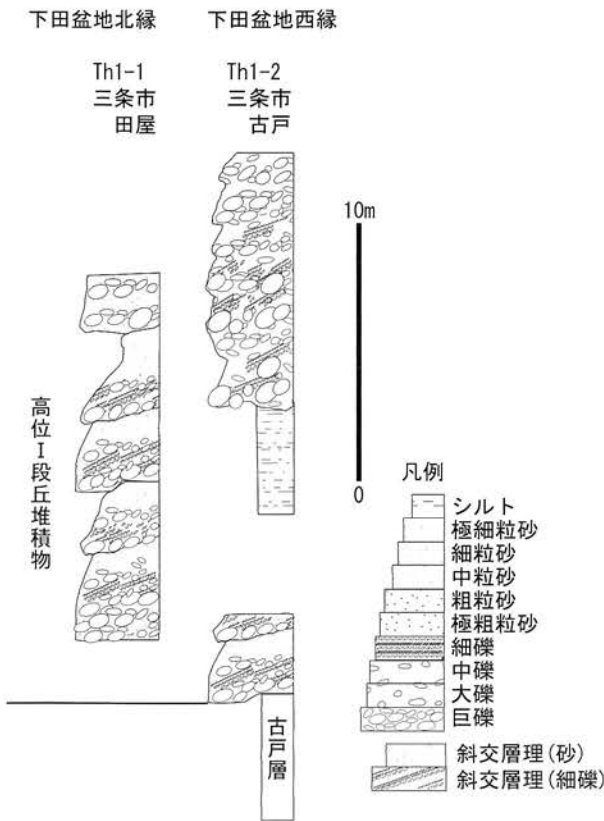
凡例



第 6.3 図 清水沢層の柱状図と代表的な露頭状況
 露頭位置は付図 1 を参照

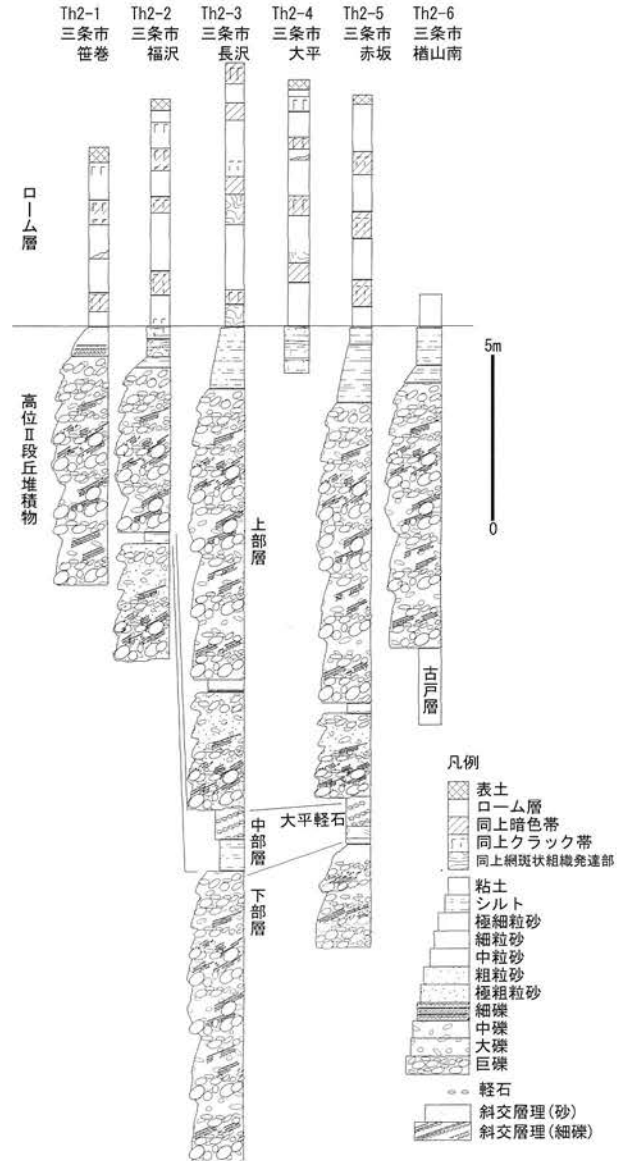


第 6.4 図 清水沢層中部の砂泥層中に見られる生痕化石
三角ホーの柄の長さは37cm.



第 6.5 図 高位 I 段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図 2 を参照.

堆積環境 本層は、トラフ型斜交層理を示す砂礫層からなる下部、生痕化石を多く産する砂～シルト層からなる中部、直立した植物根化石を含む砂シルト互層からなる上部が、互いに漸移的に重なっていることから、一連の海進サイクルに対応して下位よりそれぞれ陸上、浅海及び陸上で堆積した堆積物と考えられる。



第 6.6 図 高位 II 段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図 1 及び 2 を参照.

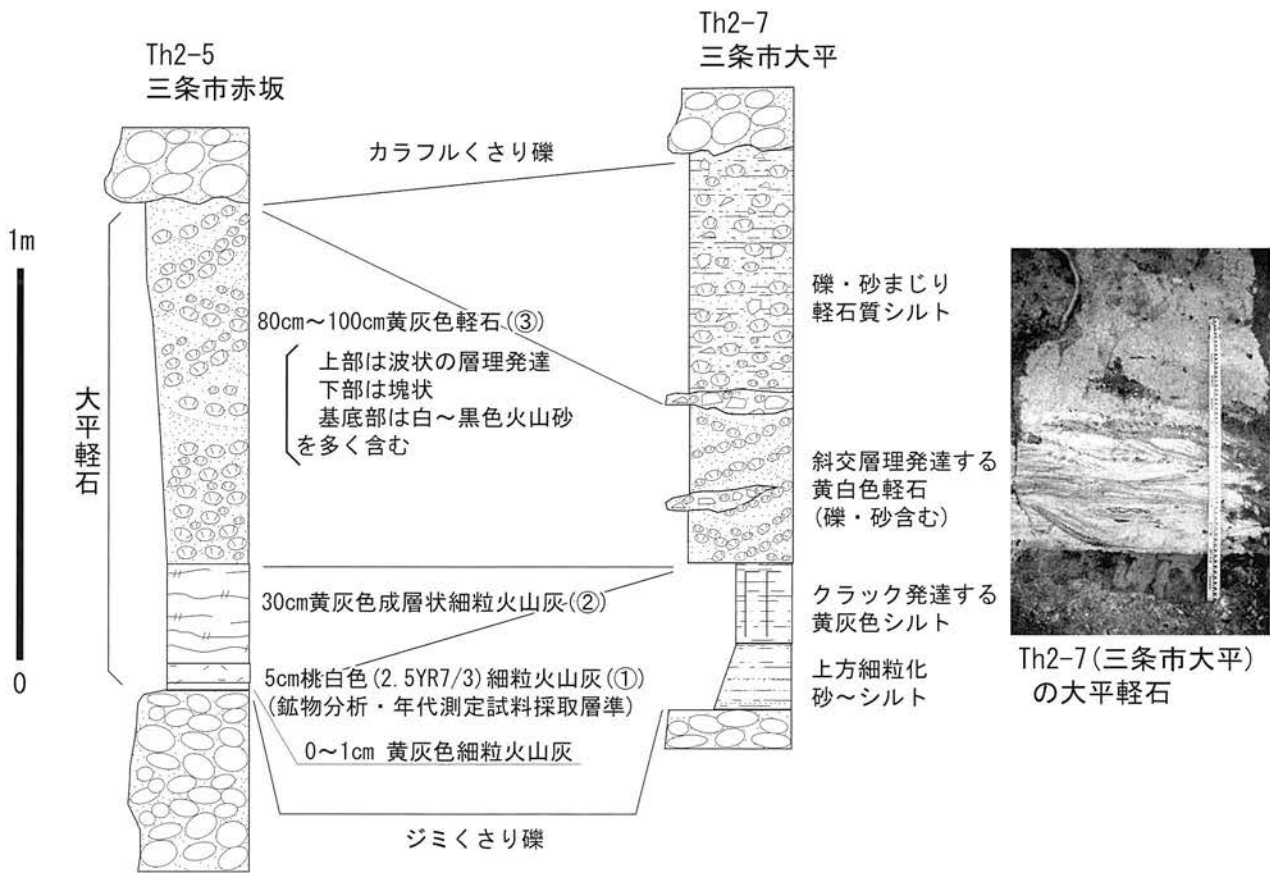
6.4 高位段丘堆積物

本報告では、赤色（マンセル色表示で5YR4/8～2.5YR5/8程度）を呈するローム層に被覆され、鎌で容易に削ることができる程度に風化した礫（くさり礫）を多く含む段丘堆積物を、高位段丘堆積物として記載する。

高位段丘堆積物は、ローム層との層位関係や地形的な配列に基づいて、古期から順に高位 I～IV 段丘堆積物の 4 層に区分される。以下、各層とそれらを覆うローム層について記載する。

6.4.1 高位 I 段丘堆積物 (Th₁)

定義 広手層以下の地層を不整合に覆い、最高位の段丘面を構成する地層を高位 I 段丘堆積物と定義する。



第 6.7 図 大平軽石の代表的な露頭の柱状図と露頭写真
露頭位置は付図2を参照.



第 6.8 図 高位Ⅱ段丘堆積物上部のくさり礫
様々な色に風化した礫からなり「カラフルくさり礫
(下田丘陵団地研究グループ, 1976a)」と呼ばれる。
鎌で容易に削ることが出来る程度に風化している。
三角ホーの柄の長さは37cm.

層序関係 広手層以下の地層を傾斜不整合に覆う。

分布 下田盆地を取り囲む丘陵の尾根頂部を構成し、
刈谷田川水系と五十嵐川水系の分水界をなして広い範囲

に断片的に分布する。

層相 本地域では高位Ⅰ段丘堆積物の露出は限られて
おり、堆積物全体を観察できる場所は少ない。五十嵐川
右岸丘陵に分布する本堆積物は、安山岩礫を主体とする
くさり礫からなる厚さ5~10mの砂礫層を主とし、砂~
シルト層をレンズ状に挟む(第6.5図)。また、下田盆
地西方に分布する本堆積物は、古戸層を削りこむ谷を埋
めて堆積した厚さ5~15mの礫層及び砂~シルト層から
構成される。本堆積物中の礫は全体に円磨度が高い。

本堆積物は、層相(砂礫主体であること)、礫種(安
山岩礫が多いこと)及び礫の風化程度(広手層と比較し
て著しく風化していること)から、下位の広手層とは容
易に識別できる。

高位Ⅰ段丘堆積物の被覆層 高位Ⅰ段丘堆積物を被覆
するローム層は観察できる場所が少ないものの、確認で
きる地点では厚さが約7m以上に達する。このローム層
には少なくとも3層の暗色帯が挟在し、ローム層底部
では網斑状組織が発達し明赤褐色(2.5~5YR5/8)を呈
する。

地形面の形状 開析された平坦面が尾根上に断片的に
残存する。

6. 4. 2 高位Ⅱ段丘堆積物 (Th₂)

定義 被覆層中に3層以上の暗色帯が認められる高位段丘堆積物のうち、低位の段丘面を構成するものを高位Ⅱ段丘堆積物と定義する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 五十嵐川左岸の下田盆地に広く分布する。人面峠^{ひとづら}以西では刈谷田川水系と五十嵐川水系の分水界をなして丘陵頂部に分布する。

層相 本堆積物は、下部のやや風化度の低いくさり礫(下田丘陵団体研究グループ, 1976aの「ジミくさり礫」)主体の砂礫層と、中部に挟有される泥層とテフラ(大平 軽石), 上部を構成する風化度が高く赤・緑・黄・黒などの鮮やかな色調を呈するくさり礫(下田丘陵団体研究グループ, 1976aの「カラフルくさり礫」)からなる砂礫層に区分される(第6. 6図)。

下部の砂礫層は、円～亜円礫を主体とする成層した砂礫層からなり、しばしば砂層ないし砂混じりシルト層を挟む。砂礫層は基底に径50cm程度の巨礫を多く含むものの、概ね径20cm以下の灰色～橙色を呈する安山岩礫を主体とするくさり礫を主とし、砂及び泥がその基質を構成する。砂礫層の厚さは下田盆地中央部で10m以上である。

中部の泥層と大平軽石(Odp)は、下田盆地中央部の大平から長沢付近に至る地域で連続して追跡できるが、下田盆地の縁辺部では上部の砂礫層に削剥されるため確認できない。泥層は基底部に礫を含み、下部に砂層を挟む。泥層の主体は灰褐色～灰白色を呈する。また、泥層にはしばしば明瞭なクラックが認められる。泥層の厚さは約1～2mである。大平軽石(Odp: 第6. 7図)はこの泥層を整合的に覆う。

上部の砂礫層は、下田盆地の縁辺部では中部の泥層及び大平軽石を削って下部の砂礫層上に累重する。上部の砂礫層は、赤、灰、緑灰など様々な色を呈する特徴的なくさり礫と、礫間を充填する赤色風化した砂及び泥からなる(第6. 8図)。砂礫層は、最大径40cm程度(多くは10cm程度)の円～亜円礫からなる安山岩礫を主体とし、不明瞭に成層する。砂礫層の最上部は基質の割合が高くなり、マッドクラストを含むシルト層に漸移する。シルト層中には、部分的に赤色の網斑状組織が発達する。

大平軽石(Odp)は、著しく風化した軽石及び細粒火山灰で構成されるテフラである。本テフラは、模式的には基底部から、①厚さ5cm程度の桃白色粘土状を呈する細粒火山灰、②厚さ30cm程度の黄灰色を呈する成層した細粒火山灰、③下半部は塊状、上半部は斜交層理を示す厚さ80～100cm程度の黄白色軽石層から構成され、その上位を所により厚さ1m程度の砂及び礫を含む軽石質シルト層が覆う。このうち①の細粒火山灰には、屈折率 $n_1 = 1.671 \sim 1.683$ (最頻値は1.675)を示す綠色角閃石、

斜長石、石英と、少量のジルコン及びアパタイトが含まれる(鉱物組成と屈折率測定は、株式会社京都フィッシュョントラックによる)。本テフラのFT年代は、村松(未公表)により0.61Maと測定されている(日本の地質「中部地方I」編集委員会編, 1988)。今回、①の細粒火山灰を対象としてジルコンFT年代測定を行なったところ、 1.2 ± 0.1 Maという結果が得られた(巻末資料参照)。しかしこれらの年代値は、明瞭な段丘面を構成する本堆積物の年代としては古過ぎることから、層位と異なる古い値を示していると考えられる。

高位Ⅱ段丘堆積物の被覆層 高位Ⅱ段丘堆積物は、3層の暗色帯を含む厚さ5～7m程度のローム層によって被覆される。ローム層の基底部は、マンセル色表示で2.5～7.5YR4/8を示す粘土質ロームである。

地形面の形状 開析された広い平坦面を形成する。この平坦面は後述するように離水後の地殻変動によって変形している。

6. 4. 3 高位Ⅲ段丘堆積物 (Th₃)

定義 高位Ⅱ段丘堆積物よりも低位で、かつ後述の高位Ⅳ段丘面よりも高位に不明瞭な堆積面を構成する堆積物を、高位Ⅲ段丘堆積物と総称する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 本地域では長岡市人面峠南方の狭い範囲にのみ分布する。

層相 厚さ6～20mのくさり礫を含む砂礫層からなり、赤色ローム層に覆われる。

高位Ⅲ段丘堆積物の被覆層 高位Ⅲ段丘堆積物の被覆層は、加茂地域内では人為によってほぼ完全に削られ観察できない。隣接する三条地域内では、高位Ⅲ段丘堆積物は2層の暗色帯をもつローム層に覆われる(小林ほか, 2002)。

地形面の形状 狭く開析された平坦面をなす。本堆積物は、刈谷田川の河川争奪に伴って局所的に作られた段丘面の構成層と考えられる。

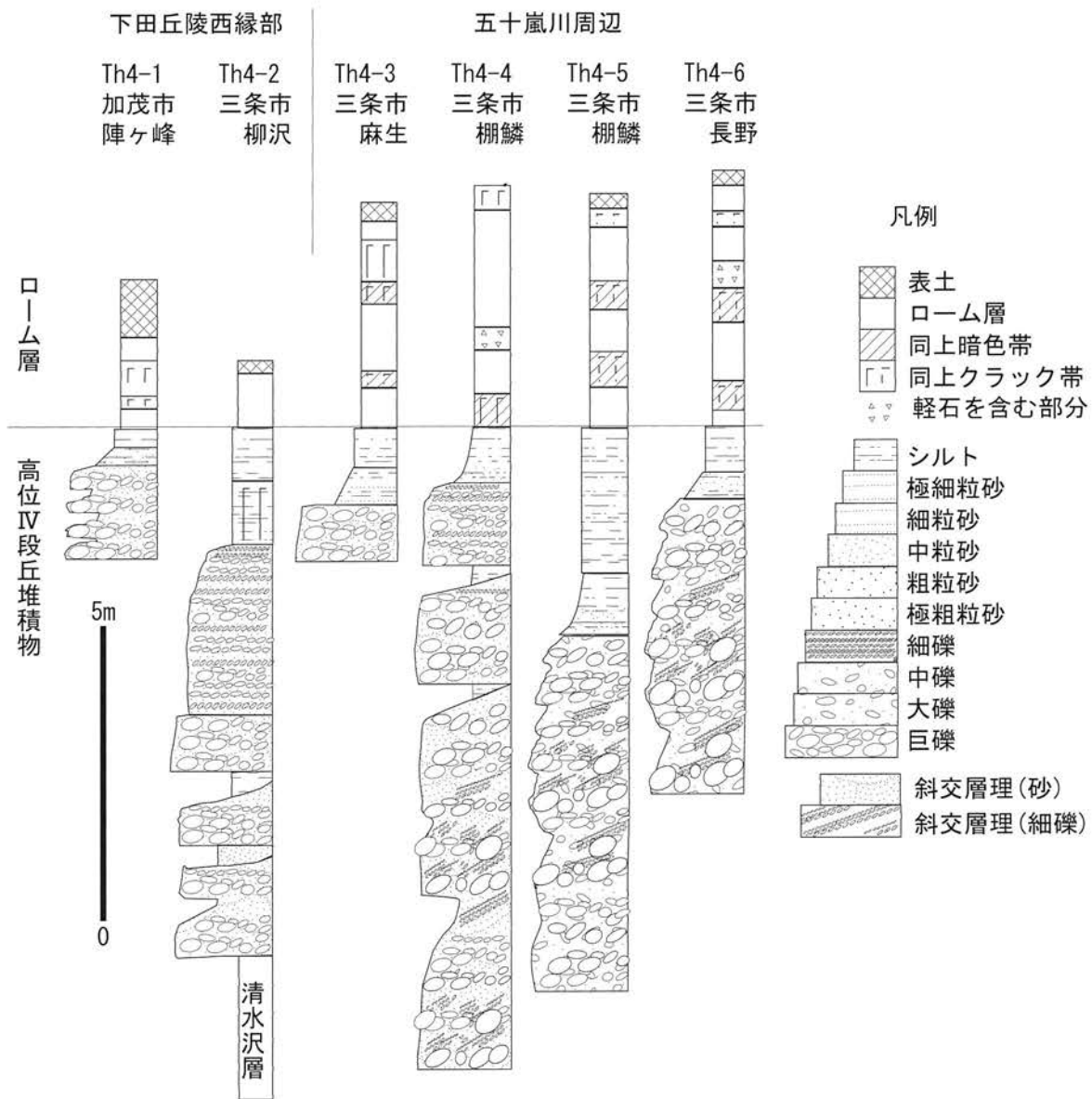
6. 4. 4 高位Ⅳ段丘堆積物 (Th₄)

定義 被覆層中に2層の暗色帯を持つ高位段丘堆積物を、高位Ⅳ段丘堆積物と定義する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 五泉市新屋付近、加茂川、五十嵐川、刈谷田川の各河川流域と、新津・下田丘陵の西縁部に、断片的に分布する。

層相 本堆積物は、灰色～橙色を呈するくさり礫を1～5割程度含む礫と赤褐色を呈する泥～泥混じり砂の基質で構成される砂礫層、ならびに挟まれる砂層からなる。本堆積物の最上部は、多くの地点において上方細粒化して砂～シルト層に漸移する(第6. 9図)。砂礫層の礫種は、河川の流域毎に異なり、仙見川や加茂川の流域では下部



第6.9図 高位IV段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図1及び2を参照。

ジュラ系の仙見コンプレックスに由来する堆積岩礫が多く、五十嵐川や塩谷川の流域では安山岩礫が多い。本堆積物の厚さは、薄い場所では5m程度であるが、厚い場所では10m以上に達する。

高位IV段丘堆積物の被覆層 高位IV段丘堆積物は、下半部が赤色（5YR4/8～5/8）を呈する厚さ3～4m程度のローム層に覆われる。ローム層中には2層の暗色帯が存在する。

地形面の形状 河川沿いに分布する段丘面を構成する。五十嵐川流域では連続性のよい段丘面を構成している。

6.5 中位段丘堆積物

本報告では、主として明褐色ないし赤褐色（マンセル色表示で7.5YR4/6～5YR5/8程度）を呈するローム層に被覆され、くさり礫を含まない、あるいはごく少量含み、厚い風化皮膜が発達した安山岩礫を多く含む特徴を示す段丘堆積物を、中位段丘堆積物として記載する。

中位段丘堆積物は、ローム層との層位関係や地形的な配列にもとづいて古期から順にⅠ～Ⅲの3層に区分される。以下、各層とそれを覆うローム層について記載する。

6.5.1 中位Ⅰ段丘堆積物 (Tm₁)

定義 厚さ数mmの風化皮膜を持つ安山岩礫を伴う

が、くさり礫をごくわずかに含むかあるいは全く含まず、褐色ローム層に覆われる段丘堆積物を中位 I 段丘堆積物とする。本堆積物を被覆するローム層の基底は、上位のローム層と比較してやや明るい褐色を呈する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

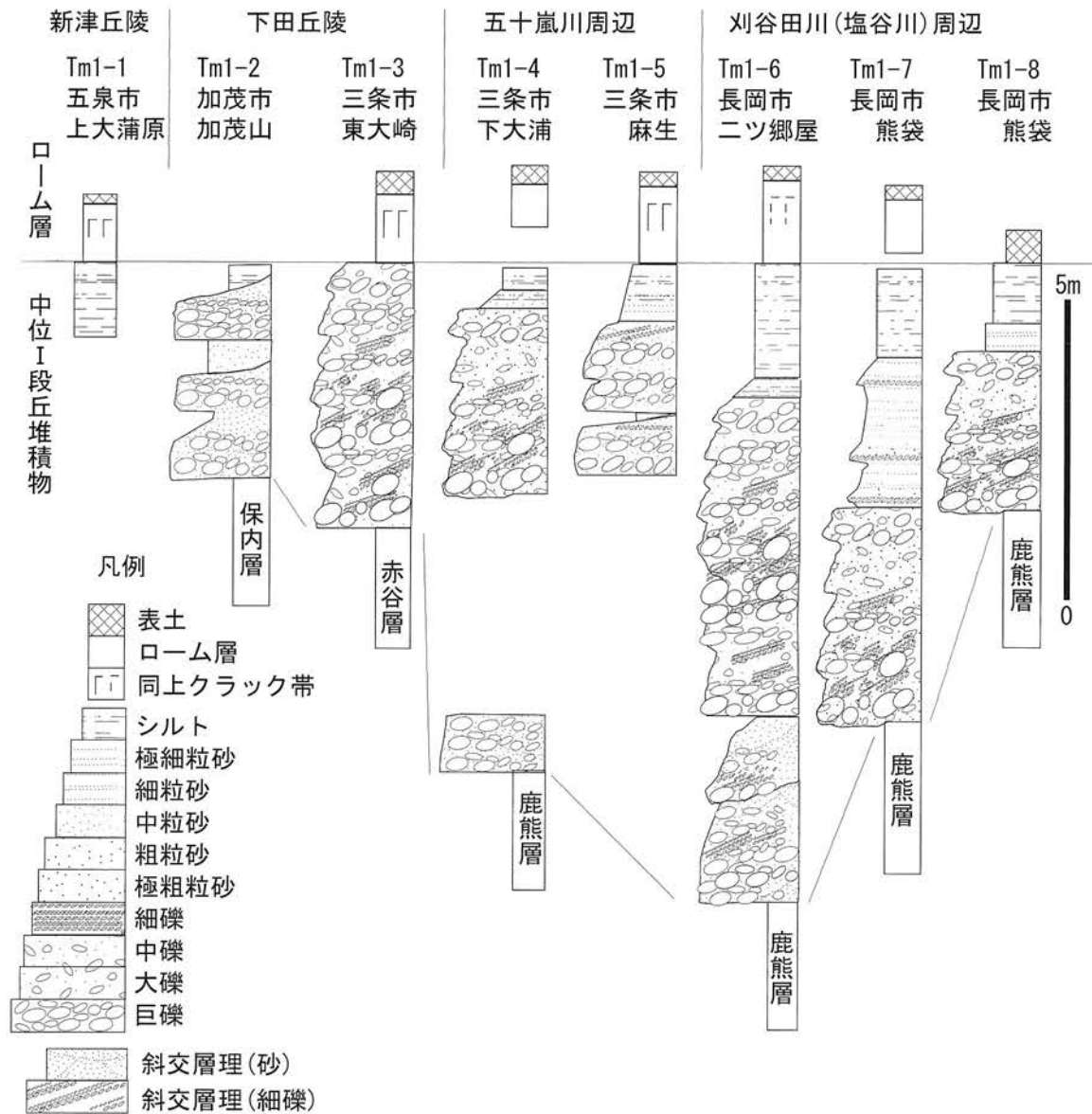
分布 下田丘陵西部と五十嵐川及び刈谷田川沿いに連続して分布するほか、能代川上流部に断片的に分布する。

層相 本堆積物は、風化礫を多く含む砂礫層を主とし、砂層及び泥層を挟む。本堆積物中の安山岩礫には、厚さ数 mm の風化（酸化）皮膜が発達することが多く、先新第三系の堆積岩類に由来する礫では岩種によって厚さの異なる風化皮膜が認められることがある。礫間を充填する基質は黄褐色～褐色の砂ないし泥からなる。礫種は、

河川上流域の岩石に応じて変化し、五十嵐川や刈谷田川（塩谷川）の段丘では安山岩礫の占める割合が高い。本堆積物は一般に上方細粒化し、最上部は泥層となる。最上部の泥層には、所により降下火山灰を起源とすると考えられるカミングトン閃石の粒子が含まれる。本堆積物の厚さは3m～最大約10mである（第6.10図）。

中位 I 段丘堆積物の被覆層 中位 I 段丘堆積物は、厚さ1.5～2m程度の褐色ローム層に被覆される。このローム層は、基底部がやや淡い褐色（7.5YR4/6程度）を示し、多くの場所でクラック帯を伴う。

地形面の形状 河川沿いと丘陵縁沿いに沿って分布する段丘面を構成する。五十嵐川流域と刈谷田（塩谷）川では特に連続性のよい段丘面を構成している。



第6.10図 中位 I 段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図1及び2を参照。

6.5.2 中位Ⅱ段丘堆積物 (Tm₂)

定義 褐色ないし赤褐色のローム層に覆われ、一段高位の鍵地形面である中位Ⅰ段丘と一段低位の鍵地形面である中位Ⅲ段丘の間に位置する段丘面を構成する堆積物を、中位Ⅱ段丘堆積物とする。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 五十嵐川流域に連続して分布する他、加茂川や能代川の流域に、断片的に分布する。

層相 本堆積物は、風化礫を多く含む砂礫層を主体とし、砂層及び泥層を挟む。砂礫層は、風化礫と黄褐色～褐色の砂及び泥の基質からなる。砂礫層中の安山岩礫は、数mm程度の風化皮膜を持つ。本堆積物は上方細粒化し、最上部は砂ないし泥からなる(第6.11図)。

中位Ⅱ段丘堆積物の被覆層 中位Ⅱ段丘堆積物は、下部が赤褐色(7.5YR5/8程度)を呈する厚さ1～1.5m程度のローム層に覆われる。この赤褐色ローム層の下部には微量の高温型石英の粒子が含まれる。この高温型石英は、魚沼丘陵北部で報告された中位段丘面被覆層中のテフラ層位・産状(幡谷ほか, 2006)との比較により、鬼界葛原テフラ(K-Tz)(町田・新井, 2003)に由来する可能性が高いと考えられる。

地形面の形状 五十嵐川や能代川沿いでは、崖錘と連

続するように緩く河床に向かって傾斜する段丘面を構成する。また、丘陵を開析する枝沢を埋めて埋谷緩斜面を構成する。

6.5.3 中位Ⅲ段丘堆積物 (Tm₃)

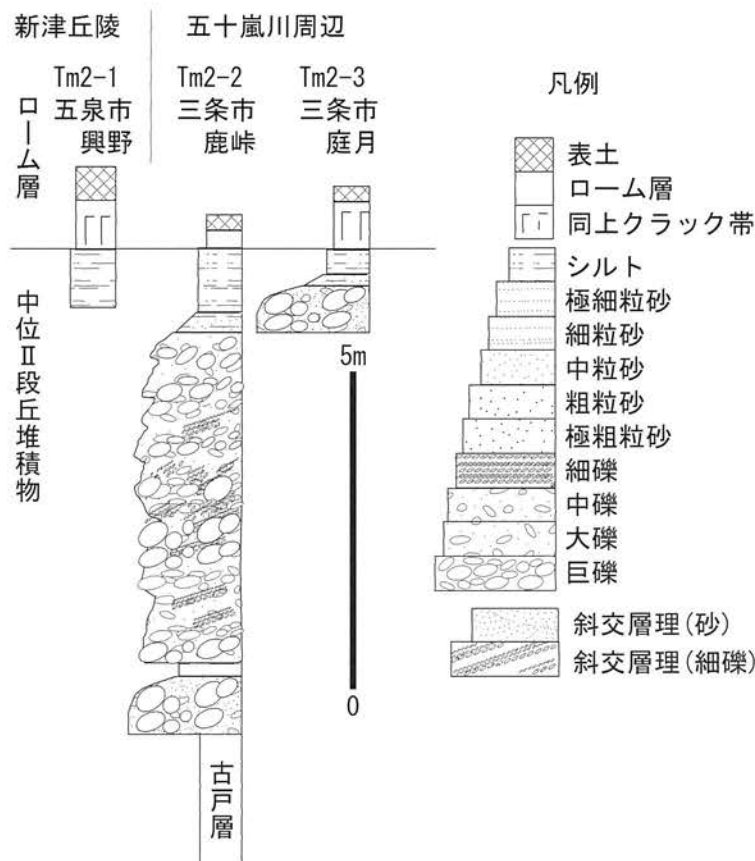
定義 風化礫を主とする段丘堆積物であり、明褐色のローム層に直接覆われるものを、中位Ⅲ段丘堆積物とする。五十嵐川では連続性の良い鍵地形面を構成する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

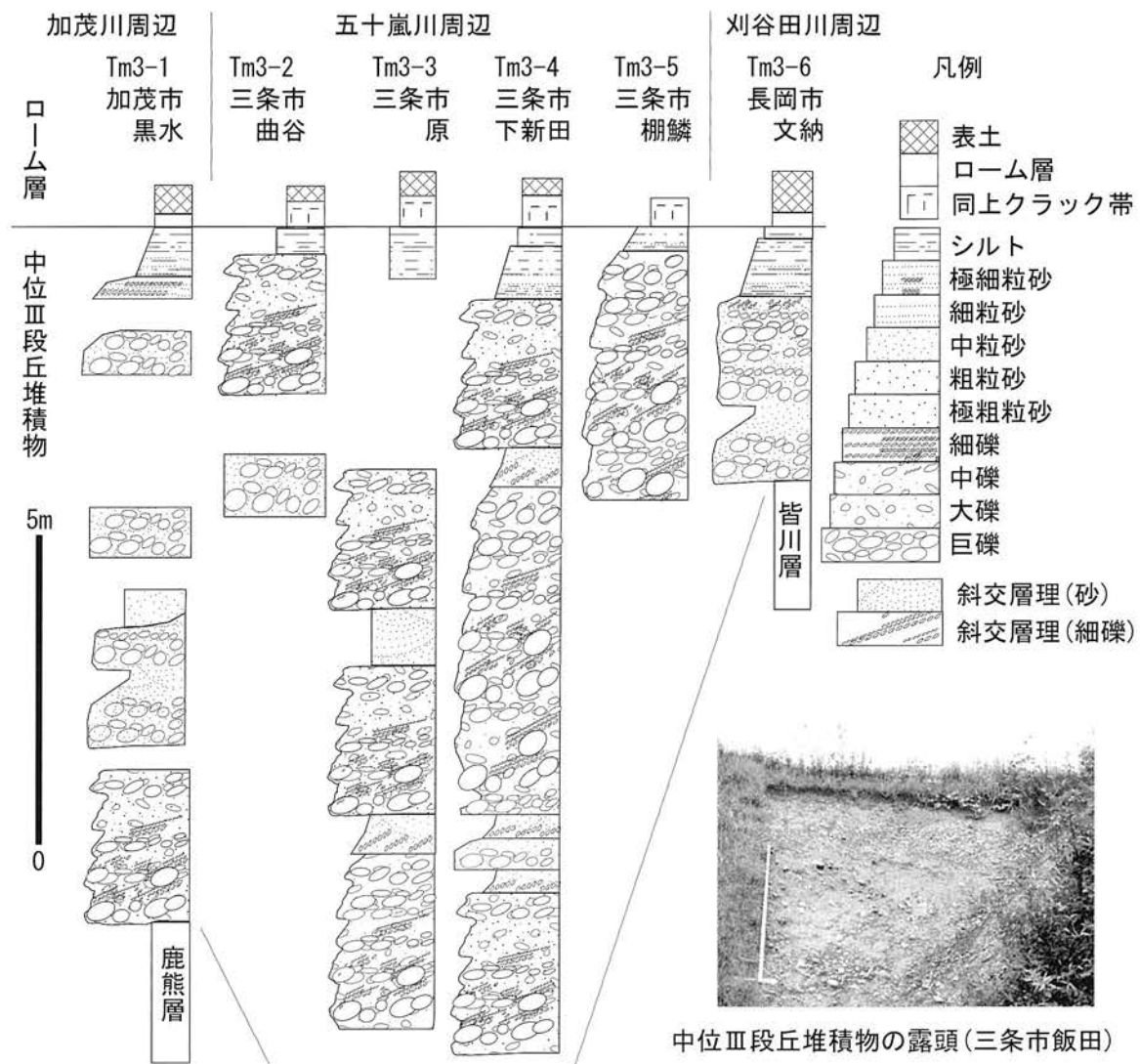
分布 五十嵐川流域に連続的に分布する他、加茂川、能代川、刈谷田川流域及び下田丘陵西縁部に分布する。

層相 本堆積物は、砂礫層を主体とし、砂層及び泥層を挟む。砂礫層は、薄い風化皮膜をもつ礫を主体とし、基質を褐色～灰色を呈する砂及び泥が充填する。本堆積物は中位～低位段丘堆積物の中では最も厚く、多数の堆積ユニットからなり、下田盆地中央部の五十嵐川沿いでは層厚10m以上に達する典型的な fill-top 段丘を構成する。本堆積物は上方細粒化し、最上部は砂層ないし泥層からなる(第6.12図)。

中位Ⅲ段丘堆積物の被覆層 本堆積物は、下部が明褐色(7.5YR4/6程度)を呈する全層厚0.5～1.5m程度のローム層に覆われる。このローム層の基底部分は、澄明な



第6.11図 中位Ⅱ段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図1及び2を参照。



第 6. 12 図 中位Ⅲ段丘堆積物の柱状図と代表的な露頭の写真
露頭位置は付図 1 及び 2 を参照。典型的な fill-top 段丘を構成している。
右下の写真のスタッフの長さは 3m。

淡褐色を呈する斜方輝石と角閃石の粒子を含む。この斜型輝石は $\gamma = 1.702 \sim 1.707$ 前後の屈折率を示すことから、大山倉吉テフラ (DKP: 町田・新井, 2003) に由来すると考えられる。

地形面の形状 五十嵐川や能代川沿いでは特に広く分布し、枝谷の埋谷緩斜面と連続する段丘面を構成する。

6. 6 低位段丘堆積物

本報告では、薄い褐色～暗褐色 (マンセル色表示で 10YR4/6～7.5YR4/6 程度) のローム層ないし黒色 (マンセル色表示で 10YR1.7/1～2/2 程度) の土壌によって被覆され、風化程度の弱い砂礫層を主体とする段丘堆積物を、低位段丘堆積物とする。

低位段丘堆積物は、ローム層及び土壌層との層位関係や地形的な配列に基づき、古期から順に I～III 群の 3 層に区分される。以下、各層とそれを覆う被覆層について記載する。

6. 6. 1 低位 I 段丘堆積物 (T₁)

定義 始良-Tn テフラ (AT: 町田・新井, 2003) に由来すると考えられる火山ガラスを含む褐色ローム層により直接被覆される段丘堆積物を、低位 I 段丘堆積物と定義する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 刈谷田川 (塩谷川) 流域で連続的に分布するほか、杉川、加茂川、五十嵐川などの河川沿いに断片的に分布する。

層相 本堆積物は、砂礫層を主体として砂層及び泥層を挟む。砂礫層は、厚さ2mm以下の薄い風化皮膜が見られる礫を主体とし、未風化の砂及び泥がそれらの基質を構成する。加茂川や塩谷川流域の本堆積物は、複数の堆積ユニットからなり、fill-top段丘を構成する。最上部は砂ないし泥からなる(第6.13図)。

低位Ⅰ段丘堆積物の被覆層 本堆積物は、厚さ30cm程度の褐色ローム層とその上位の黒色土壤に覆われる。褐色ローム層は屈折率 $n=1.499-1.501$ 前後のバブルウォール型火山岩ガラス及び後述する繊維状の火山ガラスやガラスの付着した斜方輝石の粒子を含む。このバブルウォール型火山ガラスは、その屈折率と形態から、約26~29kaに降下した始良-Tnテフラ(AT)(町田・新井, 2003)に由来すると考えられる。

地形面の形状 支流の谷を埋める埋谷緩斜面と連続する段丘面を構成する。

6.6.2 低位Ⅱ段丘堆積物(TI₂)

定義 浅間草津テフラ(As-K:町田・新井, 2003)に由来すると考えられる火山ガラス及び火山ガラスが付着した斜方輝石を含む暗褐色ローム層によって直接被覆される段丘堆積物を、低位Ⅱ段丘堆積物と定義する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 多くの河川の中流部以上で連続的に分布する。

層相 本堆積物は、砂礫層を主体とし、砂層及び泥層を挟む。砂礫層は、未風化の礫と砂及び泥の基質からなる。砂礫層の厚さは、大部分の場所では3m未満であるが、杉川や仙見川では所によって5m以上となる(第

6.14図)。

低位Ⅱ段丘堆積物の被覆層 本堆積物は、厚さ10cm程度の暗褐色ローム層とその上位の黒色土壤に覆われる。暗褐色ローム層は屈折率 $n=1.502$ 前後の繊維状火山ガラス及び火山ガラスが付着した斜方輝石を含む。この火山ガラスと斜方輝石は、その屈折率と形態から、15~16.5kaに降下した浅間草津テフラ(As-K)(町田・新井, 2003)に由来すると考えられる。

地形面の形状 本堆積物は、多くの河川の中~上流部に広く分布し、未開析の段丘面を構成する。

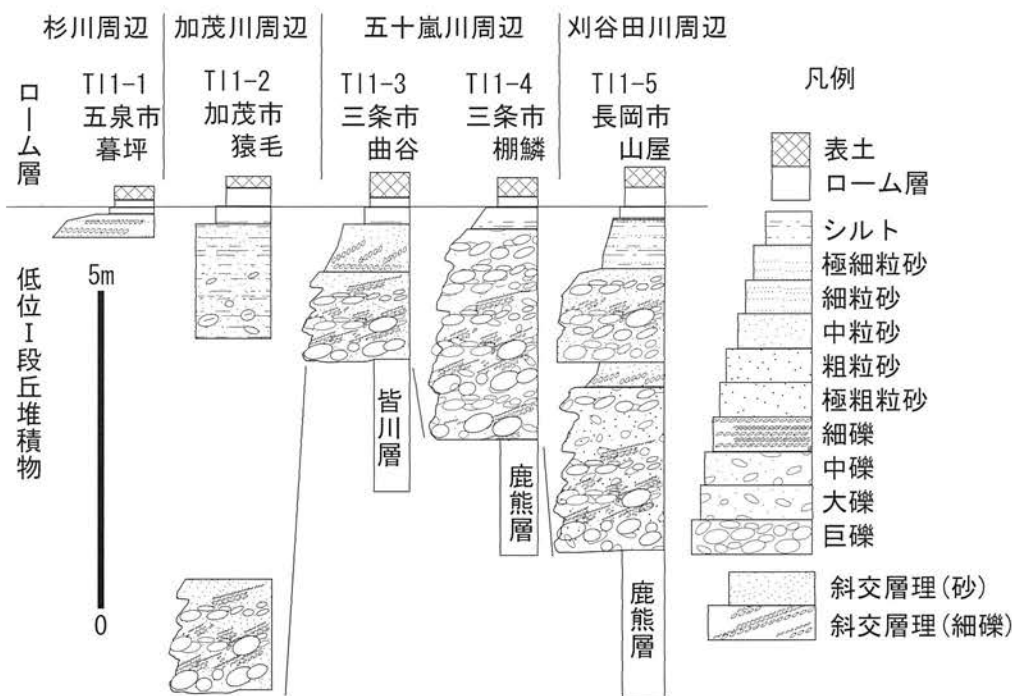
6.6.3 低位Ⅲ段丘堆積物群(TI₃)

定義 上述の浅間草津テフラ(As-K)に由来する火山ガラス及び斜方輝石を含まない黒色土壤によって直接被覆される段丘堆積物を、低位Ⅲ段丘堆積物群と定義する。

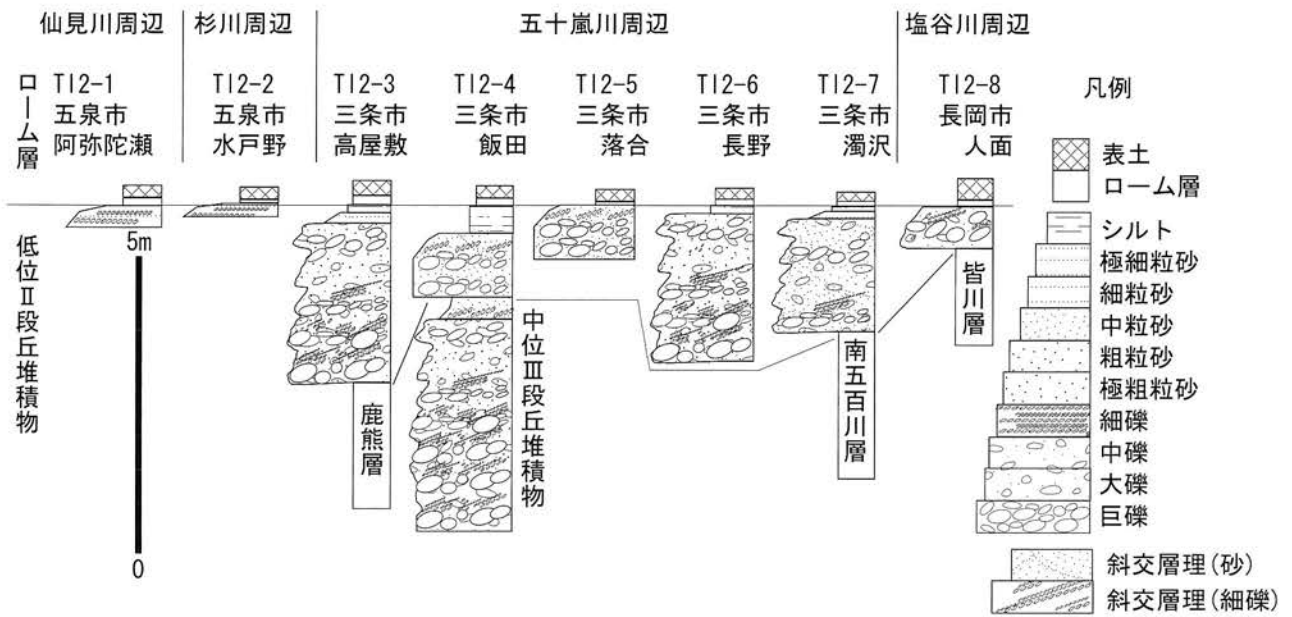
層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 多くの河川の中流部より上流域で連続的に分布する。

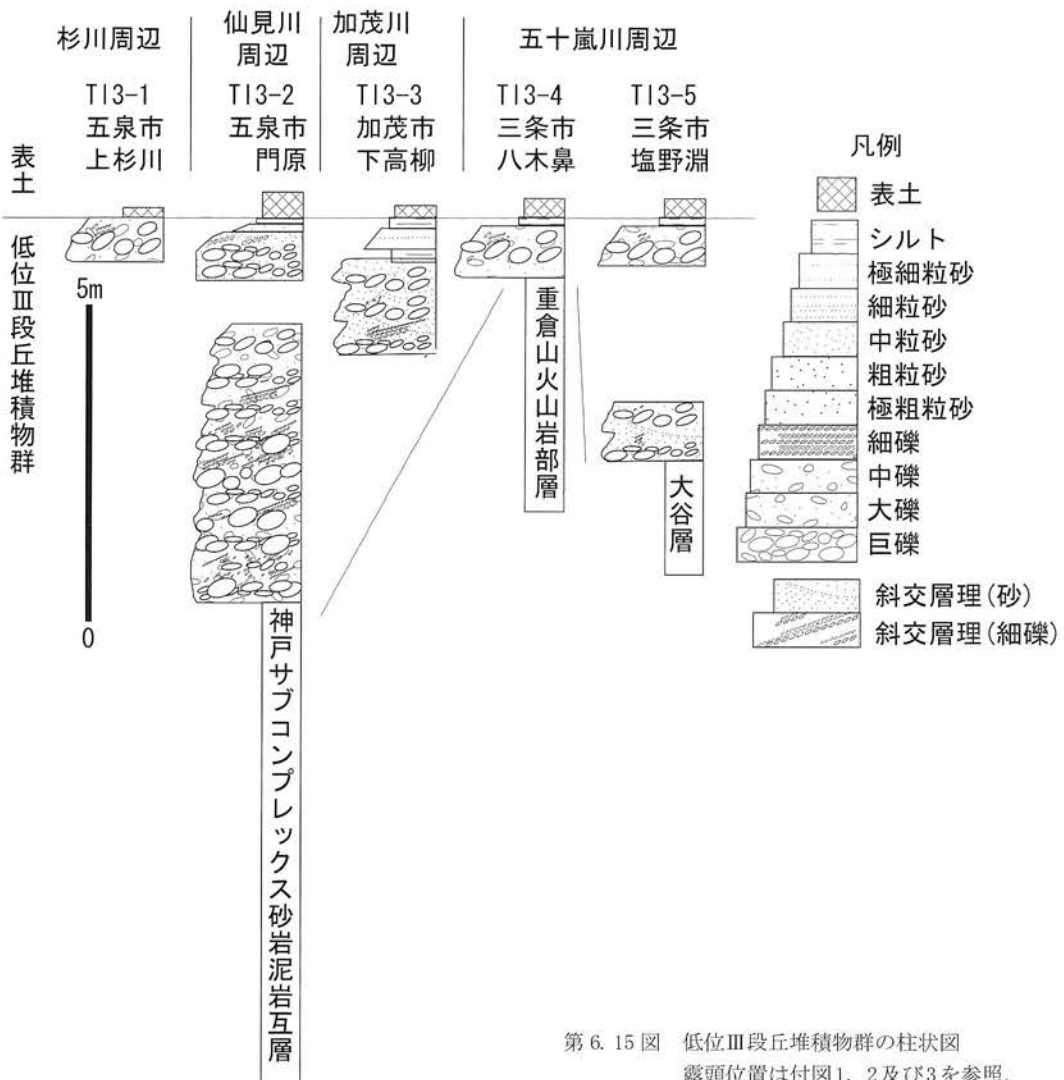
層相 本堆積物群は、砂礫層を主体とし、砂層及び泥層を挟む。砂礫層は、未風化の礫と砂及び泥の基質からなる。砂礫層の厚さは、大部分の場所では3m未満であるが、杉川や仙見川では所によって5m以上となる(第



第6.13図 低位Ⅰ段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図1, 2及び3を参照。



第 6. 14 図 低位Ⅱ段丘堆積物の柱状図
露頭位置は付図 2 及び 3 を参照.



第 6. 15 図 低位Ⅲ段丘堆積物群の柱状図
露頭位置は付図 1, 2 及び 3 を参照.

6. 15図).

低位Ⅲ段丘堆積物群の被覆層 本堆積物群を黒色土壌が直接覆う。黒色土壌中には、微量の火山ガラスが含まれることがある (Choi *et al.*, 2000)。

地形面の形状 多くの河川の中～上流部において、比高の小さな段丘崖により区分される多数の段丘面群を構成する。

6. 7 斜面堆積物

本報告では、地すべり堆積物、崖錐堆積物、埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物を斜面堆積物として記載する。これらは後背地から斜面作用によって移動・堆積したものであり、斜面の表層部を覆う。

6. 7. 1 地すべり堆積物 (l)

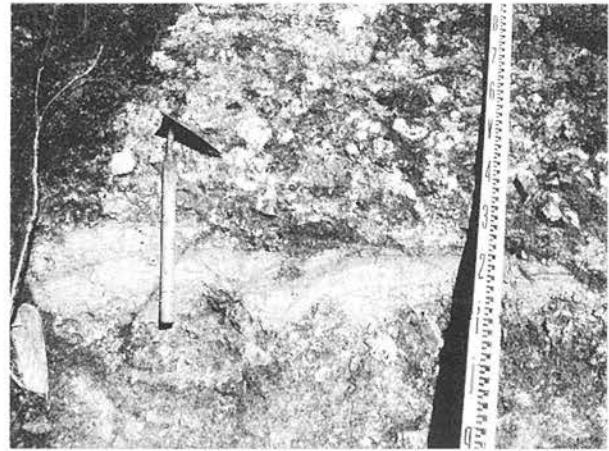
定義・表現 地すべり堆積物とは、地すべりによって原岩から分離・移動して再堆積した堆積物のことを言うが、本報告ではそれらのうち特に激しく破碎され原岩(不動岩体)の構造が読み取れなくなったものを地すべり堆積物として地質図上に示した。また、堆積物の破碎程度の低いものを含め、地すべり地形が認められるものについては地質図上に滑落崖を示した。なお、加茂地域の地すべり地形の分布は防災科学技術研究所(1996)によって既に公表されているが、本報告では改めて1万5千分の1及び2万分の1空中写真を判読し、地すべり地形を抽出・表現した。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 地すべり地形は、頂部の標高が150m以上の丘陵・山地に数多く分布するが、鹿熊層、七谷層及び大谷層の泥質岩類の分布域、重倉山火山岩部層、下部～中部中新統の流紋岩溶岩及び貫入岩、七谷層及び大谷層の流紋岩火山碎屑岩の分布域では、特に密集して分布する。先新第三系分布域では新第三系～下部更新統と比較して地すべり地形の密度は低いが、起伏の大きな山岳地帯に比較的規模の大きなものが少数認められる。

層相 本堆積物は破碎された岩屑からなる。その層相は、原岩の岩相や破碎の程度によって様々であるが、一般に原岩と比較して不規則な割れ目が多く入り、風化に伴って軟化している。著しく破碎された地すべり堆積物は、固結度の低い礫・砂混じり土のような外観を呈する(第6. 16図)。三条市小長沢付近の地すべり地形分布域においては、角閃石を多く含む軽石層が地すべり堆積物中に挟在する(第6. 16図)。

年代 本報告では様々な時代に移動・堆積した地すべり堆積物を一括したが、少なくともその一部は中期更新世の高位段丘堆積物とほぼ同時期に移動・堆積したと考えられる。



第6. 16図 破碎の進んだ地すべり堆積物の露頭の写真
三角ホーの柄の下部に軽石層が挟まれる。

6. 7. 2 崖錐堆積物 (t)

定義 本報告では崖錐斜面を構成する堆積物を崖錐堆積物として示す。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 丘陵斜面基部に点在する。地質図に示したものの以外にも、5万分の1縮尺の地質図に示すことができない小規模な崖錐堆積物が数多く点在する。

層相 本堆積物は、岩屑及び締まりのゆるい礫、砂、泥によって構成される崩積土からなる。岩屑・礫の種類や形状は、背後斜面・流域の地質と地形によって変化する。本堆積物は、落石や匍行によって背後斜面より運搬され、その基部に堆積したものであると考えられる。

6. 7. 3 埋谷緩斜面堆積物及び沖積錐堆積物 (d)

定義 本報告では丘陵・山地を開析する谷を埋めて幅広い(おおむね幅約50m以上の)緩斜面を構成する堆積物のうち、離水していないものを埋谷緩斜面堆積物として記載し、丘陵・山地から流下する小さな沢の出口(平地との交点)付近に形成された沖積錐を構成する堆積物を沖積錐堆積物として記載する。なお、地質図上では両者を一括して示した。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

分布 新第三系の火山岩類からなる丘陵・山地を開析する谷沿いや白山北西の下部ジュラ系(滝谷サブコンプレックス)分布域の山麓には、埋谷緩斜面堆積物が密に分布する。また、個々の規模は小さいものの、新第三系～下部更新統が分布する丘陵でも数多くの埋谷緩斜面堆積物が分布する。これらの埋谷緩斜面堆積物に付随して、丘陵・山地の麓部には沖積錐堆積物が分布する。

層相 本堆積物は、岩屑、礫、砂及び泥から構成される。岩屑や砂礫主体の部分は、さまざまな大きさの岩屑や角～亜角礫と不淘汰な基質により構成される。また、所によっては礫の少ない基質主体の泥層が挟在する。埋

谷緩斜面堆積物の一部には、上部に粗大な礫が集中する逆積化構造が認められる。これらの堆積物は、山地・丘陵の谷から土石流や泥流などの集合流動によって運搬され、緩傾斜地に堆積した堆積物と考えられる。

6. 8 沖積低地の堆積物

本報告では、沖積平野の表層を構成する堆積物を、成因と構成する地形に基づいて、旧河道堆積物(ac)、自然堤防堆積物(al)、後背湿地堆積物(a)、及び現河床堆積物(ar)に細分する。地質図では、主に戦後の空中写真や明治～昭和期の地形図から判読した結果に基づき、これらを図示した。そのため、一部の場所では人工地形改変によって既に失われた表層堆積物が示されている。また、沖積低地を構成する地下の堆積物については、既往研究資料(新潟県平野部の地盤図集編集委員会, 1981; 新潟県地盤図集編集委員会編, 2002など)に基づいて記載する。

6. 8. 1 旧河道堆積物(ac)

本堆積物は、放棄された河道中に堆積した地層(河道堆積物及び河道埋積堆積物)であり、礫、砂及び泥によって構成される。本報告では、沖積低地内に帯状の微高地として認識される旧河道地形に基づいて、本堆積物の分布を示した。本堆積物は越後平野の下条川下流や三条市井栗付近などに分布する。

6. 8. 2 自然堤防堆積物(al)

本堆積物は、河川から洪水時に河道から溢流・堆積した砂及び泥からなる。これらは、河道沿いに微高地を形成するため、地形から分布を読み取ることができる。本地域内においては、信濃川沿いに特に大規模なものが見られるほか、下条川沿いなどの越後平野内に細長く帯状に分布する。

6. 8. 3 後背湿地堆積物(a)

本堆積物は、沖積低地において洪水時に自然堤防から溢流して低地に堆積した砂を含む泥及び礫からなる。こ

れらは低平な地形を形成するため、地形から分布を読み取ることができる。本堆積物は、越後平野では砂を含む泥からなるが、丘陵中の河谷では砂や礫を多く含む。

6. 8. 4 現河道堆積物(ar)

本堆積物は、現在の河道を構成する礫、砂及び泥からなる。本報告では、信濃川と五十嵐川の堤外地を現河道堆積物が分布する場所として示した。本地域の現河道堆積物は、信濃川沿いでは砂及び泥を主体とし、五十嵐川沿いでは砂及び礫を主体とする。

6. 8. 5 浅層地下の堆積物(沖積層及びその下位の礫質堆積物)

越後平野の地下には、最大層厚160mに達する沖積層(最上部更新統～完新統)が分布するが、その層厚は新潟市西蒲区を中心とする越後平野南部の西寄りで最大になる。本地域の沖積層は、北西に向かって厚さが増し、加茂市柳場新田では60m以上の厚さを持つと考えられている(新潟県地質図編集委員会, 2002)。

現在の知見(例えば、新潟県地盤図編集委員会, 2002)によれば、越後平野の沖積層の堆積は、ステージⅠ＝海進初期(最古ドリラス期～新ドリラス期:約15000～10000年前)、ステージⅡ＝海進の進行と溺れ谷の拡大(プレボレアル期～ボレアル期:約10000～8000年前)、ステージⅢ＝バリアー-潟湖システムの形成(縄文海進期～縄文海進高頂期:約8000～5000年前)、ステージⅣ＝浜堤平野の発達と潟湖の埋積(縄文海進高頂期以降:約5000年前以降)の4ステージに分けられる。本地域には、周辺地域の状況から後期の2ステージ(ステージⅢ及びⅣ)の堆積物が分布すると考えられる。それらは粘性土層を主とするが、砂質土層や砂泥互層及び砂礫層を挟有する。

本地域周辺における越後平野地下の沖積層の下位には、砂礫を主体とする上部更新統(最終氷期堆積物)が広く分布する(新潟県地盤図編集委員会, 2002)。しかし、その詳細な年代や丘陵地域の段丘堆積物との対応は明らかにされていない。

第7章 地質構造

(工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・柳沢幸夫)

加茂地域に分布する地質体は、前期ジュラ紀～現在に至るまでの複数のステージの構造運動を受けている。主要なものとしては、前期ジュラ紀の付加テクトニクス、ジュラ紀最末期～白亜紀初期の横ずれ成分を伴う圧縮テクトニクス、前期～中期中新世の引張テクトニクス、鮮新世以降の短縮テクトニクスが挙げられる。そのため、本地域では古い地質体ほど重複した変形を受けている。以下では地質体の区分に従って、下部ジュラ系と新第三系～第四系の地質構造について順に記載を行なう。また、第四系の地質構造のうち、中期更新世以降に活動した可能性が高いものについては、活構造の節で記載を行なう。

なお、地質図における伏在断層や伏在褶曲の表現については、以下の基準で行なった。新潟堆積盆地においては、新第三系以上の地層を変形させている構造の多くは、現在進行中の地殻変動に密接に関連している。例えば、前期～中期中新世の引張テクトニクスにより活動した正断層の一部は、鮮新世以降の短縮テクトニクスでは逆断層として再活動し、それらの中には活断層も存在する(例えば、山田ほか, 1992; 佐藤, 1996; 岡村, 2000; 大竹ほか, 2007)。したがって、新第三紀以降の地層を変形させている構造は、段丘堆積物などの下位に伏在する場合であっても、防災上の観点から地質図上に示す意義がある。そこで、本報告ではこれらの構造の伏在部を地質図に表現した。一方、新第三紀以降の地層に変位を与えていない構造については、地質図の煩雑化を避けるため、伏在部を表現していない。

7.1 下部ジュラ系の地質構造

7.1.1 概説

仙見コンプレックスの層理面及び鱗片状劈開面の走向は、一部の場所を除き、概ね北東-南西あるいは北北東-南南西方向を示している(第3.4図参照)。仙見コンプレックスは、半波長が4km以上の向斜構造をなしている。また、仙見コンプレックスにおいては、多数の断層が確認・推定され、それらは北東-南西系と北西-南東系の断層に区分できる。

本報告では、各断層によって囲まれた区域をセグメントとして捉え、議論に使用するセグメント(滝谷サブコンプレックス: T1～T5, 神戸サブコンプレックス: K1～K5)及び断層(北東-南西系: Ea, Eβ, Eγ, 北西-南東系: Wδ)に対し略号を付与した(第3.4図参照)。また、セグメント内における大局的な地層の傾斜が認定できる

場合には“北西”または“南東”の記号を記入した。

7.1.2 向斜構造

滝谷川及び城ノ入川の中流域にはセグメント T1 と T2 の滝谷サブコンプレックスが、上流域にはセグメント K1 と K2 の神戸サブコンプレックスがそれぞれ分布し、ともに大局的に南東傾斜を示す(第3.4図参照)。また、前者が後者の構造的低位に位置している。一方、K1 と K2 の地層の北東延長上に隣接する K3 は、大局的に北西傾斜を示している。また、K3 の南東に隣接する滝谷サブコンプレックスの T3 も同様に大局的な北西傾斜を示している。このことから、K2 と K3 の間には断層(後述する Wδ の一つ)が推定され、両者は横ずれ運動によって現在直に接するようになったと考えられる。すなわち、滝谷サブコンプレックスと神戸サブコンプレックスはともに一つの向斜構造をなし、T1・T2・K1・K2 の4つのセグメントがその向斜の西翼に、T3・K3 の2つのセグメントがその東翼に相当すると見なすことができる。この向斜構造は地質図の A-B 断面図に示されている。向斜の半波長は地質図から判断すると、少なくとも4km以上に及ぶ。この向斜構造は、上部白亜系の深成岩類に変位を与えていない。

7.1.3 断層

仙見コンプレックスには主に北東-南西系と北西-南東系の断層が発達し、サブコンプレックスの分布を複雑にしている。仙見コンプレックスは、付加・形成時から現在に至るまで複数のステージの構造運動を受けていると考えられる。特に、日本列島が圧縮応力場となる約3.5Ma以降(例えば、Sato, 1994)は、蒲原山地を形成した隆起運動に伴い逆断層が発達したと考えられ、それによって約3.5Maより前に形成された断層の幾つかも再活動した可能性がある。

7.1.3.1 北東-南西系断層

仙見コンプレックスの走向に概ね平行な断層(Ea, Eβ, Eγ)である。滝谷川や城ノ入川では、滝谷サブコンプレックス(セグメント T1・T2)の見かけ上位に神戸サブコンプレックス(セグメント K1・K2)が分布し、その境界部には剪断帯が存在することから、Ea の断層を推定した。Ea は、①下部中新統を分断するなど中新世以降に活動した積極的な証拠がない、②後述の横ずれ断層(Wδ)に分断されている、③地層の走向にほぼ平

行である，ことから仙見コンプレックスをサブコンプレックスに区分する断層と見なした。E β 及びE γ は一部で下部中新統（セグメントT4・K4）を分断しているため，前期中新世よりも後（おそらく約3.5Ma以降）の断層と考えられる。また，下部中新統の分布状況から判断して，E β を南東傾斜の逆断層，E γ を北西傾斜の逆断層とした。杉川を通過するE γ は長谷断層（津田ほか，1983）と呼ばれ，加茂地域外の北東方に連続し，小面谷地区で断層露頭が確認できる。

ながたに
長谷断層 長谷断層はE γ の一部であり，中新世以降に活動した北西傾斜の逆断層である。津田ほか（1983）によって，菱ヶ岳-菅名岳地塊と中ノ沢地塊を境する断層として設定された。加茂地域では杉川下流域を通り，その北東延長は，津川地域（加茂地域北東隣）の五頭山^{こすさん}東方まで達する（第3.2図A参照）。断層の東側下盤側に分布する下部中新統の垂直変位量から見積ると，その落差は500～700mに及ぶ（津田ほか，1983）。金属鉱業事業団（1979）や新潟県地質図改訂委員会（2000）は，長谷断層を杉川より南西側に延長していないが，角ほか（1984）は，粟ヶ岳北方まで延長している（第3.2図A参照）。

断層露頭は，津川地域内の小面谷地区（第3.2図A参照）のドクイ沢（37°39′55″N，139°16′16″E）で確認できる。断層面はN55°E，50°Wを示し，西側上盤側に滝谷サブコンプレックスの泥岩が，東側下盤側に神戸サブコンプレックスの泥岩が産する（第7.1図）。断層周辺の泥岩は，著しい剪断変形を受けている。特に，下盤側では幅約1mにわたり断層破砕帯となっており，断層面から幅約30cmは灰白色の断層粘土が発達している。その断層露頭から西南西に約500m先の早出川左岸（37°39′49″N，



第7.1図 長谷断層の露頭写真
 西側上盤側に滝谷サブコンプレックスの泥岩が，東側下盤側に神戸サブコンプレックスの泥岩が産する。早出川に注ぐ小面谷地区のドクイ沢（加茂地域北東隣の津川地域）。

139°15′55″E）の混在岩中にも，幅10mの破砕帯を伴うN45°E，60°Wの断層が見られ，長谷断層の一部に相当すると考えられる。

7.1.3.2 北西-南東系断層

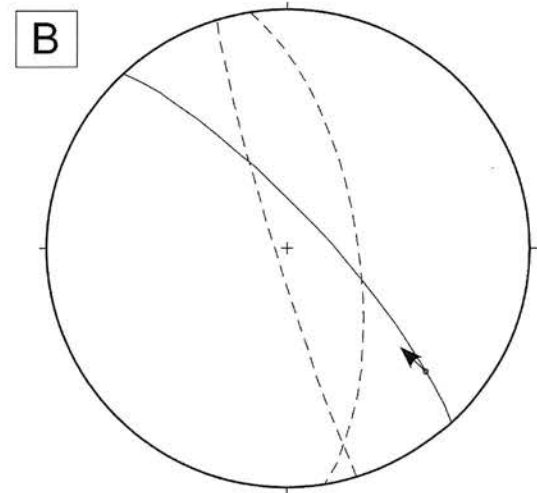
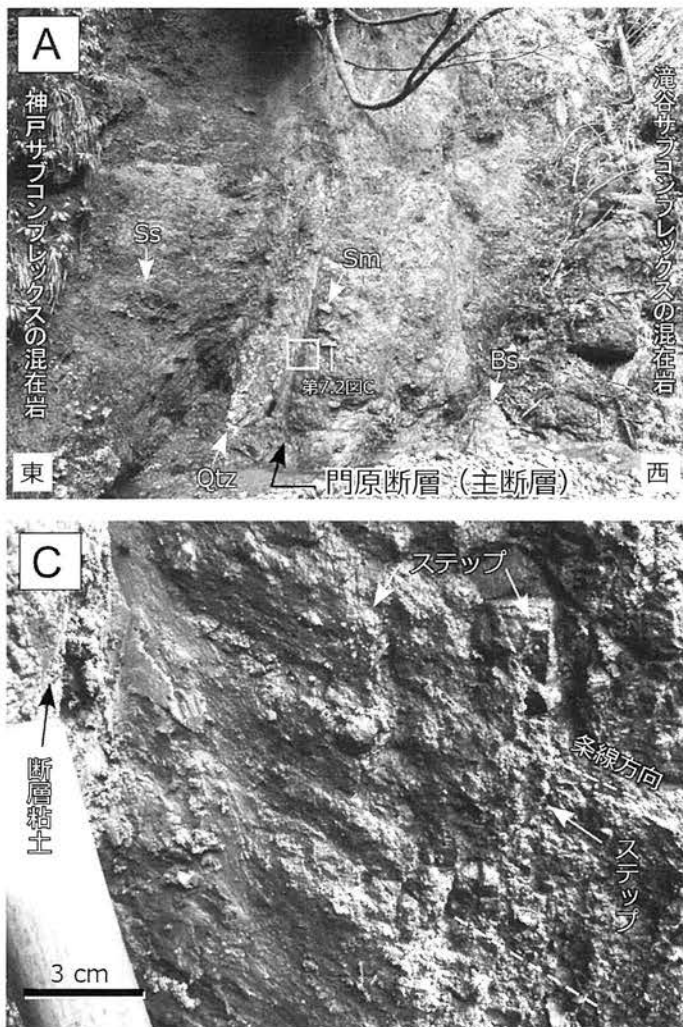
仙見コンプレックスの走向に直交ないし高角に斜交する断層（W δ ）である。W δ は横ずれ変位を持つと考えられ，この断層により，上述した向斜の西翼（セグメントT1・T2・K1・K2）と東翼（セグメントK3・T3）とが現在直接している。W δ の形成時期は，断層による付加コンプレックスの変位量が上部白亜系深成岩類の変位量より大きいこと（第3.4図参照）から，向斜構造形成後かつ上部白亜系深成岩類貫入以前の可能性がある。ただし，門原地区南部や静川上流部を通るW δ は，下部中新統（セグメントT4・K4）を分断しているため（第3.4図参照），約3.5Ma以降の隆起運動によって高角な逆断層として再活動した可能性がある。W δ の一つは門原地区で観察することができ，門原断層と呼ばれる。

かどはら
門原断層 新称。門原トンネルから約400m東方の沢入沢河床（37°38′09″N，139°14′39″E）に位置する左横ずれ成分を持つ高角断層である（第7.2図A）。主断層面はN43°W，78°Eであり，N10°W，86°WやN2°W，66°Eの派生断層を伴う（第7.2図B）。西側下盤側に滝谷サブコンプレックスの混在岩が，東側上盤側に神戸サブコンプレックスの混在岩が産する（第7.2図A）。主断層の直上には，幅10cmの灰色の断層粘土が発達し，また幅数cmの石英脈が産する。主断層面には条線やステップが認められ，断層のセンスは左横ずれを示す（第7.2図B，C）。断層露頭周辺は，約50mにわたり断層破砕帯となっている。

7.2 新第三系～第四系の地質構造

7.2.1 概説

加茂地域の新第三系～第四系における褶曲軸及び断層の配列方向は，北東-南西方向のいわゆる「新潟方向」に卓越し，一部でこれと直交する北西-南東方向のものが認められる（第7.3図）。新潟堆積盆地における新第三系～第四系の地質構造は，大局的にはこれら2方向に卓越する構造要素により規制されている（鈴木，1989）。これらの2方向に卓越する断層は，本地域東部において下部ジュラ系及び上部白亜系と新第三系の境界断層として数多く見られる（第7.3図）。一方，本地域西部では北東-南西方向の褶曲や断層が卓越する（第7.3図）。ただし，庄川背斜や曲谷向斜などの軸長が15km以上に及ぶ褶曲では，大局的には褶曲軸が北東-南西方向に卓越するものの，局所的に東北東-西南西方向に屈曲する部分が認められる（第7.3図）。これらは地下に伏在する



第 7.2 図 門原断層の露頭写真と断層面の構造

(A) 門原断層の露頭写真。西側下盤側に滝谷サブコンプレックスの混在岩が、東側上盤側に神戸サブコンプレックスの混在岩が産する。四角に囲んだ範囲の拡大写真は C に図示した。Bs：玄武岩岩塊，Qtz：石英脈，Sm：珪質泥岩岩塊，Ss：砂岩岩塊。

(B) 門原断層における面構造の等積投影図。実線は主断層，点線は派生断層を表す。主断層のセンスは左横ずれを示す。下半球投影。矢印は上盤の移動を示す。

(C) 主断層面の条線とステップを示した露頭写真。

北西-南東方向の断層による影響を受けている可能性がある。

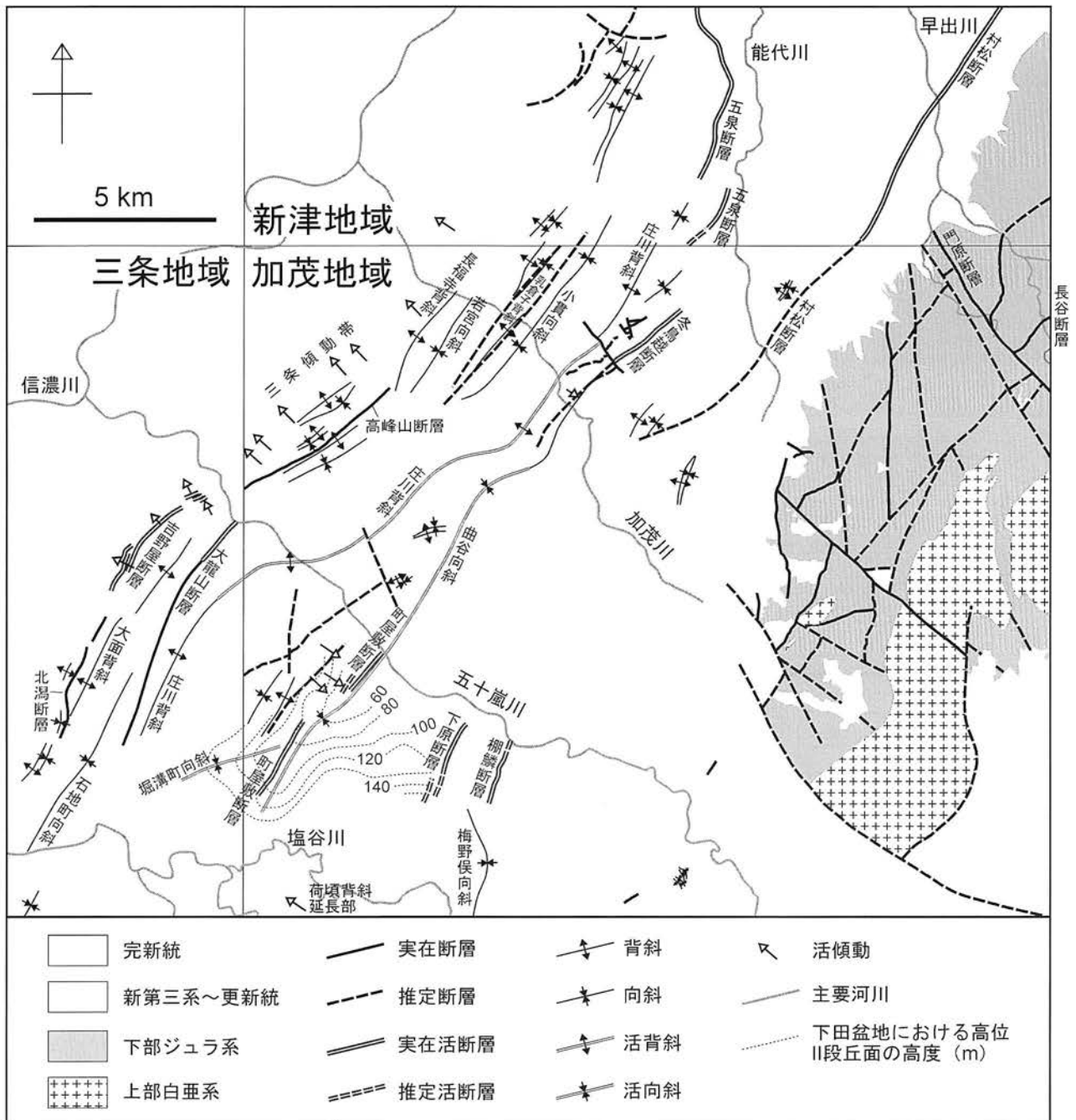
本地域の新第三系～第四系は、東部では褶曲が少なくほぼ一様に西方に傾斜する同斜構造を示す。ただし一部では軸長 1.5 km 以下、波長が 300 m 以下の局所的な褶曲構造が認められる (第 7.3 図)。一方、本地域西部では、北東-南西方向の褶曲と断層が数多く認められ、特に北西部では翼間の閉じた褶曲と断層により複雑な地質構造を示す (第 7.3 図)。

本地域周辺における地質構造の形成機構に関しては、側方圧縮応力下での座屈褶曲とする考え (小松・渡辺, 1968; Uemura and Shimohata, 1972; 小松, 1990) や、基盤ブロックの差別的隆起運動を本質的な原因とする考え (Kimura, 1968; 鈴木ほか, 1971, 1974a, b; 鈴木・三梨, 1974; 新津背斜団体研究グループ, 1977; 小松, 1990) があった。その後、1990 年代以降は反転テクトニクスによって解釈されるようになった (山田ほか, 1992; 佐藤, 1996; 大竹ほか, 2007)。この解釈では、前期～中期中新世の日本海拡大期に活動した正断層

が、後期鮮新世以降の短縮テクトニクス (天野・佐藤, 1989; Sato and Amano, 1991; 佐藤, 1992; Sato, 1994) によって逆断層として再活動した結果、現在見られる断層や褶曲構造が形成されたとするものである。本地域においては、北東部に位置する村松断層 (第 7.3 図) の活動がこの考えで説明されている (佐藤, 1996; 大竹ほか, 2007)。また、富田・山路 (2001) は、小断層解析の結果から本地域北部の褶曲構造について形成機構を議論している。

7.2.2 断層

たかみやま 高峰山断層 新称。三条市東大崎付近から下保内南東付近へと北東-南西方向に延びる長さ約 5 km の断層である。本断層は、三条市麻布谷付近では鹿熊層と皆川層の境界となっている。本断層の主断層は露頭では確認できなかったが、派生断層とみられる断層露頭が三条市高峰山北東の地点 111 (付図 1) で確認された。ここでは、共に鹿熊層に属する泥岩が北西側、灰白色粗粒凝灰岩が南東側にあり、両者は断層で接する。泥岩は著しい角礫



第7.3図 加茂地域の地質構造

三条地域内のデータは小林ほか (2002), 新津地域内のデータは津田ほか (1975), 宮内ほか (2003) による。

化・粘土化作用を被っている。この断層面の走向傾斜は $N63^{\circ}E66^{\circ}S$ であり、この付近における鹿熊層と皆川層の境界の走向に一致する。断層面の走向傾斜及び周囲の地質分布状況から見て、南東側上がりの高角逆断層と判断される。

西隣の三条地域内では、本断層の南西延長上に本断層と同様の性質を持つ大龍山断層が記載されている (第7.3図; 小林ほか, 2002)。三条・加茂地域境界部にお

いて両者の断層位置には、北西-南東方向に500m程度の食い違いが認められる (第7.3図)。そのため、本報告では両者を区分し、加茂地域側の断層に高峰山断層という別名称を与えた。

加茂地域西部～三条地域東部の五十嵐川沿いでは、反射法地震探査による地下構造探査が実施され、下田丘陵西縁部の地質構造が明らかにされている (佐藤ほか, 2010; 加藤ほか, 2010)。それによると、大龍山断

層の傾斜は、深度1,000m以浅では高角であるが、深度1,000m以深では低角となり、更に深度2,000m以深では徐々に高角となる。一方、越後平野との境界部には西傾斜の高角逆断層である吉野屋断層（三条地域内、第7.3図）が存在する。また、深度1,000m付近には大龍山断層から分岐して北西に延びるほぼ水平な断層が存在する。以上の3つの断層は下田丘陵西縁部において楔状の逆断層ブロックを形成する。加茂地域では、大龍山断層の延長部が高峰山断層、吉野屋断層の延長部が三条傾動帯にほぼ相当すると考えられることから、本報告では上記の地下構造探査の成果を参考として地質断面図（A-B断面）を描いた。

冬鳥越断層 ふゆとりごえ 新称。加茂市上黒水西方から五泉市下土倉北方へと北東-南西方向に延びる、長さ約6kmの断層である。本断層は猿毛岳火山岩部層、鹿熊層、皆川層の境界をなし、断層の東側により下位の地層が分布することから、東側上がりの断層と推定される。加茂市冬鳥越、七谷野球場の地点112（付図1）では、本断層の露頭を確認できる。ここでは、皆川層の砂質泥岩と猿毛岳火山岩部層の凝灰角礫岩がほぼ垂直の断層で接している。断層面の走向はN78°Eである。加茂市長谷より南方では、本断層によると推定されるリニアメントが認められる。地質図ではこれを推定断層として示した。

なお、次節で述べるように七谷野球場の地点Ff-1（付図2）の露頭では、高位IV段丘堆積物の基底を5m以上隆起させる西側上がりの逆断層が観察される。この逆断層と本断層が同じ断層かどうかは、両者の露頭間が植生で覆われているため確認できない。しかし、本断層の走向延長上にこの逆断層露頭が存在することから、両者は同じ断層の可能性もある。そのため、本報告ではこれらを同一断層として扱った。ただし、上記の逆断層は猿毛岳火山岩部層の中に存在することから、後者は主断層ではなく派生断層の可能性もある。また、もし同一の断層であるとすれば、第四紀に断層運動のセンスが逆転したことになるため、今後の更なる調査・検討が必要である。

村松断層 命名は高浜ほか（1980）による。加茂市下大谷から五泉市新屋を経て北隣の^{かとうげ}新津地域内の五泉市尾田まで、北東-南西方向に延びる長さ約17kmの断層である。断層露頭は加茂地域では未確認である。本断層は、加茂地域内では戸ノ入層と南五百川層、七谷層と南五百川層の境界をなし、南東側が古い地質体であるため、見かけ上は南東側上がりの断層として認識される。しかし、北隣の^{かとうげ}新津地域では、変位地形と断層露頭から、本断層は北西側上がりの逆断層であり、中期更新世以降に活動したことが判明している（高浜ほか、1980；渡辺・宇根、1985）。一方、加茂地域では変位地形が不明瞭で、中期更新世以降に活動した確実な証拠は得られていない。本

断層は、前期-中期中新世の日本海拡大期に形成された正断層が鮮新世以降の圧縮応力場において逆断層として再活動したものであると推定されている（佐藤、1996；大竹ほか、2007）。

7.2.3 褶曲

長福寺背斜 命名は影山・金子（1992）による。加茂市上下条付近に位置する軸長約3kmの北北東-南南西方向に延びる背斜である。軸は北北東にブランチする。西翼の傾斜は50°以上と急傾斜で、しばしば地層が逆転する。一方、東翼の傾斜は20°程度である。翼間角は40～100°である。軸面は東に傾く。本背斜西翼の急傾斜部には、活構造である三条傾動帯がある。

若宮向斜 新称。加茂市長福寺～若宮付近に位置する軸長約3kmの北北東-南南西方向に延びる向斜である。西翼の傾斜が20°程度、東翼の傾斜が60～90°である。翼間角は70～100°である。軸面は東に傾く。

乳倉子背斜 ちちぐらこ 命名は鈴木ほか（1974a）による。鈴木ほか（1971、1974b）による加茂背斜、影山・金子（1992）による大袋背斜に相当する。加茂市太鼓沢～^{おおぶくろ}乳倉子に位置する軸長約2.5kmの北北東-南南西方向に延びる背斜である。背斜軸の北端と南端は北東-南西方向の断層により切られている。西翼及び東翼の傾斜はいずれも65°以上と急傾斜で、しばしば逆転し、翼間角50°以下の閉じた褶曲を成す。両翼の傾斜はほぼ等しい。

小貫向斜 こつなぎ 新称。加茂市下条川ダム湖付近から小貫を経て北隣の^{かとうげ}新津地域内へと延びる軸長約6.5kmの北北東-南南西方向に延びる向斜である。両翼とも50°以上の急傾斜で、しばしば逆転している。翼間角は80°以下である。両翼の傾斜はほぼ等しい。

庄川背斜 名称は千谷（1918）による「庄川背斜層」に由来し、大村（1930）が「庄川背斜」とした。本背斜は津田ほか（1976）では大浦背斜と呼ばれた。本報告による庄川背斜は、従来の庄川背斜（千谷、1918；影山・金子、1992；小林ほか、2002）に、千谷（1919）による「^{かとうげ}鹿峠背斜層」、鈴木ほか（1971、1974b）による「猿毛山背斜」、鈴木ほか（1974a）による「猿毛岳背斜」に相当する構造を一括したものである。

庄川背斜は、三条地域内の見附市堀溝町北方付近から加茂地域内の三条市大浦付近、大丸山、加茂市猿毛岳を経て、新津地域内の五泉市堤屋敷西方へと延びる軸長約21kmの背斜である。軸の方向は北北東-南南西方向であるが、三条市大浦付近から島潟付近と加茂市大丸山付近の2つの区間では屈曲して、それぞれ東西方向、東北東-西南西方向となっている。猿平山付近と猿毛岳付近

においては、北西-南東方向の胴切り断層により背斜軸の位置が変位している。本背斜軸は、五泉市堤屋敷西方で北東にプランジし、見附市堀溝町^{ほりなぞまち}北方で南南西にプランジする。両翼の傾斜は場所により異なるが、猿毛岳よりも北方では両翼とも20~30°、猿毛岳付近では両翼とも50~90°、大丸山より南方では西翼が50°以上で一部逆転し、東翼が20~40°程度となっている。本背斜は、猿毛岳付近の一部では閉じた褶曲、それ以外では開いた褶曲となっている。

曲谷向斜 名称は千谷(1919)による「曲谷向斜層」に由来する。本向斜の一部は小林ほか(2002)によって大平向斜と呼ばれていたものに相当する。本向斜は三条市大平付近から曲谷付近を経て加茂市長谷へと延びる軸長約17kmの向斜である。軸の北端は冬鳥越断層により切られている。軸の方向は北北東-南南西方向であるが、三条市金子峰付近から加茂市黒水付近の区間は屈曲して東北東-西南西方向となっている。本向斜は、屈曲部よりも南では両翼の傾斜が10~20°程度で翼間角が140~160°、屈曲部よりも北では両翼の傾斜が20~40°程度で翼間角が100~140°の開いた褶曲である。

堀溝町向斜 命名は津田ほか(1976)による。本向斜は、小林ほか(2002)による大平向斜の一部に相当する。本向斜は、三条市広手付近に位置する東北東-西南西方向に延びる軸長約3kmの向斜である。本向斜の大部分は西隣の三条地域内にあり、東端の約1kmのみが加茂地域内に存在する。軸は東北東へとプランジする。両翼の傾斜は10~15°程度である。本向斜は翼間角150~160°の開いた褶曲である。

梅野俣向斜 新称。長岡市梅野俣北西から南隣の守門岳地域内へと延びる軸長約3km以上の向斜である。軸は北方へとプランジする。軸は梅野俣より北方では北北西-南南東方向であるが、梅野俣付近で屈曲し、それより南方では北北東-南南西方向となる。両翼の傾斜は10~15°程度である。本向斜は翼間角150~160°の開いた褶曲である。

7. 3 活構造

7. 3. 1 概説

本報告では、中期更新世の広手層・清水沢層堆積期以降に活動した地質構造を、活構造として記載する。なお、新第三系~下部更新統を変位させているものの、中期更新世以降の明確な変位基準を欠く地質構造が活構造であるか否かを判断することは困難である。前節で記載した新第三系~第四系の地質構造の中にも、将来活動する可能性を有するものがあるが、ここでは記載しない。



第7.4図 越後平野周辺における活構造の分布

本報告では、活断層と活傾動の長さを、中部更新統以上の地層や地形面に変位が認められる区間、ないし山地丘陵の斜面に明瞭な崖地形などの断層地形が認められる区間の両端間の距離とする。このため、同じ名前の地質断層と活断層の長さは、必ずしも一致しない。

越後平野の周辺には、多数の北北東-南南西方向の活構造が存在する(第7.4図)。それらの多くはA級の活動度(平均変位速度が1~10m/1000年)を示す。加茂地域では、越後平野周辺の他地域と同様に、北北東-南南西方向に延びる活構造が発達し、西から①三条傾動帯の活断層(群)及び活傾動、②下田盆地断層群(柵鱗断層・下原断層及び町屋敷断層)、③冬鳥越断層、④月岡断層帯南部・村松断層が認められる(第7.3図)。また、同様に西側から①庄川背斜、②曲谷向斜、③荷頃背斜延長部の活褶曲が存在する。活断層、活傾動及び活褶曲は相互に密接な関係があるが、ここではそれらを区別して記載する(第7.1表)。

7. 3. 2 活断層・活傾動

三条傾動帯 新称。新津地域内の加茂市市街地付近から三条地域の三条市吉野屋付近までの約12kmにわたる地域では、下田丘陵西縁に点在する段丘面や清水沢層に顕著な西傾動が認められる。この北東-南西に伸びる丘陵縁辺部の活傾動を、三条傾動帯と命名する。この傾動帯南部の五十嵐川左岸では変位地形が明瞭で、吉野屋断層(活断層研究会, 1980)と呼ばれている。

加茂地域内では加茂川左岸と五十嵐川右岸において、

第 7.1 表 加茂地域の活構造一覧

構造名	確実さ	活動度	長さ (断層帯長)	走向・ 伸び	傾斜	断層変位		平均変位 速度 (m/1000 年)	備考・文献	
						変位基準	隆起 側 上下変位量			
活断層および活傾動										
村松断層	本地域内では不確か。新津地域においては確実(変位地形明瞭)	B	10 km (村松断層) 30 km (月岡断層帯全長)	N30°E ~ N70°E	西	本地域内では中期更新世以降の確実な変位基準は未確認		約0.4	本地域内では東隆起の新生代断層。新潟県(1997)、中田・今泉編(2002)、池田ほか編(2002)など多くの先行研究が変位地形記載。	
冬鳥越断層	確実(活断層露頭あり)	C	3 km	N50°E	西	高位IV段丘堆積物	西 5 m以上		東側隆起の新生代断層。庄川背斜東翼に位置する。	
下田盆地断層群	棚鱗断層	確実(変位地形明瞭・活断層露頭あり)	C	1.5 km	N20°E	西	高位IV段丘面 中位I段丘面	西 25 m 西 8 m	約0.1 約0.05	鈴木(1993)が露頭を詳しく記載。
	下原断層	確実(変位地形明瞭)	C	2.5 km	N20°E	西	高位IV段丘面 中位I段丘面 中位III段丘面	西 20 m 西 6.3 m 西 1.2 m	約0.08 約0.04 約0.02	鈴木(1993)が詳しく変位地形を記載；内藤(1975)ほか多くの文献で変位地形記載。
	町屋敷断層	確実(活断層露頭あり)	C	5 km	N40°E	西	高位II段丘面 中位III段丘面	西 20 m 西 2 m	約0.07 約0.04	鈴木(1993)、Choi <i>et al.</i> (2000)が変位地形を記載。
	三条傾動帯	確実(変位地形明瞭・良好な露頭あり)	A	12 km	N40°E	東および西*	中位I段丘面 中位III段丘面(?)	東 80 m以上** 東 60 m以上**	≥0.5 ≥1.0	下田丘陵・新津丘陵西部の褶曲帯とともに伏在断層に起因する断層褶曲帯を構成する。 *佐藤ほか(2010)の構造探査によると東西両方向に傾斜する複数の逆断層が伏在する。 **変位速度は庄川背斜と合わせた値。
活褶曲										
庄川背斜	確実(変位地形明瞭)	A	21 km (褶曲軸長)	N40°E		中位I段丘面 中位III段丘面(?)	80 m以上* 60 m以上*	≥0.5 ≥1.0	南部では三条傾動帯とともに断層褶曲帯を構成する。*変位量は三条傾動帯と合わせた値。	
曲谷向斜	確実(変位地形明瞭)	B	17 km (褶曲軸長)	N40°E		高位II段丘面	60 m以上	≥0.2	内藤(1975)、小林ほか(2002)が記載。	
荷頃背斜北方延長	やや不確か(変位地形が断片的)	B	10 km (褶曲軸長)	N20°E		中位I段丘面	10 m以上		新生代の背斜構造北端部の北ブランチした部分で段丘面が北西に7~8°傾斜。	

平均変位速度は、高位II段丘面を30万年前、高位IV段丘面を20万年前、中位I段丘面を15万年前、中位III段丘面を6万年前に離水したと仮定して算定した。変位基準の(?)は段丘面が露頭で確実に同定できていないもの。

特に明瞭な変位地形が認められる。これらの地域では、赤谷層や保内層を傾斜不整合に覆う中位I段丘堆積物は、幅100~200mの区間で6°~15°傾斜する(第7.5図:小林ほか, 2002を修正)。後述する庄川背斜と本傾動帯による五十嵐川の河成段丘面の上下変位量は、地下に埋没している部分を除いて中位I段丘面で80m以上、中位III段丘面ではおそらく60m以上に達することから、本傾動帯はA級の活動度を持つと考えられる(第7.6図)。

三条傾動帯は、石油地質学的調査(たとえば竹内, 1962)や地下構造探査(佐藤ほか, 2010)の結果から、地下に伏在する大規模な逆断層を反映した構造と考えられる(佐藤ほか, 2010)。

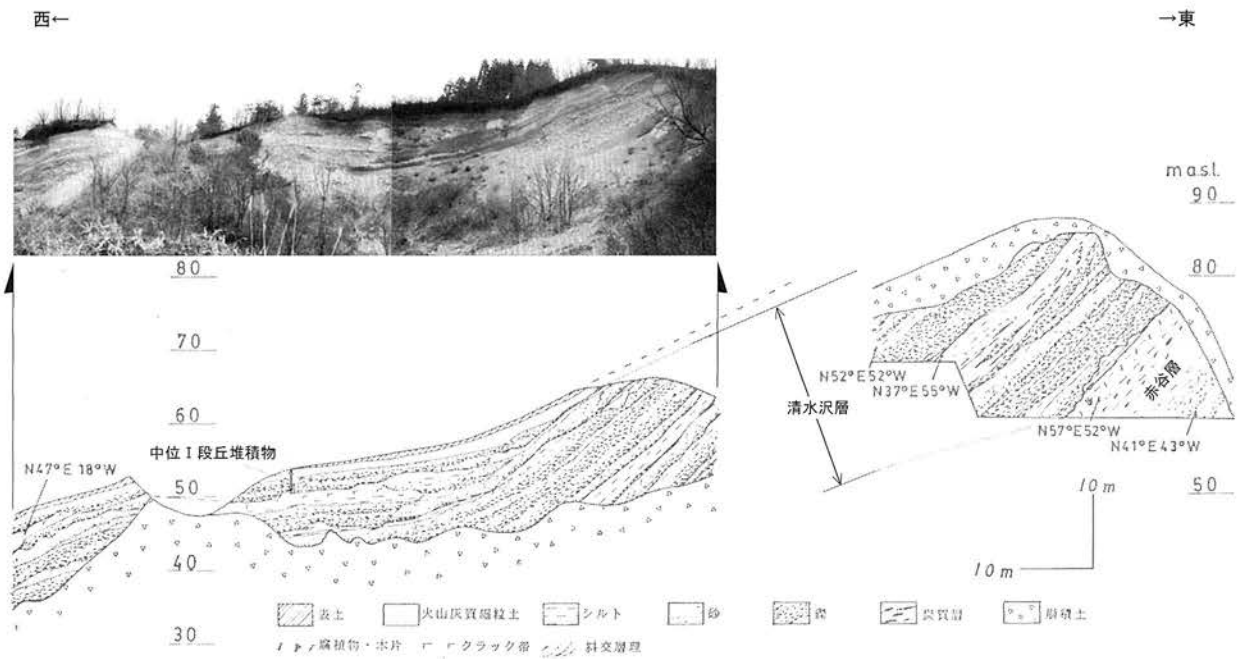
下田盆地断層群 新称。下田盆地断層群は、下田盆地内にある棚鱗断層(新称)、下原断層(活断層研究会, 1980)、町屋敷断層(鈴木, 1993)の3つの北北東-南南西走向の活動度の低い断層を総称したものである。これ

らは、町屋敷断層の一部を除き、西側を隆起させる西傾斜の逆断層である(内藤, 1975; 鈴木, 1993など)。第7.7図に棚鱗断層及び町屋敷断層の露頭を、第7.8図に下原断層の変位地形(鈴木, 1993)を示す。

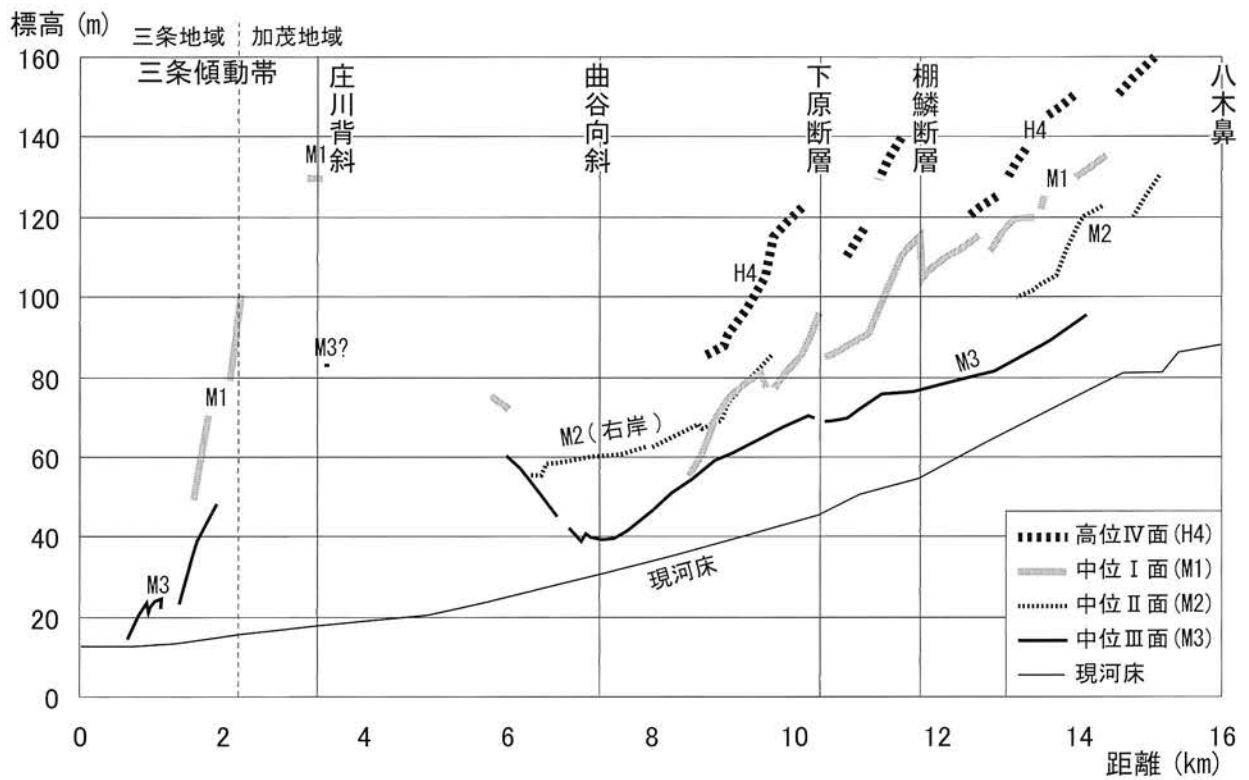
各断層の長さや平均変位速度は、棚鱗断層が長さ1km、平均変位速度約0.05m/1000年(変位基準は中位I段丘面)、下原断層が長さ2.5km、平均変位速度約0.04m/1000年(変位基準は中位I段丘面)、町屋敷断層が長さ5km、平均変位速度約0.04m/1000年(変位基準は中位III段丘面)である。

この断層群について、鈴木(1993)は新発田-小出線の第四紀における活動を示すものと解釈している。しかし、いずれの断層も短小であり、活動度、総変位量ともに小さいことから、曲谷向斜に付随する副次的な断層である可能性が高い。

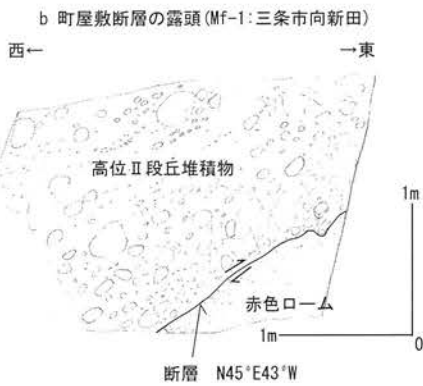
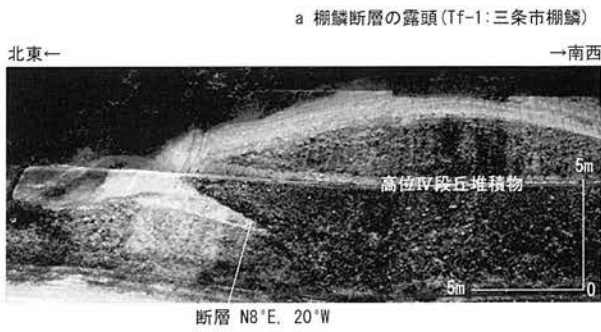
冬鳥越断層 新称。冬鳥越断層は加茂地域北部に位置する北東-南西走向の断層であり、活断層としての長さ



第 7.5 図 三条傾動帯による中位 I 段丘堆積物～赤谷層の急傾斜を示す露頭スケッチと露頭写真
露頭位置は三条市東大崎の St-1 (付図 1)。小林ほか (2002) の第 52 図を一部改変。

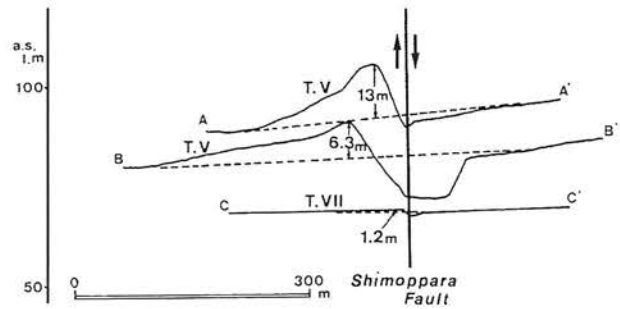


第 7.6 図 五十嵐川左岸の主要段丘面の縦断面形
小林ほか (2002) を一部修正



第 7.7 図 柵鱗断層及び町屋敷断層の露頭
露頭位置は付図2を参照.

は約3kmである(第7.3図). 本断層は新第三系を東側隆起に変位させているが, 加茂市冬鳥越の七谷野球場の

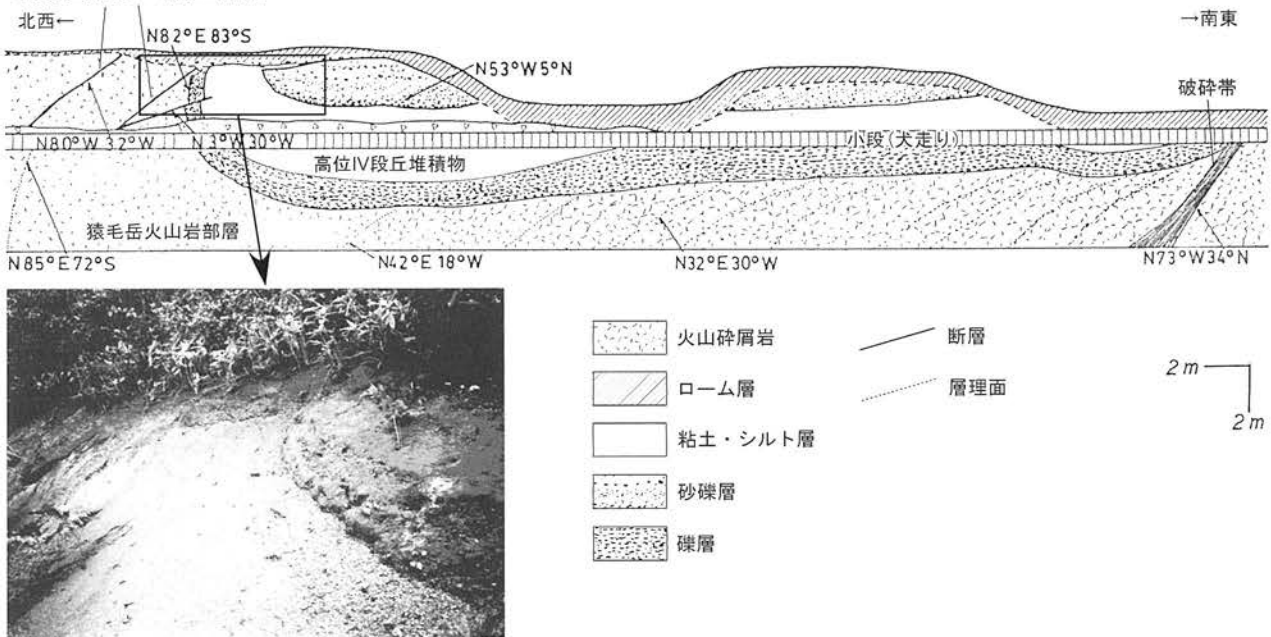


第 7.8 図 下原断層の変位地形
鈴木(1993)による. T.Vは本図幅の中位I段丘面に, T.VIIは中位III段丘面に相当する.

露頭では, 高位IV段丘堆積物の基底を5m以上西側隆起に変位させる逆断層として認められる(第7.9図). 前節で述べたように, この逆断層は冬鳥越断層の派生断層の可能性はあるが, 詳細については今後の更なる調査・検討が必要である.

村松断層 命名は高浜ほか(1980)による. 村松断層は, 五泉盆地の東部に位置し, 盆地側を隆起させる北東走向で南東落ちの逆断層である. 本断層が活断層であることを示す確実な変位地形・構造は, 北隣の新津地域内に限って認められる. 加茂地域内では, 五泉市新屋付近に高位IV段丘堆積物からなる孤立丘が存在することから, 高位段丘形成期以降に本断層が活動した可能性が示唆され

冬鳥越断層の派生断層



第 7.9 図 冬鳥越断層の派生断層の露頭
露頭位置は加茂市冬鳥越, 七谷野球場の Ff-1 (付図1). 1993年当時の露頭状況を示す.

るものの、中期更新世以降に活動した確実な証拠は得られていない。

地震調査研究推進本部（2002）は、活断層としての村松断層の南端を池田ほか（2002）に従って新津地域南端付近とし、本断層と北方の月岡断層を一括して総延長約30kmの月岡断層帯と呼び、これを平均変位速度約0.4m/1000年のB級活断層として扱っている。

7.3.3 活褶曲

庄川背斜 名称は千谷（1918）による「庄川背斜層」に由来し、大村（1930）が「庄川背斜」とした。庄川背斜は軸長約21kmの全体として北東-南西方向に延びる背斜である。五十嵐川左岸にはこの背斜軸直近の標高130m地点に中位I段丘面が残存し、変位の上限を示す良好な変位基準となっている（第7.6図）。また、露頭で確実に同定することはできなかったが、背斜軸直近の標高85m地点には中位III段丘面である可能性が高い段丘面が認められる。

曲谷向斜 名称は千谷（1919）による「曲谷向斜層」に由来する。曲谷向斜は軸長約17kmの東北東-南南西方向に延びる向斜である。下田盆地の南半部にあたる五十嵐川左岸では、高位II段丘面が広く分布し、本向斜の良好な変位基準となっている（第7.3図）。高位II段丘面は、下田盆地において約60mの深さで船底状に変形している（第7.3図）。また五十嵐川左岸では、中位III段丘面より古い段丘面が高位のものほど大きく累積的に変形している（第7.6図；内藤，1975；小林ほか，2002）。一方、五十嵐川右岸の段丘面には明瞭な変形は

認められない。

曲谷向斜西翼では、加茂市黒水付近において加茂川右岸の中位III段丘面が幅約150mの区間で皆川層の構造と調和的に東（上流側）に傾斜し、三条市原付近において五十嵐川の高位II段丘面と中位III段丘面が東（上流側）に傾斜する。

荷頃背斜延長部 荷頃背斜（小林ほか，1991）は、長岡地域内を北北東-南南西に伸びる新第三紀～第四紀の背斜である。本背斜軸は北にプランジしており、加茂地域では明瞭な背斜をなしていない。しかし、第7.10図に示すように、本地域南西端付近の長岡市ニッ郷屋では、中位I段丘堆積物が北西に7～8°傾斜していることから、背斜延長部の西翼が中期更新世以降に成長している可能性がある。



第7.10図 荷頃背斜北方延長部における中位I段丘堆積物の北西傾動

第8章 応用地質

(工藤 崇・小松原 琢・内野隆之)

8.1 石油・天然ガス

加茂地域は、北方の新津油田（新津地域内）、南東方の見附油田（三条地域内）及び東山油田（長岡地域内）に隣接する。このことから、加茂地域においても石油・天然ガス探鉱を目的とした試掘や地質調査が古くから行なわれてきた（千谷，1918，1919；松澤，1940；三梨・宮下，1970；加茂市史編纂委員会，1975）。古い記録では、天保14年（1843年）に「加茂市中大谷において試掘が行われ、石油を汲み取る計画が始められた」（意識）との記録があるが、どれだけの量を採油できたのかは不明である（加茂市史編纂委員会，1975）。その後も、試掘は明治から昭和にかけて多くの場所で行われたが、いずれも本格的な採油・生産には至らなかった。本地域で石油探鉱のために掘削された主な坑井を第8.1表に示し、坑井位置を地質図に示した。また、いくつかの坑井データについては地質断面図に反映させた。

8.2 金属資源

加茂地域で現在稼行中の鉱山は存在しない。しかし、江戸～大正時代には数多くの鉱山が稼行していた。一部の鉱山は昭和に入ってから稼行されたが、昭和30年代の川内鉱山及び三協鉱山の閉山以後には、採鉱は行われていない。採鉱対象となった鉱床の多くは、下部ジュラ系仙見コンプレックスの苦鉄質岩・石灰岩・泥岩に胚胎する接触交代鉱床であり、これらは杉川流域、仙見川流域、白山周辺、粟ヶ岳周辺などで採鉱されていた（新潟県，1962；下田村史編集委員会，1971；村松町史編纂

委員会，1982，1983）。そのうち、杉川及び仙見川流域では、鉱床の発達が比較的良好であり、主に銅、鉛、亜鉛、一部では鉄、銀などを採鉱対象として多くの鉱山が稼行していた（村松町史編纂委員会，1982，1983）。代表例としては、川内鉱山、三協鉱山、仙見川流域の鉱山が挙げられる。また、加茂市宮寄上～上高柳地域に分布する大谷層の流紋岩火山砕屑岩相から、安永～安政時代（1772～1859年）に盛んに鉛が採鉱されたという記録がある（加茂市史編纂委員会，1975）。この代表例として小乙鉱山が挙げられる。加茂地域の鉱山は詳細な情報や位置が不明確なものが多いので、地質図上には位置の明確な川内鉱山、三協鉱山、仙見川流域の鉱山、小乙鉱山のみを示した。以下に各鉱山について述べる。

川内鉱山

本鉱山は、五泉市上杉川南方に位置する。本鉱山は、下部ジュラ系仙見コンプレックスの石灰岩及び泥岩中のレンズ状ないし偏平塊状接触交代鉱床を対象に稼行し、鉱種は銅、鉛、亜鉛及び銀で、鉱石鉱物は黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、硫砒鉄鉱、輝銀鉱及び鶏冠石であった（工業技術院地質調査所，1955，1956；金属鉱業事業団，1979）。

本鉱山は1720年頃（享保年間）に発見され、明治～大正～昭和期を通して断続的に稼行していたようである（工業技術院地質調査所，1956）。本鉱山はその位置から、江戸時代に小杉沢銅山と呼ばれていた鉱山（村松町史編纂委員会，1983）に相当すると思われる。出鉱量は開山以来1万トンと報告されている（工業技術院地質調査所，1956）。工業技術院地質調査所（1955）によれば、少な

第8.1表 加茂地域の主な石油坑井一覧表

坑井名	所在地	実施者	掘削深度(m)	到達層準	到達岩質	開坑年月日	堀止年月日	終了年月日
加茂R-1	三条市下保内	帝国石油(株)(現在の国際石油開発帝石(株))	1401.4	七谷層もしくは大谷層	凝灰岩	1950.4.21	—	1950.7.1
長福寺NS-1D	加茂市長福寺	日本瓦斯化学(株)(現在の三菱ガス化学(株))と石油資源開発(株)	2002	大谷層	凝灰岩	1968.9.8	1968.9.28	1968.10.3
加茂R-2	三条市みずほ	帝国石油(株)(現在の国際石油開発帝石(株))	1500	七谷層もしくは大谷層	流紋岩溶岩	1950.11.6	—	1951.2.5
保内SK-1	三条市上保内	石油資源開発(株)	1658.5	七谷層もしくは大谷層	凝灰岩	1959.3.19	1959.6.13	1959.6.19
鹿峠SK-1D	三条市飯田	石油資源開発(株)	2803	大谷層	流紋岩溶岩	1987.8.5	1987.10.21	1987.10.27
大浦SK-1	三条市下大浦	石油資源開発(株)	1004	七谷層もしくは大谷層	凝灰岩	1958.2.7	1958.3.10	1958.3.16
外谷SK-1	三条市落合	石油資源開発(株)	1906	大谷層	流紋岩溶岩	1974.5.13	1974.6.15	1974.6.18
長沢SK-2	三条市長沢	石油資源開発(株)	1303.7	七谷層もしくは大谷層	凝灰角礫岩	1974.7.1	1974.7.16	1974.7.23
長沢SK-1	三条市片平	石油資源開発(株)	1800	七谷層もしくは大谷層	凝灰岩	1972.8.31	1972.9.20	1972.10.6
人面SK-1	長岡市人面	石油資源開発(株)	1500	七谷層もしくは大谷層	凝灰岩	1983.10.13	1983.10.31	1983.11.3

石油資源開発(株)、三菱ガス化学(株)、国際石油開発帝石(株)の提供資料に基づく。

くとも1954年時点では稼行中であった。しかし、本鉦山を所有していた三協鉄山株式会社が昭和30年代(1955～1964年の間)に採鉦事業を休止していることから(村松町史編纂委員会, 1982), 閉山時期は昭和30年代と見られる。上杉川から毛石山に向かう登山道沿いには、現在でも精錬所跡(標高240m付近)や坑口(標高440m付近)が確認でき、その付近には大量の“ズリ”が残存している。

仙見川流域の鉦山

仙見川流域では、江戸～大正時代にかけて多くの鉦山が稼行していた(村松町史編纂委員会, 1982, 1983)。例として仙見鉦山(渡邊, 1918; 工業技術院地質調査所, 1956; 金属鉦業事業団, 1979), 古小屋銅山(村松町史編纂委員会, 1983), 毛石鉛山(村松町史編纂委員会, 1983)が挙げられる。ただし、これらの鉦山は仙見川上流域にあったことは確かであるが、正確な位置は地名の記述があいまいで判然としない。そこで、地質図には今回の調査で坑口を確認できた地点に、「仙見川流域の鉦山」の代表として鉦山記号を記した。これらの鉦山で採鉦された鉦種は銅、亜鉛及び鉛である(渡邊, 1918; 村松町史編纂委員会, 1982, 1983)。

上記の各鉦山のうち、仙見鉦山についてはいくつかの文献にやや具体的な記録が残されている。仙見鉦山は五泉市門原の西方、仙見川左岸に位置し(地図上での性格な位置は不明)、下部ジュラ系仙見コンプレックスの石灰岩に胚胎する接触交代鉦床を対象に稼行していた(渡邊, 1918; 工業技術院地質調査所, 1956; 金属鉦業事業団, 1979)。鉦床は石灰岩中に産し、層状の3つの鉦体が存在すると報告されている(工業技術院地質調査所, 1956; 金属鉦業事業団, 1979)。鉦種は銅及び亜鉛で、鉦石鉦物は黄銅鉦、閃亜鉛鉦、硫砒鉄鉦及び磁鉄鉦である(金属鉦業事業団, 1979)。本鉦山の稼行時期は不明であるが、少なくとも渡邊(1918)の報告時には稼行しており、村松町史編纂委員会(1982)によると昭和以降(1926年以降)は採掘されていない。

三協鉦山(白滝鉦山、灰ヶ岳鉦山)

本鉦山は、五泉市南東の灰ヶ岳北西～西斜面及び杉川東岸斜面に位置し、下部ジュラ系仙見コンプレックスの苦鉄質岩・石灰岩・泥岩に胚胎する接触交代鉦床及び鉦脈を対象に稼行していた(松野, 1919; 金子, 1951; 金属鉦業事業団, 1979)。本鉦山は、時代や文献によって白滝鉦山、三協鉄山、三協鉦山、灰ヶ岳鉦山とも呼ばれる。本鉦山には小屋場沢鉦床、鴨助沢鉦床、上久沢鉦床の3つの鉦床が存在し(金子, 1951)、小屋場沢鉦床が加茂地域内に、他の2つが東隣の御神楽岳地域に位置する。鉦種は鉄及び銅で、鉦石鉦物は赤鉄鉦、磁鉄鉦、黄銅鉦、閃亜鉛鉦、方鉛鉦及び黄鉄鉦である(金属鉦業事

業団, 1979)。

本鉦山の沿革は次の通りである(松野, 1919; 金属鉦業事業団, 1979; 村松町史編纂委員会, 1982による)。本鉦山はかつて白滝鉦山と呼ばれ、日本電気製鉄株式会社により1917年(大正6年)に稼行が開始されたが、不況のため1921年(大正10年)に閉山した。その後、岸本鉦業株式会社に鉦業権が移譲され、採鉦再開が目論まれたが、事業を軌道に乗せることができず閉山した。その後、1943年(昭和18年)に三協鉄山株式会社が設立され、1949年(昭和21年)から本格的に稼行が開始された。急峻な山間の奥地のため、全長16kmの索道で鉦石、資材、食料が運搬された。1949～1954年の出鉦量は18,500トンである。採鉦事業は昭和30年代(1955～1964年の間)に休止され、以後採掘は行われていない。現在、鉦山道は荒れ果てて消失し、鉦山施設も残存していない。現地では索道に使われたと見られるワイヤーや滑車のみを確認できた。

小乙鉦山

本鉦山は加茂市小乙の小乙川上流に位置し、下部～中部中新統大谷層の流紋岩火山砕屑岩相に胚胎する鉦床を対象に稼行していた。本鉦山は新潟県(1962)の地質図で岳鉦山と記載されたものに相当する。加茂市観光協会による現地の案内板によれば、「文政から安政時代(1818～1859年の間: 引用者註)の約40年間、鉛が採掘され年間約13トンを産出した。鉦夫は相当数に達し、市場や遊廓が立ち並び夜を徹したといわれている。その後、明治時代に鉛の値上がりで復活したが鉦脈が浅いために廃坑となった」と記載されている。現在でも坑口や遺構が残されている。

8.3 採石資源

加茂地域では、猿毛岳火山岩部層、古戸層の砂層、高位段丘堆積物などが採石対象とされてきた。猿毛岳火山岩部層ではスコリア火山礫凝灰岩や安山岩水冷破碎溶岩が対象とされ、前者を採石する五泉市上大蒲原の碎石場が現在も稼行中である。古戸層の砂層及び高位段丘堆積物を対象とした碎石場や碎石場跡は下田盆地周辺に数多く存在する。そのうち三条市上ノ山南方、古戸、赤坂、楯山の碎石場は現在も稼行中である。

セメントが普及する以前の明治～大正期には、以下の石材が利用されていた。加茂市下土倉付近で産出する土倉石及び五泉市高松付近で産出する高松石は、かつて建築用の石材として利用されていた(中蒲原郡役所, 1973; 加茂市史編纂委員会, 1975)。これらは中蒲原郡役所(1973)、加茂市史編纂委員会(1975)では「粘板岩の一種」と記載されているが、産出地域から判断すると、猿毛岳火山岩部層の火山砕屑岩と考えられる。加茂

第 8.2 表 加茂地域内の温泉・鉱泉データ一覧表

番号	温泉地名	利用施設名	所在地	産状	深度 m	湧出量 l/min	泉温 ℃	pH (RpH)	泉質	利用状況	文献*
1	高砂鉱泉	金割鉱泉	五泉市大蒲原7566番地	自然湧出	100	1.2	14.6	>8.5	アルカリ性単純泉 単純泉	中止	4. 5. 7. 8
2	丸山温泉		五泉市上大蒲原字丸山1530	自噴	0	65.4	14.6			利用施設なし	7
3	金割鉱泉		五泉市高松818番地	自然湧出	36	10.5	17.7			宿泊施設	4. 5. 7. 8
4	長福寺温泉		加茂市長福寺	自噴	10	3	15.0			中止	1. 3
5	加茂美人の湯	加茂美人の湯	加茂市宮寄上13番地1	動力揚湯			25以上 42未満	含硫酸・ナトリウム-塩 化物強塩泉	日帰り温泉施設	9	
6	西山温泉	いい湯らてい	加茂市西山字柳田537番地	自然湧出		14	32.0	8.4	単純泉	中止	1. 2. 8
7	麻布湯		三条市麻布			3.4	15.5			中止	8
8	福岡鉱泉(砥沢の湯)		三条市福岡字砥沢486番地	自然湧出	1	3	15.0			Na-Cl・HCO ₃	中止
9	長沢		三条市長沢			2.5	<25		不明	8	
10	中浦温泉		三条市中浦字岩川331-5	自然湧出	2	10	13.0	(5.7)	単純硫酸冷鉱泉(Mg・ Ca・Na-SO ₄ ・HCO ₃)	不明	6. 7
11	八木ヶ鼻温泉	いい湯らてい	三条市南五百川16番地1	動力揚湯		90	64		ナトリウム・カルシウム- 硫酸塩温泉	日帰り温泉施設	9
12	越後長野温泉	嵐溪荘	三条市長野1450番地	動力揚湯	250	5	12.0	(6.9)	ナトリウム-塩化物泉	宿泊施設	4. 5. 7. 8
13	濁沢温泉		三条市濁沢地内	自然湧出		2.1	17.6		ナトリウム-塩化物・炭 酸水素塩泉	利用施設なし	7. 9

*文献:1:新潟県(1962). 2:加茂市史編纂委員会(1975). 3:新潟県(1977). 4:新潟県生活環境部(1982). 5:新潟県(1989). 6:高橋ほか(1993). 7:新潟県地質図改訂委員会(2000). 8:金原(2005). 9:新潟県(2009).

市小乙及び上高柳付近に分布する大谷層泥岩相の泥岩は、高柳石あるいは岳石と呼ばれ、敷石や側溝に使用されていた(中蒲原郡役所, 1973; 加茂市史編纂委員会, 1975). 三条市長野で産出する猿毛岳火山岩部層の火山砕屑岩は、かつて建築用石材として利用されていた(下田村史編纂委員会, 1971).

8. 4 温泉・鉱泉

加茂地域の温泉・鉱泉データを、現在利用されていないものも含めて第8.2表にまとめて示す。現在利用されている温泉・鉱泉としては、金割鉱泉、加茂美人の湯、八木ヶ鼻温泉(施設名「いい湯らてい」)、越後長野温泉(施設名「嵐溪荘」)がある。これらは宿泊施設や日帰り温泉施設として利用されている。高砂鉱泉、西山温泉、麻布湯はかつて公衆浴場として利用されていたが、現在では廃業しており、施設の痕跡すら確認することはできない。福岡鉱泉(砥沢の湯)は、かつては三条市高岡の宿泊施設(施設名「割烹旅館公衆」)で利用されていたようである。この宿泊施設は現在も営業中ではあるが、現在鉱泉は利用されていないようである。本地域の温泉・鉱泉は、ほとんどが泉温25℃以下の鉱泉であり、泉温25℃以上の温泉は、加茂美人の湯、西山温泉、八木ヶ鼻温泉の3つに限られる。このうち、西山温泉のみが自然湧出であり、他の2つは動力揚湯である。鉱泉は、越後長野温泉のみが動力揚湯であり、他はすべて自然湧出あるいは自噴である。

8. 5 地下水

加茂地域北西部の越後平野における地下水については、Iwanaga and Ishibashi (1977) が詳しく論じている。現在の地質解釈(新潟県地盤図編集委員会, 2002)と

Iwanaga and Ishibashi (1977) の地質解釈は一致しないが、ここでは新潟県地盤図編集委員会(2002)に従って地質区分を修正して記載する。

本地域の最も重要な帯水層は、上部更新統礫層(Pg1: Iwanaga and Ishibashi, 1977のA3層基底礫層及びB層)である。その他には沖積層中・上部に帯水層が存在する。主要な帯水層である上部更新統砂礫層中でも海拔-30m以深より得られる地下水の水質は塩化物イオン及びナトリウムイオン濃度が高く、このタイプの地下水が越後平野の東縁や五十嵐川などの河川沿いを除いて広く分布している。

8. 6 斜面災害

加茂地域の山地・丘陵には、地質図や第1.2図に示すように地すべり地形(堆積物)や、埋谷緩斜面(堆積物)が多く発達する。これらの地形・地質は、過去の地すべり・大規模崩壊や土石流といったマス・ムーブメントによって形作られたものであり、斜面災害のポテンシャルと密接に関係する。

8. 6. 1 地すべり・崩壊

本地域においては、背面の標高が150mを越える丘陵・山地に地すべり地形が多く認められる。地すべり地形は、鹿熊層、七谷層及び大谷層の泥質岩類、重倉山火山岩部層、下部～中部中新統の流紋岩溶岩及び貫入岩、七谷層及び大谷層の流紋岩火山砕屑岩の分布域に特に密に分布

第 8.3 表 加茂地域の地すべり指定地

名称	面積	管轄
三条市下保内	121.37ha	林野庁
三条市北五百川	35.28ha	国土交通省

第 8.4 表 近世以前の越後国の被害地震一覧

発生年月日	被害地域	マグニチュード	特記事項	出典
天平十七年七月十五日 745年8月20日	越後		名立で山崩れ発生と伝えられるが信憑性に疑問あり	③
天平宝字六年五月九日 762年6月9日	美濃・飛騨・信濃	≥7?	越後の被害状況不詳	①③④
貞観五年六月十七日 863年7月10日	越中・越後	≥7?	三代実録に記載された貞観大地震。直江津付近の小島が潰滅し、越後各地で壊滅的な津波・山崩れの伝承あり。液状化痕跡あり	①②③④
仁和三年七月六日 887年8月2日	越後・京都		津波による溺死者数千人と伝えられるが信憑性に疑問あり	①④
天慶元年～六年 938年～943年	越後・京都		天慶八年に京都～紀伊に大地震	②
寛治六年八月三日 1092年9月13日	越後・京都		越後各地に大津波、海岸部で山崩れと伝えられるが信憑性に疑問あり	①③④
永仁元年 1293年	鎌倉・越後	≒7	魚沼郡で山崩れによる死者多数、同日関東で大地震。同一の地震かどうか不明	②④
正安年間 1299年～1301年	越後		名立で山崩れ発生と伝えられる	③
明応七年八月二十五日 1498年9月20日	関東～四国	8.2～8.4	伊豆沖～紀伊沖を震央とする巨大地震(明応大地震)、新潟・寺泊で被害発生との記録あり	③④
文亀元年十二月十日 1502年1月28日	越後南西部	6.5～7.0	直江津で家屋倒壊・死者多数、三条でも死者発生、新潟・寺泊で被害あり	①③④
永正十四年六月二十日 1517年12月3日	越後・会津		民家多く倒れるとの記録あるが詳細不詳	①④
慶長十九年十月二十五日 1614年11月26日	越後高田		高田で死者多数、津波発生との記録あるが信憑性に疑問あり	①③④
寛永十三年十一月六日 1636年12月3日	越後中魚沼郡	5.0～5.5	中魚沼郡・田沢川で山崩れ、天然ダム形成	③④
寛文五年十二月二十七日 1666年2月2日	越後頸城郡		高田で家屋倒壊・死者あり、噴砂発生	①③④
寛文十年五月五日 1670年6月22日	越後中・南蒲原郡または西蒲原郡	6.75	上川四方石(中・南蒲原郡と西蒲原郡の2説あり)で被害大、噴砂発生	③④
延宝年間 1673～1680年	越後頸城郡		糸魚川で死者多数と記録されているが、寛文十年の地震の誤記の可能性大	③
享保四年三月十八日 1719年5月7日	越後頸城郡		牧村(上越市)の保倉団平山が鳴動、地すべりの疑いあり	①
元文二年閏十一月十三日 1738年1月3日	越後中魚沼郡	5.5	中魚沼郡津南町で家屋倒壊、群発地震	③④
寛延四年(宝暦元年)四月二十六日 1751年5月21日	越後西部	7.0～7.4	宝暦(寛延)高田地震、上越地方で多数の家屋倒壊・死者多数、名立崩れ発生	①③④
宝暦十二年三月四日 1762年3月29日	越後	5.5～6.0	三条で強震、山崩れ発生	①③④
宝暦十二年九月十五日 1762年10月31日	佐渡		新潟で噴砂・地割れ	①③④
文政十一年十一月十二日 1828年12月18日	越後	6.9	文政三条地震。越後平野で被害甚大、噴砂多発。死者多数。(本文注)	①②③④
天保四年十月二十六日 1833年12月7日	羽前・越後ほか	7 1/2 ±1/4	新潟で津波、新発田藩領で噴砂、家屋倒壊	①③④
弘化四年正月一日 1847年2月15日	越後高田		高田で家屋被害	③④
弘化四年三月二十四日 1847年5月8日	信濃・越後	7.4	弘化善光寺地震、信越国境の山地で山崩れ多発。天然ダム決壊により信濃川で洪水発生	①③④
弘化四年三月二十九日 1847年5月13日	越後頸城郡	6 1/2 ±1/4	頸城郡で家屋被害・液状化あり	①③④

出典①文部省震災予防評議会編(1941, 1942, 1943)及び武者(1951)、②新潟県(1965)、③東京大学地震研究所編(1981, 1982, 1983, 1984a,b, 1985, 1988a,b)、④宇佐美(2003)

第 8.5 表 近代以降における越後平野周辺の被害地震一覧

発生年月日	震央	マグニチュード	越後地方の被害・特記事項
明治20年7月22日 1887年7月22日	古志郡	5.7	与板町-長岡市北部を中心に地割れが発生
昭和2年10月27日 1927年10月27日	長岡市関原周辺	5.2	関原地震, 石油・砂が噴出
昭和36年2月2日 1961年2月2日	長岡付近	5.2	長岡市東部の局所被害地震
昭和39年6月16日 1964年6月16日	粟島沖海底	7.5	新潟地震; 越後平野全域で地盤の変状等発生, 液状化被害大
平成8年4月1日 1995年4月1日	福島潟付近	5.5	福島潟周辺で家屋被害
平成16年10月23日 2004年10月23日	長岡市川口町	6.8	新潟県中越地震; 余震多く, 余震域で山崩れ・地すべり多発. 平野部では旧河道跡などで被害大.
平成19年7月16日 2007年7月16日	中越沖海底	6.8	新潟県中越沖地震; 越後平野南西部で噴砂発生, 堤防などに被害

している。

このうち新第三系の泥質岩は、スレーキングを起しやすいう上に、層準によって層理面が発達するため、流れ盤斜面を中心に層面すべりを生じさせるポテンシャルが高い。また、流紋岩や流紋岩火山砕屑岩はしばしば熱水変質作用に伴って脆弱化している。こうしたことが、起伏の大きな地形とともに地すべり発生の素因として挙げられる。本地域では、第 8.3 表に示す 2 箇所の地すべり指定地がある。また、歴史上大きな災害をもたらした事例として 1961 年 8 月の長岡市（旧栃尾市）上塩の地すべり（5 戸の家屋被害、土砂移動面積約 1ha）がある（社団法人日本地すべり学会新潟支部「新潟県地すべり災害記録」編集委員会編、2008）。

また、地すべりとは異なるが、1985 年 7 月には豪雨に伴って三条市東大崎の赤谷層を切る切土斜面で崩壊が発生し、住宅 9 戸に被害をもたらした（高浜・藤田、1985）。この崩壊は、固結度の低い赤谷層とその崩積土を比高 50m、最大勾配 70°で切土した場所において、豪雨が誘因となり発生したものとされている。

8.6.2 土石流

本地域の東部は急峻な山岳地帯であり、多くの沢に埋谷緩斜面堆積物が分布する。このことから推定されるように、本地域では土石流発生ポテンシャルをもつ場所が少なくない。1926 年 7 月には、豪雨により五十嵐川、刈

谷田川及び破間川の周辺で多数の山崩れと洪水・土石流が発生し、死者・行方不明者計 105 名、流出家屋 465 戸という大きな災害が発生している（社団法人日本地すべり学会新潟支部「新潟県地すべり災害記録」編集委員会編、2008）。

8.7 古地震・地震災害

ここでは史料に記された被害地震について、既往研究を基にとりまとめる（第 8.4 表及び第 8.5 表）。被害が特に大きく、震央が本地域近傍に位置する可能性が高い地震としては、1812 年の文政三条地震（マグニチュード 6.9）が挙げられる。この地震に伴う液状化などの地変は、多くの史料に記載されている（植竹ほか、2005）。本地域の周辺では、加茂市釜淵遺跡（伊藤、1993）や三条市三条城遺跡（高浜ほか、1998）で、この地震に伴うと考えられる液状化跡が検出されている。この地震による家屋の倒壊率は、段丘・丘陵では越後平野と比較して低かったが、死者の発生率で比較すると見附市市街地からその東方の段丘上では越後平野よりも高い（都司、2010）。このことから都司（2010）は、この地震の震央が見附市街東方の丘陵西縁部にあったと推定している。このことは、吉野屋断層と本地震の関連を示唆するものとして注目される。

文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., *Initial Report of Deep Sea Drilling Project*, no. 87, p. 93-480.
- 天野一男・佐藤比呂志 (1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, no. 32, p. 81-96.
- 青木豊樹・黒川勝己 (1999) 長野地域猿丸層の T1, T4 火山灰層と新潟地域の Ykp (浜忠層), SK110 (魚沼層群) 火山灰層の対比. 地質雑, vol. 105, p. 473-479.
- Barron, J. A. and Gladenkov, A. Y. (1995) Early Miocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Leg 145. *In* Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. et al., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, vol. 145, p. 3-19. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneve, 1976)*, Leiden, no. 1, p. 199-421.
- 坊城俊厚・鈴木泰輔・青柳信義・松井 寛・神山貞二・稲積 愷 (1969) 新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層. 地質調査所報告, no. 232, p. 603-630.
- 防災科学技術研究所 (1996) 防災科学技術研究所研究資料第 169 号, 5 万分の 1 地すべり地形分布図, 第 7 集「新潟」, 16 葉.
- Cheel, R. J. and Leckie, D. A. (1993) Hummocky cross-stratification. *In* Wright, V. P., ed., *Sedimentary Review I*, Blackwell, Oxford, p. 103-122.
- Chihara, K. (1959) Geology and petrology of granitic rocks and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture. Part I. Granitic rocks. *Jour. Fac. Sci. Niigata Univ. Ser. II*, vol. 3, 169 p.
- 茅原一也 (1982) 新潟積成盆地および周辺地域の基盤構造と新生代火成活動史. 地質雑, vol. 88, p. 983-999.
- 茅原一也・津田禾粒・須田光治・島津光夫・吉村尚久・佐藤 彬・百武松児・宮沢勝雄・石橋輝樹 (1967) 新潟県五十嵐川上流地域黒鉛床調査報告書. 26 p.
- 千谷好之助 (1918) 大日本帝国油田第 12 区 新潟県大面油田地質及地形図・同説明書. 地質調査所, 40 p.
- 千谷好之助 (1919) 大日本帝国油田第 14 区 新潟県加茂油田地質及地形図・同説明書. 地質調査所, 19 p.
- Choi, T. J., Takahama, N. and Urabe, A. (2000) Tephrochronology of late Quaternary strath terraces and their implications to neotectonic movements in the Shitada and Tochio regions of the Niigata basin, Central Japan. *Quaternary Research*, vol. 39, p. 521-533.
- Danhara, T. and Iwano, H. (2009) Determination of zeta values for fission-track age calibration using thermal neutron irradiation at the JRR-3 reactor of JAEA, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 115, p. 141-145.
- 遠藤六郎 (1940) 大日本帝国油田第 37 区 新潟県新津油田南部地形及地質図・同説明書. 地質調査所, 19 p.
- 藤本治義・小林二三雄 (1961) 奥羽地方内帯の古生層について. 地質雑, vol. 67, p. 221-227.
- 福田 理・肥田 昇・広川 治・伊田一善・井上純夫・磯見 博・金原均二・河野義礼・菊池清四郎・水野篤行・太田良平・大沢 穠・斎藤正次・佐藤 茂・沢田秀穂・鈴木達夫 (1958) 50 万分の 1 地質図「新潟」. 地質調査所.
- Galbraith, R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Jour. Math. Geol.*, vol. 13, p. 471-478.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. eds. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589 p.
- Hanagata, S. (2003) Miocene-Pliocene Foraminifera from the Niigata oil-field region, northeastern Japan. *Micropaleontol.*, vol. 49, p. 293-340.
- Hanagata, S. (2004) Miocene Foraminifera from the Niigata oil and gas field region, northeastern Japan. *In* Bubik, M. and Kaminski, M. A. eds., *Proc. Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Grzybowski Foundation Spec. Publ.*, vol. 8, p. 151-166.
- 花方 聡・本山 功・三輪美智子 (2001a) 日本海地域における底生有孔虫 *Spirosigmoinella compressa* の消滅と *Miliammina echigoensis* の出現の年代およびその古海洋学的意義—中新世～鮮新世の海水準変動との関連—. 地質雑, vol. 107, p. 101-116.
- 花方 聡・本山 功・平松 力・渡邊和恵・辻 隆司 (2001b) 新潟県上越～中越地域における中新統・鮮新統境界部の微化石層序. 地質雑, vol. 107, p. 565-584.
- 原 英俊・柏木健司 (2004) 新潟県黒又川周辺地域に分布する足尾帯ジュラ紀付加コンプレックス. 地質雑, vol. 110, p. 348-362.
- 原山 智・大藪圭一郎・深山裕永・足立英彦・宿輪隆太 (2003) 飛騨山脈東半部における前期更新世後半からの傾動・隆起運動. 第四紀研究, vol. 42, p. 127-140.
- 長谷川美行 (1985) 青海—白馬山塊, 魚沼山塊および蒲原山塊に露出する先第三系の地質時代. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告 No. 2, p. 69-84.
- 長谷川美行 (1988) 津川周辺 (足尾帯). 植村 武・山田哲雄 編「中部地方 I」, 共立出版, p. 17-20.
- 長谷川美行・高野 修 (1969) 新潟県津川附近の古生層. 日本地質学会第 76 年学術大会「グリーンタフに関する諸問題」総合討論会資料, p. 73-76.
- 長谷川美行・津田禾粒・茅原一也・白井健裕 (1976) 新津丘陵の地質. 新潟大地鉦研究報告, no. 4, p. 111-118.
- 橋立芳彦 (1974) 新潟県加茂市・三条市間の第四紀層から産する大型植物化石について. 新潟県立教育センター研究集録, no. 7, p. 81-88.
- 橋本克巳 (1941) 新潟県加茂・七谷地方の地質. 石油技誌, vol. 9, p. 27-35.
- 幡谷竜太・柳田 誠・山本真哉・佐藤 賢・古澤 明 (2006) 新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序. 応用地質, vol. 47, p. 140-151.

- 林 信悟 (1963) 足尾山地より発見したコノドントについて. 地球科学, vol. 68, p. 9-12.
- 樋口裕也・坂井 一・黒川勝己 (2001) 新潟県下田村地域の鮮新統から Tsp, Ktw および Ykp 火山層の発見. 地球科学, vol. 55, p. 307-312.
- 平松 力・三輪美智子・井上洋子・深沢和恵 (1997) 東北地方の日本海沿岸地域における中新統の石灰質ナノ化石層序. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 24, p. 27-38.
- 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己 (2007) 東北日本弧における中新世中期～後期の精密対比に基づく広域テフラ層序の構築. 「平成 18 年度深田研究助成」研究報告, p. 127-139.
- 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己 (2009) 新潟県中央部における後期中新世テフラの対比. 地質雑, vol. 115, p. 177-186.
- 北陸農政局計画部 (1979) 国営農用地開発事業 下田地区 基本計画添付資料—地質—. 北陸農政局計画部, 159 p.
- 細川 勤 (1981) 村松町周辺の地質について. 新潟県立教育センター研究報告, no. 49, p. 97-104.
- Hurford, A. J. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommission of Geochronology. *Chem. Geol.*, vol. 80, p. 171-178.
- 井部和夫 (1967) 羽生田・加茂付近の第四紀層について. 新潟県立教育センター理科研究集録, no. 5, p. 243-248.
- 五十嵐川団体研究グループ (1990) 後期中新世のデイサイト質水中溶岩・ハイアロクラスタイトの特徴. 地球科学, vol. 44, p. 355-360.
- 池邊展生 (1940) 新潟県各油田の地層の対比. 石油技誌, vol. 8, p. 363-372.
- 池辺 穰 (1953) IV 探鉱 IV. A. 最近の探鉱成果 IV. A. 1 新潟・長野地区. 石油技誌, vol. 18, p. 146-157.
- 池辺 穰 (1982) 新潟新第三系積成盆地における最近の諸問題. 石油技誌, vol. 88, p. 775-785.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254 p.
- 池津久成 (1986) 栃尾市刈谷田川の河岸段丘. 新潟県立教育センター研究報告, no. 86, p. 53-60.
- 稲葉 明・伊藤憲章・亀山 裕・黒川勝己・村松敏雄・中島哲宏・山崎興輔・吉越正勝 (1976) 矢代田層の諸問題. 新潟大地誌研究報告, no. 4, p. 67-76.
- 猪郷久義 (1972) 新しい準化石—コノドント—. 地学雑誌, vol. 81, p. 142-151.
- 井上洋子・加藤 進・三輪美智子 (2008) 新潟地域の寺泊層下部の有孔虫化石群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 34, p. 99-110.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 215-230.
- Itihara, M., Yoshioka, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M., Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku Area, South of Osaka, Japan—A standard stratigraphy of the Osaka Group—. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol. 19, p. 1-29.
- 伊藤秀和 (1993) 三条地震の考古学的痕跡について—加茂市釜淵遺跡の調査から—. 加茂郷土史, no. 16, p. 42-49.
- Iwanaga S. and Ishibashi T. (1977) Aquifer and buried terrace in the central part of the Niigata plain. *Engineering Geology*, vol. 18, p. 117-124.
- 地震調査研究推進本部 (2002) 月岡断層帯の長期評価について. *Monthly 地震レポートサイスモ*, 2002 年 10 月号, p. 11-12.
- 影山邦夫・金子信行 (1992) 日本油田・ガス田図 no. 13, 「新潟県中部地域」, 地質調査所.
- Kamata, Y. (1996) Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 17, p. 71-107.
- 加茂団研グループ (1981) 見附市堀溝町における駒込層の新知見. 新潟平野, no. 28, p. 62.
- 加茂団体研究グループ (1990) 新潟平野東縁加茂地域の第四系. 地球科学, vol. 41, p. 167-183.
- 加茂市史編纂委員会 (1975) 加茂市史 下巻. 新潟県加茂市, 941 p.
- 金子 純 (1951) 新潟県三協鉄山電気並びに磁気探鉱調査報告. 地質調査所月報, vol. 2, p. 334-339.
- Kano, K. (1979) Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Sci. Repts. Tohoku Univ., Ser. III*, vol. 14, p. 135-189.
- 刈谷田川団体研究グループ (1977) 栃尾市周辺の河岸段丘. 新潟の自然, 第 3 集, p. 11-16.
- Kashiwagi, K. (2003) Faunal change of earliest Jurassic (Late Hettangian—Middle Sinemurian) radiolarian assemblages: an example of the Early Jurassic accretionary complex of the Chichibu Belt, western Kii Peninsula, southwest Japan. *Tenth Meeting of the International Association of Radiolarian Palaeontologists, University of Lausanne, INTERRAD X, Abstracts and Programme*, p. 72-73.
- 片平忠実 (1974a) 新潟県中部・北部地域の含油新第三系の層序—新潟県中越・下越地方の石油地質学的研究(その I)—. 石油技誌, vol. 39, p. 167-178.
- 片平忠実 (1974b) 新潟堆積盆地のグリンタフ中に胚胎する炭化水素鉱床—新潟県中越・下越地方の石油地質学的研究(その II)—. 石油技誌, vol. 39, p. 337-356.
- 加藤直子・佐藤比呂志・石山達也・阿部 進・河合展夫・稲葉 充 (2010) 新潟平野東縁下田丘陵の地質構造形成過程: ひずみ集中帯地殻構造探査の成果より. 平成 22 年度石油技術協会春季講演会要旨集, p. 45.
- 加藤 進・片平忠実 (1993) 東北日本油田地域の地下地質—新潟下越地域の中・下部中新統を中心に—. 北陸地質研究報告, no. 3, p. 51-69.
- 加藤 進・井上洋子 (1999) *Neogloboquadrina asanoi* (Maiya, Saito and Sato) の年代層序学的・古海洋学的意義. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 26, p. 129-140.
- 加藤 進・荒木直也・片平忠実 (1992) 新潟県中越地域の地下に発達する七谷層. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 19, p. 363-372.
- 加藤 進・小田 浩・榎原 徹 (2004) 寺泊層底生有孔虫化石マーカーの年代. 石油技誌, vol. 69, p. 384-395.
- 加藤 進・井上洋子・渡辺其久男 (2006) 新潟片貝ガス田における *Globorotalia inflata* bed. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 33, p. 115-125.
- 加藤 進・榎原 徹・松井良一・小田 浩 (2007) 新潟地域の地下に発達するグリーンタフのフィッシュン・トラック年代. 地質調査研究報告, vol. 58, p. 371-388.

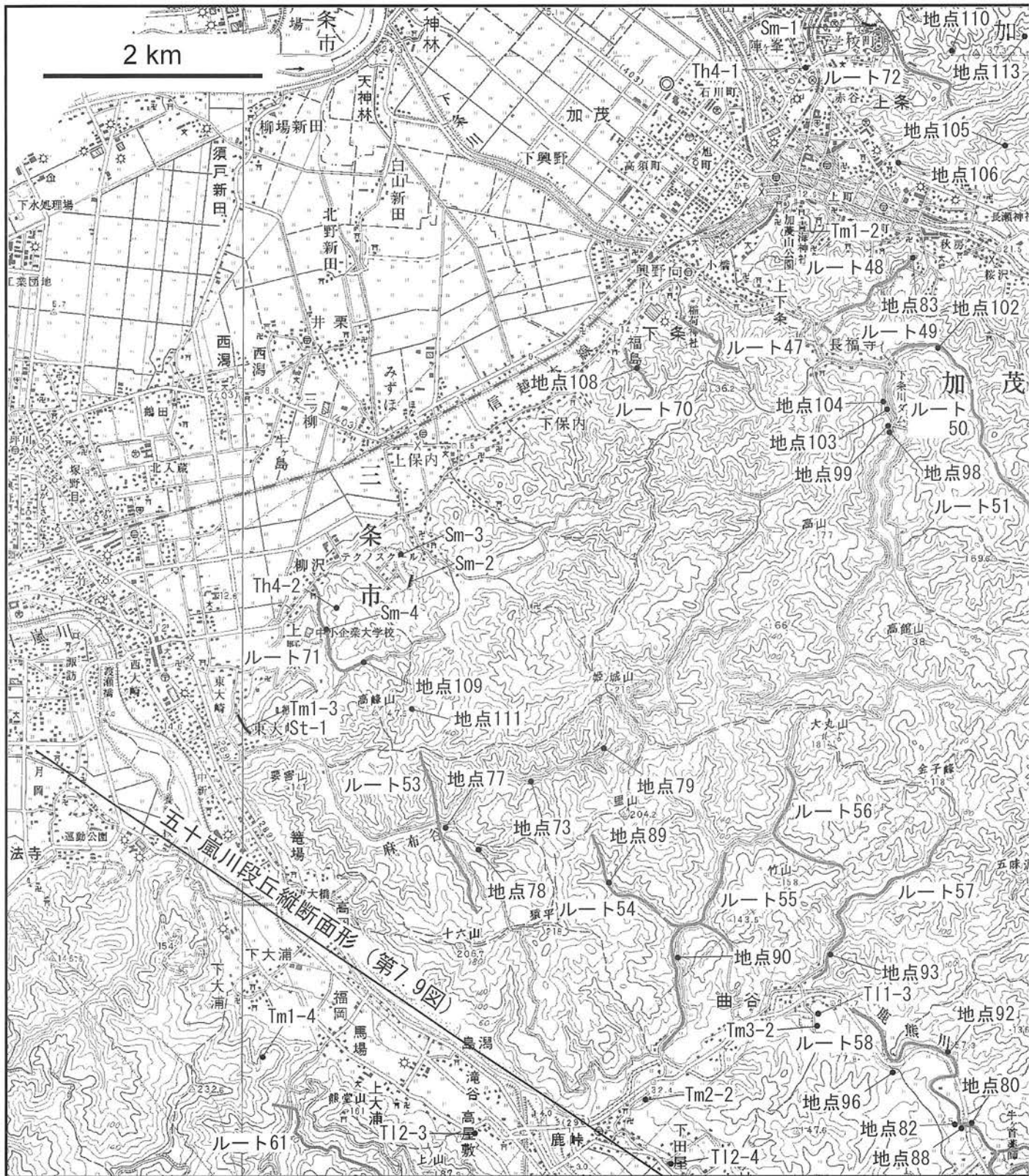
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 363 p.
- 桂 雄三・砂村継夫 (1988) ストーム・ウェーブリップル・河川流出サスペンション. 月刊地球, vol. 10, p. 441-445.
- 桂 雄三・増田富士雄・岡崎浩子・牧野泰彦 (1985) 筑波台地周辺の第四系中にみられるストーム堆積物の特徴. 筑波の環境研究, vol. 9, p. 56-62.
- 川端清司・伊藤紀幸 (1993) 足尾帯北縁部 (新潟地域) のジュラ紀古世放射虫化石, 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, p. 119-129.
- 木村 広 (1964) 五十嵐川の河岸段丘について. 新潟県地学教育研究会誌, no. 2, p. 48-53.
- Kimura, T. (1968) Some folded structures and their distribution in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 39, p. 1-26.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第2版) (CD-ROM版). 産総研地質調査総合センター.
- 金原均二 (1950a) 新潟油田の地質. 石油技誌, vol. 15, p. 19-32.
- 金原均二 (1950b) 新潟油田の地質 (続). 石油技誌, vol. 15, p. 62-83.
- 金属鉱業事業団 (1979) 昭和53年度広域調査報告書, 蒲原地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 90 p.
- 北アルプス研究グループ (1998) 長野県北部に分布する前期更新世初頭の指標火砕流堆積物—大峰溶結凝灰岩層と"TZ100"火山灰流堆積物—"T4"凝灰岩層との対比—. 地球科学, vol. 52, p. 318-323.
- 北里 洋 (1975) 男鹿半島上部新生界の地質および年代. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 75, p. 17-49.
- 小林巖雄・立石雅昭 (1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, p. 53-70.
- 小林巖雄・渡辺其久男 (1985) 新潟油田東縁帯における新第三紀の地史的イベント—とくに, 中鮮新世の不整合について—. 新潟大地誌研究報告, no. 5, p. 91-103.
- 小林巖雄・立石雅昭・小松原 琢 (2002) 三条地域の地質. 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, 98 p.
- 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫 (1991) 長岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 132 p.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 5, p. 1-578.
- Koizumi, I. (1977) Diatom biostratigraphy in the North Pacific region. *Proc. First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo 1976, Kaiyo Syuppan*, p. 235-253.
- 小松直幹 (1990) 新潟油田地域の褶曲—形態と形成過程. 地質学論集, no. 34, p. 149-154.
- 小松直幹・渡辺 亨 (1968) 小断層より解析した西山油田の地質構造. 石油技誌, vol. 33, p. 157-162.
- 工業技術院地質調査所 (1955) 日本鉱産誌 BI-a. 地質調査所, 253 p.
- 工業技術院地質調査所 (1956) 日本鉱産誌 BI-b. 地質調査所, 261 p.
- 工藤 崇・柳沢幸夫・岩野英樹・檀原 徹 (投稿中) 新潟堆積盆地, 加茂地域における下部—中部中新統の年代層序と堆積盆発達史. 地学雑誌.
- 工藤 崇・檀原 徹・岩野英樹・山下 透・柳沢幸夫 (印刷中) 新潟県加茂地域, 三条市塩野淵の中部中新統七谷層中に見つかったテフラの記載岩石学的特徴とフィッシュン・トラック年代. 地質調査研究報告.
- 工藤 崇・檀原 徹・岩野英樹・山下 透・三輪美智子・平松力・柳沢幸夫 (2011) 新潟堆積盆地七谷層中に見つかった中期中新世広域テフラ: Kbi テフラと紀伊半島室生火砕流堆積物の対比. 地質雑, vol. 117, p. 277-288.
- 黒川 明・五十嵐川団体研究グループ (1993) 水底噴出したデイサイト溶岩の特徴—後期中新世重倉山層を例にして—. 地学団体研究会第47回新潟総会巡検案内書, p. 151-166.
- 黒川勝己 (1999) 新潟地域における七谷層—魚沼層群の火山灰層序. 石油技誌, vol. 64, p. 80-93.
- 黒川勝己・樋口裕也 (2004) 新潟地域の鮮新世中頃 (4-2 Ma) のテフラ層序の再検討と広域対比—とくにNwgとArgテフラ層の層序関係, Tsp テフラ層の分布と対比および氷見層群のYTテフラ層, 安野層のテフラ層との広域対比の検討—. 新潟大教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 7, p. 13-78.
- 黒川勝己・大橋里香 (1998) 新潟県新津丘陵地域の更新世前期の火山灰層—とくにSK110およびSK100火山灰層準の火山灰層について—. 新潟大教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 1, p. 17-61.
- 黒川勝己・坂井 一 (2001) 新潟県小国町芝ノ又ルートの魚沼層群の火山灰層—模式地における火山灰鍵層の再検討—. 新潟大教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 3, p. 73-119.
- 黒川勝己・丸山悦子・沢栗隆之 (1989) 新潟県中央油帯北部における椎谷層・西山層中の水底堆積テフラ. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 30, p. 39-64.
- 黒川勝己・中島正裕・林 正幸 (1992a) 新潟県中央油帯南部の地質—テフラ鍵層による鮮新世の部分不整合の検証—. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 34, p. 9-59.
- 黒川勝己・石山紀子・藤原啓美・渡辺由美子 (1992b) 新潟県西山油帯の地質—とくにテフラ鍵層からみた西山層と灰爪層の不整合関係について—. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 33, p. 101-163.
- 黒川勝己・星野勝紀・石田隆一 (1998) 新潟県下田村五百川周辺の七谷層相当層 (中新世中期) 中の凝灰岩層. 新潟大学教育学部紀要, vol. 39, p. 47-75.
- 黒川勝己・富田裕子・青木豊樹・沢栗隆之・丸山悦子 (1999) 新潟県出雲崎町常楽寺ルートにおける西山層の火山灰層—とくにJjjおよびSig火山灰層の対比について—. 新潟大教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 1, p. 63-101.
- 黒川勝己・樋渡晴美・大橋里香・野口真由子 (2000a) 新津丘陵—加茂市周辺の平層に見出されたSK110およびSK100火山灰層. 地球科学, vol. 54, p. 342-347.
- 黒川勝己・樋渡晴美・野口真由子・坂井 一 (2000b) 新潟県加茂市下条川地域の平層の更新世前期火山灰層—地域環境史教育素材としての基礎的データの記述と対比—. 新潟大教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 3, p. 1-43.
- 黒川勝己・石田隆一・坂井 一 (2001) 三条市月岡ルートにおける平層—皆川層の更新世前期火山灰層とその対比. 新潟大学教育人間科学部紀要, 自然科学編, vol. 4, p. 9-31.
- 黒川勝己・坂井 一・樋渡晴美・大橋里香・樋口裕也 (2002)

- 新津丘陵中央部（五泉市門前）～加茂市東部の平層と皆川層の火山灰層とその対比—とくに房総半島黄和田層中のテフラ層 Kd18 および Kd8 との対比について—。新潟大学教育人間科学部紀要、自然科学編, vol. 4, p. 65-125.
- Kurokawa, K., Tan, M., Yahagi, H. and Sakai, H. (2003) The SK110 and SK100 Tephra Beds in the Tsunan and Shitada areas, Niigata region and their grain-size characteristics as subaqueous gravity flow deposits. *Mem. Fac. Educ. Hum. Sci., Niigata Univ., Natural Sciences*, vol. 6, p. 43-60.
- 黒川勝己・矢萩春菜・丹真紀子・長橋良隆 (2004) 男鹿半島北浦層の Km2 テフラ層と新潟地域の SK100 テフラ層の対比。地球科学, vol. 58, p. 345-350.
- 黒川勝己・酒井健志・森川一章・坂井 一 (2008) 新津丘陵の Susg テフラ層と会津盆地西縁七折坂層中の火砕流堆積物の対比—白河火砕流堆積物群と新潟地域のテフラ層との対比の検討—。新潟大学教育学部研究紀要, 自然科学編, vol. 1, p. 31-43.
- 黒川勝己・阿部夢仁・太田さつき・吉田裕介・樋口裕也 (2009) 角田山東麓峰岡丘陵の地質—とくに鮮新統のテフラ層序と西山・新津丘陵との比較検討—。新潟大学教育学部研究紀要, 自然科学編, vol. 1, p. 107-136.
- Kurokawa, K., Tan, M., Yanagi, H. and Kamo, M. (2009) Subaqueous volcanoclastic gravity flow deposits possibly flowed down 450km from on-land volcanic source—examples of the Om-SK110 and SK100 Tephra in central to northeast Japan—. *Bull. Fac. Educ., Niigata Univ. (Natural Sciences)*, vol. 1, p. 137-155.
- 草野有紀・宮下純夫・池田和也 (2010) 新潟県五泉市早出川周辺の足尾帯緑色岩の岩石学的研究。地質雑, vol. 116, p. 270-282.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Sci. (Chikyu-Kagaku)*, vol. 52, 391-404.
- Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 148, p. 825-833.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrology*, vol. 27, p. 745-750.
- Le Maitre, R. W. (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336 p.
- 米谷盛寿郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序。日本の新生代地質 (池田展生教授記念論文集), p. 35-60.
- 米谷盛寿郎 (1987) 裏日本油田地域における底生有孔虫化石帯区分の現状と問題点。石油技誌, vol. 52, p. 351.
- 米谷盛寿郎 (1988) 有孔虫化石群の変遷に見られる新第三紀イベント。土 隆一ほか編, 新第三紀における生物の進化・変遷とそれに関するイベント, 大阪市立自然史博物館, p. 31-48.
- 米谷盛寿郎・井上洋子 (1981) 新潟堆積盆地における中新統下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷。化石, no. 30, p. 73-78.
- 松本祐祐・指田勝男・堀 常東 (2001) 新潟県北魚沼郡小出町東方地域の足尾帯から産する中・古生代放射虫。大阪微生物研究会誌, 特別号, no. 12, p. 99-112.
- Matsunaga, T. (1963) Benthic smaller Foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., Second Ser. (Geology)*, vol. 35, p. 67-122.
- 松野寛治 (1919) 新潟県下鉄鉱調査報文。地質調査所報告, no. 75, p. 1-41.
- Matsuoka, K. (1983) Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Niigata district, Central Japan. *Palaeontographica Abt. B*, vol. 187, p. 89-154.
- 松澤 勳 (1940) 大日本帝国油田第 40 区 新潟県塩谷油田地質及地形図・同説明書。地質調査所, 22 p.
- 三梨 昂・宮下美智夫 (1970) 日本油田・ガス田図 no. 9, 「七谷」, 地質調査所。
- 三梨 昂・宮下美智夫 (1974) 七谷・大谷川流域の層序及び構造。地質調査所報告, no. 250-1, p. 25-50.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—。地質調査所月報, vol. 10, p. 83-98.
- 三浦光代・黒川勝己 (1995) 小千谷市野辺川ルートにおける珪長質火山灰層とその対比—新潟堆積盆における広域対比の検討—。地球科学, vol. 49, p. 45-60.
- 三輪美智子・柳沢幸夫・山田 桂・入月俊明・庄司真弓・田中裕一郎 (2004a) 新潟県北蒲原郡胎内川における鮮新統鉢江層の浮遊性有孔虫化石層序—No. 3 *Globorotalia inflata* bed 下限の年代について—。石油技誌, vol. 69, p. 272-283.
- 三輪美智子・渡辺真人・山田 桂・柳沢幸夫 (2004b) 富山県氷見市灘浦地域の菽田層 (鮮新統) の浮遊性有孔虫化石群集—とくに No. 3. *Globorotalia inflata* bed の下限の年代について—。石油技誌, vol. 69, p. 668-678.
- 宮内崇裕・後藤秀昭・澤 祥・渡辺満久 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「新津」。国土地理院。
- Mizutani, S., Uemura, T. and Yamamoto, H. (1984) Jurassic radiolarians from the Tsugawa Area, Niigata Prefecture, Japan. *Earth Sci. (Chikyu-Kagaku)*, vol. 38, p. 352-358.
- 望月 央 (1962) 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察—特に中越地区の構造の発達と石油の集積について—。石油技誌, vol. 27, p. 347-375.
- 文部省震災予防評議会編 (1941) 増訂大日本地震史料第一巻。東京大学地震研究所, 945 p. (鳴鳳社 1975 年復刻)。
- 文部省震災予防評議会編 (1942) 増訂大日本地震史料第二巻。東京大学地震研究所, 754 p. (鳴鳳社 1975 年復刻)。
- 文部省震災予防評議会編 (1943) 増訂大日本地震史料第三巻。東京大学地震研究所, 945 p. (鳴鳳社 1976 年復刻)。
- 守屋成博 (1995) 北蒲原地域堆積盆における西山～灰爪階の有孔虫化石群集による高精度対比—シーケンス層序学の基礎データ—。石油資源開発 (株) 技術研究所研究報告, no. 11, p. 55-67.
- 村松町史編纂委員会 (1982) 村松町史 下巻。村松町教育委員会事務局, 1045p.
- 村松町史編纂委員会 (1983) 村松町史 上巻。村松町教育委員会事務局, 1001p.
- 村松敏雄 (1985) 新潟県の第四系～新第三系のフィッシュン・トラック年代。新潟平野, no. 31, p. 38-41.
- 武者金吉 (1951) 日本地震史料。毎日新聞社, 350 p. (明石書店 1995 年復刻)。
- 長橋良隆 (1998) 中部日本, 大峰地域の鮮新世火砕流堆積物—層序・記載岩石学的特徴—。地質雑, vol. 104, p. 184-198.

- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質雑, vol. 106, p. 51-69.
- 長橋良隆・片岡香子・吉川周作・佐藤時幸 (2002) 秋田県男鹿半島の北浦層に挟むる Km3 テフラ層と大峰-SK110 テフラとの対比. 地質雑, vol. 108, p. 761-764.
- 長瀬美香子・黒川勝己 (1992) 古地形の指示者としての水底流走火山灰-魚沼層群の SK110 および SK100 火山灰の例- 地質学論集, no. 37, p. 261-275
- 内藤博夫 (1975) 新潟県五十嵐川流域および刈谷田川流域の地形発達について. 地理学評論, vol. 48, p. 868-875.
- 中江 訓 (2000) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, p. 73-98.
- 中蒲原郡役所 (1973) 中蒲原郡誌 中編. 名著出版, 891 p.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60 p.
- 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編 (1988) 第四章 第四系. 「日本の地質 4 中部地方 I」, 共立出版, p. 121-185.
- 新潟第四紀研究グループ (1977) 新潟県の内陸盆地について. 地球科学, vol. 14, p. 65-77.
- 新潟平野団体研究グループ (1970) 新潟県刈羽郡小国町地域の魚沼層群-新潟県の第四系-その XII - 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 15, p. 263-302.
- 新潟平野研究グループ (1969) 加茂~新津地域の第四系. 新潟県地学教育研究会誌, no. 6, p. 87-99.
- 新潟平野東縁団体研究グループ (1998) 新津丘陵西縁の層序と層相. 新潟県地学教育研究会誌, no. 31, p. 67-76.
- 新潟火山灰グループ (1994) 新潟県糸魚川市地域と南蒲原郡下田村地域のローム層-広域火山灰層との対比について- 第四紀, vol. 26, p. 39-43.
- 新潟火山灰グループ (1995) 新潟県下のローム層 その II - 信濃川ローム層の層序- 地球科学, vol. 49, p. 188-202.
- 新潟県 (1962) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県, 29 p.
- 新潟県 (1965) 新潟地震の記録 地震の発生と応急対策. 新潟, 408 p.
- 新潟県 (1977) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県, 493 p.
- 新潟県 (1989) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県, 128 p.
- 新潟県 (1997) 月岡断層帯に関する調査. 平成 8 年度地震関係基礎調査交付金成果報告書, 184 p.
- 新潟県 (2009) 温泉利用状況報告書. 新潟県, 10 p.
- 新潟県地質図改訂委員会 (2000) 20 万分の 1 新潟県地質図 (2000 年版) および同説明書. 新潟県, 200 p.
- 新潟県平野部の地盤図編集委員会 (1981) 新潟県平野部の地盤図集 I 「新潟平野編」, 614 p.
- 新潟県地盤図編集委員会 (2002) 新潟県地盤図および新潟県地盤図説明書, 66 p.
- 新潟県生活環境部 (1982) 新潟県の温泉. 新潟県, 149 p.
- 新潟地盤研究会 (1985) 新潟県東蒲原郡三川村南方の足尾帯. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告 No. 2, p. 27-39.
- 新津背斜団体研究グループ (1977) 新潟油田新津背斜の形成機構. 地球科学, vol. 31, p. 70-82.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont.*, vol. 5, p. 321-325.
- 岡村行信 (2000) 日本海東縁のインバージョンテクトニクス. 石油技誌, vol. 65, p. 40-47.
- 大村一蔵 (1928) 石油地質学概要 (十七). 地球, vol. 9, p. 215-223.
- 大村一蔵 (1930) 越後油田の地質及鑛床. 地質雑, vol. 37, p. 775-792.
- 大竹正巳・百瀬 敦・遠藤 晋・兼子高志 (2007) 比抵抗と密度構造から推定される新潟堆積盆地東縁, 村松断層周辺の基盤構造. 石油技誌, vol. 72, p. 321-332.
- 斎藤道春 (1980) 新潟県南蒲原郡田上町~加茂市間の第四系について. 新潟県立教育センター研究報告, no. 35, p. 87-94.
- 坂井 一・黒川勝己 (2001) 魚沼層中部累層の SK085 火山灰の認定と対比. 地球科学, vol. 55, p. 241-246.
- 坂井 一・黒川勝己 (2002a) 新潟県の魚沼層群と平層から発見された 1.7Ma 頃の津池火山灰単層. 地質雑, vol. 108, p. 123-126.
- 坂井 一・黒川勝己 (2002b) 新潟地域の SK110, SK100 火山灰層と房総半島黄和田層の Kd25, Kd24 火山灰層の対比. 地球科学, vol. 56, p. 217-230.
- 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. 51-66.
- 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) 関東地方のジュラ紀放射虫化石について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 119-129.
- 佐藤比呂志 (1992) 東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス. 地質調査所月報, vol. 43, p. 119-139.
- Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.* vol. 99, p. 22261-22274.
- 佐藤比呂志 (1996) 日本列島のインバージョンテクトニクス. 活断層研究, no. 15, p. 128-132.
- Sato, H. and Amano, K. (1991) Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 74, p. 323-343.
- 佐藤比呂志・阿部 進・高橋明久・河合展夫・加藤直子・岩崎貴哉・石山達也・斉藤秀雄・白石和也・稲葉 充・深澤 光 (2010) ひずみ集中帯地殻構造探査・三条-弥彦測線の成果. 月刊地球, vol. 32, p. 403-410.
- 佐藤時幸 (1982) 石灰質微化石群集に基づく七谷層と西黒沢層の生層序的考察. 石油技誌, vol. 48, p. 88-92.
- 佐藤時幸 (2010) パナマ地峡の成立と世界的な寒冷化-第四紀の新しい定義に関連して-. 第四紀研究, vol. 49, p. 283-292.
- Sato, T. and Kameo, K. (1996) Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to late Pliocene glaciation. In Thiede, J., Myhre, A. M., Firth, J. V., Johnson, G. L. and Ruddiman, W. F. eds., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, vol. 151, p. 39-59.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗 (1987) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その 1: 新潟地域. 石油技誌, vol. 52, p. 231-242.
- Sato, T., Takayama, T. and Kameo, K. (1991) Coccolith biostratigraphy of the Arabian Sea. In Prell, W. L., Niituma, N. et al., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, vol. 117, p. 37-54.

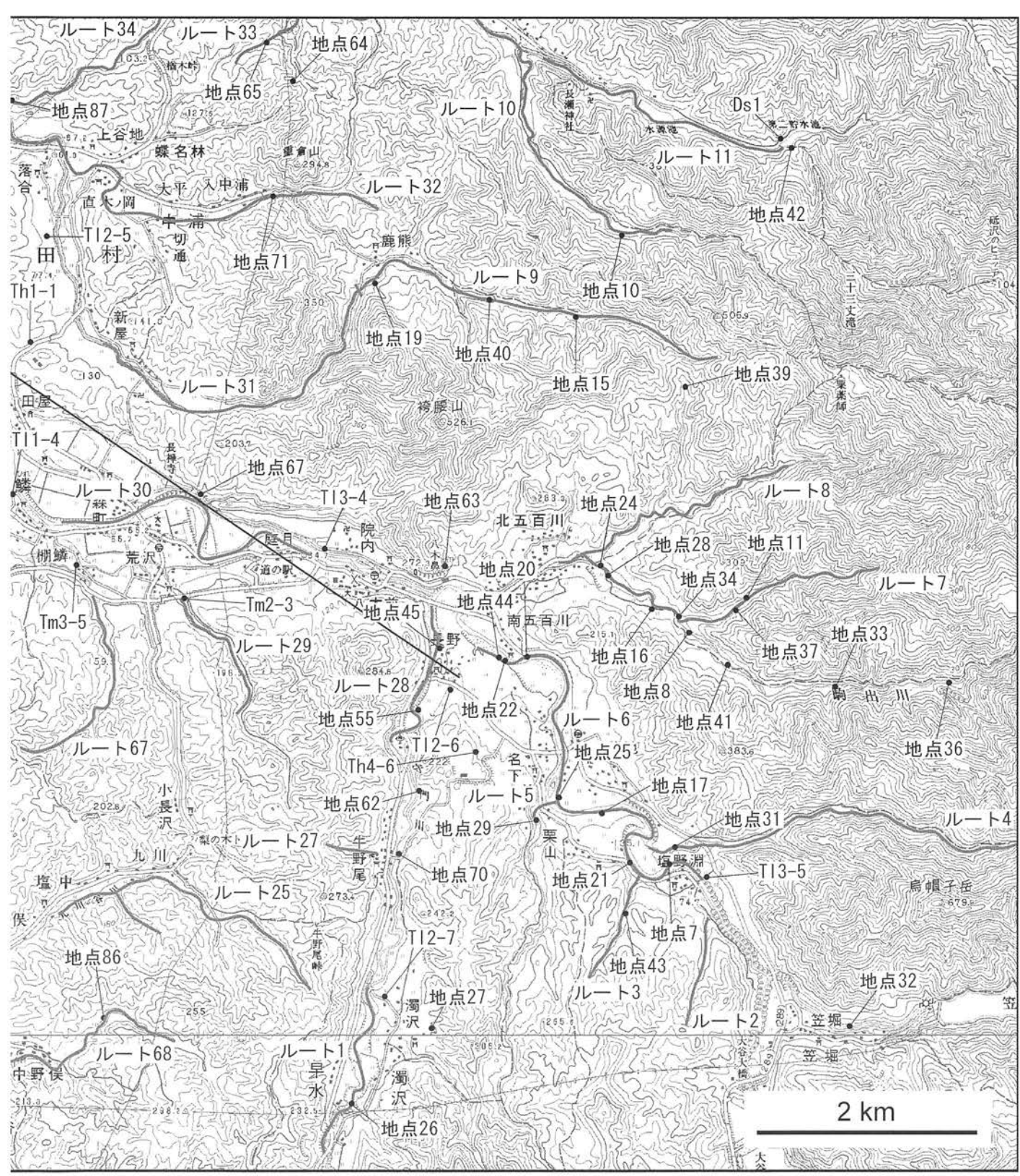
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭 (1991) 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期—西黒沢期における環境変動. 石油技誌, vol. 56, p. 263-279.
- 佐藤時幸・工藤哲朗・亀尾浩司 (1995) 微化石層序からみた新潟地域における石油根源岩の時空分布. 石油技誌, vol. 60, p. 76-86.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲 (1999) 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, vol. 53, p. 265-274.
- Sato, T., Chiyonobu, S. and Hodell, D. A. (2009) Quaternary calcareous nannofossil datums and biochronology in the North Atlantic Ocean, IODP Site U1308. *In* Cannell, J. E. T., Kanematsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian C. A., Malone, M. J. and 303/306 Scientists, *Proc. Integrated Ocean Drilling Program*, 303/306. doi:10.2204/ioc.proc.303306.210.2009.
- 沢栗美香子・黒川勝己 (1986) 水底堆積テフラからみた鮮新・更新世火山活動の変遷—新潟堆積盆小国町地域の例—. 地球科学, vol. 40, p. 177-191.
- 島津光夫・高野 肇 (1986) 五十嵐川上流, 七谷層中の酸性火山岩類—グリーンタフ貯留岩のガス田の坑井地質との比較—. 田口一雄教授退官記念論文集, p. 127-135.
- 品田芳二郎 (1950) 新潟県南蒲原郡森町村に見られる同時褶曲の一例. 石油技誌, vol. 15, p. 262-266.
- 下田丘陵団体研究グループ (1976a) 新潟県南蒲原郡下田村長沢付近のいわゆる矢代田層について. 松崎庚一教授追悼論文集, p. 79-90.
- 下田丘陵団体研究グループ (1976b) 新潟県南蒲原郡下田村地域の第四系—新潟県の第四系・XX—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 21, p. 235-245.
- 下田丘陵団体研究グループ (1977) 下田丘陵に分布する“くさり礫”層について. 新潟の自然, 第3集, p. 17-23.
- 下田村史編集委員会 (1971) 下田村史. 下田村史刊行委員会, 912 p.
- 菅野耕三・中世古幸次郎 (1975) 新潟堆積盆地中部の化石放散虫群集について. 大阪教育大学紀要, vol. 24, p. 159-166.
- 角 靖男・笹田政克・広島俊男・駒沢正夫 (1985) 20 万分の1地質図「新潟」. 地質調査所.
- 鈴木郁夫 (1984) 地形分類図および同説明書. 土地分類基本調査「加茂」, 新潟県, p. 9-26.
- 鈴木郁夫 (1993) 新潟県下田村, 下原断層の断層露頭および断層変位地形. 第四紀研究, vol. 32, p. 61-74.
- 鈴木尉元・三梨 昂 (1974) 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地質調査所報告, no. 250-2, p. 79-91.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1971) 新潟新第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質雑, vol. 77, p. 301-315.
- 鈴木尉元・影山邦夫・島田忠夫 (1974a) 新潟県加茂市付近の地質. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 123-143.
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1974b) 新潟堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質調査所報告, no. 250-2, p. 53-78.
- Suzuki, M. and Chinzei, K. (1973) The use of obsidian for fission track dating with special reference to the fading of spontaneous fission tracks observed in samples from the Niigata oil field. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 8, p. 173-182.
- 鈴木宇耕 (1979) 東北裏日本海域の石油地質. 石油技誌, vol. 44, p. 291-307.
- 鈴木宇耕 (1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質. 地質学論集, no. 32, p. 143-183.
- 社団法人日本地すべり学会新潟支部「新潟県地すべり災害記録」編集委員会編 (2008) 新潟県の地すべり災害と対策の歴史—地すべり等防止法制定 50 周年を迎えて—. 社団法人日本地すべり学会新潟支部・社団法人新潟県地質調査業協会・社団法人斜面防災対策技術協会新潟支部, 187 p.
- 高浜信行・藤田至則 (1985) 1985 年 7 月の集中豪雨による上越市と三条市における土砂災害. 新潟大学災害研究所年報, vol. 7, p. 105-113.
- 高浜信行・福沢恵美子・岡田祐子 (1980) 新潟平野東縁・村松地域の活断層—村松断層. 地球科学, vol. 34, p. 156-158.
- 高浜信行・ト部厚志・寺崎裕助・大塚富雄・Budi Brahmantyo・江口友子・中道俊道・荒木繁雄・川上貞雄・田村宏司 (1998) 新潟県における歴史地震の液状化跡—その 1—. 新潟大学災害研究所年報, vol. 20, p. 81-104.
- 高橋正明・山口 靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎 (1993) 50 万分の 1 新潟地熱資源図説明書. 特殊地質図 (31-1), 地質調査所, 116 p.
- 高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫 (1996) 飯豊山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 52 p.
- 高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・ト部厚志・内野隆之・工藤 崇・高木哲一・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「新潟」(第 2 版). 地質調査総合センター.
- 高野武男 (1988) 越後平野東縁, 五十嵐川・刈谷田川流域の地形と地殻運動. 日本地理学会予稿集, no. 33, p. 40-41.
- 高野武男・歌代 勤・林 等・稲葉 明・渡辺 勇・長谷川 正・小林忠夫 (1968) 新潟県下の段丘の分布と地盤運動について. 地質学論集, no. 2, p. 49-52.
- Takayama, T. and Sato, T. (1987) Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. *In* Ruddiman, W. F., Kidd, R. B. and Thomas, E. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 94, p. 651-702.
- 竹村恵二 (1984) 三重県員弁地域の鮮新・更新統東海層群—特に岩相層序と火山灰層序の関係について—. 地質雑, vol. 90, p. 799-813.
- 竹内慶彦 (1962) 新潟県中部における油田の生成に関する研究—特に大面・見附油田について—. 石油技誌, vol. 27, p. 377-403.
- 田村伸夫・安藤勝利・青木 滋 (1976) 新潟平野東縁の第四系—その 1—. 新潟大学地質研究報告, no. 4, p. 67-76.
- 丹 真紀子・黒川勝己 (2006) 水中重力流堆積物としての SK110-Km3 テフラ層. 地球科学, vol. 60, p. 301-314.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1982) 新版日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 439 p.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 520 p.
- 東京大学地震研究所編 (1981) 新取日本地震史料第 1 巻. 東京大学地震研究所, 193 p.
- 東京大学地震研究所編 (1982) 新取日本地震史料第 2 巻. 社団

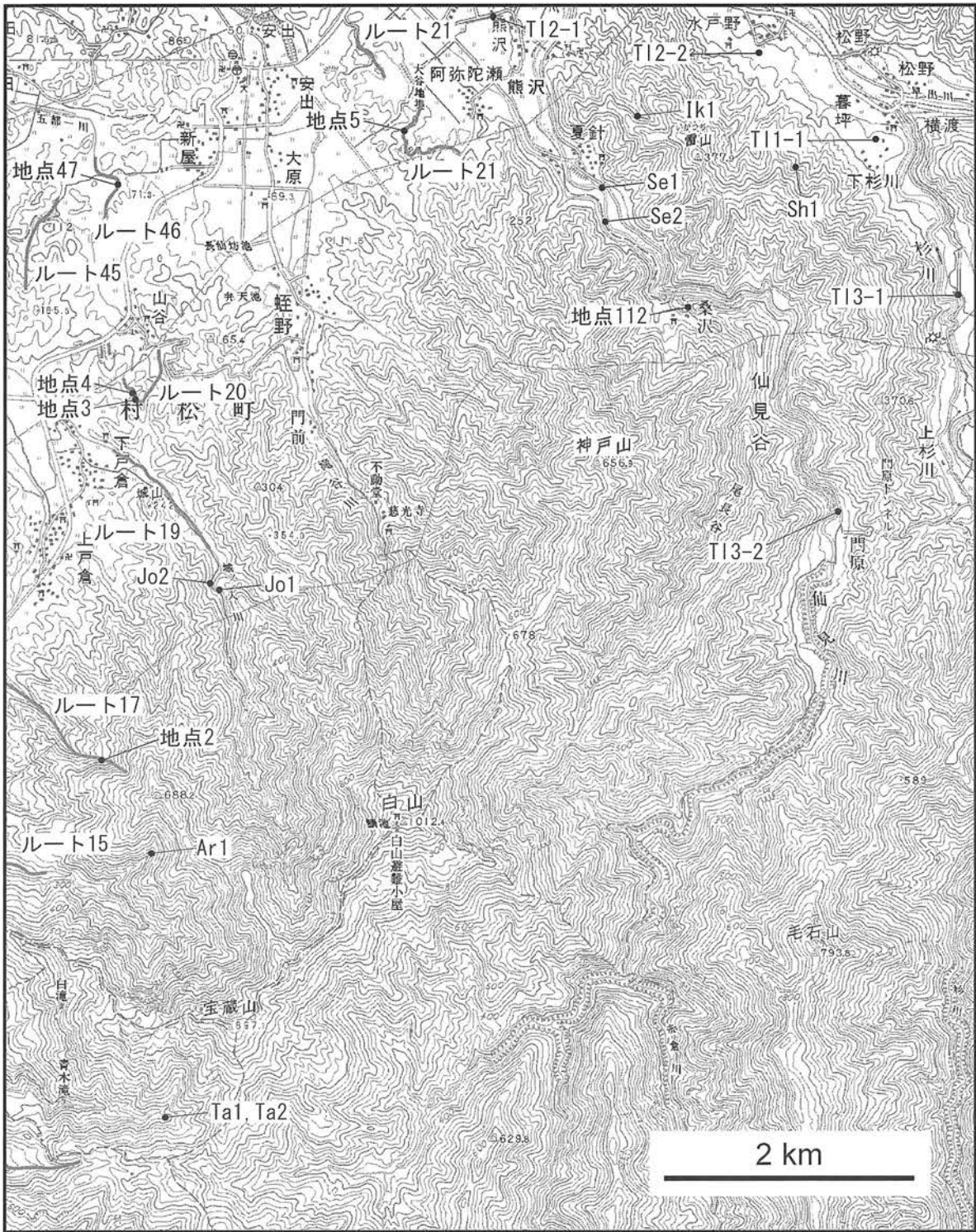
- 法人日本電気協会, 575 p.
- 東京大学地震研究所編 (1983) 新収日本地震史料第3巻. 社団法人日本電気協会, 961 p.
- 東京大学地震研究所編 (1984a) 新収日本地震史料第4巻. 社団法人日本電気協会, 870 p.
- 東京大学地震研究所編 (1984b) 新収日本地震史料第4巻別巻. 社団法人日本電気協会, 582 p.
- 東京大学地震研究所編 (1985) 新収日本地震史料第5巻. 東京大学地震研究所, 599 p.
- 東京大学地震研究所編 (1988a) 新収日本地震史料第5巻別巻6-1. 東京大学地震研究所, 818 p.
- 東京大学地震研究所編 (1988b) 新収日本地震史料第5巻別巻6-2. 東京大学地震研究所, 834 p.
- 富田 智・山路 敦 (2001) 共役断層による小断層解析はすべて誤りか? 新潟県新津丘陵における多重逆解法と共役断層法との比較. 地質雑, vol. 107, p. 711-721.
- 富田裕子・黒川勝己 (1999) 中央日本における2.7Ma頃の広域火山灰層; 土生滝I (大阪層群) -MT2 (氷見層群) -Arg-2 (西山層) 火山灰層の対比. 地質雑, vol. 105, p. 63-71.
- 津田禾粒・茅原一也・白井健裕・長谷川美行 (1975) 表層地質図「新津」. 土地分類基本調査「新津」説明書, 新潟県, p. 23-32.
- 津田禾粒・茅原一也・白井健裕・長谷川美行 (1976) 表層地質図「三条」. 土地分類基本調査「三条」説明書, 新潟県, p. 21-29.
- 津田禾粒・長谷川美行・白井健裕・新川 公 (1983) 表層地質図「津川」. 土地分類基本調査「津川」説明書, 新潟県, p. 31-62.
- 津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1984) 表層地質図「加茂」. 土地分類基本調査「加茂」説明書, 新潟県, p. 27-43.
- 都司嘉宣 (2010) 集落別死者分布で見た文政11年11月12日 (1828 XII 28) 越後三条地震. 地質ニュース, no. 676, p. 16-22.
- 内野隆之 (2010) 新潟県加茂地域 (蒲原山地西部) に分布する足尾帯前期ジュラ紀付加コンプレックスの地質図と岩相. 地質調査研究報告, vol. 61, p. 365-381.
- 内野隆之・堀 利栄 (2010) 新潟県蒲原山地の足尾帯泥岩から見出された前期ジュラ紀放射虫化石. 地質雑, vol. 116, p. 441-446.
- 内野隆之・堀 利栄 (2011) 5万の1地質図幅「加茂」地域の足尾帯珪質泥岩から見出された後期三疊紀放射虫化石. 地質調査研究報告, vol. 62, 印刷中.
- 内野隆之・上野勝美・桑原希世子 (2010) 新潟県蒲原山地の足尾帯海洋性岩石から見出された放射虫・紡錘虫化石. 地質雑, vol. 116, p. 118-123.
- Uemura, T. and Shimohata, I. (1972) Neutral surface of a fold and its bearing on folding. *Proc. 24th Intern. Geol. Congr.*, no. 3, p. 599-603.
- 植竹富一・中村亮一・宇佐美龍夫 (2005) 1828年越後三条地震の地変等の記事について. 歴史地震, no. 20, p. 233-242.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 605 p.
- 渡邊久吉 (1918) 越後蒲原地方に於ける接触鉱床 (承前). 地学雑誌, vol. 30, p. 479-482.
- Watanabe, K. (1926) Tertiary system. *Geology and Mineral Resources of the Japan Empire*, Geol. Surv. Japan, p. 34-67.
- 渡辺其久男 (1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大地鉱研究報告, no. 4, p. 179-190.
- 渡辺其久男 (1983) 東北裏日本油田地域の年代層序の現状. 石油技誌, vol. 48, p. 88-92.
- 渡辺真人 (1990) 富山県氷見・灘浦地域の第三系の層序一とくに姿累層とその上位層との間の時間間隙について. 地質雑, vol. 96, p. 915-936.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early Miocene to Middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14, p. 91-101.
- 渡辺満久・宇根 寛 (1985) 新潟平野東縁の活断層と山地の隆起. 地理学評論, vol. 58, p. 536-547.
- 山田泰広・服部昌樹・国安 稔 (1992) 新潟油田地域におけるインバージョン・テクトニクス. 構造地質, no. 38, p. 59-72.
- 山北 聡・大藤 茂 (2000) 丹波一美濃一足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と北部秩父帯・南部秩父帯との比較. 構造地質, no. 44, p. 5-32.
- 柳沢幸夫 (1993) 新潟堆積盆地の七谷層および寺泊層相当層の炭酸塩団塊から産出した中期中新世珪藻化石群. 日本珪藻学会誌, vol. 8, p. 51-62.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.
- 柳沢幸夫・工藤 崇 (2011) 5万分の1地質図幅「加茂」地域 (新潟県) の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. 地質調査総合センター研究資料集, no. 537, p. 1-59.
- 柳沢幸夫・須藤 斎 (2002) 新潟県中部下田地域の上部中新統一鮮新統の珪藻化石層序と年代層序. 石油技誌, vol. 68, p. 359-368.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤 碩一 (1985) 十日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 安井 賢・小林巖雄・立石雅昭 (1983) 新潟県八石油帯・中央油帯南部に分布する魚沼層群の層序. 地球科学, vol. 37, p. 22-37.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 497-515.
- 吉村尚久・若林茂敬・高浜信行・小沼静代・滝沢洋雄 (1974) 新潟県三川盆地および津川盆地北縁部の新第三系. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 5-23.



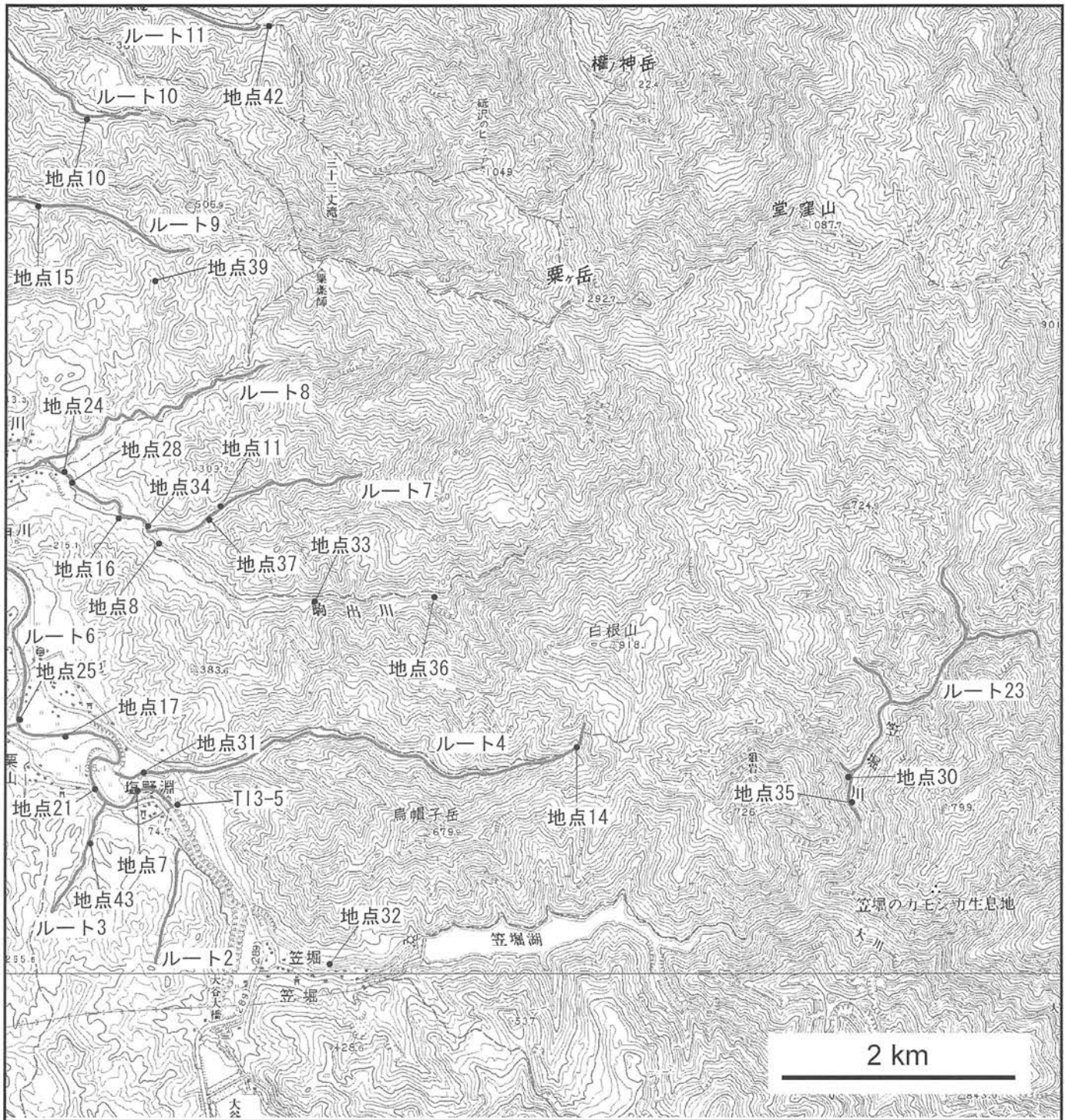
付図1 露頭及びブレイク位置図 (その1)
 国土地理院刊行の数値地図 50000「新潟」を使用。







付図3 露頭及びルート位置図(その3)
 国土地理院刊行の数値地図50000「新潟」を使用。



付図4 露頭及びルート位置図(その4)
 国土地理院刊行の数値地図50000「新潟」を使用。

付表1 前期～中期中新世流紋岩溶岩及び貫入岩の岩石記載表

試料番号	採取地点	地質 区分(1)	形成 時期(2)	産状(3)	斑晶鉱物(4)				岩石名 (5)	組織 (6)	全岩SiO ₂ (wt.%) (7)
					Pl	Qtz	Opq	苦鉄質鉱物			
GSJ R95711	城ノ入川	Ry	O or N	I	◎		+	Hbl仮像あり	R	P	80.18
GSJ R95712	城ノ入川	Ry	O or N	I	◎		+	Hbl仮像あり	R	P	75.66
GSJ R95713	小乙川	Ry	O or N	D	+		+	?	R	A	
GSJ R95714	長瀬神社付近	Ry	O or N	I	◎	O	+	?	R	P	
GSJ R95715	大俣川	Ry	O or N	D	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95716	大俣川	Ry	O or N	I or L	O	+	+	?	R	P	
GSJ R95717	水源池(第二)	Ry	O or N	I	+		+	Hbl仮像あり	R	A	67.69
GSJ R95718	水源池(第二)	Ry	O or N	I	+		+	Hbl仮像あり	R	A	
GSJ R95719	水源池(第二)	Ry	O or N	I	+		+	Hbl仮像あり	R	A	69.40
GSJ R95720	板岩沢	Ry	O or N	I	O	O	+	?	R	P	
GSJ R95721	砥沢	Ry	O or N	I	+	+	+	?	R	A	
GSJ R95722	小俣川	Ry	O or N	I or L	+	+	+	?	R	P	75.12
GSJ R95723	小俣川	Or	O	TB (EB)	O		+	?	R	P	79.94
GSJ R95724	小俣川	Ry	O or N	I	O		+	?	R	P	
GSJ R95725	中浦川上流	Ry	N	I				Hbl仮像あり	R	A	
GSJ R95726	鹿熊川上流	Ry	O or N	I or L	◎		+	Btあり	R	P	
GSJ R95727	鹿熊川上流	Ry	O or N	I or L	O		+	?	R	P	
GSJ R95728	鹿熊川上流	Ry	O	VB(SAL?)	O	+	+	?	R	P	77.29
GSJ R95729	鹿熊川上流	Ry	O or N	I or L	O		+	?	R	P	
GSJ R95730	鹿熊川上流	Ry	O	VB(SAL?)	◎	tr	+	?	R	P	
GSJ R95731	粟ヶ岳山頂付近	Ry	O or N	I	◎		+	?	R	A	
GSJ R95732	ぶなの道登山道	Ry	O or N	転石	◎	O	+	Btあり	R	P	
GSJ R95733	ぶなの道登山道	Ry	O or N	I or L	+		+	?	R	A	
GSJ R95734	祓川北方枝沢	Ry	O or N	I	◎	O	+	?	R	P	74.22
GSJ R95735	祓川北方枝沢	Ry	O or N	I	◎	O	+	?	R	P	82.44
GSJ R95736	祓川	Or	O	B in LP	◎	O	+	?	R	P	77.49
GSJ R95737	中ノ俣川	Ry	O or N	D	◎	+	+	?	R	P	79.10
GSJ R95738	中ノ俣川	Ry	O or N	I or L	O	tr	+	?	R	P	
GSJ R95739	中ノ俣川	Ry	O or N	D	O	+	+	?	R	P	74.65
GSJ R95740	中ノ俣川	Ry	O or N	D	O	O	+	?	R	P	
GSJ R95741	中ノ俣川	Ry	O or N	I	O	O	+	?	R	P	
GSJ R95742	中ノ俣川	Ry	O or N	I	O	O	+	?	R	P	
GSJ R95743	中ノ俣川	Ry	O or N	I	O	+	+	?	R	P	
GSJ R95744	中ノ俣川	Ry	O or N	D	◎	O	+	?	R	P	
GSJ R95745	中ノ俣川	Ry	O or N	D	O	O	+	?	R	P	
GSJ R95746	中ノ俣川	Ry	O or N	D	◎	O	+	?	R	P	
GSJ R95747	中ノ俣川	Ry	O or N	I or L	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95748	中ノ俣川	Ry	O	VB (SAL?)	◎	O	+	?	R	P	
GSJ R95749	駒出川	O ₂	O	TB	O		+	?	R	P	
GSJ R95750	駒出川	Or	O	TB (EB)	◎	O	+	?	R	P	77.07
GSJ R95751	駒出川	Ry	O or N	I or L	+		+	?	R	A	78.82
GSJ R95752	駒出川	Ry	O or N	I or L	+		+	?	R	A	
GSJ R95753	駒出川	Ry	O or N	D	+		+	?	R	A	
GSJ R95754	親沢	Ry	O	L	O		+	?	R	P	
GSJ R95755	親沢	Ry	O or N	I	O	+	+	?	R	P	
GSJ R95756	親沢	Ry	O or N	I	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95757	親沢	Ry	O or N	I	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95758	親沢	Ry	O	SAL	O		+	?	R	P	74.05
GSJ R95759	親沢	Ry	O or N	I or L	tr		+	?	R	A	77.56
GSJ R95760	親沢	Ry	O or N	I	+	tr	+	?	R	P	
GSJ R95761	親沢	Or	O	TB (EB)	O	O	+	?	R	P	84.80
GSJ R95762	五十嵐川	Nr	N	VB	◎		+	Hbl残骸あり	R	P	73.57
GSJ R95763	五十嵐川	Nr	N	VB	O		+	?	R	P	74.46
GSJ R95764	笠堀川上流	Ry	O or N	I or L	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95765	笠堀川中流	Ry	O or N	I or L	◎	O	+	?	R	P	
GSJ R95766	笠堀川下流	Ry	O or N	I	+		+	?	R	A	79.68
GSJ R95767	東又沢	Ry	O or N	I or L	+		+	?	R	P	
GSJ R95768	中滝沢	Ry	O or N	I or L	◎	+	+	?	R	P	
GSJ R95769	塩野淵南西沢	Ry	N	VB(SAL?)	◎		+	?	R	P	73.94
GSJ R95770	塩野淵南西沢	Ry	N	L?	◎		+	?	R	P	71.31
GSJ R95771	一ノ沢	Nr	N	VB	◎		+	?	R	P	
GSJ R95772	一ノ沢	Ry	N	I	O		+	?	R	P	75.37
GSJ R95773	一ノ沢	Ry	N	I	O		+	?	R	P	77.57

(1) 地質図及び本文を参照。(2) O:大谷期, N:七谷期(ここでは大谷層の堆積時期を大谷期, 七谷層の堆積時期を七谷期とする)。(3) I:貫入岩, D:岩脈, L:溶岩, SAL:水中自破砕溶岩, VB:火山角礫岩, TB:凝灰角礫岩, LP:火山礫凝灰岩, B:岩塊, EB:本質岩塊, P:ペペライト。(4) Bt:黒雲母, Hbl:普通角閃石, Opq:不透明鉱物, Pl:斜長石, Qtz:石英, 斑晶量:多い◎>O>+少ない, tr:ごく微量, ?:変質のため不明。(5) R:流紋岩。(7) P:斑状, A:無斑晶質。(6) 100%に再計算したデータに基づく。

付表2 加茂地域における中新世火山岩の全岩化学組成

試料番号	採取地点	地質・岩相 区分(1)	産状 (2)	全岩化学組成(wt.%)												Total	LOI**	SiO ₂ ***
				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					
GSJ R95856	戸ノ入北方沢	Do	D	58.06	1.39	16.72	8.40	0.25	2.85	5.42	3.33	2.18	0.19	98.76	2.6	59.29		
GSJ R95857	祓川	Do	S	52.23	1.02	16.43	10.96	0.18	5.85	9.46	1.76	0.88	0.11	98.88	4.6	53.41		
GSJ R95858	駒出川	Do	S	58.69	1.10	17.50	6.96	0.12	3.89	3.91	5.14	0.94	0.19	98.44	3.3	60.05		
GSJ R95859	笠堀川下流	Do	D	49.67	1.04	16.60	10.03	0.15	8.79	10.58	1.84	0.43	0.19	99.31	4.9	50.53		
GSJ R95711	城ノ入川	Ry	I	79.77	0.29	11.42	1.88	0.02	0.01	1.21	2.54	2.46	0.07	99.68	1.5	80.18		
GSJ R95712	城ノ入川	Ry	I	74.96	0.38	14.21	2.33	0.02	0.09	1.24	2.99	3.03	0.05	99.31	2.0	75.66		
GSJ R95717	水源池(第二)	Ry	I	66.62	0.88	15.59	4.48	0.12	1.27	1.05	6.16	2.42	0.26	98.87	1.9	67.69		
GSJ R95719	水源池(第二)	Ry	I	68.59	0.82	15.33	4.33	0.07	1.35	0.63	5.72	2.19	0.24	99.27	2.0	69.40		
GSJ R95722	小俣川	Ry	I or L	74.68	0.25	13.94	1.29	0.02	0.02	0.07	3.90	5.35	0.02	99.54	0.8	75.12		
GSJ R95723	小俣川	Or	TB (EB)	80.06	0.25	11.33	1.05	0.04	0.14	0.66	2.80	3.86	0.05	100.25	0.8	79.94		
GSJ R95728	鹿熊川上流	Ry	VB(SAL?)	76.84	0.17	12.92	2.48	0.03	0.70	2.54	2.42	1.55	0.02	99.67	9.4	77.29		
GSJ R95734	祓川北方枝沢	Ry	I	73.77	0.26	14.99	1.37	0.02	0.19	0.94	6.61	1.36	0.04	99.53	1.0	74.22		
GSJ R95735	祓川北方枝沢	Ry	I	82.61	0.16	10.25	1.11	0.01	0.29	1.22	2.84	1.80	0.03	100.32	1.0	82.44		
GSJ R95736	祓川	Or	B in LP	76.86	0.20	13.11	0.85	0.02	0.02	1.46	5.08	1.64	0.04	99.27	0.6	77.49		
GSJ R95737	中ノ俣川	Ry	D	79.06	0.18	11.73	1.19	0.01	0.47	0.61	3.89	2.91	0.03	100.06	1.1	79.10		
GSJ R95739	中ノ俣川	Ry	D	73.70	0.18	14.36	2.23	0.02	0.97	3.19	2.71	1.57	0.02	98.95	11.1	74.65		
GSJ R95750	駒出川	Or	TB (EB)	76.75	0.21	13.10	1.04	0.03	0.36	1.68	2.65	3.84	0.04	99.69	1.2	77.07		
GSJ R95751	駒出川	Ry	I or L	82.23	0.12	10.20	1.37	0.01	0.17	0.61	2.88	2.70	0.02	100.31	0.9	78.82		
GSJ R95758	親沢	Ry	SAL	73.13	0.21	13.92	3.32	0.09	1.10	2.74	2.22	2.34	0.03	99.09	9.3	74.05		
GSJ R95759	親沢	Ry	I or L	77.31	0.19	12.11	2.70	0.03	0.80	0.20	4.24	2.35	0.02	99.95	1.7	77.56		
GSJ R95761	親沢	Or	TB (EB)	85.05	0.10	9.36	0.41	0.01	0.01	0.64	3.45	1.31	0.02	100.34	0.7	84.80		
GSJ R95762	五十嵐川	Nr	VB	73.11	0.45	15.36	0.49	0.01	0.01	2.20	5.03	2.67	0.10	99.43	0.6	73.57		
GSJ R95763	五十嵐川	Nr	VB	74.09	0.57	13.78	2.06	0.05	0.16	2.60	4.40	1.88	0.13	99.71	0.5	74.46		
GSJ R95766	笠堀川下流	Ry	I	80.08	0.15	10.67	1.87	0.02	0.51	0.10	2.08	5.20	0.01	100.69	0.9	79.68		
GSJ R95769	塩野淵南西沢	Ry	VB(SAL?)	73.78	0.44	14.82	1.31	0.03	0.27	2.25	4.88	2.05	0.08	99.91	0.8	73.94		
GSJ R95770	塩野淵南西沢	Ry	L?	70.68	0.64	15.38	2.47	0.04	1.14	2.95	4.37	1.54	0.17	99.37	3.3	71.31		
GSJ R95772	一ノ沢	Ry	I	75.09	0.28	14.11	1.45	0.07	0.40	1.61	4.06	2.62	0.07	99.77	7.8	75.37		
GSJ R95773	一ノ沢	Ry	I	77.10	0.26	13.01	0.98	0.02	0.72	1.74	3.79	1.81	0.06	99.49	3.3	77.57		
GSJ R95776	加茂市長谷	Mrl	I (Br)	70.35	0.41	15.78	2.26	0.09	0.88	2.40	3.55	3.32	0.02	99.05	3.8	71.19		
GSJ R95778	薬師山(加茂市)	Mrl	I	71.86	0.38	14.38	2.72	0.05	0.77	2.09	3.69	3.34	0.11	99.38	1.4	72.51		
GSJ R95781	加茂川	Mrl	Pm-I (P)	72.45	0.34	14.39	2.25	0.07	0.53	2.17	3.58	3.58	0.10	99.46	3.3	73.00		
GSJ R95782	薬師山(三条市)南西	Mrl	Pm-SAL	72.64	0.33	14.12	2.31	0.08	0.59	2.08	3.47	3.83	0.08	99.52	1.3	73.16		
GSJ R95783	薬師山(三条市)北西	Mrl	Pm-I or L	72.56	0.36	14.71	2.04	0.05	0.31	2.00	3.47	3.88	0.02	99.40	3.5	73.15		
GSJ R95788	中浦川	Mrl	I or L	74.09	0.33	14.06	1.51	0.02	0.17	1.81	3.77	3.75	0.06	99.57	1.0	74.52		
GSJ R95789	中浦川	Mrl	L	72.85	0.35	14.32	1.91	0.04	0.29	2.17	3.87	3.52	0.10	99.43	0.8	73.42		
GSJ R95791	鹿熊川中流	Mrl	L	73.02	0.37	14.50	2.32	0.03	0.29	1.69	3.48	3.57	0.07	99.33	1.6	73.69		
GSJ R95792	鹿熊川中流	Mrl	L	73.07	0.36	14.37	2.01	0.03	0.29	2.03	3.79	3.57	0.09	99.60	0.8	73.51		
GSJ R95794	ぶなの道登山道	Mrl	I	71.76	0.39	15.37	2.60	0.04	0.66	1.41	3.06	3.90	0.08	99.26	2.4	72.48		

GSJ R95795	袴腰山	Mrl	I or L	70.45	0.46	15.04	3.18	0.10	0.88	2.60	3.26	3.37	0.11	99.44	4.9	71.07
GSJ R95797	庭月北方の沢	Mrl	Pm-SAL	72.48	0.34	14.36	2.28	0.08	0.53	2.18	3.50	3.80	0.08	99.63	3.6	72.91
GSJ R95798	庭月北方の沢	Mrl	Pm-SAL	76.66	0.29	12.42	1.67	0.03	0.46	1.86	3.20	3.08	0.08	99.75	1.2	76.98
GSJ R95799	八木ヶ鼻	Mrl	I	73.41	0.36	14.31	1.94	0.03	0.41	1.61	3.14	4.43	0.07	99.71	0.7	73.77
GSJ R95800	荒沢	Mrl	Pm-I	72.76	0.34	14.76	1.68	0.08	0.57	2.25	3.74	3.67	0.08	99.93	3.7	72.94
GSJ R95801	長野付近	Mrl	I	73.35	0.36	14.30	2.04	0.03	0.44	1.50	3.39	3.91	0.05	99.38	1.9	73.96
GSJ R95807	守門川	Mrl	I	74.68	0.33	13.78	1.74	0.04	0.09	1.95	3.67	3.37	0.08	99.73	1.3	75.02
GSJ R95808	守門川	Mrl	I	75.55	0.32	13.33	1.91	0.04	0.07	1.91	3.51	3.35	0.08	100.07	1.6	75.63
GSJ R95809	守門川	Mrl	I	74.32	0.31	13.76	1.80	0.03	0.08	1.89	3.69	3.48	0.08	99.43	1.3	74.88
GSJ R95810	守門川	Mrl	SAL	74.03	0.37	14.11	1.51	0.03	0.11	2.13	3.83	3.43	0.11	99.66	0.5	74.40
GSJ R95811	守門川	Mrl	SAL	72.19	0.38	14.42	2.32	0.08	0.65	2.30	3.52	3.60	0.11	99.58	3.8	72.67
GSJ R95812	山谷北西	Mbl	L?	53.40	1.04	18.55	8.96	0.15	3.58	9.11	2.55	0.92	0.33	98.59	3.8	54.66
GSJ R95813	能代川	Mbt	TB	53.91	0.93	19.33	7.33	0.12	3.20	9.36	2.61	1.40	0.37	98.55	1.4	55.11
GSJ R95814	金割鉱泉裏	Mbl	SAL?	60.13	0.82	18.54	4.74	0.10	2.11	6.51	3.08	2.09	0.35	98.47	3.2	61.36
GSJ R95818	高松	Mbi	I	54.65	0.91	19.17	7.49	0.05	3.91	9.08	2.14	1.29	0.23	98.93	4.8	55.67
GSJ R95819	猿毛岳北東沢	Mbl	SAL	52.60	0.83	19.25	7.86	0.13	3.67	10.59	2.38	1.13	0.31	98.73	1.4	53.70
GSJ R95820	猿毛岳北東沢	Mbl	L	58.63	0.82	18.25	5.65	0.11	2.53	7.35	3.06	2.04	0.45	98.88	2.2	59.64
GSJ R95822	猿毛	Mbl	L	56.82	0.91	18.15	6.79	0.13	3.05	8.08	2.74	1.82	0.33	98.81	1.9	57.90
GSJ R95823	猿毛	Mbl	L	56.58	0.91	18.10	6.75	0.13	3.07	8.17	2.77	1.80	0.33	98.60	1.7	57.78
GSJ R95824	加茂川	Mbl	L	55.27	0.65	18.29	6.65	0.12	4.90	8.51	2.81	1.11	0.47	98.75	2.4	56.34
GSJ R95825	加茂川	Mbl	L	55.76	0.65	18.31	6.42	0.12	4.67	8.22	2.79	1.28	0.41	98.63	1.3	56.91
GSJ R95826	加茂川	Mbl	SAL	62.43	0.86	16.35	5.51	0.14	2.11	5.37	3.33	2.41	0.29	98.82	2.1	63.54
GSJ R95832	長谷	Mbt	TB	57.10	0.93	18.26	6.74	0.12	2.78	7.80	2.75	1.97	0.31	98.75	1.8	58.22
GSJ R95833	長谷	Mbl	L	56.73	0.69	18.41	6.18	0.10	4.25	7.78	2.77	1.61	0.37	98.89	2.1	57.73
GSJ R95834	長谷	Mbl	SAL	55.17	0.95	18.89	7.24	0.13	3.15	8.71	2.67	1.61	0.32	98.82	1.5	56.24
GSJ R95835	下土倉	Mbt	Sc-TB	55.12	1.15	18.90	6.94	0.11	3.09	9.00	2.66	1.64	0.29	98.91	1.8	56.13
GSJ R95836	上土倉	Mbt	TB	55.73	0.81	18.48	6.91	0.13	3.29	8.57	2.43	1.90	0.33	98.58	1.0	56.94
GSJ R95837	上土倉	Mbt	TB	55.86	0.81	18.72	6.93	0.13	3.23	8.66	2.59	1.69	0.31	98.93	1.2	56.86
GSJ R95840	上土倉	Mbi	I?	57.71	0.97	17.78	7.18	0.13	2.93	7.17	2.96	1.91	0.31	99.04	2.2	58.69
GSJ R95841	上戸倉西方	Mbi	転石	66.23	0.81	16.48	4.17	0.07	0.44	4.07	3.88	2.59	0.27	99.00	1.7	67.19
GSJ R95843	上戸倉西方	Mbi	転石	62.47	0.97	17.39	6.58	0.05	0.47	4.40	3.32	2.42	0.32	98.38	3.8	63.93
GSJ R95844	薬師山(加茂市)東方	Mrt	B in Pm-VB	62.10	0.85	16.40	5.86	0.14	2.14	5.37	3.23	2.60	0.29	98.99	1.8	63.11
GSJ R95847	大古原山	Mbi	I	59.21	1.03	16.63	7.75	0.14	2.52	6.24	3.26	1.76	0.36	98.89	2.1	60.34
GSJ R95848	宮寄上西方	Mbi	D	55.57	1.01	18.02	8.91	0.10	3.11	7.74	2.84	1.19	0.36	98.83	1.9	56.74
GSJ R95849	宮寄上西方	Mbi	D	55.20	0.98	18.40	8.12	0.12	3.27	8.29	2.95	1.19	0.36	98.87	1.3	56.30
GSJ R95853	守門川	Mbl	L	53.38	0.96	17.45	7.66	0.13	6.34	9.61	2.38	0.82	0.23	98.96	3.4	54.37
GSJ R95854	二日町付近	Mbl	SAL	57.98	1.14	17.39	7.21	0.13	2.78	7.94	2.94	1.30	0.33	99.14	1.9	58.92
GSJ R95855	二日町付近	Mbl	L	61.08	1.07	16.47	6.40	0.13	2.61	6.42	2.89	1.47	0.30	98.84	3.8	62.20

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PHILIPS社製PW1404を使用した。分析には1:10希釈のガラスビードを用いた。(1)地質図及び本文を参照。(2)I:貫入岩, D:岩脈, S:シル, L:溶岩, SAL:水中自破碎溶岩, VB:火山角礫岩, TB:凝灰角礫岩, LP:火山礫凝灰岩, B:岩塊, EB:本質岩塊, P:ペペライト, Br:角礫状, Sc-:スコリア質, Pm-:軽石質。*全鉄をFe₂O₃として示す。**灼熱減量, ***100%に再計算したデータに基づく。

付表3 七谷層流紋岩火山砕屑岩の斑晶鉱物組み合わせ（実体顕微鏡観察による）

試料番号	採取地点	産状	斑晶鉱物(1)				備考 (2)
			Pl	Opq	Qtz	苦鉄質鉱物	
08060601	ヒメサユリ森林公園	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
08060603	ヒメサユリ森林公園	軽石凝灰角礫岩	*	*		?	
08060614	ヒメサユリ森林公園	軽石火山礫凝灰岩	*			?	
08060608	ヒメサユリ森林公園	軽石火山礫凝灰岩	*			?	
08051511	鹿熊川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Cpx, Hbl	
08051512	鹿熊川	軽石凝灰角礫岩	*	*		Hbl	
08061401A	鹿熊川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Opx?	
07102921	鹿熊川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
07060515	駒出川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Opx?, Cpx?	Kpw
07060516	五十嵐川	軽石凝灰角礫岩	*	*		Opx?, Cpx?	Kpw
08061006	五十嵐川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Opx	Kpw
07060520T	五十嵐川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Cpx?	Igw
08061002	五十嵐川	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Cpx, Hbl	Igw
08061018	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*			Opx	Kpw
08061019	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		Opx?, Cpx?	Kpw
08101405	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	Kpw?
08101401	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
08101404A	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
08101404B	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
08101412	一ノ沢	軽石火山礫凝灰岩	*	*		?	
08101609	濁沢	軽石凝灰角礫岩	*	*	*	?	
08101604C	濁沢	軽石凝灰角礫岩	*	*	*	?	
08101604D	濁沢	軽石凝灰角礫岩	*	*	*	Opx?	

(1) Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Opq: 不透明鉱物, Opx: 斜方輝石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, *: 存在, ?: 変質のため不明確. (2) 黒川ほか(1998)による記載との対応関係. Kpw: 駒出川灰白色パミス質凝灰岩, Igw: 五百川パミス質凝灰岩.

付表4 猿毛岳火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表

試料番号	採取地域	地質・岩相 区分(1)	産状(2)	斑晶鉱物(3)						岩石名 (4)	組織 (5)	全岩SiO ₂ (wt.%) (6)	
				Pl	Opx	Cpx	Ol	Qtz	Opq				
GSJ R95812	山谷北西	Mbl	L?	◎	+	+	+				BA	P	54.66
GSJ R95813	能代川	Mbt	TB	◎	+	+					BA	P	55.11
GSJ R95814	金割鉱泉裏	Mbl	SAL?	◎	○	○				+	A	P	61.36
GSJ R95815	金割鉱泉南方	Mbt	VB	◎		+	○				BA	P	
GSJ R95816	高松	Mbi	l?	◎	+	○	(○)			+	BA	P	
GSJ R95817	高松	Mbl	L or l	◎	○	○					BA	P	
GSJ R95818	高松	Mbi	l	◎		○	(○)			+	BA	P	55.67
GSJ R95819	猿毛岳北東沢	Mbl	SAL	◎	+	○	+			+	BA	P	53.70
GSJ R95820	猿毛岳北東沢	Mbl	L	◎	+	○				+	A	P	59.64
GSJ R95821	猿毛岳北東沢	Mbl	SAL	◎	+	○					BA	P	
GSJ R95822	猿毛	Mbl	L	◎	+	○				+	A	P	57.90
GSJ R95823	猿毛	Mbl	L	◎	+	○				+	A	P	57.78
GSJ R95824	加茂川	Mbl	L	◎	+	+			tr		BA	P	56.34
GSJ R95825	加茂川	Mbl	L	◎	+	+					BA	P	56.91
GSJ R95826	加茂川	Mbl	SAL	○	+	+				+	D	P	63.54
GSJ R95827	長谷	Mbt	LP	◎	+	+					BA	P	
GSJ R95828	長谷	Mbt	Sc-TB	◎	+	+			+		BA	P	
GSJ R95829	長谷	Mbt	Sc-TB	◎	+	+				+	A	P	
GSJ R95830	長谷	Mbt	Sc-TB	◎	+	+	?				BA	P	
GSJ R95831	長谷	Mbt	Sc-TB	◎		○			tr	○	A	P	
GSJ R95832	長谷	Mbt	TB	◎	+	+					A	P	58.22
GSJ R95833	長谷	Mbl	L	◎	+	+	(+)				A	P	57.73
GSJ R95834	長谷	Mbl	SAL	◎	tr	+					BA	P	56.24
GSJ R95835	下土倉	Mbt	Sc-TB	◎		+					BA	P	56.13
GSJ R95836	上土倉	Mbt	TB	◎	+	+	(+)		tr	+	BA	P	56.94
GSJ R95837	上土倉	Mbt	TB	◎	+	+	+		tr	+	BA	P	56.86
GSJ R95838	上土倉	Mbi	l	○	+	+				+	A	P	
GSJ R95839	上土倉	Mbi	l?	◎	+	○	(○)			+	BA	P	
GSJ R95840	上土倉	Mbi	l?	◎	+	+				+	A	P	58.69
GSJ R95841	上戸倉西方	Mbi	転石	○	+	+				+	D	P	67.19
GSJ R95842	上戸倉西方	Mbi	l	◎	+	○	(+)				BA	P	
GSJ R95843	上戸倉西方	Mbi	転石	○	+	+				+	D	P	63.93
GSJ R95844	薬師山(加茂市)東方	Mrt	B in Pm-VB	○	+	+				+	D	P	63.11
GSJ R95845	石高城山付近	Mbi	l	◎		○	(+)			+	BA	P	
GSJ R95846	下高柳	Mbi	崖錐	+	+	+				+	A or D	A	
GSJ R95847	大古原山	Mbi	l	○	+	+				+	A	P	60.34
GSJ R95848	宮寄上西方	Mbi	D	◎	+	○	(+)			+	BA	P	56.74
GSJ R95849	宮寄上西方	Mbi	D	◎	+	○				+	BA	P	56.30
GSJ R95850	守門川	Mbt	Sc-LP	○	+	+	(+)			+	BA	P	
GSJ R95851	守門川	Mbt	Sc-LP	+		+	(+)		tr		BA	P	
GSJ R95852	守門川	Mbt	Sc-LP	○	+	+	(+)				BA	P	
GSJ R95853	守門川	Mbl	L	○	+	+	(○)		+		BA	P	54.37
GSJ R95854	二日町付近	Mbl	SAL	◎	+	+				+	A	P	58.92
GSJ R95855	二日町付近	Mbl	L	◎	+	○				+	A	P	62.20

(1) 地質図及び本文を参照。(2) l:貫入岩, D:岩脈, L:溶岩, SAL:水中自破碎溶岩, VB:火山角礫岩, TB:凝灰角礫岩, LP:火山礫凝灰岩, B:岩塊, Sc-:スコリア質, Pm-:軽石質。(3) Cpx:単斜輝石, Ol:かんらん石, Opq:不透明鉱物, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Qtz:石英, ():仮像。斑晶量:多い◎>○>+少ない, tr:ごく微量, ?:変質のため不明。(4) BA:玄武岩質安山岩, A:安山岩, D:デイサイト。(5) P:斑状, A:無斑晶質。(6) 100%に再計算したデータに基づく。

付表5 重倉山火山岩部層を構成する岩石の岩石記載表

試料番号	採取地域	地質・岩相 区分(1)	産状(2)	斑晶鉱物(3)							岩石名 (4)	組織 (5)	全岩SiO ₂ (wt.%) (6)
				Pl	Qtz	Opx	Cpx	Hbl	Bt	Opq			
GSJ R95774	宝山	Mrl	I	○		?	?	(+)		+	R or D	P	
GSJ R95775	山谷北西	Mrl	Pm-I (Br)	◎		+	○	+			D	P	
GSJ R95776	加茂市長谷	Mrl	I (Br)	◎		○		○		+	R	P	71.19
GSJ R95777	加茂市長谷	Mrl	I (Br)	◎		○		+		○	R	P	
GSJ R95778	薬師山(加茂市)	Mrl	I	◎		+		+	tr	+	R	P	72.51
GSJ R95779	薬師山(加茂市)	Mrl	I	◎		+		+		+	R	P	
GSJ R95780	石高城山	Mrl	転石	◎		?	?	+		+	R	P	
GSJ R95781	加茂川	Mrl	Pm-I (P)	◎	tr	+		+	+	+	R	P	73.00
GSJ R95782	薬師山(三条市)南西	Mrl	Pm-SAL	◎	+	+		+	+	+	R	P	73.16
GSJ R95783	薬師山(三条市)北西	Mrl	Pm-I or L	◎	+	+		+	+	+	R	P	73.15
GSJ R95784	重倉山北方	Mrl	I or L	◎	+			+	+	+	R	P	
GSJ R95785	重倉山北方	Mrl	I or L	(○)	○			+	+	+	R	P	
GSJ R95786	重倉山北方	Mrl	I or L	◎	+			?	+	+	R	P	
GSJ R95787	蝶名林付近	Mrl	Pm-SAL	◎	+			+	+	+	R	P	
GSJ R95788	中浦川	Mrl	I or L	◎	+			+	○	○	R	P	74.52
GSJ R95789	中浦川	Mrl	L	◎	○			+	+	+	R	P	73.42
GSJ R95790	鹿熊川上流	Mrl	I	○	+				+	+	R	P	
GSJ R95791	鹿熊川中流	Mrl	L	◎	+	?	?	+	?	+	R	P	73.69
GSJ R95792	鹿熊川中流	Mrl	L	◎		(+)		+		+	R	P	73.51
GSJ R95793	祓川北方枝沢	Mrl	I	◎	+	(+)		+	+	+	R	P	
GSJ R95794	ぶなの道登山道	Mrl	I	◎	+			+	+	+	R	P	72.48
GSJ R95795	袴腰山	Mrl	I or L	◎		+		+		+	R	P	71.07
GSJ R95796	袴腰山南方	Mrl	転石	◎				+	+	+	R	P	
GSJ R95797	庭月北方の沢	Mrl	Pm-SAL	◎	+	+		+	+	+	R	P	72.91
GSJ R95798	庭月北方の沢	Mrl	Pm-SAL	◎	+			+	+	+	R	P	76.98
GSJ R95799	八木ヶ鼻	Mrl	I	◎	+			+	+	+	R	P	73.77
GSJ R95800	荒沢	Mrl	Pm-I	◎	+	+		+	○	+	R	P	72.94
GSJ R95801	長野付近	Mrl	I	◎	+			+	+	+	R	P	73.96
GSJ R95802	牛野尾北方の沢	Mrl	Pm-I (Br)	◎	tr				+	+	R	P	
GSJ R95803	守門川	Mrl	I	◎	○			+	+	+	R	P	
GSJ R95804	守門川	Mrl	I	◎	+			(+)	+	+	R	P	
GSJ R95805	守門川	Mrl	I	◎	tr			+	+	+	R	P	
GSJ R95806	守門川	Mrl	I	◎	+	+		+	+	+	R	P	
GSJ R95807	守門川	Mrl	I	◎	+				+	+	R	P	75.02
GSJ R95808	守門川	Mrl	I	◎	+				+	+	R	P	75.63
GSJ R95809	守門川	Mrl	I	◎	+			?	+	+	R	P	74.88
GSJ R95810	守門川	Mrl	SAL	◎				+	+	+	R	P	74.40
GSJ R95811	守門川	Mrl	SAL	◎		+		+	+	+	R	P	72.67

(1) 地質図及び本文を参照。(2) I:貫入岩, L:溶岩, SAL:水中自破碎溶岩, Br:角礫状, P:ペペライト, Pm-:軽石質。(3) Bt:黒雲母, Cpx:単斜輝石, Hbl:普通角閃石, Opq:不透明鉱物, Opx:斜方輝石, Pl:斜長石, Qtz:石英, (○):仮像。斑晶量:多い◎>○>+少ない, tr:ごく微量, ?:変質のため不明。(4) R:流紋岩, D:デイサイト。(5) P:斑状, A:無斑晶質。(6) 100%に再計算したデータに基づく。

Geology of the Kamo District

By

Takashi KUDO*, Takayuki UCHINO*, Taku KOMATSUBARA*,
Yutaka TAKAHASHI** and Yukio YANAGISAWA*

(Written in 2010)

(ABSTRACT)

Outline

The Kamo district is situated in the central part of Niigata Prefecture, central Honshu. This district covers the area between latitude 37° 30' 10.8" N and 37° 40' 10.8" N, and between longitude 139° 59' 48.4" E and 139° 14' 48.3" E (latitude 37° 30' N and 37° 40' N, longitude 139° 00' E and 139° 15' E, referred to the Tokyo Datum). This district is occupied in its western part by the Kanbara Mountains, in the western part by the Shitada Hills, Niitsu Hills and Shitada Basin and in northwestern edge by the Echigo Plain. The geology of this district is divided into the Lower Jurassic accretionary complex, Upper Cretaceous plutonic rocks, Neogene to Lower Pleistocene and Middle Pleistocene to Holocene (Fig. 1).

Lower Jurassic

Lower Jurassic accretionary complex (the Senmi Complex) of the Ashio Terrane is distributed in the eastern part of the Kamo district, located at the southwestern part of the Kanbara Mountains. The Senmi Complex is intruded by Upper Cretaceous plutonic rocks. It is also unconformably overlaid by or in fault contact with Neogene and intruded by the Neogene intrusive rocks. The Senmi Complex consists of alternating beds of sandstone and mudstone, and blocks of mafic rock, limestone, chert, sandstone and mixed rock. The Senmi Complex is subdivided into the Takiya Subcomplex, which is characteristic of clastic rocks, and the Kando Subcomplex, which is characteristic of mafic rock and chert (Fig. 1). The Takiya Subcomplex is seated tectonically below the Kando Subcomplex. The former is late Early Jurassic in age, namely late Pliensbachian and middle Toarcian to late Toarcian (or Aalenian?). The latter is early Early Jurassic in age, namely Hettangian.

Upper Cretaceous

Upper Cretaceous plutonic rocks in this area are composed mainly of Late Cretaceous coarse-grained biotite granite with minor amounts of fine-grained gabbro and medium-grained hornblende-biotite granodiorite. The fine-grained gabbro appears as blocks and dikes in the coarse-grained biotite granite and the Lower Jurassic Senmi Complex. The medium-grained hornblende-biotite granodiorite appears as dikes in the Senmi Complex.

Neogene to Lower Pleistocene

The Neogene to Lower Pleistocene is divided into the Tonoiri, Otani, Nanatani, Minamiimogawa, Kakuma, Minagawa, Furuto, Komagome, Honai and Akatani Formations in ascending order (Fig. 1).

The Tonoiri Formation is mainly non-marine deposits composed of conglomerate, sandstone and mudstone. This formation unconformably overlies the Lower Jurassic Senmi Complex.

The Otani Formation conformably overlies or onlaps the Tonoiri Formation. This formation is bathyal deposits composed of dark gray to gray bedded mudstone with thick rhyolite and basalt to andesite volcanoclastic rocks. These volcanoclastic rocks and simultaneous intrusive rocks comprise complex volcanic bodies.

The Nanatani Formation is conformable with the underlying Otani Formation. This formation consists of bathyal deposits composed mainly of light gray massive mudstone with intercalated rhyolite and basalt to andesite volcanoclastic rocks. A glauconite

* Institute of Geology and Geoinformation

** Research Planning Office of Geological Survey and Applied Geoscience

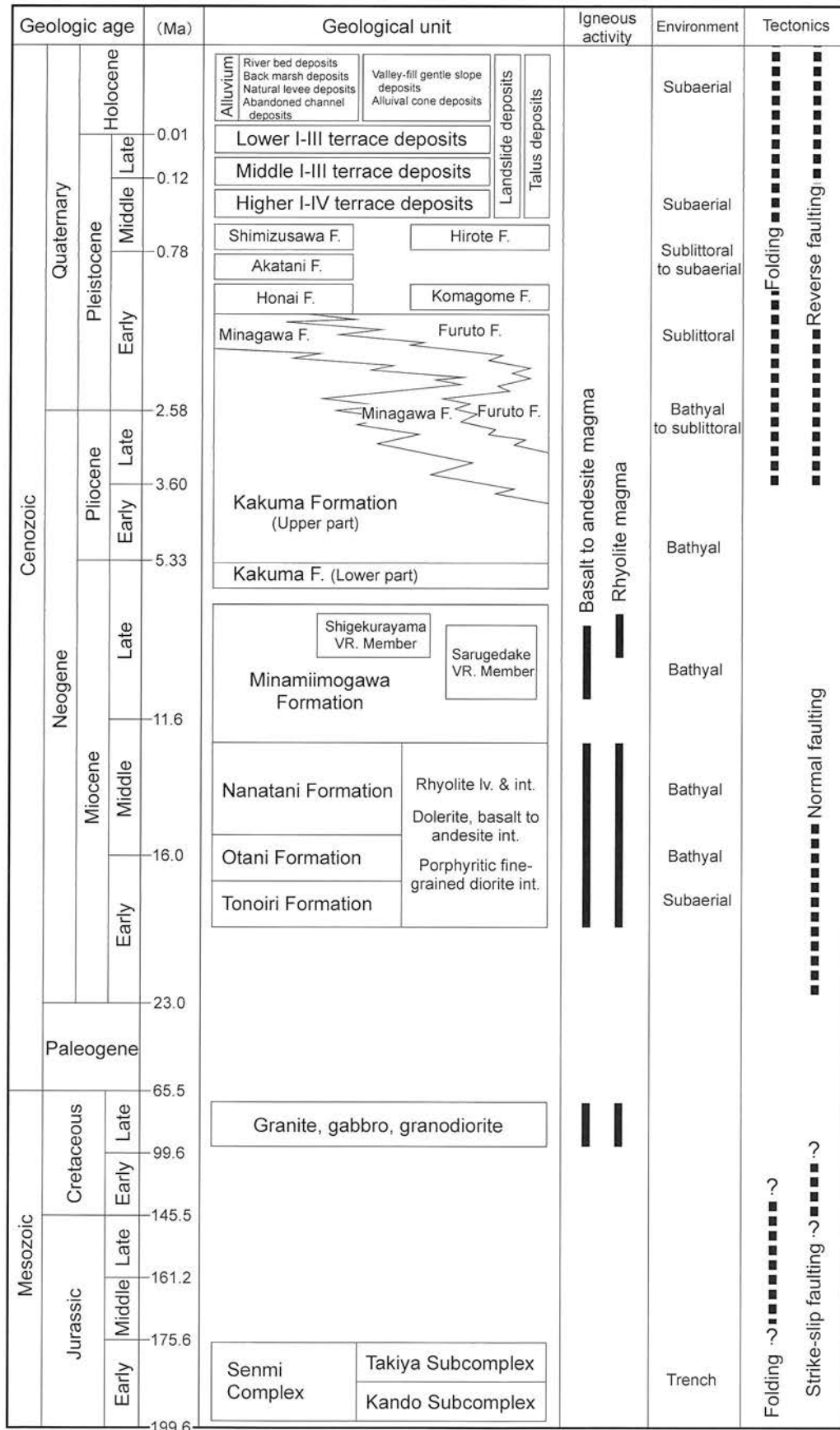


Fig. 1 Summary of geology in the Kamo district
 F.: Formation, VR.: Volcanic Rock, lv.: lava, int.: intrusive rocks.

sandstone bed occurs in the uppermost part of this formation.

Early to Middle Miocene intrusive rocks of dolerite and basalt to andesite, rhyolite and porphyritic fine-grained diorite are distributed in the Senmi Complex, Upper Cretaceous plutonic rocks and Tonoiri, Otani, and Nanatani Formations. Dolerite and basalt to andesite, and porphyritic fine-grained diorite occurs as dikes and sills. Rhyolite forms clusters of domes and dike swarms.

The Minamiimogawa Formation is conformable with the underlying Nanatani Formation. This formation is bathyal deposits composed mainly of black gray to dark gray massive mudstone and dark green gray diatomaceous massive mudstone intercalated with Sarugedake and Shigekurayama Volcanic Rock Members. The Sarugedake Volcanic Rock Member forms subaqueous composite volcano bodies composed of basaltic andesite to dacite lava, volcanoclastic and intrusive rocks. The Shigekurayama Volcanic Rock Member forms subaqueous and shallow intruded dome clusters composed of rhyolite lava, volcanoclastic and intrusive rocks.

The Kakuma Formation is basin floor and shelf slope deposits composed of lower green gray massive mudstone and upper blue gray to gray massive mudstone. The upper part is intercalated with turbidite sandstone or calcareous sandstone. A hiatus of approximately 0.5 to 1.5 million years is recognized between the Kakuma, and Minamiimogawa Formations.

Boundaries of lithofacies among the Kakuma, Minagawa and Furuto Formations intersect obliquely with iso-time planes because of progradation from east to west and transgression and retrogression caused by relative sea level changes (Fig. 1).

The Minagawa Formation is outer to inner shelf deposits composed mainly of strongly bioturbated massive sandy mudstone and muddy sandstone.

The Furuto Formation is inner shelf to shoreface deposits composed mainly of bioturbated massive sand.

The Komagome Formation unconformably overlies the Furuto Formation. This formation is estuary and partly fluvial deposits composed of blue gray mud, sandy mud, sand and gravel.

The Honai Formation is conformable with the underlying Minagawa Formation. This formation is shoreface to beach and partly fluvial deposits composed of sand and gravel.

The Akatani Formation unconformably overlies the Honai Formation. This formation is estuary and partly fluvial deposits composed of blue gray mud, sandy mud, sand and gravel.

Age of each formation estimated from biostratigraphy, tephra stratigraphy and fission-track age is as follows; Tonoiri Formation: about 18-17 Ma, Otani Formation: about 17-15 Ma, Nanatani Formation: about 15-12.3 Ma, Minamiimogawa Formation: about 12.3-7.2 Ma, Kakuma Formation: about 6.5-1.5 Ma, Minagawa Formation: about 3.5-1 Ma, Furuto Formation: about 2.7-1 Ma, Komagome Formation: after 1.6 Ma, Honai Formation: after 1.3 Ma, Akatani Formation: after 1 Ma.

Middle Pleistocene to Holocene

The Middle Pleistocene to Holocene comprises the Hirote Formation, Shimizusawa Formation, terrace deposits, Alluvium, landslide deposits, valley-fill gentle slope deposits and talus deposits (Fig. 1).

The Hirote Formation is distributed in and surrounding the Shitada Basin, and clino-unconformably overlies the Komagome Formation. This formation consists of sand and mud accompanied with basal gravels and humic soil.

The Shimizusawa Formation is exposed in the western margin of the Shitada Hills. It unconformably overlies the Honai and Akatani Formations, and consists of sand and mud with basal gravels.

The higher terrace deposits are subdivided into four units. They comprise hard-weathered gravels and are covered with reddish tephric loam.

The middle terrace deposits are subdivided into three units. They comprise weathered gravels and are covered with brownish tephric loam.

The lower terrace deposits are subdivided into three units. They comprise ill-weathered or fresh gravels and are covered with dark brownish tephric loam or Kuroboku soil.

Alluvium is distributed in the Echigo Plain and the area along rivers, and its thickness attains to 60 m at the north-western margin of this district.

Geologic structure

The Lower Jurassic Senmi Complex had several tectonic movements since the Early Jurassic. Although the Kando Subcomplex and Takiya Subcomplex are intricately distributed by the post-accretion faults, they are considered to form a syncline together. The Senmi Complex is structurally characterized by the NE-SW trending faults.

The Neogene to Quaternary is structurally characterized by the prevalence of NE-SW trending faults and folds. Furthermore, some NW-SE trending structures are recognized in some parts of the district. The geologic structure of the Neogene Niigata sedimentary basin is approximately controlled by these two trending structural elements. The most of these structures probably have been formed by reverse faulting since 3.5 Ma.

The Lower to Upper Miocene in the eastern area shows homocline structure that dips toward the west without remarkable folding. On the other hand, the Pliocene to Lower Pleistocene in the western area has many tight foldings and faults and they form a complex

structure.

The NNE-SSW and NE-SW trending active faults and active folds occur in this district. The Sanjo Tilting Zone is the most active late Quaternary structure in this area. Its mean slip rate is 1.0 mm/yr since the late Pleistocene, and it has close relationship with the blind thrust under the eastern margin of the Echigo Plain.

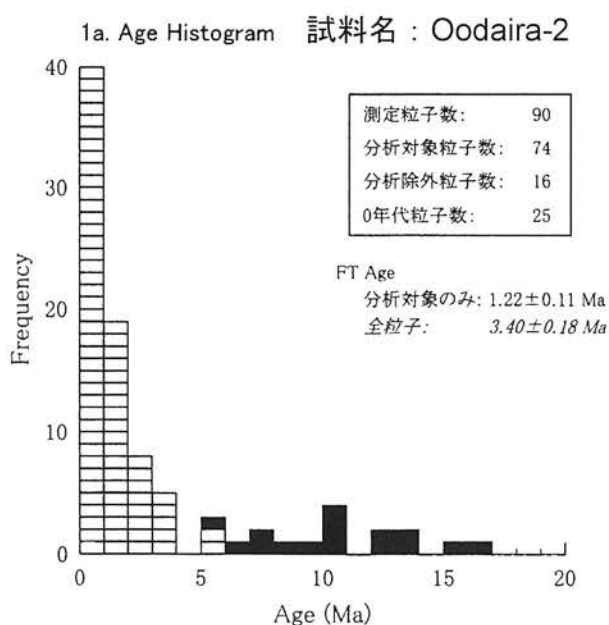
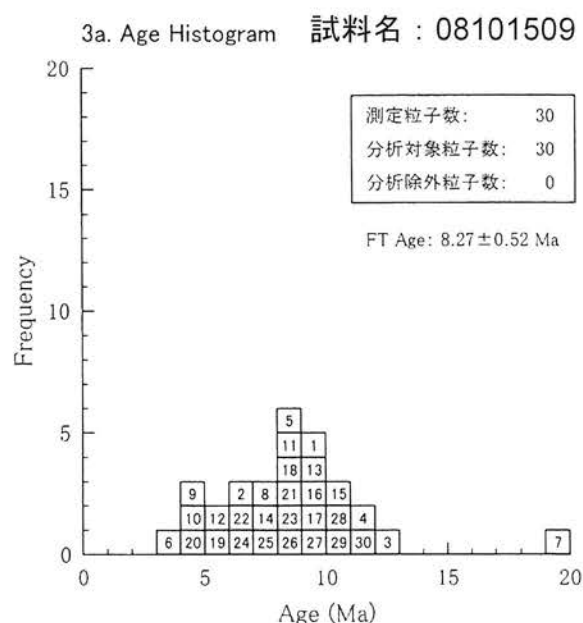
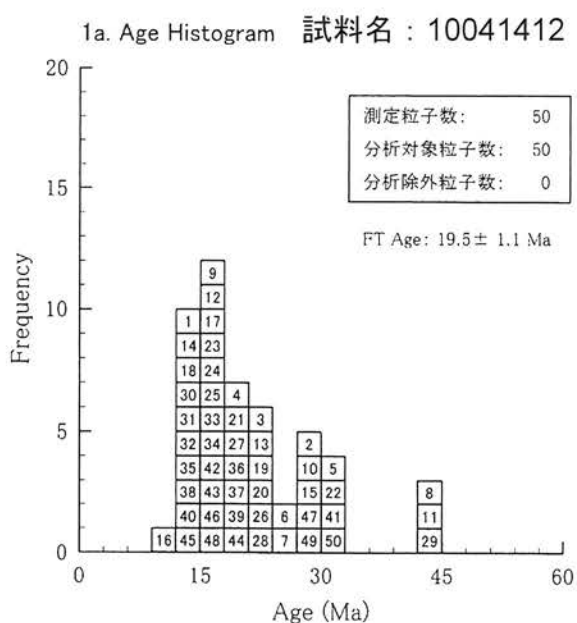
巻末資料 フィッション・トラック年代測定結果

5万分の1地質図幅「加茂」の作成にあたり、計3試料のフィッション・トラック (FT) 年代測定を行なった。測定は株式会社フィッション・トラックに依頼した。測定結果を巻末資料第1表に、年代ヒストグラムを巻末資料第1図に示す。以下にそれぞれの測定結果について、測定者による所見を記載する。

1. 試料名：10041412

試料条件：本試料には大量の黄鉄鉱が含まれ、かつジルコン結晶が極細粒であったため分離条件の厳しい試料であった。また細粒であるために、色調や結晶形の特徴及び粒子間の均質性がとらえにくく、ランダムに測定することとした。ただし解析精度を向上させるため、測定粒子を50粒子に増やした。

測定結果：ランダムに測定した50粒子データのまとまりはよく、 χ^2 検定に合格した。したがって全測定粒子を同一



巻末資料第1図 フィッション・トラック年代ヒストグラム

巻末資料第1表 フィッション・トラック年代測定結果

試料名	地質区分	採取地点	測定鉱物	(1) 測定方法	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡		誘発核分裂飛跡		(2), (3) 熱中性子線量		(4) 相関係数 r	(5) χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	(6), (7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$		測定者
						ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_i (cm^{-2})	N_i	ρ_d ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)	N_d				Age $\pm 1\sigma$	測定者	
10041412	上戸倉-大谷テフラ(Kmt)	地点12 (付図2)	ジルコン	ED1	50	1.68×10^6	644	2.36×10^6	907	13.28	3983	0.440	92	170	19.5 \pm 1.1	岩野英樹	
08101509	重倉山火山岩部層(流紋岩貫入岩)	地点71 (付図2)	ジルコン	ED2	30	3.66×10^6	309	3.40×10^6	2871	19.67	4722	0.587	46	160	8.3 \pm 0.5	岩野英樹	
Oodaira-2	大平軽石(Odp)	Th2-5 (付図2)	ジルコン	ED2	74	6.14×10^4	123	2.40×10^6	4812	12.83	4619	0.475	18	160	1.2 \pm 0.1	檀原 徹	
Oodaira-2 (全粒子)	大平軽石(Odp)	Th2-5 (付図2)	ジルコン	ED2	90	1.90×10^5	442	2.67×10^7	6188	12.83	4619	0.730	0	170	3.4 \pm 0.2	檀原 徹	

(1) 測定方法：外部ディテクター法 (内部面:ED1, 外部面:ED2)

(2) 熱中性子線量ガラス：NIST-SRM612

(3) 照射場所：日本原子力研究所 JRR-3号炉 気送管

(4) r： ρ_s と ρ_i の相関係数

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

(6) 年代値 $T = (1/\lambda_0) \cdot \ln[1 + \lambda_0 \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$ (ED1は $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差： $\sigma_T = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_i + 1/\sum N_d + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$

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

(9) 岩野： ζ ED1 = 414 \pm 3; ζ ED2 = 391 \pm 4 (Danbara and Iwano, 2009)

檀原： ζ ED1 = 416 \pm 3; ζ ED2 = 371 \pm 4 (Danbara and Iwano, 2009)

測定機関：株式会社 京都フィッション・トラック

年代集団とみなし、報告値を算出した。本値は予想年代より有意に古い、識別できない外来結晶の混入によるものか、あるいは本値がより妥当な堆積年代を示すのかさらに検討が必要であることを付記する。

2. 試料名：08101509

試料条件：本試料は桃色を呈する均質な自形ジルコン結晶を豊富に含み、良質なFT年代試料である。ごく一部の粒子に外部効果が見られたが、粒子の選別をすることによる年代測定への影響はないと判断し、外部面 (ED2法) を採用した。

測定結果：測定した30粒子データのまとまりはよく、 χ^2 検定に合格した。したがって全測定粒子を同一年代集団に属するものとみなし、報告値を算出した。

3. 試料名：Oodaira-2

試料条件：本試料は豊富なジルコン結晶を含むが少なくとも4種類以上の異種年代粒子が混在する。その中で明瞭に古いものから順に、①紫色で磨耗し、著しく高い自発FT密度をもち Mesozoic と推定されるもの5%、②褐色で稜が丸く高い自発FT密度をもち Paleogene と推定されるもの10%、③赤色の自形結晶で自発FT密度から Neogene と推定されるもの40%、④無色～桃色の自形結晶で自発FT密度から第四紀と推定されるもの45%である。うち明らかに外来と考えられる①、②は対象から除外した。③の多くは外来の証拠となる短縮FTが観察されるが念のため10粒子以上を測定した。④こそ本質結晶の可能性が高いものの、これ以上の選別は人為性の介入の危険が高く行っていない。客観性の高い年代情報を得るため、本測定ではできる限り粒子の選別はせず、通常の3倍の90粒子を対象に測定作業を実行した。

測定結果：90粒子データは③粒子群を含め粒子データがばらつき、 χ^2 検定にも失格する。そのため③粒子群に属する粒子年代の古い結晶を順に除外していくと、16粒子を除外したところでいきなり $P(\chi^2) = 18\% > 5\%$ と χ^2 検定に合格した。残る74粒子中には見かけ上明らかな異質性は認められない。したがってこれら74粒子を単一年代集団に属するものとみなし、報告値を算出した。

執筆分担

第 1 章 地形	小松原 琢
第 2 章 地質概説	工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫
第 3 章 下部ジュラ系	内野隆之
第 4 章 上部白亜系	高橋 浩
第 5 章 新第三系～下部更新統	工藤 崇・柳沢幸夫
第 6 章 中部更新統～完新統	小松原 琢
第 7 章 地質構造	工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・柳沢幸夫
第 8 章 応用地質	工藤 崇・小松原 琢・内野隆之

文献引用例

工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫 (2011) 加茂地域の地質. 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, 162p.

章単位での引用例

小松原 琢 (2011) 加茂地域の地質, 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

Kudo, T., Uchino, T., Komatsubara, T., Takahashi, Y. and Yanagisawa, Y. (2011) Geology of the Kamo district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 162p. (in Japanese with English abstract 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Komatsubara, T. (2011) Geology of the Kamo district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-2.

地域地質研究報告 (5 万分の1地質図幅) 加茂地域の地質
平成 23 年 7 月 22 日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 岩見印刷株式会社